

Diverse Berichte

Geologie.

Allgemeines.

- Viola, C.: Commemorazione del socio straniero FERDINANDO ZIRKEL. (Rend. d. R. Acc. dei Lincei. Cl. sc. fis., mat. e nat. (5a.) **22**. 393—399. 1913.)
- Diener, C.: † FRIEDRICH TELLER. (Centralbl. f. Min. etc. 1913. 119—122.)
- Lachmann, R.: Ekzeme als geologische Chronometer. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. Monatsber. 1912. **34**. 553—562. 5 Fig.)
- Küster, E.: Über Zonenbildung in kolloidalen Medien. Jena 1913. 111 p. 53 Fig.
- Liesegang, R. E.: Geologische Diffusionen. Dresden und Leipzig 1913. 180 p. 44 Fig.
- Kay, G. F. and J. H. Less: Iowa Geological Survey Ann. Rep. 1910 and 1911. Mineral Production in Iowa in 1909 and 1910. Underground water resources of Iowa 1912. **21**. 1214 p. 18 Taf. 7 Fig.

Dynamische Geologie.

Innere Dynamik.

T. Anderson: The volcano of Matavanu in Savaii. (Quart. Journ. Geol. Soc. **66**. 1910. 621—639. Taf. 45—52.)

Beschreibung dieses, dem Kilauea sehr ähnlichen Vulkanes, speziell der Eruption von 1905—1906. Während aber beim Kilauea ein Abfluß des Lavasees nicht mit Sicherheit festgestellt werden kann, strömt am Matavanu die Lava vom Krater aus in Kanälen bis ins Meer. **Hans Philipp.**

C. Solá: Calcul de la profondeur des hypocentres sismiques. (Compt. rend. **149**. II. 536—539. 1909.)

Die Herdtiefenberechnungen, die man mittels des Hodographen, der Indikatrix oder der Gleichung von Cancani macht, sind sehr wenig be-

friedigend. Verf. sucht eine einfache, aber exakte Methode, für welche die Daten eines einzigen Seismogrammes genügen. Letzteres soll, damit man die Stoßstrahlen als annähernd geradlinig voraussetzen darf, bei sehr starken Erdbeben in höchstens 500 km Epizentraldistanz, bei leichteren in höchstens 200 km Entfernung aufgenommen sein. Ist V die Geschwindigkeit der longitudinalen Erdwellen, δ die Epizentraldistanz in Kilometern, $t_3 - t_1$ die Differenz der Eintrittszeiten der ersten Vorläufer und der Hauptwellen in Sekunden, χ die Hypozentraldistanz des Beobachtungsortes, vermindert um die Herdtiefe p , in Kilometern und schließlich die Geschwindigkeit der Hauptwellen = 3,4 km/sec., so ist

$$(I) \dots \chi = \frac{V}{3.4} [\delta - (t_3 - t_1) 3.4]$$

$$(II) \dots p = \frac{1}{2} \left(\frac{\delta^2}{\chi} - \chi \right)$$

$$(III) \dots V = 5,5 + 0,0206 p \text{ (nach BENDDORF).}$$

Man berechnet nun V unter der Annahme irgend eines p -Wertes p_1 aus (III), hieraus dann χ nach (I) und schließlich p nach (II); dann setzt man $\frac{p + p_1}{2}$ in (III) ein u. s. f., bis Formel (II) dasjenige p_n ergibt, das man in (III) eingesetzt hat; so ergab sich:

Datum 1909	Epizentrum in	Beobachtungsort	Instrument	δ	p
23. April	Portugal	Fabra-Observat.	Cancani	900	55
"	"	Cartuja (Granada)	Wiechert	500	51
11. Juni	Provence	Fabra-Observat.	Vicentini	360	61
2. August	Portugal	Cartuja	Vertikalpendel	500	45

Die Übereinstimmung ist trotz der sehr großen Epizentraldistanz der zwei ersten Beobachtungen gut.

Vernachlässigt man die Herdtiefe p , so wird $\chi = \delta$ und Formel (I) ergibt [für $V = 7$ km. Ref.]: $\delta = 6,6 (t_3 - t_1)$, gültig für Epizentraldistanzen von etwa 200—1000 km, z. B.:

Datum	Epizentrum in	Beobachtungsort	δ tatsächlich	δ berechnet
28. 12. 1908	Messina	Fabra-Observat.	1200	1188
23. 4. 1909	Portugal	" "	900	904
" " "	"	Cartuja	500	515
11. 6. 1909	Provence	Fabra-Observat.	360	403

[Die Berechnungen der Herdtiefen mittels der Wendepunkte des A. SCHMIDT'schen Hodographen ergaben seinerzeit als Mittelwerte der „Maximaltiefen“ und der „Minimaltiefen“ $p = 10$ km für das Mino-Owari-Beben und $p = 380$ km für das Sinjaner Beben. Ref.] Johnsen.

L. Fabry: Sur le tremblement de terre de Provence (11 juin 1909). (Compt. rend. 149. II. 170—172. 1909.)

Das Provence-Beben vom 11. Juni 1909 hatte sein Epizentrum zwischen Salon und Lambesc. Die erstere Stadt wurde von einem steilen, etwas nach Westen gerichteten Stoßstrahl getroffen, letztere von einem gegen NO. gerichteten, wie das Studium der Deplazierungen und Zerberstungen von Steinen ergab. Die Herdtiefe muß gering gewesen sein. Zum Schluß beschreibt Verf. die in einigen erschütterten Häusern wahrgenommenen Veränderungen und deutet die beobachteten Lichterscheinungen z. T. als Reibungselektrizität des Bodens.

[Die Ermittlung der Stoßstrahlrichtungen aus den Richtungen von Sprüngen erinnert an MALLER's Berechnung der Hypozentraltiefe und erscheint mir ebenso illusorisch wie jene. Ref.] **Johnsen.**

Répelin: Rôle des dislocations les plus récentes (post-miocènes) lors du seïsme du 11 juin 1909. (Compt. rend. 149. II. 1023—1024. 1909.)

Das Erdbeben vom 11. Juni 1909 in der Gegend der Bouches-du-Rhône hatte sein Epizentrum zwischen Venelles und Saint-Cannat; die Erschütterung breitete sich von hier (dem stärkst erschütterten Gebiet) mehr nach Westen als nach Osten hin aus, was sich durch die Existenz einer post-miocänen Störungslinie zwischen Lambesc und Pélisanne erklärt.

Johnsen.

Ch. Dupont: Sur des secousses de tremblement de terre ressenties au Yuman. (Compt. rend. 149. II. 326. 1909.)

Am 11. Juni 1909, als das Pariser Observatorium ein Erdbeben registrierte, wurden in Yuman, in der Gegend des Ning Tcheou bei Posi, um 9^h2^m vormittags und um 12^h23^m mittags zwei Erdstöße verspürt; ebenso am 11., 12., 13. und 14. Mai. Einige Stöße waren von kanonenschußähnlichem Getöse begleitet, ein Bach verschwand in einer gebildeten Spalte, große Gesteinsblöcke wurden von den Bergen zu Tal geschleudert und ein seit langem untätiger Vulkan nahe bei Sze-Tschuen geriet in Eruption. **Johnsen.**

A. Angot: Sur les tremblements de terre des 11 et 23 juin. (Compt. rend. 149. II. 71—73. 1909.)

Eine Umfrage bei einer großen Anzahl von Gemeinden über die Erdbeben vom 11. und vom 23. Juni gestattete die genaue Feststellung der Verbreitung; dasjenige vom 23. Juni im Vendée-Département, welches den 4. Grad der Mercalli-Skala nicht überschritt, wurde von den beiden Seismographen der Parc-Saint-Maur-Warte nicht verzeichnet. **Johnsen.**

A. Angot: Sur le tremblement de terre du 11 juin 1909. (Compt. rend. 149. II. 527—529. 1909.)

Verf. bringt einige weitere Beobachtungen über die geographische Anordnung der Intensitätsgrade und der Isoseisten des französischen Erdbebens vom 11. Juni 1909. **Johnsen.**

A. Angot: Sur le tremblement de terre du 7 juillet 1909. (Compt. rend. 149. II. 173—174. 1909.)

Am 7. Juli wurden auf dem Parc Saint-Maur-Observatorium von dem Milne-Wiechert-Seismographen Erschütterungen verzeichnet; derselbe hat eine Schwingungsdauer von 8 Sek. und zurzeit 80fache Vergrößerung. Die Aufzeichnungen ergaben das Epizentrum 5900 km nach OSO. entfernt, also Hindukusch oder Pamir, was mit den Mitteilungen einiger Zeitungen übereinstimmt; zu Grenoble hat der Kilian-Seismograph einen nordwestlich—südöstlich gerichteten Stoß verzeichnet. **Johnsen.**

Ch. Lallemand: Sur l'élasticité du globe terrestre. (Compt. rend. 149. II. 336—338. 1909.)

1872 äußerte Lord KELVIN, die Erde habe die Starrheit des Stahles mit dem Rigiditätskoeffizienten in c-g-s-Einheiten $\rho = 7,65 \times 10^{11}$, wo $\rho = \frac{0.49}{1 + \sigma} \cdot \frac{K}{1000}$, wenn K der Koeffizient der Längsdilatation, σ derjenige der Querkontraktion ist. Die Erde würde dann unter dem Mond-Sonne-Einfluß Gezeiten zeigen, $\frac{1}{3}$ so groß als diejenigen einer flüssigen Erde; auch würde dadurch die Amplitude der ozeanischen Gezeiten auf $\frac{2}{3}$ ihres theoretischen Wertes reduziert werden, was G. H. DARWIN 1881 für einige indische Häfen bestätigte. 1907 fand SCHWEYDAR für 43 atlantische, pazifische und indische Häfen 0,65 statt $\frac{2}{3}$. Nimmt man mit ROCHE und mit WIECHERT eine Erdkruste von 0,22 Erdradius Dicke und 3,2 Dichte um einen Kern von 8,2 Dichte an, so ergibt sich $\rho = 6,1 \times 10^{11}$. SCHWEYDAR verglich die theoretische Amplitude eines Horizontalpendels mit der unter dem Einfluß von Mond und Sonne durch REBEUR-PASCHWITZ, EHLERT, KORTAZZI und ihn selbst beobachteten und erhielt daraus 0,67 statt $\frac{2}{3}$, was $\rho = 6,3$ ergibt. HECKER's gekreuzte Horizontalpendel zu Potsdam ergeben für die Richtung O.—W. Werte, die wenig von $\frac{2}{3}$ abweichen, für N.—S. aber nur halb so große.

Ein anderer Weg, die Starrheit der Erde zu messen, ist folgender: Die Erdpole machen eine Wanderung auf der Erdoberfläche, deren Periode von EULER für eine absolut starre Erde = 305 Tage gefunden wurde. CHANDLER fand dagegen 1891 durch seine in verschiedenen Breiten ausgeführten Messungen 427 und KIMURA später (1890—1905) 436 Tage. NEWCOMB zeigte, daß sich die EULER'sche Periode bei Annahme einer nicht vollkommen starren Erde vergrößern müsse, und HOUGH ermittelte, daß eine homogene und inkompressible Erde, um den CHANDLER'schen Wert statt des

EULER'schen zu liefern, $\rho = 7,65$ (wie Stahl) haben müsse. RUDZKI fand 1899 $\rho = 17$ und $\rho = 12,5$, je nachdem er der Deformation der Ozeane Rechnung trug oder nicht. 1905 fand HERGLOTZ, daß die Amplitude der festen Erdoberfläche für eine WIECHERT'sche Erde $\frac{1}{5}$ geringer sei als für eine homogene Erde, also $\rho = 11,7$ statt 9,2.

Johnsen.

Ch. Lallemand: Sur les marées de l'écorce et l'élasticité du globe terrestre. (Compt. rend. 149. II. 388—392. 1909.)

In einem beliebigen Punkte N der Erdoberfläche ruft die Mondanziehung eine Lotablenkung δ hervor, wobei $\delta = \frac{3M}{2d^3} \sin 2z$; hierin ist M die Mondmasse, in Bruchteilen der Erdmasse ausgedrückt, d die Entfernung des Mondes in Erdradien und z seine Zenithdistanz in N. Eine kugelförmige Erde würde zu einem Umdrehungsellipsoid mit der Abplattung $\alpha = \frac{3M}{2d^3}$ werden; durch die Sonnenanziehung entsteht eine Abplattung $\alpha' = 0,45 \alpha$. Da die Erde aber nicht starr ist, ruft jede Deformation der Niveaufläche eine solche der freien Oberfläche hervor, diese wirkt wieder auf erstere zurück u. s. f. Die Deformation der Niveaufläche ist $\alpha_g = \frac{\alpha}{1 - K_c K_e}$ (I), diejenige der freien

Oberfläche $\alpha_e = \frac{K_e \alpha}{1 - K_c K_e} = K_e \alpha_g$ (II), wo K_c und K_e von der Elastizität der Erde abhängen, indem $K_e = 1$ für vollkommen flüssige Körper und $= 0$ für vollkommen starre Körper, $K_c = 0,6$ für einen homogenen Körper, $= 0$ für einen Körper, der im Zentrum die Dichte ∞ , an der Peripherie die Dichte 0 hat. Für vollkommen starr angenommene Erde von der Winkelgeschwindigkeit ω , dem Äquatorialradius a und der mittleren Beschleunigung g wird die Abplattung durch Zentrifugalkraft $\alpha_0 = \frac{\omega^2 a}{2g} = \frac{1}{578}$ (III). Nimmt man nun an, daß bereits vor der Verfestigung der Erde, als noch $K_e = 1$ war, sich die heutige Abplattung $\alpha_1 = \frac{1}{300}$ gebildet hatte, so wird in Gleichung (I) $\alpha_g = \alpha_1$ und $\alpha = \alpha_0$, also $\frac{1}{300} = \frac{1}{578} \cdot \frac{1}{1 - K_c}$, mithin in $K_c = 0,48$ und $\alpha_g = \frac{m}{1 - K_e} = \frac{0,70 \alpha}{1 - K_e} = \frac{\alpha}{1 - 0,48 K_e}$.

Nach NEWCOMB besteht nun die Relation $\left(\frac{\alpha_g}{\alpha} - 1\right) : \left(\frac{\alpha_1}{\alpha_0} - 1\right) = 1 - \frac{\tau_0}{\tau}$, wo τ_0 die EULER'sche Periode der Erdpolwanderung (= 305 Tage), τ die CHANDLER-KIMURA'sche ist (= 427 Tage); mithin $\alpha_g = 128 \alpha$; hieraus und aus (IV) ergibt sich $K_e = 0,455$. Da nun die relative Amplitude der ozeanischen Gezeiten gegenüber der festen Erdrinde $m = \alpha_g (1 - K_e)$, so folgt $m = \frac{2}{3} \alpha$ und annähernd $\alpha_e = \frac{2}{3} \alpha = \frac{1}{2} \alpha_g = m$.

Hiernach beträgt bei Vollmond und Äquinoktium die Amplitude der halbtägigen Gezeiten der Erdrinde 49 cm am Äquator, zur Zeit der Quadratur nur

19 cm: in 45° Breite würde die Amplitude nur halb so groß sein. Wendet man für den Rigiditätskoeffizienten ρ der ROCHE-WIECHERT'schen Hypothese (über den Aufbau der Erde) die Formel von SCHWEYDAR an: $\frac{m}{\alpha} = \frac{1,726 + \rho^2}{1,92 + 5,434\rho + \rho^3}$, so wird $\rho = 6,3$, liegt also zwischen Kupfer ($\rho = 4,7$) und Stahl ($\rho = 7,65$).

Johnsen.

Ch. Lallemand: Sur les mouvements de la verticale dus à l'attraction de la Lune et du Soleil, la Terre étant supposée absolument rigide. (Compt. rend. 149. II. 434—436. 1909.)

—: Sur les marées théoriques du géoïde, dans l'hypothèse d'une absolue rigidité de la Terre. (Compt. rend. 149. II. 474—477. 1909.)

LALLEMAND berechnet die unter dem Mondeinfluß zu erwartenden Oszillationen der Vertikale zu Potsdam, vergleicht dieselben mit HECKER's Messungsergebnissen und berechnet die Amplitude der Gezeiten der festen Erdrinde am Äquator, alles unter der Annahme einer absolut starren Erde und aus den gleichen Prinzipien, aus denen NEWTON die Berechnung der ozeanischen Gezeiten herleitete.

Johnsen.

H. F. Reid: Additional note on the geometry of faults. (Bull. Geol. Soc. Amer. 21. 1910—1911. 737—740. 2 Textfig.)

Zu seiner Arbeit in der gleichen Zeitschrift. 20. 1909. 171—196 (dies. Jahrb. 1912. II. -59-) trägt Verf. nach, daß seine Methode, um die Verlagerung einer Schicht durch tektonische Störung quantitativ genau in der Konstruktion wiederzugeben, verbesserungsbedürftig und nur bei kleinen Drehungsbeträgen genau sei. Auch die neue Konstruktionsmethode zerlegt die gesamte Verlagerung in eine Linearverschiebung und eine einfache Rotation. Letzterer müssen zwei Messungen zugrunde liegen, nämlich der Drehungsbetrag um eine vertikale Achse und derjenige um eine horizontale Achse. An Stelle beider Rotationen setzt nunmehr die Konstruktion eine resultierende auf Grund der Tatsache, daß sich auf einer Kugeloberfläche — Mittelpunkt der bei der Rotation nicht verschobene Schichtpunkt — alle Ortsveränderungen durch eine einfache Rotation darstellen lassen. Die durch entsprechende trigonometrische Rechnung festgelegte Rotationsachse ist im allgemeinen zur Schichtebene geneigt. Verf. gibt außer den Abbildungen der Konstruktion und den zugehörigen trigonometrischen Formeln eine Tabelle, welche die Genauigkeit der verbesserten Methode und der ursprünglichen vergleicht.

Wetzel.

H. F. Reid: Mechanics of faults. (Bull. Geol. Soc. Amer. 21. 1910—1911. 766 [Ausz.]

Die Verwerfungen erzeugenden Kräfte sind nach des Verf.'s Annahmen einerseits horizontalen Tensionen und Kompressionen, anderseits vertikal,

zentrifugal und zentripetal wirkende Kräfte und auch horizontale, entlang der Innenwand der Erdkruste schleppend wirkende Zugkräfte.

Die letzteren bringen in der Erdkruste Horizontalverschiebungen hervor. Die zuerst erwähnten Horizontalkräfte allein können in der homogen gedachten Kruste nur normale „Stoßverwerfungen“ mit einem Einfallen von 45° erzeugen. Die vertikal gerichteten Kräfte bewirken je nach Mitwirkung von Kompression oder Tension mehr oder weniger saigere Verwerfungen.

Zur Erklärung des Aufsteigens größerer Krustenschollen genügt die Annahme von Tangentialkräften allein nicht. **Wetzel.**

Schneider, K.: Die vulkanischen Erscheinungen der Erde. (Centralbl. f. Min. etc. 1913. 102—108.)

Lang, R.: Klassifikation und Periodizität der tektonischen und kryptovulkanischen Beben, dargestellt an dem Erdbeben vom 16. November 1911 und den jüngeren Erderschütterungen in Südwestdeutschland. (Dies. Jahrb. 1913. Beil.-Bd. XXXV. 776—838.)

Äußere Dynamik.

L. Wehrli: Der Erdschlipf bei Sattel am Roßberg. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 18. 1910. 372—380.)

Die in Rede stehende Bewegung gehört in der Hauptsache zu den Erdschlipfen, indem eine weiche, lehmige Mergelschicht auf der Schichtfläche der darunterliegenden Nagelfluh ausgeglitten ist. Mit Rücksicht auf gewisse Komplikationen dürfte das Ganze auch ein gemischter Bergsturz genannt werden. **A. Sachs.**

F. Henrich: Der Namedy-Sprudel bei Andernach. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 18. 1910. 447—454.)

Durch die Theorie von der Verdrängung des Wassers durch die frei aufsteigende Kohlensäure gelingt es dem Verf., die Erscheinungen des Namedy-Sprudels naturgemäß und zutreffend zu erklären und alle Phasen desselben genau zu verfolgen und zur Darstellung zu bringen. **A. Sachs.**

H. Bury: The denudation of the western end of the weald. (Quart. Journ. Geol. Soc. 66. 1910. 640—692.)

Im Gegensatz zu den neueren Ansichten von BARROIS, PRESTWICH und DAVIS greift Verf. zur Erklärung der Abtragung im Weald-Gebiet auf die ältere Theorie der marinen Denudation von RAMSAY zurück und sucht diese durch neue Argumente aus dem Verhalten der Flüsse zu stützen.

Hans Philipp.

A. C. Lane: Connate waters of the Atlantic coast. (Bull. Geol. Soc. Amer. 21. 1910—1911. 774 [Ausz.])

Juvenile Wässer, im weiteren, auch auf Sedimentgesteinswasser ausgedehnten Sinn, sind im Lake Superior-Gebiet dem unterirdisch hervortretenden Wasser der Bergwerke beigemischt. Solcher teilweisen Juvenilität verdächtig sind auch gewisse, durch abnorm hohen Ca Cl_2 -Gehalt ausgezeichnete Wässer an der Atlantic-Küste.

Wetzel.

F. C. Hopkins: Changes produced on springs by a sinking water table. (Bull. Geol. Soc. Amer. 21. 1910—1911. 774 [Ausz.])

Die ungewöhnlich trockenen Sommer 1908 und 1909 haben im zentralen Staat New York den Grundwasserspiegel für die folgenden Jahre sinken lassen. Diejenigen Quellen, die dabei nicht versiegten, änderten alsbald ihren Mineralgehalt. Zwei Fälle sind bekannt geworden, wo kalkhaltige Quellen sich in Schwefelquellen verwandelten.

Wetzel.

F. Garrigou: Méthode prompte et sure pour reconnaître dans une eau minérale la présence en bloc de métalloïdes et de métaux. (Compt. rend. 150. I. 1002—1003. 1910.)

Um möglichst schnell die Metall- und Metalloidbestandteile eines Mineralwassers qualitativ festzustellen, dampft man es zur Trockne ein, löst den Rückstand in Königswasser, fügt dann H Cl zur Vertreibung der H N O_3 hinzu, dampft mehrmals ein, behandelt darauf mit H_2S und das Filtrat des entstehenden Niederschlags mit $(\text{N H}_4)_2\text{S}$. Die beiden Niederschläge werden dann mittels Flammenreaktion, Boraxperle etc. auf ihre einzelnen Bestandteile geprüft.

Johnsen.

F. Garrigou: Sur la présence d'éléments métalloïdiques et métalliques dans les eaux potables. (Compt. rend. 150. I. 1374—1375. 1910.)

Verf. hat die geschilderte Methode der schnellen Ermittlung der in einem Mineralwasser vorhandenen Metalle und Metalloide nunmehr auf 2000 gewöhnliche Trinkwässer ausgedehnt. Die in diesen gefundenen Metalle verraten oft unterirdische Erzlager, so daß solche Bestimmungen geologisch und bergmännisch gleich wichtig sind.

Johnsen.

E. Péroux: Sur la minéralisation et l'analyse chimique de l'eau de puis artésien de Maisons-Laffitte. (Compt. rend. 150. I. 142—145. 1910.)

Ein bei 180° getrockneter Verdampfungsrückstand des artesischen Brunnens von Maisons-Laffitte wog 164,40 mg und enthielt in Milligramm

an Si O₂ 12,50, Al₂ O₃ 2,20, Fe₂ O₃ 2,28, Mg O 11,64, Ca O 36,15, Na₂ O 22,22, K₂ O 6,30, S O₃ 7,76, C O₂ (gebunden) 41,17, N₂ O₃ 0,53, N H₃ 0,76, H Cl 8,03, Na Cl 12,87; Sa. 164,41. [Verf. gibt 151,54 an. Ref.] Die Temperatur des Wassers beträgt 26,5°.

Johnsen.

F. Dienert: De la recherche des substances fluorescentes dans quelques eaux minérales. (Compt. rend. 150. I. 891—893. 1910.)

Verf. untersuchte die Fluoreszenz der Mineralwässer Vichy, Clermond-Ferrand, Mont Dore und Spa. Alle zeigten Fluoreszenz, die in der Regel um so größer ist, je tiefer die Temperatur des Wassers, je geringer sein Verdampfungsrückstand und je schlechter die Quelle gefaßt ist. Die teerhaltigen Wässer fluoreszieren am stärksten. Alle sogen. Trinkwässer sowie auch die unreinen Wässer zeigen bei Erhitzung auf 130° (unter Druck) während 30 Minuten erhöhte Fluoreszenz, die durch Zusatz von 5% N H₃ noch gesteigert wird. Auf die gut gefaßten Mineralwässer wirkt jene Erhitzung nicht ein, da sie im Erdinnern bereits derartige Temperaturen besessen haben.

Der Grad der Fluoreszenz wurde mittels Vergleichslösungen von Fluoreszeïn fixiert.

Johnsen.

J. Thoulet: Sur la mesure de la couleur des vases marines actuelles et anciennes. (Compt. rend. 150. I. 1375—1377. 1910.)

Um die Farbe der Meeresböden kurz und genau angeben zu können, vergleicht THOULET dieselbe mit derjenigen, die mit farbigen Sektoren versehene, sehr schnell rotierende Kreisscheiben zeigen. Die Zahl der Sektoren ist 20, die Farben sind weiß, gelb, rot, schwarz; diese werden auf alle Scheiben in der gleichen Reihenfolge aufgetragen, die von einer bestimmten Farbe bedeckte Sektorenzahl aber variiert von Scheibe zu Scheibe zwischen 0 und 20. So gleicht der „blaue Tiefseeschlamm“ in seiner Farbe derjenigen einer nur mit Schwarz und Weiß bemalten rotierenden Scheibe.

Johnsen.

J. Thoulet: De la genèse des roches sous-marines connues sous le nom de mattes. (Compt. rend. 150. I. 421—423. 1910.)

Mit „matte“ bezeichnen die französischen Hydrographen ein halbhartes, submarines Gestein, welches dem Senklei widersteht und doch sandig oder pastenartig ist, dabei oft reich an Muschelschalen und vegetabilischen Resten.

Wenn eine Stelle des Meeresbodens durch seine Natur oder durch reichlichen Pflanzenwuchs einen für Muscheln und andere Tiere geeigneten Aufenthaltsort darstellt und sich daher mit diesen reich bevölkert, so gibt das nach dem Tode dieser Tiere durch Fäulnis entstehende (N H₄)₂ C O₃ mit dem im Meerwasser gelösten Ca S O₄ durch Umsetzung Ca C O₃, das den sandigen oder

tonigen Schlamm inkrustiert und die „matte“ liefert, die in der Tat, von ihrem Ca C O_3 -Reichtum abgesehen, die Zusammensetzung des benachbarten Meeresbodens hat.

Johnsen.

J. Thoulet: Carte lithologique sous-marine de la côte du Languedoc. (Compt. rend. 150. I. 640—642. 1910.)

Verf. kartierte auf den Blättern 5172 und 1167 der hydrographischen Aufnahme den Meeresgrund der Languedoc-Küste von Palavas im Osten bis zur Einmündung der Aude im Westen, d. i. eine Strecke von 10 Seemeilen. Nach den 128 gedredhten Proben wurden Gestein, Sand, schlammiger Sand, sehr sandiger Schlamm, sandiger Schlamm, Schlamm, Kies, Muscheln etc. eingetragen. Die Isobathen wurden in 10 m Distanz gezogen. Der Kalkgehalt der Proben beträgt 33—38%, der Kalk ist dolomitisch und entstammt dem oberen Jura, der im Languedoc reichlich ansteht. Im übrigen findet man Bruchstücke und Minerale des Basalt, die von Agde, Lodève und Bédarieux her durch den Hérault-Fluß und von Montferrier her durch den Lez ins Meer transportiert werden; schließlich Fragmente, welche die Rhône aus den Alpen mitbrachte und der mediterrane Küstenstrom nordwärts führte; in Tiefen bis 50 m werden die Teilchen durch die so weit hinabreichende Oberflächenbewegung in Suspension gehalten und von jenem Strome transportiert, dessen größte Geschwindigkeit in 25—30 cm Tiefe liegt und 350 m pro Stunde beträgt.

Johnsen.

J. Thoulet: Sédiments marins d'origine éolienne. (Compt. rend. 150. I. 947—949. 1910.)

THOULET untersucht den auf Kirchtürmen von Nancy, von Montpellier, von den Azoren und andern Orten abgelagerten feinsten Staub und findet in ihm Magnetit, Augit, Enstatit, Hornblende, Kalk, Ton und überhaupt diejenigen Minerale, welche die Gesteine der Umgebung aufbauen, daneben auch kosmischen Magnetitstaub. Da man in den Tiefseesedimenten die gleichen Minerale bei gleicher Größe und Form findet, so scheinen sie durch äolischen Transport auf bestimmte Partien der Meeresoberfläche herabgefallen und dann durch Meeresströmungen an bestimmten Stellen angehäuft zu sein. Solcher Entstehung ist vielfach auch der rote und der blaue Tiefseeton.

Johnsen.

J. Brunhes: De la prédominance de l'érosion sur la rive droite d'une rivière au temps de crue. (Compt. rend. 150. I. 567—568. 1910.)

Verf. beobachtete am rechten Ufer der Oze, eines Nebenflusses der Brenne, dessen Tal die Eisenbahnlinie Paris-Dijon innerhalb des Départements Côte-d'Or folgt, in den Zeiten des Anschwellens eine um 20% stärkere Erosion als am linken Ufer. Die Untersuchungen sollen auf das Stromgebiet der Seine ausgedehnt werden.

Johnsen.

E. de Martonne: Sur la théorie mécanique de l'érosion glaciaire. (Compt. rend. **150**. I. 135—138. 1910.)

Verf. findet, daß die Gletschererosion von einem gewissen Böschungswinkel an mit steiler werdender Böschung sich vermindert, daß die Erosionsmaxima sich oberhalb und unterhalb der Stufen und der Verengerungen des Gletscherbettes befinden, daß im obersten Firngebiet und an der Spitze der Zunge die Erosion nahezu Null ist, daß schließlich die Erosion proportional der Verzögerung ist, die das Fortschreiten des Gletschers durch Unregelmäßigkeiten des Bettes erfährt.

Johnsen.

Smoluchowski: Sur la théorie mécanique de l'érosion glaciaire. (Compt. rend. **150**. I. 1368—1371. 1910.)

Verf. wendet sich gegen vorstehende Ausführungen von MARTONNE über Gletschererosion und zeigt, daß man für einen als feste Platte bzw. als Flüssigkeit betrachteten Gletscher zwei verschiedene Ausdrücke I und II für die Erosionsarbeit erhält:

$$(I) \dots \dots \dots f_1 = A h \nu g \cos \alpha$$

$$(II) \dots \dots \dots f_2 = \frac{A h \nu g}{\cos \alpha},$$

wo A Reibungskoeffizient, h = Dicke des Gletschers, ν = Geschwindigkeit, α = Neigungswinkel ist. Nimmt man die Geschwindigkeit in allen Punkten eines Querschnittes als gleich an, was jedoch kaum zutrifft, so ergibt sich

(III) $P h \nu \cos \alpha = c$, wo c eine Konstante und P die Breite des Gletschers ist; III ergibt mit I bzw. mit II kombiniert:

$$(Ia) \dots \dots \dots f_1 = \frac{A g c}{P}$$

$$(IIa) \dots \dots \dots f_2 = \frac{A g c}{P \cos^2 \alpha}$$

Den Reibungskoeffizienten A kennt man aber bisher nicht.

Johnsen.

Crosby, W. O.: Dynamic relations and terminology of stratigraphic conformity and inconformity. (Journ. of Geol. 1912. **20**. 289—299.)

Hayford, J. F.: Isostasy, a rejoinder to the article by HARMON LEWIS. (Journ. of Geol. 1912. **20**. 562—578.)

DAVIS, W. M.: DANA's proof of DARWIN's theory of coral reefs. (Nature. 1913. **90**. 632—634.)

Keilhack, K.: Lehrbuch der Grundwasser- und Quellenkunde. Berlin.

— Grundwasserstudien. V. Der Einfluß des trockenen Sommers 1911 auf die Grundwasserbewegung in den Jahren 1911 und 1912. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1913. **21**. 29—41. 14 Fig.)

Gagel, C.: Über Grundwasserverhältnisse und Wasserversorgung in Schleswig-Holstein. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1913. **21**. 81—85.)

- Escher, B. G.: Über die Entstehung des Reliefs auf den sogenannten „Rillensteinen“. (Geol. Rundsch. 1913. 4. 1—6. 2 Taf.)
- Barnett, V. H.: Some small natural bridges in eastern Wyoming. (Journ. of Geol. 1912. 20. 438—441.)
- Werveke, L. van: Die Richtung der Nauheimer Thermalquellenspalte. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1913. 21. 49—54. 5 Fig.)
- Quiring, H.: Zur Theorie der Horizontalverschiebungen. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1913. 21. 70—74.)
- Andrée, K.: Notizen zur Geologie und Mineralogie Niedersachsens. 4. Rutschstreifen auf Schichtflächen der Culmgrauwacke im Oberharz. (Jahresber. niedersächs. geol. Ver. Hannover 1912. 76—77.)
- Paige, S.: Rock-cute surfaces in the desert ranges. (Journ. of Geol. 1912. 20. 442—450.)
- Hull, E.: Physical History of Norwegian fjords. (Geol. Mag. 1913. 10. 9—13.)
- Tyrell, J. B.: „Rock glaciers“ or Chrystocrenes. (Journ. of Geol. 1910. 18. 549—553. 2 Fig.)
- Müller, L.: Gesteinsschichten als Wüstenbildungen. (Steinbruch. 1913. 8. 198—200.)

Radioaktivität.

A. Nodon: Recherches sur l'ionisation de la source chaude des thermes d'Hammam-Salahin, près de Biskra. (Compt. rend. 150. I. 1083—1084. 1910.)

Die 46° warme, Na Cl und Na₂S führende Quelle Hammam-Salahin liegt 6 km nördlich von Biskra. Verf. untersuchte 1 l des Wassers 3 Stunden nach der Entnahme. Mittels Aluminiumblatt-Elektrometers wurde die positive Ionisierung pro 1 l = 0,1, die negative = 0,05 gefunden, wobei die von 1 g schwarzem Uranoxyd bewirkte Ionisierung = 1 gesetzt ist. **Johnsen.**

A. Brochet: Nouvelles déterminations de la radioactivité des eaux thermales de Plombières. (Compt. rend. 150. I. 145—148. 1910.)

Verf. setzte die an verschiedenen Quellen von Plombières gemachten Bestimmungen der Radioaktivität fort, indem er je 550 cm³ Wasser mit einem gleichen Volumen Luft durchschüttelte und die so aktivierte Luft im CHÉNEVAU-LABORDE'schen Apparat untersuchte. Er gibt in einer Tabelle die Höhenlagen der Quellen, die Wassermengen pro Tag, Maxima, Minima und Mittel der Temperatur von 1859—1861, 1908 und 1909, die Radioaktivität der Gase und des Wassers in Milligramm-Minuten pro 10 l Wasser und schließlich die Totalaktivität pro 24 Stunden für die gesamte von der betreffenden Quelle gelieferte Wassermenge. Die Wasser waren stark radioaktiv, das betreffende Element ist Radiumemanation. Die Totalaktivität aller 22 Thermen ist 74620 mg-min. für die pro Tag von ihnen gelieferte Wassermenge von 67 244 m³, das be-

deutet 1,11 mg-min. Emanation pro 10 l Wasser. Wenn 1,11 mg Ra Br₂ in 1 Min. die für diesen Aktivierungsgrad von 10 l Wasser nötige Emanation erzeugt, so erfordern die 507 Minutenliter von Plombières 55—60 mg Ra Br₂; letztere Zahl nennt Verf. die „radioaktive Kraft“ der betreffenden Station.

Johnsen.

A. Brochet: Radioactivité de quelques sources sauvages des Vosges. (Compt. rend. 150. I. 291—293. 1910.)

Neben den Thermen von Plombières, Luxeuil, Bains und Bourbonne und den kalten Wässern von Bussang gibt es in der Thermalregion der Vogesen auch ungenutzte Thermen, wie die Quellen von Chaudeau, Fontaines-Chaudes und Chaudes-Fontaines, deren Wasser eine Radioaktivität von 0,56—0,89 mg-min. pro 10 l und deren Gas eine solche von 2,70—5,40 besitzt.

Johnsen.

A. Brochet: Relation entre la radioactivité et la richesse en extrait sec des eaux thermales de Plombières. (Compt. rend. 150. I. 423—425. 1910.)

JUSTIER und LEFORT fanden, daß die Thermalwässer von Plombières aus heißem Tiefenwasser mit reichlichem Trocknungsrückstand und kaltem Wasser mit geringem Rückstand zusammengesetzt sind, derart, daß man aus dem Rückstand auf die Temperatur und umgekehrt aus dieser auf jenen schließen kann. Da die Radiumemanation der Plombières-Wässer offenbar ursprünglich ebenfalls aus der Tiefe kommt, so würde man symbates Verhalten von Radioaktivität einerseits und Temperatur und Trocknungsrückstand andererseits erwarten. Das ist jedoch nicht der Fall. Die Radiumemanation entweicht fortwährend durch Spalten und reichert sich daher in den höheren kalten Wässern an.

Johnsen.

Experimentelle Geologie.

Rimbach, C.: Versuche über Gebirgsbildung. (Dies. Jahrb. 1913. Beil.-Bd. XXXV. 689—722. 31 Fig.)

Petrographie.

Allgemeines.

Day, A. L.: Geophysical laboratory of the Carnegie institution of Washington. (Ann. rep. of the director. 1912. Year Book. No. 11. 1913. 94—107.)
 Goldschmidt, V.: Über Indikatoren zur mechanischen Gesteinsanalyse und spezifischen Gewichtsbestimmung. (Centralbl. f. Min. etc. 1913. 39—44.)

- Mügge, O.: Zweckmäßige Indikatoren aus Glas. (Centralbl. u. Min. etc. 1913. 133—134.)
- Lincoln, F. C. and H. L. Rietz: The determinations of the relative volumes of the components of rocks by mensuration. (Econ. Geol. 1913. 8. 120—139.)
- Johannsen, A.: An accessory lens for observing interference figures of small mineral grains. (Journ. of Geol. 1913. 21. 96—98.)
- Wright, F. E.: Microscopical petrography from the quantitative viewpoint. (Journ. of Geol. 1912. 20. 482—501.)
- Mikroskopische Petrographie vom quantitativen Standpunkt aus. (Dies. Jahrb. 1913. Beil.-Bd. XXXV. 753—775.)

Gesteinsbildende Mineralien.

R. Canaval: Zur mikrochemischen Untersuchung von Silikaten. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 18. 1910. 460—461.)

Bei der Untersuchung von Erzlagerstätten ist man sehr häufig veranlaßt, mikrochemische Proben vorzunehmen. Verf. benutzt zu diesem Zwecke mit recht gutem Erfolg ein Aufschließen mit Bleioxyd. Er schildert ein Beispiel einer solchen Analyse.

A. Sachs.

-
- Smith, C. H.: The relative solubilities of the chemical constituents of rocks. (Journ. of Geol. 1913. 21. 105—120.)
- Heeger, W.: Über die mikrochemische Untersuchung fein verteilter Carbonate im Gesteinsschliff. (Centralbl. f. Min. etc. 1913. 44—50.)
- Goldschmidt, V.: Atlas der Kristallformen. 1. Text und Atlas. Heidelberg 1913.

Eruptivgesteine.

- Ziegler, V.: The order of cristallisation in igneous rocks. (Journ. of Geol. 1913. 21. 181—186.)
- Bowen, N. L.: The order of cristallisation in igneous rocks. (Journ. of Geol. 1912. 20. 457—468.)
- Warth, H.: Classification of igneous rocks. (Proc. Birmingham Nat. Hist. 1913. 13. 11 p.)
- Cross, W., J. P. Iddings, L. V. Pirsson, H. S. Washington: Modifications of the quantitative system of classification of igneous rocks. (Journ. of Geol. 1912. 20. 550—561.)
- Schwantke, A.: Eine neue Methode zur graphischen Darstellung von Gesteinsanalysen. (Sitzungsber. d. Ges. zur Beförd. d. ges. Naturwiss. zu Marburg. 1912. 67—89. 11 Fig.)
- Cross, W.: Use of symbols in expressing the quantitative classification of igneous rocks. (Journ. of Geol. 1912. 20. 758—762.)

- Miller, W. J.: Variations of certain adirondack basic intrusions. (Journ. of Geol. 1913. **21**. 160—181.)
- Moore, E. S.: Differentiation of Keweenaw diabases in the vicinity of lake Nipigon. (Journ. of Geol. 1912. **20**. 429—438.)

Sedimentgesteine.

H. Spethmann: Studien über die Bodenzusammensetzung der baltischen Depression vom Kattogat bis zur Insel Gotland. (Wissenschaftl. Meeresuntersuch., herausg. v. d. Komm. z. Unters. d. deutsch. Meere. Abt. Kiel. N. F. **12**. 1910. 303—314. 1 Karte in Schwarzdruck 1:1700000.)

Verf. zeichnete auf Grund des in den Seekarten niedergelegten Beobachtungsstoffes, auf Grund der übrigen nicht sehr reichen Literatur und einer eigenen Untersuchung von etwa 120 von Prof. APSTEIN und einiger von ihm selbst auf den Fahrten des „Poseidon“ gesammelten Bodenproben eine Sedimentkarte der Ostsee bis etwa zu $57\frac{1}{2}^{\circ}$ nördlicher Breite. Er unterschied hierbei, da es sich für ihn „um die geographische Betrachtung der baltischen Bodenschichten handelte“, nur Sand- und Tonflächen, indem er unter sandigem Boden steinige, grandige und sandige Sedimente, unter „tonigem“ Boden Schlick und Mud zusammenzog. In den Belten hält sich die obere Tongrenze in großen Zügen an die 20 m-Isobathe. Im Kleinen Belt und seinen Zugängen läßt sich unschwer eine Abhängigkeit der Korngröße von der Kraft der Strömungen erkennen. „An jenen Stellen, an denen die Wassermengen in der Straße zusammengedrängt werden und eine lebhafte und wirksame Fließkraft erzeugt wird, können sich feinere Sedimente trotz der verhältnismäßig großen Tiefen nicht niederschlagen, was erst dort zu erfolgen vermag, wo für die Wassermassen eine Raumerweiterung eintritt oder wo, wie in der flachen Bucht zwischen Brandsö und der Mosviek, die Hauptströmungen vorbeigehen.“ Der sandige Boden des Großen Belt umschließt nur vereinzelte Tonstellen. Der Öresund, der im südlichen Teil sandig und steinig ist, zeigt zwischen Malmö und Helsingör Tonflächen, die als südliche Verlängerung der ausgedehnteren Tonflächen im tieferen östlichen Teile des Kattogat anzusehen sind, von diesen jedoch durch eine sandige Strecke bei Helsingör unterbrochen werden. Das Tonmaterial des östlichen Kattogat möchte Verf. aus der Ostsee ableiten und macht für dessen Transport den Bodenstrom des Großen Belts verantwortlich. In der Beltsee ist die Verteilung von Ton- und Sandgebieten eine recht unregelmäßige. Ein größeres Tongebiet deckt einen zentralen Teil der Neustädter Bucht und reicht über Fehmarn hinaus bis fast 12° östl. L. In der eigentlichen Ostsee stellt sich entsprechend der Ausdehnung der Wasserfläche auch eine Vergrößerung der zusammenhängenden Bodenregionen ein. Ein großes Tongebiet, zwischen Trelleborg und Rügen beginnend, zieht, sich verschmälernd und mit mannigfachen Ausbuchtungen versehen, zwischen Bornholm und Schonen hindurch, um östlich von ersterem fast die ganze Breite der Ostsee einzunehmen. Etwa in $55\frac{1}{2}^{\circ}$ nördl. Br. und 17 — 18° östl. L. steht dieses Tongebiet, stark eingeengt durch die sandige und steinige Stolpebank und den Sand der Mittelbank, mit

einem anderen Tongebiet in Verbindung, welches sich in nordsüdlicher Richtung aus der nördlichen Ostsee zwischen Gotland und Kurland hindurch bis in die Daulziger Bucht erstreckt, ebenfalls mit vielen Ausbuchtungen. Parallel hierzu verläuft ein kleines Tongebiet zwischen Gotland und Öland, im Süden abstoßend an der nördlichen Mittelbank.

Die Untersuchung der Bodenproben, welche mit der Bodenzange, seltener mit der Dredge oder einem kurzen Schlammstecher genommen waren, beschränkte sich auf Schlämzung mit Hilfe von Gazenetzen mit verschiedener Maschenweite, auf eine qualitative Probe auf CaCO_3 -Gehalt und Feststellung der Farbe. Die Resultate, zusammen mit Angaben von APSTEIN über den Gehalt an organischer Substanz, der, wie zu erwarten, sich im allgemeinen desto höher erwies, je dunkler die Farbe der Probe war, werden in Tabellenform mitgeteilt. Gegenüber dem im allgemeinen recht geringen Kalkgehalt ist eine deutliche Zunahme desselben bei Bornholm und Schonen, aber auch bei Öland und Gotland deutlich. Diese Zunahme fällt zusammen mit einer Schokoladefarbe des Bodens, die nach dem Trocknen rot ist, während der Mehrzahl nach die Tone der Ostsee frisch dunkelschwarzgrün, trocken graugrün aussehen. Eisenhydroxyde bilden kleine Zusammenballungen an Steinchen, auf größeren Flächen zeigen sie sich in der für Gele charakteristischen konzentrisch-ringförmigen Abscheidung. Eine wichtige Komponente der Ostseegrundproben etwa südlich einer Linie Bornholm—Kurisches Haff ist der Feuerstein der oberen Kreide, der in allen möglichen Größen sich findet und wohl hauptsächlich durch die diluviale Vergletscherung über sein Anstehendes hinaus verbreitet ist. [Es bliebe zu untersuchen, ob hierunter nicht ein gewisser Prozentsatz von Feuersteinen des baltischen Untersilurs versteckt liegt, welche z. B. als Geschiebe auf Gotland vorkommen und nicht immer ohne weitere Untersuchung von denen der Oberkreide zu unterscheiden sind. Ref.] **Andrée.**

J. Walther: Die Sedimente der Taubenbank im Golfe von Neapel. (Abh. k. preuß. Akad. d. Wiss. 1910. Phys.-math. Kl. 49 p. 2 Taf.)

Verf. hatte 1885 mit Leutnant COLOMBO die Taubenbank (Secca di Benda Palumbo) im Golfe von Neapel mit etwa 500 Lotungen ausgelotet und eine Fazieskarte derselben hergestellt. Eine erneute Untersuchung im Frühjahr 1910 zeigte nun, daß die Oberfläche dieser (z. T. nur 45 m tiefen) Untiefe in der Zwischenzeit nicht unwesentliche Veränderungen erfahren hat. „Mit dichten Vegetationen haben die kalkabscheidenden Florideen große Flächen bewachsen, die früher mit lockerem Kalksand überstreut waren, und die Foraminiferen, die, wie es scheint, damals reiche Nahrung auf dem ebenen Sande fanden, sind von einem Teil ihrer alten Wohngebiete vertrieben, weil ihnen die Florideenknollen nicht den zusagenden Untergrund und die geeignete Nahrung bieten.“ Das Studium dieser aktuellen Verhältnisse ist von großer Wichtigkeit für den Stratigraphen und Sedimentpetrographen, welcher letzterer in hohem Maße dazu berufen ist, Paläogeographie zu treiben.

An vielen Stellen zeigte das Lot festen Felsboden an, wohl die Reste jenes durch Niveauschwankung versenkten und vom Meere abgetragenen Vulkans, als welcher diese Untiefe ebenso wie eine Anzahl benachbarter „Seccen“ aufzufassen ist. Von diesen submarinen Klippen aus fließen Ströme von Mineralsand gegen das Schlammgebiet, welches den Boden des Golfes, abgesehen von dem schmalen, sandigen Küstenstreifen, beherrscht. Dieser Mineralsand geht lokal durch Überhandnehmen von Mollusken und Kalkalgen in einen heller gefärbten Kalksand über, welcher hauptsächlich durch die Tätigkeit muschelknackender Krebstiere und von Fischen mit breiten Kauzähnen entsteht. Ein Experiment in den Behältern der Neapolitaner zoologischen Station ergab dem Verf. den Beweis für die Richtigkeit seiner schon früher geäußerten, aber angezweifelten diesbezüglichen Ansicht. In den höheren Teilen der Bank nehmen Bryozoenrasen beschränkte Bezirke ein. Wichtiger sind die Florideen, und zwar ist auf der Taubenbank insbesondere das kleinwarzige *Lithothamnium ramolosum* verbreitet, während die nahe benachbarte, aber flachere Secca di Gajola das mit großen Warzen versehene, bis faustgroße *L. racemus* beherbergt. Die Entstehung strukturloser Kalke in den tieferen, abgestorbenen Lagen der Anhäufungen dieser Kalkalgen sind vom Verf. früher bereits geschildert worden. Die außerordentlich rasche Ausbreitung, welche diese Algenvegetation gezeigt hat, gibt uns nun weiter den Fingerzeig, wie der Wechsel biologischer Verhältnisse in kurzer Spanne Zeit einen raschen Fazieswechsel und Wechselagerungen der verschiedensten Sedimente bedingen kann. Von Bedeutung erscheinen mir noch zwei weitere Bemerkungen des Verf.'s. Es ist ja eine bekannte Tatsache, daß alle Riffbildungen nur dadurch befähigt sind, in geringer Wassertiefe, starker Bewegung der Wellen und Strömungen ausgesetzt, zu wachsen, daß sie eben von vornherein ein festes Gerüst besitzen, in welchem der durch Brandung und Organismen erzeugte Kalksand sich fängt. Rasche Umkristallisation und energische Ausscheidung neuen Carbonats trägt weiterhin zur frühzeitigen Verfestigung solcher Ablagerungen bei. Hier kommt jetzt hinzu, daß WALTHER für die Taubenbank hat feststellen können, daß die zarten Lithophyllen mit ihren rasch wachsenden Rändern mit Vorliebe Lücken in der Bodenbedeckung umsäumen und hier dazu beitragen, den angesammelten Kalkdetritus vor der ausspülenden Wirkung der Wellen zu schützen. Ein anderes ist das: von 1120 bisher beschriebenen Tierarten des Golfes von Neapel leben etwa $\frac{1}{3}$ auf der Taubenbank, während nur $\frac{1}{10}$ der Gesamtfauuna auf die Schlammregion des Golfes beschränkt ist. Nimmt man aus dieser Fauna nur diejenigen, die feste Hartgebilde besitzen, so ergibt sich, daß von diesen nur 14 Arten beiden Fazies gemeinsam sind, so daß sie als Leitfossilien in Frage kämen. Solche Zahlenverhältnisse muß man kennen, wenn man fossile Faunen beurteilen will. Eine Karte 1 : 15 000 unterscheidet folgende Sedimente der Taubenbank: Schlamm, Mineralsand, Kalkalgen, organischen Kalksand, Bryozoenrasen und Klippen. Eine ozeanologische Übersichtskarte des Golfes läßt deutlich die regelmäßige östliche Hälfte derselben östlich der Linie Posilipp—Capri erkennen, ferner einen nordwestlichen Abschnitt, der reich an submarinen Bänken ist und wahrscheinlich einen untergetauchten und stark abradierten Teil der Phlegräischen Felder darstellt, sowie endlich einen südwestlichen Ab-

schnitt, dessen Gestaltung die Annahme berechtigt erscheinen läßt, daß hier eine Apenninenkalkplatte von ähnlichem Bau wie Capri und das äußerste Ende der Sorrentiner Halbinsel versenkt liegt.

Andrée.

J. W. Gregory: The Glenboig Fireclay. (Proc. Royal Soc. Edinburgh 1909—1910. **30.** (4.) No. 18. 348—360. 1 Taf.)

Der feuerfeste Ton von Glenboig (Schottland) ist als Lagunenablagerung im Carbon entstanden. Der Hauptbestandteil ist eine feinkörnige Tonsubstanz von etwa dem gleichen Verhältnis von Tonerde zu Kieselsäure wie im Kaolin, jedoch wasserreicher. Bei 105° getrocknete Tonsubstanz hatte jedoch auch den dem Kaolin zukommenden Wassergehalt. U. d. M. war die Substanz amorph. Nach diesen Merkmalen — Analysenzahlen werden nicht angegeben — hält Verf. die Substanz für Halloysit. (Es fehlt die Prüfung auf dessen wichtigstes Kennzeichen, die Salzsäurezersetzlichkeit.) Eingeschlossen im Ton sind Quarz, Plagioklas, Hornblende, Glimmer, Zirkon, Rutil, Eisenoxydhydrate; ferner ein Calcium-Magnesium-Eisencarbonat der Zusammensetzung ca. 3% Ca C O₃, ca. 7% Mg C O₃, ca. 75% Fe C O₃. Es sind unregelmäßig verteilte Rhomboeder mit gebogenen Flächen und Zonarstruktur, die Verf. als Sideroplesit (BREITHAUPT) bezeichnet.

Stremme.

P. Rohland: Die Bildung des Naturbetons. (Zeitschr. f. prakt. Geol. **18.** 1910. 461—462.)

Der Naturbeton findet sich u. a. auf dem Rigi, im Thüringer Wald, auch in der Umgebung von Stuttgart. Der Naturbeton ist in seiner ersten Entstehungsphase durch pyrochemische Reaktionen bei einer Temperatur von 1400—2000° entstanden. Die Rohmaterialien waren Kalkstein, Mergel und Tone, die bei der genannten Temperatur in zufälliger geeigneter Mischung bis zur Sinterung erhitzt wurden. Infolge Temperaturerniedrigung und durch Berührung mit Luft und Wasser entstand sodann durch Bildung von Kolloidstoffen, den Hydroxyden des Siliciums, Aluminiums, Eisens eine breiige, plastische Masse. Diese floß zu Tal, riß auf diesem Wege Geröll und Schotter mit sich fort und koagulierte an geeigneter Stelle.

A. Sachs.

Nahnsen, M.: Über Gesteine des norddeutschen Korallenooliths, insbesondere die Bildungsweise des Ooliths und Dolomits. (Dies. Jahrb. 1913. Beil.-Bd. XXXV. 277—351. 4 Taf.)

Fischer, H.: Ein mariner (?) Oolith aus Zentralafrika. (Centrabl. f. Min. etc. 1913. 112—115.)

Moore, E. S.: Siliceous Oolites and other concretionary structures in the vicinity of State College, Pennsylvania. (Journ. of Geol. 1912. **20.** 259—269.)

Merzbacher, G.: Die Frage der Entstehung des Lösses. (PETERM. Mitt. 1913. **59.** 16—18.)

- Chelussi, A.: Alcuni sabbie marine del litorale ligure. (Boll. Soc. geol. ital. 1912. **31**. 243—258.)
- Studio petrografico di alcuni sabbie marine del litorale ionico di quello tirrenico da Reggio Calabria a Napoli. (Boll. soc. geol. ital. 1912. **31**. 258—275.)
- Chapman, M. B.: Chemistry of carboniferous limestone, Avon Gorge. (Geol. Mag. 1912. **9**. 498—503.)
- Steidtmann, E.: The evolution of limestone and dolomite. II. (Journ. of Geol. 1912. **20**. 392—428.)

Kristalline Schiefer. Metamorphose.

- Brauns, R. und J. Uhlig: Cancrinit- und nephelinführende Auswürflinge aus dem Laacher Seegebiet. (Dies. Jahrb. 1913. Beil.-Bd. XXXV. 119—220 u. 723—752. 4 Taf.)
- Killig, F.: Über eine Umwandlung von Phyllit in ein dichtes Paragonitgestein von der Korundlagerstätte am Ochsenkopf in Sachsen. (Centralbl. f. Min. etc. 1913. 203—209.)
- Leith, C. K. and W. J. Mead: Metamorphic studies. (Journ. of Geol. 1912. **20**. 353—361.)
- Bastin, E. S.: Metasomatism in Downward Sulphide Enrichment. (Econ. Geol. 1913. **8**. 51—63.)
- Trueman, J. D.: The value of certain criteria for the determination of the origin of foliated crystalline rocks. (Journ. of Geol. 1912. **20**. I. 228—258. II. 300—315.)
- Walther, K.: Über ein Vorkommen von Epidotadinole und gefritteten Sedimenten aus dem Süden der Republik Uruguay. (Centralbl. f. Min. etc. 1913. 68—80. 2 Fig.)
- Uglow, W. L.: A review of the existing hypotheses on the origin of the secondary silicate zones at the contact of intrusives with limestones. (Econ. Geol. 1913. **8**. 19—50.)

Verwitterung. Bodenkunde.

F. Weiss: Vorkommen und Entstehung der Kaolinerden des ostthüringischen Buntsandsteinbeckens. (Zeitschr. f. prakt. Geol. **18**. 1910. 353—367.)

1. Die Kaolinisierung hat nach der Sedimentation stattgefunden.
 2. Die Kaolinisierung ist von oben nach unten vor sich gegangen.
 3. Das kaolinisierende Agens im Buntsandstein war höchstwahrscheinlich kohlenensäurehaltiges Moorwasser.
- A. Sachs.**
-

Br. Dammer: Zur Altersfrage des Kaolins. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 18. 1910. 457—458.)

Die Kaolinisierung hat im allgemeinen als ein von oben nach unten wirkender Prozeß in der Zeit unmittelbar nach der Eruption der in Betracht kommenden Eruptivgesteine stattgefunden und steht mit tertiären Landoberflächen und Braunkohlenbildungen in keinem ursächlichen Zusammenhang (vergl. hierzu Zeitschr. f. prakt. Geol. 19. 1911. 163.). **A. Sachs.**

H. Stremme: Über die „freien Humussäuren“ des Hochmoores. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 18. 1910. 389—392.)

Eine unter BAUMANN'S Leitung ausgeführte Arbeit der Bayrischen Moorkulturanstalt hat den Nachweis geführt, daß der Hochmoortorf keine freie Säure enthält, sondern daß seine scheinbar sauren Eigenschaften nichts anderes sind als die Absorption, die durch die kolloidale Zellmembran der Hyalinzellen des Sphagnum hervorgehoben ist (vergl. hierzu ALBERT, Zeitschr. f. prakt. Geol. 19. 1911. 72). **A. Sachs.**

Biéler-Chatelan: Rôle des micas dans la terre arable. (Compt. rend. 150. I. 1132—1135. 1910.)

Verf. findet, daß zerriebene Muscovitblättchen bis 0,048 % K_2O an destilliertes H_2O abgeben, der aufs feinste gepulverte Orthoklas dagegen nur 0,02 %. Diese Löslichkeit des Muscovits wird noch bedeutend erhöht durch Ca-Phosphat, NH_4 -Phosphat und andere als Dünger verwendete Substanzen sowie durch Säuren wie HCl und Zitronensäure und schließlich auch durch Stoffe, welche die Pflanzenwurzel ausscheidet. So erklären sich frühere Beobachtungen, nach denen Klee sich in einem von sogen. assimilierbaren Alkalifreien Boden ernähren kann. Auch das Fluor der Glimmer — wie des Apatits und des Turmalins — scheint für die Pflanze von Bedeutung zu sein, da Fluor im Email der Zähne von Mensch und Tier auftritt.

Übrigens gibt fein zerriebener Glimmer opaleszierende Suspensionen, die an diejenigen von Kaolin erinnern. **Johnsen.**

H. Arsandaux: Nouvelle contribution à l'étude des latérites. (Compt. rend. 150. I. 1698—1701. 1910.)

Verf. zeigte bereits, daß in den von ihm untersuchten afrikanischen Lateriten neben Hydraten von Al und Fe auch Muscovit auftritt und schloß daraus, daß letzterer mit fortschreitender Lateritisierung allmählich in Kaolin übergehe. Nun wurden weitere Laterite, und zwar aus dem Sudan, untersucht, die aus Mikrogranit hervorgingen und alle möglichen Umwandlungsstadien repräsentieren. Sie zeigen in der Tat, daß mit der Zunahme von Hydrargillit (und Limonit) gleichzeitig eine solche von Kaolin eintritt; beide Minerale haben ihren wesentlichen Ursprung im Feldspat. **Johnsen.**

O. Grupe und H. Stremme: Die Basalte des Sollings und ihre Zersetzungsprodukte. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 62. -174—191-1910.)

I. O. Grupe: Die geologischen und petrographischen Verhältnisse der Basalte des Sollings. (l. c. -174—179-.)

Die Basalte des Sollings sind teils dichte olivinreiche Plagioklasbasalte (Bramburg), teils olivinarme, vielfach rhombischen Pyroxen führende Dolerite und Trachydolerite (nach FINCKH) (Polier und Amelieth); sie sind sämtlich gebunden an präexistierende Eruptionsspalten, die an der Oberfläche erhebliche Verwerfungserscheinungen hervorgebracht haben. Diese Spalten gehören z. T. der präoligocänen Epoche der Gebirgsbildung an, sind aber zur jungmiocänen Zeit wieder aufgerissen, wodurch Einstürze tertiärer Schichten eintraten und an einigen Stellen basaltischen Magmen der Austritt ermöglicht wurde. Wenn die Verwerfung nur einseitig erfolgte, bildet auch der das Tertiär bedeckende Basalt eine Erhebung auf der Höhe des Sollingplateaus (Bramburg), entstand jedoch eine Grabenversenkung, so liegen auch die Basalte am Rande des Tertiärgrabens im Tal (Polier, Amelieth). Die Art des Auftretens des säulenförmig abgesonderten Basaltes der Bramburg läßt deutlich erkennen, daß der Basalt nicht mit verworfen ist, sondern „nach oder besser infolge der Tertiärversenkung auf den Randspalten hervorgequollen ist“.

Durch Zersetzung entstehen aus dem Basalt der Bramburg grau und grünlich gefärbte Basaltwacken und Basalttone, sowie weiße, vielfach auch gebräunte Rohkaoline, die meist in breiten, in die Tiefe hinuntersetzenden Zonen den frischen Basaltkörper durchziehen. Die frischen und die zersetzten Gesteine sind niemals durch eine scharfe Grenze getrennt, sondern stets durch allmähliche Übergänge verknüpft, in den stark zersetzten Partien deuten nicht selten schwärzliche eisen- und manganreiche sowie weiße kaolinisierte Adern die Grenzen der ehemaligen Säulen und ihre Teilstücke an.

Die Umwandlung des Basalts beginnt mit der Serpentinisierung des Olivins, es folgt Chloritisierung des Augits und Kaolinisierung der Plagioklase; durch Zerstörung und Fortführung des Serpentin und Chlorits entsteht ein heller, sich fett anführender Rohkaolin. In jedem Stadium der Zersetzung bewirkt die atmosphärische Verwitterung Limonitisierung; durch kolloidale Umlagerung können sich überall konkretionäre Anreicherungen von Brauneisen bilden. Daß es sich bei dieser Umwandlung nicht um einen gewöhnlichen Verwitterungsvorgang handeln kann, beweist die Gesteinsausbildung am Eingang des westlichen Bruches der Bramburg: dort findet sich unmittelbar über den Tertiärsanden mitten in kompaktem, nur schwach angewittertem Basalt eine sackartig abgeschlossene, als Basaltschlacke entwickelte Partie, die zu grauer Basaltwacke und Wackenton resp. zu einem hellen Rohkaolin zersetzt ist und die nirgends Oxydationserscheinungen zeigt. Es müssen somit die zersetzenden und kaolinisierenden Agentien von unten aufgedrungen sein. Auf die gleichen postvulkanischen Prozesse ist wohl auch die an die Randspalten der Bramburger Grabenversenkung gebundene, außerhalb des eigentlichen Basaltkörpers gelegene metasomatische Umwandlung der Sandsteine

und Tone in stark eisenschüssige Sandsteine resp. Toneisensteine zurückzuführen; Verf. nimmt an, daß das Eisen aus in der Tiefe befindlichen zersetzten Basaltmassen stammt und durch aufsteigende CO_2 -haltige Lösungen dem Sandstein resp. Ton als Bicarbonat zugeführt worden ist.

In gleicher Weise ist der über 1 km lange, meist aber nur wenige Dezimeter mächtige, oft bis zu einigen Zentimetern herabsinkende Basaltgang bei Neuhaus vollständig kaolinisiert; am Kontakt sind die Sandsteine und Tone in stark eisenschüssige Sandsteine und hochprozentige braune Toneisensteine umgewandelt.

Erheblich schwächer sind die Dolerite von Polier und Amelieth umgewandelt; man könnte bei ihnen trotz der großen Mächtigkeit der veränderten Gesteinsmassen (bei Polier 20—25 m) an atmosphärische Verwitterung denken, wenn nicht südlich von Polier eine lakkolithartige Apophyse des Trachydolerits in den Buntsandstein durch einen Stollen angefahren worden wäre, die in ein helles, weiches Tongestein zersetzt ist: geringe Oxydations Spuren zeigen, daß dieses Gestein stärkeren Einwirkungen der Tagewässer entzogen war. Auf der gleichen Eruptionsspalte tritt 2—3 km weiter südlich bei Bodenfelde der einzige Kohlsäuerling des Solling auf; er wie die Kohlsäuerlinge und Kohlsäureexhalationen des dem Solling westlich vorgelagerten Gebietes (Höxter etc.) werden als die letzten Nachklänge der basaltischen Eruptionen aufgefaßt.

Die Umwandlung der Basalte wird somit auf die zersetzende Tätigkeit juveniler Kohlsäure zurückgeführt; anderweitige pneumatolytische Prozesse dürften, wie das Fehlen von Turmalin, Flußspat etc. andeutet, ausgeschlossen sein, dagegen beteiligte sich von der Oberfläche aus einwirkend die atmosphärische Verwitterung und Oxydation an der Gesteinsumwandlung.

II. H. Stremme: Die Zersetzung der Sollingbasalte in chemischer Hinsicht. (l. c. -180—191-.)

Von den mitgeteilten Analysen beziehen sich auf den Basalt von der Bramburg und seine Zersetzungsprodukte 10 Analysen, und zwar:

- I und II auf unzersetzten Basalt,
- III und IV auf helle Zersetzungsprodukte,
- V bis IX auf braune Zersetzungsprodukte,
- X auf einen schwarzen Streifen.

[Die Analysen I und III wurden schon von E. KAISER mitgeteilt (dies. Jahrb. 1906. II. -53- ff.); die Analysen V—IX sind nach zunehmender Kaolinisierung angeordnet. Ia—Xa gibt die gleichen Analysen auf wasserfreie Substanz umgerechnet.]

Die weißen Zersetzungsprodukte sind im wesentlichen als Kaolin zu bezeichnen. Anal. IV zeigt die Zusammensetzung eines relativ eisenoxydreichen Kaolins: der Formel $\text{Al}_2\text{O}_3 : 2\text{SiO}_2$ entspricht das Verhältnis 45,83:54,17, während IV das Verhältnis 46,07 : 53,43 aufweist. Der Überschuß von 5% H_2O über die dem Kaolin entsprechende Zusammensetzung weist auf Beimischung von Gelen, vielleicht auf aus Augit entstandene Allophanone. Anal. III ist

	Frischer Basalt		Weiße Zersetzungsprodukte		Braune Zersetzungsprodukte				Schwarzer Streifen	
	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.
SiO ²	47,97	46,43	42,68	40,71	39,24	29,81	39,88	27,86	23,07	32,31
TiO ²	1,92	2,47	4,51	0,55	3,25	2,28	4,58	3,04	4,02	2,51
Al ² O ³	13,57	13,88	30,34	35,05	17,69	16,40	26,28	22,08	19,15	27,02
Fe ² O ³	2,89	3,54	2,67	3,23	13,01	12,74	10,27	14,15	18,80	13,15
FeO	8,42	8,42	—	0,30	3,40	1,04	1,18	1,11	1,66	—
MnO	—	Sp.	—	Sp.	Sp.	0,60	—	0,42	0,48	3,92
CuO	—	0,13	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO	8,67	8,24	0,14	0,74	3,61	0,86	1,39	0,44	0,51	0,36
CaO	8,43	8,38	1,09	0,20	1,78	0,58	0,43	0,33	0,30	0,35
Na ² O	3,37	3,78	0,54	} 0,15	3,31	1,27	0,89	} 0,37	} 0,11	} 0,37
K ² O	2,01	1,85	1,50		2,09	1,02	1,46			
H ² O	2,18	2,22	15,99	19,12	11,73	33,00	13,05	29,73	31,13	19,81
SO ³	0,07	0,12	0,31	0,15	0,14	0,09	0,20	0,09	0,09	0,07
P ² O ⁵	0,51	0,57	0,38	0,13	1,01	0,31	0,18	0,38	0,68	0,44
CO ²	—	0,30	—	—	—	—	—	—	—	—
S	—	Sp.	—	—	—	—	—	—	—	—
Org. Subst.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Sp.

[Sa.¹ 100,01 100,33 100,15 100,33 100,26 100,00 99,79 100,00 100,00 100,31]

Anal.: KLÜSS EYME EYME EYME KLÜSS EYME KLÜSS EYME EYME EYME

	Ia.	IIa.	IIIa.	IVa.	Va.	VIa.	VIIa.	VIIIa.	IXa.	Xa.
SiO ²	49,03	47,52	50,71	50,33	44,45	44,49	45,88	39,65	33,49	40,29
TiO ²	1,96	2,51	5,32	0,68	3,68	3,40	5,27	4,33	5,84	3,13
Al ² O ³	13,86	14,15	36,05	43,34	20,04	24,48	30,23	31,42	27,81	33,69
Fe ² O ³	2,95	3,64	3,17	3,99	14,74	19,02	11,82	20,18	27,30	16,40
FeO	8,59	8,60	—	0,37	3,85	1,55	1,36	1,58	2,41	—
MnO	—	Sp.	—	Sp.	Sp.	0,90	—	0,60	0,70	4,89
CuO	—	0,13	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO	8,85	8,42	0,17	0,91	4,09	1,28	1,60	0,62	0,74	0,45
CaO	8,60	8,56	1,29	0,25	2,02	0,87	0,49	0,47	0,44	0,44
Na ² O	3,44	3,88	0,64	} 0,19	3,75	1,90	1,02	} 0,53	} 0,16	} 0,46
K ² O	2,06	1,90	1,79		2,37	1,52	1,68			
SO ³	0,07	0,12	0,37	0,19	0,16	0,13	0,23	0,13	0,13	0,09
P ² O ⁵	0,52	0,58	0,44	0,16	1,14	0,46	0,21	0,54	0,99	0,55
CO ²	—	0,30	—	—	—	—	—	—	—	—
S	—	Sp.	—	—	—	—	—	—	—	—
Org. Subst.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Sp.

[Sa.¹ 99,93 100,31 99,95 100,41 100,29 100,00 99,79 100,05 100,01 100,39]

¹ Die Summen sind in der Originalarbeit nicht angegeben. Ref.

ein noch nicht fertiger Kaolin, wie der dem Überschuß des Si O^2 über das Kaolinverhältnis (die Anal. III ergibt $\text{Al}^2 \text{O}^3 : \text{Si O}^2 = 41,55 : 58,45$) entsprechende Mehrgehalt an Alkalien und Kalk zeigt.

Die braunen Zersetzungsprodukte weisen folgende Verhältnisse von $\text{Al}^2 \text{O}^3 : \text{Si O}^2$ auf:

	$\text{Al}^2 \text{O}^3$	Si O^2
V	31,61	: 68,39
VI	35,49	: 64,51
VII	39,72	: 60,28
VIII	44,21	: 55,79
IX	45,37	: 54,63;

von ihnen steht VIII schon dem Kaolin sehr nahe, IX ist Kaolin mit einem kleinen Kieselsäureüberschuß. „Strenge gilt: je niedriger der Grad der Kaolinisierung, desto höher der Gehalt an Alkalien und Erdalkalien.“ Es zeigt sich ferner in Übereinstimmung mit der mikroskopischen Untersuchung, daß Olivin und Augit die Zersetzung beginnen, und daß mit zunehmender Kaolinisierung der Feldspate die Augit- und Olivinsubstanz immer stärker fortgeführt wird. Ein Abweichen in der Richtung auf Bauxit ist bei keiner Analyse festzustellen, Kaolin mithin als Endstadium und Kohlensäure in wässriger Lösung als Ursache der Zersetzung anzunehmen. Da jedoch die Fortführung des Eisens aus III und IV nur nach Umwandlung des Erzes in das kolloidale Eisenoxydhydrat in Form einer kolloiden Solution geschehen sein kann, die Umwandlung von wasserfreiem in wasserhaltiges Eisenoxydgel oder -sol nach Untersuchungen des Verf.'s selbst durch so geringe Kohlensäuremengen, wie sie der Gießhübler Säuerling führt, verhindert wird, so schließt Verf. auf einen prozentisch sehr geringen Kohlensäuregehalt der Quelle, deren Wirkung dafür aber um so länger gedauert hätte.

Die bedeutenden Mengen von Eisenoxyd in den braunen Zersetzungsprodukten in Verbindung mit dem Zurücktreten von Eisenoxydul weisen auf Zutritt der Luft zu den Zersetzungsprodukten; die wechselnden Werte der Gesamtmenge des Eisens, bezogen auf den als konstant angenommenen Tonerdegehalt, sind eine Folge der relativ leichten Beweglichkeit dieses Stoffes. Hierfür spricht auch der schwarze Streifen (Anal. X): hier fehlt das Eisenoxydul völlig, dafür sind aber sehr beträchtliche Mengen von Manganoxydul vorhanden. Für einen geringen Gehalt an Kohlensäure in der die Veränderung hervorrufenden Kohlensäurequelle spricht schließlich auch das Fehlen von Roteisen in den Zersetzungsprodukten.

Die beiden tonigen Zersetzungsprodukte des Basaltes von Neuhaus (Anal. I und II) stehen Anal. IV des Bramburgbasaltes sehr nahe; ein Unterschied liegt nur in dem hohen Ti O^2 -Gehalt der Gebilde von Neuhaus. Sie sind mithin auch Kaoline und das Produkt der Einwirkung kohlenstoffhaltigen Wassers. Anal. III bezieht sich auf einen Eisenstein, der nach GRUPE in Beziehung mit der Basaltzeretzung steht. Ia und IIa der Tabelle geben die Analysenergebnisse auf wasserfreie Substanz umgerechnet.

	Zersetzter Basalt			Eisenstein	
	I.	II.	III.	I a.	II a.
SiO ²	38,77 ¹	37,74 ²	12,48	49,26 ³	47,99 ⁴
TiO ²	3,60	4,52	1,04	4,57	5,75
Al ² O ³	33,11	31,76	8,84	42,07	40,39
Fe ² O ³	2,79	3,29	61,76	3,54	4,18
FeO	0,15	0,21	0,16	0,19	0,27
MgO	Sp.	0,07	0,08	Sp.	0,09
CaO	—	Sp.	Sp.	—	Sp.
Na ² O	} 0,24	0,21	0,15	0,30	0,27
K ² O					
H ₂ O	21,29	21,36	14,04	—	—
SO ³	0,05	0,08	0,09	0,06	0,10
P ² O ⁵	0,17	0,24	1,06	0,22	0,31
CO ²	—	—	—	—	—
[Sa. ⁵	100,17	99,48	99,70	100,21	99,35]
Anal.:	EYME	EYME	EYME.		

Im Gegensatz zu den bisher besprochenen Vorkommen zeigt der Basalt von Polier nur schwache Zersetzung, die von Anal. I bis zu Anal. III fortschreitet. Das Verschwinden von CO² in Anal. III verbunden mit viel stärkerer Verminderung des FeO als des CaO läßt darauf schließen, daß in I und II mehr Eisenspat (Sphärosiderit) als Kalkspat vorhanden ist. Ia, IIa und IIIa sind wieder die auf wasserfreie Substanz umgerechneten Werte von I, II und III.

	I.	II.	III.	I a.	II a.	III a.
	Zersetzungs- stadium I	Zersetzungs- stadium II	Zersetzungs- stadium III			
SiO ²	48,55	51,00	53,32	49,43	51,84	55,10
TiO ²	1,71	2,92	2,79	1,74	2,97	2,89
Al ² O ³	14,32	12,98	18,31	14,58	13,18	18,94
Fe ² O ³	3,68	8,19	5,22	3,75	8,34	5,40
FeO	9,61	7,39	2,59	9,77	7,53	2,68
MnO	Sp.	—	Sp.	Sp.	—	Sp.
MgO	5,23	1,57	1,67	5,32	1,60	1,73
CaO	7,24	4,96	5,95	7,37	5,04	6,15
Na ² O	3,64	4,73	4,64	3,70	4,81	4,80
K ² O	1,12	1,68	1,65	1,15	1,71	1,71
H ₂ O	1,78	1,66	3,31	—	—	—
SO ³	0,11	0,52	0,10	0,11	0,53	0,10
P ² O ⁵	0,35	0,57	0,43	0,36	0,58	0,44
CO ²	2,51	2,20	—	2,56	2,24	—
[Sa. ⁵	99,85	100,37	99,98	99,84	100,37	99,94]
Anal.:	EYME	KLÜSS	KLÜSS.			

¹ davon löslich: 20,89

² " " 11,33

³ " " 26,54

⁴ " " 14,41.

⁵ Sa. in der Originalarbeit nicht angegeben. Ref.

Milch.

O. Grupe und H. Stremme: Die Basalte des Sollings und ihre Zersetzungsprodukte. (Jahrb. d. k. preuß. geol. Landesanst. 1911. 32. T. I. H. 2. 242—300.)

1. Der Basalt der Bramburg. Das sedimentäre Tertiär überlagert im Gebiet des Solling mittleren Buntsandstein und in diesen eingesunkenes Röt; es ist also jünger als diese Dislokationen. Das Tertiär ist auf den Hochflächen heute nur noch unter dem Basalt der Bramburg als erhalten bekannt, sonst lediglich in den tektonischen Senken. Jungtertiäre, posthume Dislokationen verwarfen an der Bramburg die Ostwand des Rötgrabens. Innerhalb des Rötgrabens liegt die in ihrer Längsachse gleichartig orientierte, topographisch eine Erhebung bildende Basaltdecke der Bramburg. Verf. hält sie nicht für mit verworfen, sondern für nach dem Verwurf auf der Dislokationspalte emporgedrungen [Beweis? Ref.] und glaubt, daß der Basalt gegen die östliche Buntsandsteinwand gebrandet sei, was Verf. aus der Lageänderung der sonst vertikalen, hier aber bis fast zur Horizontalen umgebogenen Säulen schließt.

Das Eruptivgestein ist ein typischer Plagioklasbasalt mit Olivin als charakteristischem Gemengteil, wozu sich noch reichlich Eisenerze und Apatit, auch etwas Biotit akzessorisch gesellt. Bei der starken Zersetzung des Gesteins, die zonar (gangförmig) in die Tiefe geht, läßt sich deutlich die allmähliche Umwandlung zu einem gefärbten Wackenton verfolgen, wobei Augite, Apatit und Eisenerz noch unverändert sind. Als Endresultat der Zersetzung stellt sich ein heller, lockerer Rohkaolin ein, der nur noch deutlich sein Eisenerz — vielfach limonitisiert — zeigt. Der Basalt ist reich an exogenen Quarzeinschlüssen, die bei ihrer Verschmelzung mit dem Magma einen deutlichen Kontaktsaum mit radial angeordnetem Augitkranz im Innern, ilmenitreicher Zone nach außen hin erzeugt haben. Die Blasen Hohlräume des Basaltes sind von Infiltrationsmineralien reichlich erfüllt. Bei Kombinationen bildet Calcit stets das Druseninnere. Dies bestärkt Verf. in seiner Ansicht, daß der Calcit ein jüngeres Zersetzungsmineral ist, während die Zeolithe, Opale usw. der Thermalperiode angehören.

2. Die Dolerite bei Polier und Amelith. Sie bilden keine topographischen Höhenzüge, sind daher auch schlecht erschlossen, sind jedoch nach Ansicht des Verf.'s ebenfalls an den Randspalten eines Tertiärgrabens emporgedrungen. [Beweis? Ref.]

Im petrographischen Habitus zeigen sie Übergänge von körnigem, olivinarmem Dolerit zu Trachydolerit (Enstatit, Orthoklas). Das Gestein ist zu einem rauh porösen, hellen Gestein zersetzt. Eine deutliche Kugelabsonderung mit grünlichen, am wenigsten zersetzten Kugelnkernen erscheint im Gegensatz zum Bramburgbasalt hier als primäre Schrumpfsstruktur.

Die mikroskopische Untersuchung des Dolerits ergab, daß der erste Grad der Zersetzung in einer teilweisen Serpentinisierung der Olivine und Chloritisierung der Augite besteht, welche Gemengteile bei stärkerer Einwirkung der Agenzien zu Carbonaten umgewandelt werden. Im nächsten Stadium der Zersetzung werden diese Silikate und Carbonate ausgelaugt und in Poren und Hohlräumen wieder zum Absatz gebracht. Die weitere Zersetzung führt auch

diese Umwandlungsprodukte fort und es entsteht eine poröse Doleritwacke. In diesem Stadium zeigen aber nicht nur die Eisenerze, sondern auch die Feldspäte noch keine erhebliche Alterierung, was insofern im Gegensatz zu der Zersetzung des Bramburgbasaltes steht, als bei diesem zunächst mit den Olivinen auch die Feldspäte angegriffen werden, während die Augite zuerst noch frisch bleiben. Unabhängig von diesen Vorgängen tritt die Limonitisierung des Gesteins auf.

3. Verf. gibt eine kurze Beschreibung des nördlich weit vorgeschobenen, im Buntsandstein aufsetzenden Basaltganges bei Neuhaus, der durch seine starke Zersetzung zu einem roh kaolinartigen Tongestein umgewandelt ist mit Eisensteinbändern am Kontakt gegen den Buntsandstein.

4. Die Natur der zersetzenden Vorgänge des Gesteins ist eine doppelte. Sie kennzeichnet sich besonders an der Bramburg einmal durch ihr zonares Indietiefsetzen und ihre Unabhängigkeit von Oberfläche und seitlicher Begrenzung des Gesteins als das Resultat postvulkanischer Prozesse. Dabei spielen die Absätze einer heißesten, pneumatolytischen Periode nur eine geringe Rolle (Fl, Cl, S), wichtiger ist die folgende Thermalperiode (Chalcedon, Opal, Zeolithe), die schließlich in Ausströmungen von Kohlensäure übergeht, welche im wesentlichen die Kaolinisierung des Gesteins verursachte. Zu der postvulkanischen Zersetzung gesellt sich aber von oben her der Prozeß atmosphärischer Verwitterung, welcher, vornehmlich an Spalten und Klüften in die Tiefe greifend, in einer Oxydation (Limonitisierung) des Gesteins sich bemerkbar macht.

5. Für die hier zusammengefaßten Darlegungen über die Veränderungen des ursprünglichen Gesteins gibt STREMMER in einem letzten Teil der Arbeit an der Hand einiger von KLÜSS und EYME ausgeführter Analysen die nötige chemische Grundlage.

Hans Reck.

Schwantke, A.: Mineralische Düngemittel. (Handwörterb. d. Naturwiss. 1912. II. 1165—1172.)

Tuécán, F.: Zur Bauxitfrage. (Centralbl. f. Min. etc. 1913. 65—67.)

Doelter, C. und E. Dittler: Bauxit oder Sporogelit? (Centralbl. f. Min. etc. 1913. 193—194.)

Simpson, E. S.: Laterite in Western Australia. (Geol. Mag. 1912. 9. 399—405. 2 Fig.)

Davies, A. M.: The origin of septarian structure. (Geol. Mag. 1913. 10. 99—100.)

Murgoci, G.: Études sur le sol arable de la Roumanie. (Intern. Mitt. f. Bodenk. 1912. I. 544—562.)

Experimentelle Petrographie.

A. Spangenberg: Zur Erkenntnis des Tongießens. Dissert. Darmstadt 1910.

In der keramischen Technik sind zwei Verfahren, der Masse die gewünschte Form zu geben, in Gebrauch, das ältere kurzweg Formverfahren genannt und

das jüngere das Gießverfahren. Bei diesem werden die Massen mit so viel Flüssigkeit versetzt, daß ein gießbarer Brei entsteht, der sogen. Gießschlicker, welcher infolge seiner Leichtbeweglichkeit alle Höhen und Tiefen der Gipsform ausfüllt. An den Wänden der Form wird dem Schlicker Wasser entzogen, wobei sich gleichmäßig eine ziemlich feste Kruste absetzt, die man der gewünschten Scherbenstärke entsprechend entstehen läßt. Das schon im 18. Jahrhundert angewandte Verfahren hat den Nachteil, daß die Form zu sehr durchfeuchtet wird und die gegossenen Körper eine zu große Trockenschwindung besitzen. Bei Alkalizusatz kann der Wassergehalt wesentlich verringert werden. FOERSTER¹ nimmt an, daß die OH-Ionen eine gegenseitige Abstoßung der Teilchen bewirken und daher eine gegebene Tonmenge von einer kleineren Flüssigkeitsmenge so innig durchdrungen wird, daß sie flüssig erscheint. SPANGENBERG setzt außer Alkali noch Humussäure zu in Form von Kasseler Braun. Bei Zugabe von 2% dieser Substanz brauchte zur Verflüssigung mit 0,075 n NaOH-Lösung Lautersheimer Ton fast nur $\frac{1}{4}$ der zur Verflüssigung sonst nötigen Wassermenge. Durch die Humussäure erfolgt eine Aufspaltung der Tonteilchen; diese schützt sie gegen fallende Kationen und wird das Schutzkolloid der Tonsubstanz genannt. Mit Alkali bildet die Humussäure Alkalihumat, das wie Seife die Oberflächenspannung der Flüssigkeit gegen Kaolin erheblich verringert; es wird daher absorbiert und bildet als Emulsoid eine Schutzhülle für die Teilchen. Die durch Humussäure hervorgerufene Aufteilung der Substanz und die gegenseitige Abstoßung der Einzelteilchen, welche durch OH-Ionen verstärkt wird, bewirken gemeinsam, daß die Einzelbestandteile einer Masse erhöhte Beweglichkeit erhalten; sie wird daher mit geringer Flüssigkeitsmenge in den gießbaren Zustand übergeführt. Dies Verfahren² wird in verschiedenen Großbetrieben Deutschlands mit gutem Erfolg angewandt.

Kurd Endell.

R. Rieke: Das RICHTERS'sche Gesetz. Ein Beitrag zur Kenntnis der Flußmittelwirkung. (Sprechsaal. 1910. No. 14—16.)

Nach RICHTERS³ „äußern äquivalente Mengen der als Flußmittel auftretenden Basen auf die Schmelzbarkeit von Tonen mit gleichem Tonerde- und Kieselsäuregehalt einen gleichen Einfluß“. Durch zahlreiche Versuche konnte festgestellt werden, daß die Wirkung äquimolekularer Mengen der Oxide Ca O, Sr O, Ba O, Mg O, Be O, Fe O, Mn O K₂ O, Na₂ O und Li₂ O sowohl auf den Kegelschmelzpunkt (bestimmt mit Segerkegeln) von reinem Kaolin als auch auf den von Tonerde-Kieselsäuremischungen mit verschiedenem Si O₂-Gehalt keine gleich starke ist. Eine für die verwandten Flußmittel geltende Gesetzmäßigkeit konnte nicht gefunden werden, doch zeigte sich bei der Gruppe Ca O, Sr O und Ba O, daß das Oxyd mit dem niedrigsten Molekulargewicht bei Anwendung äquimolekularer Mengen den Schmelzpunkt

¹ FOERSTER, Chemische Industrie. 28. (1905.) 733 ff.

² KEPPELER und SPANGENBERG, D.R.P. 201 987.

³ RICHTERS Untersuchungen über die Ursachen der Feuerbeständigkeit der Tone. 1. Aufl. 1868.

am meisten herabsetzt. Das Gesetz von RICHTERS stellt keinen Spezialfall des VANT' HOFF-RAOULT'schen Gesetzes für verdünnte Lösungen dar, wie dies J. H. L. VOGT¹ auf Grund der Übereinstimmung der beobachteten und nach der VANT' HOFF'schen Formel berechneten Lage des eutektischen Punktes zweier Mineralien annimmt.

Die Bestimmung der Kegelschmelzpunkte von Gemischen, die der Zusammensetzung $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 0,25\text{RO}$ entsprechen, zeigte einen wesentlichen Unterschied zwischen Ca O, Sr O und Ba O einerseits, Mg O, Be O, Fe O und Mn O andererseits; Ca, Sr und Ba bilden verhältnismäßig leicht Doppelsilikate vom Typus $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 1\text{RO}$, die andern Oxyde nicht. Berylloxyd reagiert sehr schwer mit SiO_2 und Al_2O_3 . Bei Ca O, Sr O, Ba O, Mg O, Fe O und Mn O liegen bei dem Tonerde-Kieselsäureverhältnis 1 : 2 die niedrigst schmelzenden Gemische bei der Zusammensetzung $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{RO} - \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2,5\text{RO}$.

Kurd Endell.

R. Rieke: Über die Wirkung löslicher Sulfate auf Kaoline und Tone. (Sprechsaal. Zeitschr. f. d. keramischen, Glas- u. verw. Industr. 43. 1910. No. 48—51.)

Bei dem in der Technik vielfach angewandten Sodagießverfahren macht sich der der Verflüssigung entgegenarbeitende Einfluß freier Elektrolyte, z. B. von Sulfaten, oft störend bemerkbar. Setzt man lösliche Sulfate in geringer Menge einem wässrigen Tonbrei zu, so erhöhen sie dessen Zähigkeit. Besonders wirksam zeigten sich CaSO_4 , die Sulfate der Schwermetalle und Aluminiumsulfat.

Die Alkalisulfate wirken nur in ganz geringen Mengen versteifend; etwas größere Mengen verflüssigen wieder; bei noch größerem Zusatz nimmt die Zähigkeit wieder ziemlich beträchtlich zu.

Der Wirkungsgrad, ausgedrückt als Quotient aus der Zähigkeitszunahme und der Anfangszähigkeit, nimmt durchweg bei geringen Sulfatmengen stark zu, bei größeren nur langsam. Er ist abhängig von dem Wassergehalt des Tonbreies.

Der der Verflüssigung entgegengesetzte Einfluß von Ca- und Mg-Sulfat kann durch Neutralisationsmittel, z. B. Soda, vermindert, nicht aufgehoben werden.

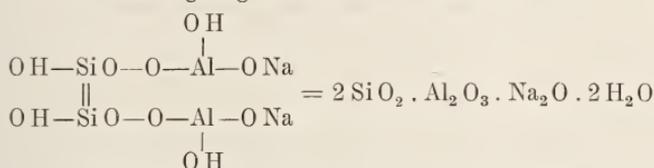
Kaoline und Tone adsorbieren lösliche Sulfate; Alkali-, Erdalkali- und Magnesiumsulfat wird nur in sehr geringen Mengen adsorbiert. Verdünnten Ferrosulfatlösungen wird ein Teil des Eisens durch Kaoline und Tone entzogen, wahrscheinlich in Form von Ferrihydroxyd, während die SO_4 -Ionen fast vollständig in Lösung bleiben. Die Menge des adsorbierten Fe hängt von der Konzentration der verwandten Elektrolytlösung ab.

Kurd Endell.

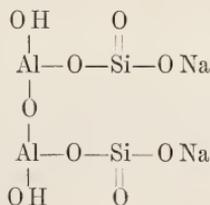
¹ J. H. L. VOGT, Silikatschmelzlösungen. II. 128—140, und Min.-petr. Mitt. N. F. 24. 471/472. (1905.).

W. Pukall: Fortschritte und fortschrittliche Bestrebungen auf dem Gebiet der Tonindustrie. (Berl. Ber. 1910. 2078—2106.)

Nach einer Schilderung des gegenwärtigen Standes der Tonindustrie und ihrer wissenschaftlichen Tätigkeit berichtet Verf. von seinen eigenen Arbeiten auf diesem Gebiet. Er stellte einige Aluminiumdoppelsilikate mit Hilfe einer stark verdünnten Natriummetasilikatlösung (1,625 g auf 1 l H₂O) und Ammoniakalaun nach dem Verfahren der Wechselersetzung in wässriger Lösung dar. Er gelangte zu einer stabilen Verbindung von der Zusammensetzung 2 Si O₂ . Al₂ O₃ . Na₂ O . 2 H₂ O. Sie besteht aus kleinen farblosen Kristallen, die u. d. M. „fischrogenartig, wie Perlenschnüre aneinandergereiht“ erscheinen, ist in verdünnten Säuren leicht löslich und entsteht auch beim Behandeln von Kaolin oder Feldspat mit heißer Natronlauge. Verf. stellt für diese neue Verbindung folgende Konstitutionsformel auf:



und nennt sie das Natriumsalz einer hypothetischen 2-basischen „Kaolinsäure“. Das Anhydrid dieser „Kaolinsäure“ stellt die natürliche Tonsubstanz dar, den Kaolin. Es gelang dem Verf. jedoch nicht, durch Entziehung eines Moleküles Wasser zum Kaolin zu gelangen. Die doppelte Bindung der beiden Si-Atome wurde angenommen, um der hohen Stabilität des Kaolins gerecht zu werden. Gegen die Annahme einer solchen doppelten Bindung wenden sich W. MANCHOT¹ und F. SINGER². W. MANCHOT weist darauf hin, daß Substanzen mit verketteten Si-Atomen bei der Behandlung mit HF, eventuell bei nachfolgender Behandlung mit Alkali, Wasserstoff entwickeln müssen, was ein Prüfungsmittel für die Gegenwart einer Si-Verkettung wäre. Danach sind Silikatformeln mit verketteten Si-Atomen unmöglich. Ihre Entstehung aus Quarz setzt eine Reduktion voraus; bei der PUKALL'schen Arbeitsmethode sei eher eine Sprengung der Tonerdesubstanz anzunehmen. Wie man aus Analogie mit Kohlenstoffdoppelbindungen weiß, sind diese besonders empfindlich gegen chemische Angriffe. Der hohen Stabilität wird also die PUKALL'sche Formel keineswegs gerecht. F. SINGER stellt folgende Konstitutionsformel für das kaolinsäure Natrium auf:



Kurd Endell.

¹ W. MANCHOT, Über Silikate mit verketteten Siliciumatomen. Berl. Ber. 43. 2603—2604. (1910.)

² F. SINGER, Ein Beitrag zur Theorie der Silikate. Sprechsaal für Keramik. 1911. No. 4 u. 5.

- Dittler, E.: Zweck und Ergebnisse der Mineralsynthese. (Schriften d. Ver. z. Verbreitung naturw. Kenntnisse in Wien. 1912. 52. 117—145. 2 Fig.)
- Ruff, O.: Über das System Eisen-Kohlenstoff. (Zeitschr. f. Elektrochem. 1913. 19. 133.)
- Tammann, G.: Zur Thermodynamik der Gleichgewichte in Einstoffsystemen. (Ann. d. Phys. 1913. 40. 297—326.)
- Brand, H.: Der Kristallisationsverlauf im ternären System Cd Br—K Br—Na Br. (Dies. Jahrb. 1913. I. 9—27. 8 Fig.)
- Johnston, J. und L. H. Adams: Über den Einfluß hoher Drucke auf das physikalische und chemische Verhalten fester Stoffe. (Zeitschr. f. anorg. Chem. 1913. 80. 281—334.)
-

Bautechnische Gesteinsuntersuchungen.

R. Lang: Die technische Verwendbarkeit der Werksteine des schwäbischen Stubensandsteins. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 18. 1910. 380—389.)

In den Werksteinen des schwäbischen Stubensandsteins liegt kein primäres Gestein, sondern ein unter dem Einfluß kohlen säurehaltigen Wassers durch diagenetische Vorgänge aus einem reinen Quarz-Feldspatgestein entstandenes Quarz-Feldspat-Kaolinit-Braunspatgestein vor, bei dem die neugebildete Kieselsäure, Kaolinit und Braunspat als — sekundäre — Bindemittel zu bezeichnen sind. Die Verkittung durch Kieselsäure ist ausschlaggebend für die Güte der Werksteine des schwäbischen Stubensandsteins — gleichgültig, unter welchen Verwitterungsbedingungen sie sich befinden. Die besten Werksteine haben die Talränder alter Stubensandsteinplateaus geliefert, weil an ihnen die oxydierenden und verkieselnden Sickerwässer am stärksten und längsten einwirken konnten.

A. Sachs.

- Leon, A.: Die Festigkeit und Wetterbeständigkeit der natürlichen Gesteine. (Schriften d. Ver. z. Verbreitung naturw. Kenntnisse in Wien. 1912. 52. 146—182. 7 Taf. 8 Fig.)
- Hinrichsen, F. W.: Das Materialprüfungswesen unter besonderer Berücksichtigung der am Kgl. Materialprüfungsamte zu Berlin-Großlichterfelde üblichen Verfahren im Grundriß dargestellt. 1912.
-

Europa.

a) Skandinavien, Island. Faröer.

F. E. Wright: Obsidian from Hrafortinnuhyggur, Iceland. (Bull. Geol. Soc. Amer. 21. 1910—1911. 784 [Ausz.].)

Verf. beschreibt einerseits Obsidianstufen, welche durch ihre grubige Oberfläche manchen Moldaviten ähneln, andererseits eigenartige Kristalldrusenbildungen im Obsidian.

Wetzel.

k) Österreich-Ungarn.

K. Hinterlechner: Über metamorphe Schiefer aus dem Eisengebirge in Böhmen. Mit chemischen Analysen von C. v. JOHN. (Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. 1910. 337—353.)

Das ostböhmisches Paläozoicum bildet in der Gegend zwischen Kostelec, dem südlichen Fuße der Bučina und Boukalka eine nach Nord überkippte Mulde, deren jüngstes Glied der dem Konjepruser Kalk entsprechende graue Kalk von Kalk-Podol (nach J. J. JAHN Stufe F f 2) ist. Unter diesem liegen schwarze Tonschiefer, die vermutlich den Etagen d_3 , d_4 , d_5 entsprechen, der darunter folgende Quarzit (Drábover Quarzit) entspricht nach den darin enthaltenen Scolithusröhrchen dem Untersilur (d_2). Das Liegende dieses Quarzites bilden schwarze, fossilere Tonschiefer, welche Verf. für den Horizont $d_1 \gamma$ des westböhmisches Cambriums hält, darunter folgen dann Grauwacken mit eingeschalteten Diabasen, deren Tuffen und amphibolitisierten Diabasen, ferner Quarzite, denen auch einige Schichten der Grauwacke ähneln, und wenig mächtige Kalkbänder, welchen an anderen Stellen graphitische Schiefer entsprechen. Stellenweise tritt aber der rote Granitgneis direkt an die schwarzen Tonschiefer und an den d_2 -Quarzit; dort, wo dabei eine Kontaktveränderung nicht beobachtet wurde, kann dies durch kleine Verwerfungen oder Blattverschiebungen bedingt sein. Eine transversale Horizontalverschiebung soll zwischen Kalk-Podol und Heřmanměstec das Cambrium unmittelbar hinter die d_2 -Quarzite geschoben haben. Einen Teil der Granitaufbrüche im Gebiete der Schiefer, namentlich in der Nähe der Muldenachse, erklärt Verf. aber als Massen, welche in die durch die Faltung in der Nähe der Muldenachse entstandenen Aufblätterungshohlräume intrudiert wurden. Es folgt nun die Beschreibung einiger metamorpher Gesteine in der Nähe und in der Ferne vom Eruptivgesteine, von denselben sind auch Analysen (von C. v. JOHN ausgeführt) angeführt (s. Schlußtablelle).

1. Metamorphes Untersilur aus der Bučina bei Kalk-Podol.

a) Aus der Gegend südlich von Prachovice, 2—4 km (oberflächlich) vom Granit entfernt. Ein dünnschieferiges, in den einzelnen Lagen fast dichtes, schwarzes Gestein, mit schwachem, phyllitischem Glanze. Es ist nur schwer aufzulösen und besteht aus Quarz, feinen Schüppchen glimmerartiger Mineralien, von denen ein Teil Sericit, ein anderer Chlorit und vielleicht auch Ottrelith ist, ferner einem schwarzen, vermutlich kohligen Pigment und ab und zu Limonitstreifen (vergl. Anal. I).

b) Grube an der Straße südöstlich Kalk-Podol, südwestlich Citkov. Schmutziggraues, dünnschieferiges Gestein, aus Quarz (in Nestern und dünnen Lagen), Sericit und einem schmutziggrün-hellgelb oder farblos pleochroitischem, schwach doppelbrechendem, monotomen Mineral (Ottrelith?), Rutil und etwas Limonit bestehend. Das schwarze Pigment fehlt. Das Korn ist etwas größer wie bei a (vergl. Anal. II).

c) Westlicher Fuß der Bučina, östlich Skoránov. Das Korn ist bereits mit der Lupe erkennbar, die Bestandteile sind zum größten Teile dieselben wie bei b, der Ottrelith ist aber schon deutlicher erkennbar, auch Feldspat,

wenn auch in geringer Menge, ist zu beobachten. Als leistenförmiger Porphyroblast, mit Einschlüssen von Quarz in der Schieferungsebene, tritt ein grauer Disthen hinzu. Erze sind nicht vorhanden. Das Gestein ist ebenfalls deutlich schieferig, mit schwachem Seidenglanz (vergl. Anal. III).

Der Drábover Quarzit zeigt in der Nähe des Granits braune Farbe und Pflasterstruktur.

2. Metamorphe Schiefer vom westlichen Steilrande des Eisengebirges zwischen Žleber Chvalovice und der Umgebung von Podhořan.

a) Anstehend in etwa $\frac{1}{3}$ der Distanz zwischen J. H. Žleber Chvalovice und dem Westende von Zbyslavec. Feinkörnig bis dichtes, graues, splittiger brechendes Gestein, hauptsächlich aus Quarz, Sericit, Biotit (dieser ist makroskopisch schon auf den Schichtflächen zu erkennen), Chloritoid (? , grünes, schwach doppelbrechendes, monotomes Mineral in kleinen Leisten) bestehend, mit wenig Magnetit in dem Grundgewebe, größere Körner bilden kleine Geröllstückchen und Knoten von Oligoklas, dann unregelmäßig begrenzte Individuen oder Aggregate von Turmalin und Granat, letzterer poikilitisch von farblosen Mineralien durchwachsen. Kohliges Pigment ist nur untergeordnet vorhanden (vergl. Anal. IVa und IVb). Das der letzteren Analyse entsprechende Gestein zeigt lediglich größeres Korn als das vorher beschriebene.

b) Anstehend in einer Grube nördlich Podhořan, etwa $\frac{1}{2}$ km vom Granit entfernt. Dünnschieferig-feinkörniges, graues Gestein, auf den Schieferungsflächen ist der Biotitüberzug und ziemlich zahlreiche Knoten von Granat erkennbar. Die wesentlichen Gemengteile des Grundgewebes, welches Andeutung von Pflasterstruktur besitzt, sind Quarz, Orthoklas, Oligoklas, Biotit (stratenweise mit Muscovit verbunden); Granat tritt im Schlicke nur spärlich als Porphyroblast auf, Erz und Leukoxen ist sehr wenig vorhanden. Gegen Licoměřice finden sich alle Übergänge zum normalen, dichten Gestein (vergl. Anal. V).

Mit den angeführten Analysen ist auch noch eine Analyse (VI) eines Cordierit-Gneises von Wilhelmov bei Humpolec (Blatt Deutschbrod) verglichen, welche von F. C. EICHLER stammt und in des Verf.'s Arbeit „Über die geologischen Verhältnisse des Kartenblattes Deutschbrod“¹ publiziert wurde. Sie ist zum Vergleich auch im Referat beigelegt. Verf. äußert nun die Ansicht, daß die Gesteine bei Zbyslavec eine chemische Natur besitzen, wie sie zur Bildung von Cordierit- und Biotitgneisen des Blattes Deutschbrod erforderlich ist, daß ferner die Gesteine von Zbyslavec ein Streichen besitzen, wonach ihre Fortsetzung notwendig im Gebiete des Kartenblattes Deutschbrod liegen müsse, ohne daß die analysierten Gesteine direkt zusammenhängen müssen. Zum Schlusse spricht sich Verf. nach einem detaillierten Vergleiche eines Granitschiefer führenden Horizontes nördlich von Licoměřice mit ähnlichen von anderen Punkten der Blätter Deutschbrod, Časlau-Chrudim, Iglau, Datschitz und Mährisch-Budwitz dahin aus, daß die kristallinen Schiefer obig angeführter Kartenblätter nicht archaischen Alters, wie die frühere Behauptung war, sei; die besprochene Graphitzone aber sicher silurischen Alters sei, falls

¹ Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 57. 1907. 115 ff.

die stratigraphische Deutung der Sedimente im Eisengebirge den Tatsachen entspricht.

	I.	II.	III.	IVa.	IVb.	V.	IV.
SiO ₂ . . .	58,26	60,46	56,90	70,24	70,20	68,64	72,80
TiO ₂ . . .	0,30	0,34	Spur	Spur	Spur	Spur	n. best.
Al ₂ O ₃ . . .	23,04	20,34	24,40	13,20	14,40	14,80	12,80
Fe ₂ O ₃ . . .	3,85	4,63	3,94	2,04	1,53	1,95	2,06
FeO . . .	3,29	2,89	5,00	4,08	3,57	4,15	2,56
MgO . . .	0,96	1,00	1,35	2,32	1,44	2,04	1,40
CaO . . .	0,93	0,60	0,50	2,10	1,70	1,34	1,55
Na ₂ O . . .	0,94	0,85	1,10	3,44	2,49	3,12	2,34
K ₂ O . . .	3,55	3,86	3,73	2,06	3,16	2,42	2,42
P ₂ O ₅ . . .	0,27	0,32	0,31	0,31	0,44	0,24	} nicht bestimmt
S	0,01	0,10	0,00	0,02	0,01	0,00	
Glühverl. .	5,00	4,30	4,04	1,00	1,60	0,96	1,70
Summe .	100,40	99,69	101,27	100,81	100,54	99,66	99 63

- I. Metamorphes Untersilur aus der Bučina bei Kalk-Podol, südlich von Prachovice (Granitferne).
- II. Dasselbe aus einer Grube an der Straße südöstlich Kalk-Podol, stärker metamorph.
- III. Westlicher Fuß der Bučina östlich Skoranow, stark metamorph.
- IVa. Metamorpher Schiefer vom westlichen Steilrande des Eisengebirges, zwischen Žleber-Chvalovice und der Umgebung von Podhořan.
- IVb. Dasselbe etwas gröberkörnig.
- V. Granatknotschiefer aus einer Grube nördlich Podhořan.
- VI. Cordieritgneis von Wilhelmow bei Humpolec (anal. EICHLER).

C. Hlawatsch.

F. Cornu (†): Beiträge zur Petrographie des Böhmisches Mittelgebirges. III. Zur Kenntnis der Einschlüsse der Eruptivgesteine. (Tscherm. Min.-petr. Mitt. 28. 394—414. 1909.)

1. Über Einschlüsse miocäner Sedimente im Feldspatbasalt der Aloisushöhe bei Wohontsch. Der Autor zieht den Inhalt dieses Abschnittes folgendermaßen zusammen:

„Die Einschlüsse im Basalte des Poratschberges sind Derivate des miocänen Braunkohlentones und seiner an Quarzsand reichen Zwischenlagen. Das Vorkommen der Plänerkalk-Einschlüsse Bořický's ist zumindest zweifelhaft.

Das die Einschlüsse umhüllende Gestein ist ein olivinreicher Feldspatbasalt von miocänem Alter. Die Buchite sind charakterisiert durch die allothigenen Gemengteile Quarz, Zirkon und Rutil, ferner durch die Kontaktprodukte Tridymit (sowohl als Ausscheidung wie auch als pneumatolytische Bildung), Cordierit und das schwach lichtbrechende, tonerereiche und wasserhaltige Glas, das als Bindemittel des Minerals fungiert. Der Basaltjaspis besteht aus trübem Glas mit zahlreichen Cordieritausscheidungen. Tridymit enthält er bloß als Drusenmineral auf Spalten.

In chemischer Beziehung ist hervorzuheben, daß ein Übergang von Bestandteilen des Magmas in die Einschlüsse im allgemeinen nicht statt hat. Nur im unmittelbaren Kontakte deutet die Cordierit- und Spinellbildung (erstere in den Buchiten, letztere in den Basaltjaspisen) eine solche Aufnahme von Bestandteilen an.“

Von bemerkenswerten Details sei das Auftreten von Nephelinresten im Feldspatbasalt, von Tropfen eines stärker lichtbrechenden Glases innerhalb des normalen Glases des Buchits, von tiefvioletten bis schwarzen, cordierit- und spinellreichen Randpartien oder kleineren Einschlüssen, endlich von Opalschalen mit verschieden starker Lichtbrechung (von innen nach außen zunehmend) um Tridymitkriställchen erwähnt. Anhangsweise gibt Verf. Notizen über Schiffe durch Kontaktstücke, die bereits von HIBSCH beschrieben worden waren und die teilweise Mittelstellungen zwischen Basaltjaspisen und Buchiten entsprechen. Ein besonderes tridymitreiches von der Birnayer Straße (Buchit) zeigt den Tridymit in radialer Stellung um den Quarz, außerdem Nadelchen, die vielleicht Sillimanit sind.

2. Einschlüsse von Biotitgranit aus dem nephelinführenden Feldspatbasalt der Katzenkoppe bei Großpriesen.

Umwandlungserscheinungen in diesen Einschlüssen dokumentieren sich durch das Auftreten von schwach abnormal doppelbrechendem Glas in den Rissen des Feldspates, in welchem Glase von delessitähnlicher Substanz ausgefüllte Vacuolen sich befinden, von Apophyllit und einer schwarzen, schlackigen Substanz, welche aus dem Biotit entstanden ist und teilweise noch dessen Umrisse und Spaltbarkeit zeigt. Verf., der durch starkes Erhitzen von Biotit eine ähnliche Substanz darstellte, betont das Fehlen genauerer Angaben über diese ja oft zu beobachtende Erscheinung und wendet sich namentlich gegen ZIRKEL, der aus dem Fehlen des Glimmers in den Graniteinschlüssen auf eine andere Entstehungsart (Urausscheidung) schloß. Vom Magnetit unterscheidet sich dieses Produkt durch das niedere spezifische Gewicht (3,32). Ob die in den Einschlüssen zu beobachtende Zertrümmerung, namentlich des Quarzes, mit der Erhitzung zusammenhängt oder schon vorher vorhanden war, läßt sich aus der Darstellung nicht sicher erkennen, ist aber wahrscheinlich. Von Interesse ist, daß der Quarz eine rauchgraue Färbung, die sich durch Erhitzen an der Luft entfernen läßt, bewahrt hat, ferner der sanidinähnliche Charakter des Feldspates.

3. Einschluß von Pyroxenfoyait aus dem Sodalith-Phonolith des Mille-schauer Klotzberges.

Der gegen den Phonolith scharf abgegrenzte Einschluß wurde dem Verf. von Prof. HIBSCH gegeben. Er besteht im wesentlichen aus einem Natron-Orthoklas (Auslöschung auf (010) 8° , $D = 2,527$), Ägirin-Augit (in einem Falle mit grüner Hornblende verwachsen), als akzessorischen Gemengteilen Titanit, Titanmagneteisen und Apatit. Von größerer Wichtigkeit sind jedoch die sekundären Bestandteile, unter denen namentlich der Natrolith in großer Menge auftritt und nicht nur den Nephelin und die Minerale der Sodalithfamilie vollständig, sondern auch zum großen Teile den Feldspat verdrängt hat. Daneben tritt als etwas älterer Zeolith Analcim auf, der ebenfalls teilweise unter Erhaltung

der Spaltrisse in Natrolith umgewandelt ist, so daß Verf. vermutet, daß der Umwandlung der Feldspate und des Nephelins in Natrolith eine solche in Analcim vorausgegangen ist. Ferner treten an Zeolithen noch Thomsonit und Chabasit (?) im Gesteine auf, ferner ein auf den Spaltflächen der Chabasithomboeder senkrecht stehendes faseriges Mineral (vielleicht ebenfalls Thomsonit). Calcit tritt als sekundäres Produkt ebenfalls an einigen Stellen auf.

Dieser Arbeit ist von F. BECKE ein sehr warmer Nachruf an den eifrigen, talentvollen jungen Forscher, der infolge einer wahrscheinlich durch die rastlose Arbeit hervorgerufenen geistigen Störung im September 1909 frühzeitig der Welt entrissen wurde, vorausgeschickt. Verf., dem auch Ref. stets ein warmes Angedenken bewahrt, hatte eine weitgehende Bearbeitung der Einschlüsse des Marienberges bei Aussig in Vorbereitung; einige Publikationen darüber sind wohl vor einiger Zeit erschienen, zur Veröffentlichung der eigentlichen Monographie, die in obig referierter Arbeit angekündigt wird, kam er jedoch nicht mehr.

C. Hlawatsch.

J. Morozewicz: Zur Mineralogie und Petrographie des Tatra-gebirges. (Kosmos. 1909. 34. 580—600. Polnisch, mit deutscher Zusammenfassung.)

Über den mineralogischen Teil dieser Arbeit wurde in dies. Jahrb. 1910. I. -341- referiert. — Die Beiträge zur Petrographie der Tatra behandeln folgende Vorkommen:

Turmalinpegmatit von Czuba Goryczkowa. Kleine, bis 2 cm mächtige Gänge im Biotitgranit. Sie bestehen hauptsächlich aus Orthoklas, Quarz, Muscovit. In ihrer Medianebene sind stets schwarze, stengeligstrahlige Turmaline bis 5 cm Länge, und kleine, sehr reine Granaten. In der körnigen Orthoklasmasse oft grünlichgelbe, dünne Apatitprismen.

Der Tatrgranit im Lichte der neueren Analysen. Frischer Biotitgranit vom Berge Koszysta. Anal.: PAWLICA.

Si O₂ 67,84, Ti O₂ 0,59, Zr O₂ 0,05, Al₂ O₃ 16,42, Fe₂ O₃ 0,85, Cr₂ O₃ —, Fe O 1,57, Mn O Sp., Ba O 0,01, Sr O —, Ca O 3,78, Mg O 0,87, K₂ O 1,81, Na₂ O 5,11, F₂ 0,21, H₂ O (+ 105°) 0,27, H₂ O (— 105°) 0,20, P₂ O₅ 0,22, V₂ O₅ —; Sa. 99,86 — 0,08 (O = F₂) = 99,78. Spez. Gew. 2,6923. K₂ O : Na₂ O : Ca O : Mg O = 1 : 4 : 3,3 : 1,1.

Die Molekularverhältnisse dieser für ein Granitmagma charakteristischen Oxyde zeigen, daß der Granit von Koszysta einen reinen Kalknatrontypus darstellt. Mineralogisch besteht das Gestein aus 60% basischem Oligoklas, 20% Quarz, 14% Biotit mit sekundärem Muscovit, 5% Orthoklas, 0,5% Apatit, 0,5% Zirkon, Rutil und Eisenerz. Es ist also ein Grenztypus, ein Oligoklas-Biotit-Granit. Das Gestein wird verglichen mit anderen analysierten Tatrgraniten, mit den Graniten vom Riesengebirge und den von Brünn in Mähren. Dabei erweisen sich einige schlesische und mährische Granite als dem Koszysta-Typus sehr ähnlich, nicht dagegen die Granite von Wolynien.

Aus Mangel an analytischen Daten ist ein Vergleich mit den Graniten der benachbarten, geologisch nahe verwandten Gebiete zurzeit nicht möglich, wie des Klein-Krivangebirges, des Lubochniagebirges und der niederen Tatra.

H. Schneiderhöhn.

P. St. Richarz: Geologisch-petrographische Untersuchungen in der Umgebung von Aspang a. Weichsel. (Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1910. 116—118.)

Eine vorläufige Mitteilung über Untersuchungen im Wechselgebiet, welche später im Jahrbuche der Anstalt erscheinen sollen. Nach denselben stoßen bei Aspang zwei Gebirgssysteme zusammen, welche an einer O.—W. streichenden Störungslinie aneinandergrenzen. In ihrer Nachbarschaft sind die Glimmerschiefer des nördlichen Systems stark zersetzt, was zur Bildung der technisch verwerteten Kaolinlager (Pyknophyllit) von Aspang führte.

Das nördliche System besteht aus einem Zweiglimmergranit, welcher Spuren von Metamorphose zeigt (Zersetzung des Oligoklases, Bildung von Klinozoisit und jüngerem, wasserklarem Albit). Dieser Granit hat die Schiefer resorbiert und injiziert und so Veranlassung zur Bildung von Metagneisen gegeben; die schiefrige Struktur der Randzone des Granits führt Verf. auf diese Vorgänge, nicht auf Pressung zurück.

Die eigentliche Schieferhülle besteht in erster Linie aus Albitgneis, der von hauptsächlich albitführenden Pegmatiten durchsetzt wird. Im Osten treten Amphibolite auf, die als metamorphe Diabase erklärt werden. Die Glimmerschiefer führen Granat und Turmalin, letzterer fehlt in den Albitgneisen. Der südliche Teil zeigt mit Ausnahme eines kleinen Granitvorkommens westlich von Aspang, das aber wahrscheinlich überschoben ist, keine intrusiven Granite. Die Albitgneise (Wechselgneise) zeigen ganz ähnliche Zusammensetzung wie die des nördlichen Teiles, sie führen chlorit- und epidotreiche Lagen mit großen, z. T. nicht verzwilligten Albitindividuen¹. Für die Bildung des Albitgneises nimmt Verf. die Möglichkeit der Existenz eines noch nicht angefahrenen, tiefer liegenden Granitmassives an.

C. Hlawatsch.

A. Rzehak: Neue Aufschlüsse im Kalksilikathornfels der Brünnener Eruptivmasse. (Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. 1910. 129—130.)

Südlich der Waldparzelle Svinska Obora an der Straße Schebetin—Schwarzkirchen ergaben neu angelegte Schotterbrüche Aufschlüsse in einem Kalksilikathornfels, der von Granit- und Pegmatitgängen durchsetzt wird. Einige Pegmatitgänge führen dunkelgrauen Feldspat und Salbänder von diallagartigem Diopsid. Das wesentlichste Mineral der Kalksilikatfelse ist

¹ Dieses Vorkommen ist dem Ref. aus Stücken, die REINHOLD und BERWERTH in Aspang sammelten, bekannt. Verf. erwähnt in der hier referierten Notiz nur „wohlindividualisierte Albitknoten“.

hessonitähnlicher Granat, daneben wenig Calcit, Titanit, Pyrit und vielleicht Pyrrhotin. Verf. hält die veränderten Kalke nicht für devonisch, wie dies F. E. SUESS tat, sondern für älter. **C. Hlawatsch.**

A. Rzehak: Fluorit und Baryt im Brünner Granitgebiet. (Ebenda. 230—231.)

An der in voriger Notiz genannten Stelle treten in einem rötlichen, zersetzten, aplitischen Granit Gänge von Baryt mit grauem Quarz und Salbändern von violettem Flußspat auf. Letzteres Mineral bildet auch Adern im Granit. Im Baryt finden sich auch Galenit und Malachit. **C. Hlawatsch.**

G. Hradil: Petrographische Notizen über einige Gesteine aus den Ötztaler Alpen. (Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. 1910. 233—236.)

Verf. beschreibt einige Gesteine aus den Ötztaler Alpen wie folgt:

1. Amphibolit und Granat-Amphibolit von der Granatenwand des Gurgler Hauptkammes. Granoplastisch bis porphyroblastisch; die Hornblende, welche den hauptsächlichsten Gemengteil bildet (α hellgrün, β olivgrün, γ grün bis blaugrün, $c : \gamma$ 17°), ist öfters von Plagioklas, Titanit und Ilmenitglimmer poikiloblastisch durchwachsen. Der Ilmenit ist rot bis nelkenbraun durchscheinend und sehr stark doppelbrechend. Orthoklas und Plagioklas setzen mit Zoisit, farblosem Glimmer und Lawsonit¹-Körnchen das kryptodiblastische Grundgewebe zusammen. Zoisit und Biotit bilden als akzessorische Gemengteile auch größere Individuen. Die granatführenden Varietäten zeigen wenig Plagioklas und Quarz, dafür reichlich Rutil, ferner Pyrit und Magnetit; als sekundäres Mineral scheint ein Carbonat (Calcit oder Dolomit?) reichlich aufzutreten. Sonst sind, ausgenommen den reichlich vorhandenen rötlichen Granat, die Gemengteile desselben wie bei dem ersterwähnten Gesteine.

Von derselben Lokalität stammt ein grobkörniger Augitfels, bestehend aus grünem Augit, neben wenig Biotit, Quarz, Orthoklas, relativ viel Rutil, ferner Pistazit und limonitische Massen. An der zählig verlaufenden Grenze zwischen Orthoklas und Augit treten sericitische, chloritische und calcitische Produkte auf, die anstoßende Augitpartie ist von genannten Mineralien und Rutil poikiloblastisch durchwachsen.

2. Muscovitführender Granatglimmerschiefer aus dem Gerölle des in der Nähe von Winkel südlich Huben herabkommenden Wildbaches. Neben Granat treten Staurolith und Disthen als Porphyroblasten auf, akzessorisch sind grüner Biotit (auch in Feldspat poikiloblastisch eingewachsen), Plagioklas, Orthoklas (stark umgewandelt), Magnetit, Ilmenitglimmer und Pistazit. Verf. bezeichnet das Gestein als wahrscheinlich sedimentogenen Glimmerschiefer.

3. Dioritporphyrit aus der Ötztaler Ache steht wahrscheinlich in den Gehängen des Gampelkopfes an, da seine Geröllstücke bis zum Knie des Baches

¹ Leider findet sich keine Angabe, wonach dieses Mineral bestimmt wurde.

oberhalb der Brücke über die Venter Ache auftreten. Dieses schon wiederholt beschriebene Gestein führt in einem Grundgewebe von Hornblende, Biotit, Feldspat und Rutil gänzlich in Zoisit und Epidot umgewandelte Plagioklasciusprenglinge.

4. Epidotphyllit vom Wege zwischen Huben und Planggeros unterhalb der Hundsbach-Alm an einem vom Südgehänge kommenden Wasserlaufe. Dünn lagenförmiges, granoblastisch bis lepidoblastisches Gestein mit einem Grundgewebe von Sericit und Quarz, spärlich Orthoklas, Pistazit, Ilmenit, Magnetit und Porphyroblasten von Pistazit. Außerdem treten Körner von Plagioklas und im Schlicke blaugrauem Turmalin auf.

5. In einem Kelyphit-Amphibolit vom Falderkogel fand Verf. an der Kelyphithülle im Gegensatze zu der von L. HEZNER¹ beschriebenen eine innere Hülle von stark lichtbrechenden Fasern, die Verf. als Zoisit deutet, während die aus Hornblende, Magnetit, Pistazit und Plagioklas bestehende Zone die äußere Rinde bildet. Im selben Gesteine treten merkwürdige Zwillingsbildungen am rhombischen Pyroxen und diablastische, an Myrmekite erinnernde Bildungen im Grundgewebe auf.

C. Hlawatsch.

M. Kišpatić: Der Sand von der Insel Sansego (Susak) bei Lussin und dessen Herkunft. (Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. 1910. 294—305.)

Verf. untersuchte den Sand der Insel Sansego, sowie den zweier Quellen (Černo und Sminjac bei Buccari) und die „Terra rossa“, vergleicht die Resultate mit den von FR. TUÉAN² an Kalken des kroatischen Karstes erhaltenen und kommt im Gegensatze zu SALMOJRAGHI³ zu dem Schlusse, daß der Sand der Insel Sansego mit allen seinen Bestandteilen aus den Kalken und Dolomiten des Karstes stammt, daß ferner unterirdische Flüsse des Karstes nach Auflösung des Kalkcarbonates die eingeschlossenen Mineralien, meistens Quarz und Silikate, bei der unterirdischen Mündung nicht nur bei Sansego, sondern auch an vielen anderen Stellen als Sand hervorbringen und anhäufen. Mittelbar ergibt sich daraus, daß die Insel Sansego in relativ junger Zeit gehoben worden sein müsse.

Die vom Verf. gegebene tabellarische Zusammenstellung der oben angeführten mikroskopischen Befunde sei hier wiedergegeben. Das Auftreten des Minerals ist mit +, die Nichtbeobachtung durch — angedeutet. Quarz, Feldspat, Muscovit, Biotit, grüner bis blauer Amphibol, Granat, Chlorit, Turmalin, Titanit, Rutil, Zirkon und Limonit wurden in allen Gesteinen der Tabelle beobachtet, diese sind darum im Referat in derselben nicht separat angeführt.

¹ Min.-petr. Mitt. 22. 537.

² Die Kalksteine und Dolomite des kroatischen Karstgebietes (Ann. geol. d. l. peninsule balcanique. Belgrad. Zur Zeit der Arbeit noch nicht erschienen.)

³ Sull' origine Padana della sabbia di Sansego nel Quarnero. (R. Ist. Lombardo d. sci. e lett. Milano. 11. 1907.)

	Sansiego	Karstkalk	Terra rossa	Černo	Sminjac	Sansiego nach SALMOIRAGHI
Phlogopit	+	+	+	+	+	—
Pyroxen	—	—	—	—	—	+
Epidot und Zoisit	+	+	+	+	+	?
Disthen	+	+	+	+	—	+
Staurolith	+	+	—	—	+	+
Korund	+	+	+	—	—	—
Brookit?	+	—	—	—	—	—
Apatit	+	+	+	—	—	+
Fluorit	—	+	—	+	—	—
Periklas	—	+	+	—	—	+
Koppit	—	+	—	—	—	—
Humit?	—	—	—	—	+	—
Magnetit und Ilmenit	—	—	—	—	—	+
Andalusit	—	—	—	—	—	+
Sillimanit	—	—	—	—	—	+
Chloritoid	—	+	—	—	—	+
Serpentin	—	—	—	—	—	+
Carbonate	+

Bemerkenswerte Beobachtungen: Biotit von Sansiego: $2V = 14-29^\circ$; Titanit $2V = 28^\circ$; Brookit? $2V = 21^\circ 30'$, $\rho > \nu$ sehr stark. Der Quarz von Sansiego führt Carbonate als Einschluß, Dolomit tritt im Sande in Rhomboedern auf.

C. Hlawatsch.

G. B. Trener: Die Lagerungsverhältnisse und das Alter der Corno-Alto-Eruptivmasse in der Adamellogruppe. (Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. 1910. 373—382.)

Die Corno Alto-Eruptivmasse besteht aus zwei voneinander getrennten Stöcken: Corno Alto- und Sostino-Masse. Beide bestehen aus einer Zentralpartie eines grobkörnigen, sehr quarzreichen, neben vorwiegendem Plagioklas auch Orthoklas führendem Granodiorit, welcher mit Annäherung an den Rand feinkörniger, quarz- und orthoklasärmer wird. Das dunkle Mineral ist Biotit, nur an einigen Stellen der feinkörnigen Randzone kommt Hornblende hinzu (Tonalitische Randfazies). Am Nordende zeigen Granodiorit und Quarzglimmerdiorit, als welche Verf. die zentralen und äußeren Gesteinsvarietäten unterscheidet, Parallelstruktur. Das Eruptivgestein umschließt Schollen der Schieferhülle, welche auch zungenförmig in das erstere eindringt; eine große solche Zunge schiebt sich von Pinzolo bis zum Gipfel des Corno Alto vor. Dabei ist der Glimmerschiefer der Hülle in körnigen Hornfels umgewandelt,

die Feldspatglimmerschiefer führen große Andalusite und auch die Gneise zeigen am Kontakt Umkristallisierung.

Bezüglich des Alters gegenüber den anderen tonalitischen Massen der Gegend mit Ausnahme des eigentlichen Adamellotonalites kommt Verf. durch Vergleich von Gebilden, welche SALOMON¹ als Schollen, Verf. aber als Gänge erkennt, und von denen letzterer einen als „gemischten Gang“ beschreibt, dessen zentraler Teil mit gewissen tonalitischen Eruptivmassen von Malga Persèch große Übereinstimmung zeigt, zu dem Schlusse, daß die Reihenfolge der Eruptionen vom ältesten Glied angefangen folgende ist:

1. Granodiorit von Corno Alto. 2. Hornblendegestein. 3. Re di Castello-Tonalit. 4. Granit.

Der erwähnte „gemischte Gang“ von Fontanazi besteht aus vier durch Übergänge miteinander verbundenen Zonen vom Salband einwärts gerechnet: 1. Schlierig, teils mit feinkörniger, basischer Hauptmenge und hellen, grobkörnigen Einschlüssen, teils mit feinkörnigen Einschlüssen in der grobkörnigen, hellen Hauptmasse, 2. feinkörnig, basisch, mit Feldspateinsprenglingen, 3. feinkörnig, mit nadelförmigen Hornblenden (Nadeldiorit SALOMON's), 4. mit großen, kurzsäulenförmigen Hornblenden. Die 3. Zone ist nun identisch mit Gängen und einer stockförmigen Masse bei Malga Persèch am Südabhange der Cima Fornace (Val di Borzago), welche ihrerseits von dem feinkörnigen (am Rande gegen den Adamellotonalit parallel struierten) Re di Castello-Granit durchbrochen wird. Alle aber werden von Granitgängen durchschwärmt.

C. Hlawatsch.

A. Scheit: Der Kalksilikatfels von Reigersdorf bei Mährisch-Schönberg. (Jahrb. geol. Reichsanst. Wien. 60. 115—132. 1910.)

Verf. hat die von KRETSCHMER² in ihrem geologischen Auftreten bereits beschriebenen Kalksilikatfelse, welche bei Mährisch-Schönberg einen Zug von Linsen mit SW.-Streichen bilden und welche am besten im Steinbruch von Reigersdorf aufgeschlossen sind, genauer untersucht und kommt bezüglich des Mineralbestandes sowie der Entstehung des Skapolithes zu etwas anderen Resultaten, als sie KRETSCHMER in obgenannter Arbeit angeführt hatte. Die Gesteinsmasse bei Reigersdorf hat ein Streichen von N. 45° O., Fallen NW., das Liegende bildet ein mächtiger Lagergang von „Pyroxenaplit“, dann Biotit-Muscovitgneis mit gebändertem Amphibolit, das Hangende Biotit-Muscovitgneis, der von Pegmatit- und Aplitgängen durchbrochen wird.

1. Kalksilikatknollen. Im wesentlichen aus nahezu gleichen Teilen von Calcit und einem schwach optischen + Chlorit bestehend, als akzessorischen Gemengteilen Feldspat (mit Calcit infiltriert), braunem Anatas (teils tafelig nach 001 mit den Flächen (001), (100) (110) (101) (111), teils pyramidal), Magnetit (zu Limonit umgewandelt) und wenig Zirkon.

2. Augithornfels. Vorherrschendes Gestein im Reigersdorfer Steinbruch. Feinkörnig; die Augite erreichen aber größere Dimensionen. Die

¹ Abh. d. k. k. geol. Reichsanst. 31. 1908—1910.

² Jahrb. geol. Reichsanst. 58. 1908. Ref. dies. Jahrb. 1910. I. -218—221-.

Gemengteile sind lagenweise verteilt, die Farbe des Gesteins wechselt daher von weiß zu dunkelbraungrün und zeisiggrün. Plagioklas (Albit-Oligoklas) ist der vorwiegend farblose Gemengteil, seltener Quarz und Orthoklas, der Augit der dunklen Partien ist diopsidisch, $c : \gamma 44^\circ$, blaßgrün, Zwillingbildung und Spaltbarkeit nach 100, letztere auch nach 010. Akzessorisch blaugrüne Hornblende, Titanit (pleochroitisch: farblos-gelblichbraun), Magnetit, Pyrit und Calcit.

3. Amphibolhornfels. Weniger verbreitet als das vorige Gestein, von dem es sich durch das reichlichere Auftreten einer der oberwähnten gleichen Hornblende unterscheidet und eine noch ausgeprägtere Lagenstruktur aufweist. Dreierlei Handstücke werden beschrieben: a) Die Lagen farbloser Gemengteile wiegen vor. Plagioklas = Oligoklas-Andesin. Akzessorisch Titanit, Mikroklin, Magnetit, Zirkon. Hornblende in der Prismenzone idiomorph. b) Reich an Hornblende mit Siebstruktur. An einer Stelle Feldspat stark in Muscovit und Epidot umgewandelt, auch eine Prehnitader vorhanden. c) Grünlichschwarz, fettglänzend. Calcit fehlt, im übrigen wie das zweite Handstück.

4. Granataugithornfels. Ausgeprägte Hornfelsstruktur, nur der Granat zeigt mitunter gegen Calcit idiomorphe Begrenzung. Die wesentlichsten Gemengteile sind braunroter Granat und Augit mit den gleichen Eigenschaften wie der oben beschriebene. Die Gemengteile sind fleckenartig oder in Lagen gehäuft, ebenso der sonst seltenere Oligoklas-Albit (mit Myrmekit). Als akzessorische Bestandteile sind Prehnit, $2E = 67^\circ$, Zoisit α , $2E = 80^\circ$ ca., und Quarz zu erwähnen; der Calcit, der wie der Prehnit mitunter auch ganze Nester bildet, tritt teils als primärer Gemengteil, teils aber als Ausfüllung von Rissen der anderen Mineralien sekundär auf.

5. Calcitpegmatit. Tritt namentlich an der Bruchsohle, gegen die eine allgemeine Verquarzung sich geltend macht, auf; das Korn ist sehr grob, die für Hornfelse charakteristische gegenseitige Durchdringung aller Gemengteile kommt aber auch hier zur Geltung. Das Gestein besteht aus ungefähr gleichen Mengen Quarz, Orthoklas und Calcit, als akzessorische Gemengteile, namentlich in etwas feinkörnigeren Stellen Augit, Epidot, dann Titanit. Größere Körner des letzteren zeigen Kristallform und Spaltrisse nach (110).

6. Zoisitfels. Makroskopisch dicht, grauweiß mit Pflasterstruktur, hauptsächlich aus Klinozoisit mit zurücktretendem Klinochlor ($2E = 69^\circ$) und Prehnit bestehend (letzterer namentlich in den Zwickeln), in den Hohlräumen auskristallisiert. Lokal finden sich Anhäufungen von grobspätigem Calcit und von Quarz. Als akzessorischer Gemengteil tritt Titanit in bis 3 mm großen Kristallen ($\bar{1}23$), (001), ($\bar{1}01$) auf; pleochroitisch (weingelb zu bräunlich-gelb). Durch Zurücktreten des Klinozoisites geht dieses Gestein in

7. Prehnitfels über. In demselben tritt auch Quarz in größeren Körnern auf, gegen den der Prehnit wohl xenomorph begrenzt ist, der aber andererseits wieder faserige oder kugelförmige Aggregate dieses Minerals beherbergt. Ferner finden sich sehr zarte Amphibolnadeln. Die Prehnitkristalle in den Hohlräumen sind nach der b-Achse gestreckt, nach 001 tafelig.

8. Skapolithfels. Feinkörniges, weißes Gestein, hauptsächlich aus Bytownit und einem dem Glaukolith vom Baikalsee nach der Doppelbrechung

(0,0301) nahestehenden Gliede der Skapolithgruppe bestehend. Der Bytownit zeigt dort, wo er nicht ganz frisch ist, Umwandlung in Epidot. Der Skapolith führt eine orientierte Trübung, er ist in der Prismenzone idiomorph gegen Feldspat begrenzt, nach der Definition SALOMON's ist er als Dipyr zu bezeichnen. In Nestern verteilt, tritt noch randlich uralitisierter Augit und Granat auf. In Drusenräumen fanden sich kleine Kristalle von Orthoklasperthit, begrenzt von (201), (101), (110), (001), (010); $D. = 2,559$; ferner größere Augite, an denselben wurde bestimmt: $\alpha = 1,6926$, $\gamma - \alpha = 0,0246$, $\gamma - \beta = 0,0184$, $2H = 79^{\circ} 05'$ in Mändelöl, Schalenbau nach 001 ausgebildet. Akzessorisch findet sich im Gestein Titanit und Magnetit.

Im Schlußkapitel betont Verf. die kontaktmetamorphe Entstehung der Gesteine aus Sedimenten, und zwar wahrscheinlich aus einem eisenhaltigen, dolomitischen Mergel. Bezüglich des Titanites nimmt er für die Hauptmenge, soweit sie nicht wohlausgebildete größere Kristalle oder aus solchen entstandene Aggregate kleinerer bildet, Entstehung aus Ilmenit an.

Die Entstehung des Skapolithes durch Verwitterung des Feldspates an der Oberfläche glaubt Verf. nicht annehmen zu sollen, da gerade in den skapolithführenden Gesteinen der Feldspat sehr frisch ist und sich nie ein Übergang in Skapolith findet. Das Auftreten des Skapolithes an der Oberfläche deutet Verf. aus einer zonaren Verteilung desselben in der äußeren Kontaktzone. Wollastonit fand Verf. nirgends, KRETSCHMER dürfte den Prehnit dafür gehalten haben. Anatas fand Verf. nur in den sogen. Kalksilikatknollen, nicht in dem Augithornfels.

In der kristalloblastischen Reihe der Kalksilikathornfelse, wie sie ERDMANNSDÖRFFER¹ aufstellte, kommt der Skapolith sicher vor dem Plagioklas, eine Vergleichung mit Pyroxen war in dem beobachteten Gestein wegen des nesterförmigen Auftretens des letzteren nicht möglich.

Der Arbeit ist eine Tafel mit Dünschliffbildern beigegeben.

C. Hlawatsch.

Asien. Malaischer Archipel.

A. Zdarsky: Die Eruptivgesteine des Troodosgebirges auf der Insel Cypern und seine Asbestlagerstätten. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 18. 1910. 340—345.)

Die Träger des Chrysotils sind Wehlrite und Serpentine. Es werden sowohl diese Gesteine wie auch die anderen Gesteine der dortigen Gegend, sowie auch das Chrysotilvorkommen selbst eingehend beschrieben.

A. Sachs.

J. Schmutzer: Bydrage tot de Kennis der postcenomane hypoabyssische en effusieve Gesteenten van het Westelyk Müller-Gebergte in Centraal-Borneo. XII u. 216 p. 26 Fig. 2 Taf. Diss. Delft 1910. Amsterdam.

¹ Jahrb. d. k. preuß. geol. Landesanst. 1909. 30. Heft 2.

Die Arbeit zerfällt in zwei Teile. Der erste Teil behandelt die von G. A. F. MOLENGRAAFF im westlichen Müllergebirge gesammelten, durch postvulkanische Prozesse durchgehends stark zersetzten Gang- und Effusivgesteine, welche durch Dioritporphyr, Spessartit, Kersantit, Basalt, Andesit, Propylit, Dacit und Liparit vertreten sind.

Im zweiten Teil, der einen Beitrag zur Kenntnis der Granatandesite zu liefern beabsichtigt, wird eine Gliederung der aus der Literatur bekannten Granatandesite in Gesteine mit (primärem und sekundärem) authigenem, nebst solchen mit allothigenem Granat versucht. Dabei werden auch die Granatandesite des westlichen Müllergebirges, worin der Granat postvulkanischen Ursprunges ist, einer eingehenden Besprechung unterworfen.

J. Schmutzer.

Kôzu, S.: Preliminary notes of igneous rocks of Japan. (Journ. of Geol. 1913. 21. 62—68.)

— Preliminary notes of igneous rocks of Japan. (Journ. of Geol. 1912. 20. V. 45—55. VI. 656—666.)

Rack, G.: Beiträge zur Petrographie von Flores. (Centralbl. f. Min. etc. 1913. 134—139. 2 Fig.)

Afrika. Madagaskar.

Th. Fischer und A. Schwantke: Schwarzerde und Kalkkruste in Marokko. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1910. 18. 105—119.)

Es ist eine merkwürdige Tatsache, daß die in Marokko in großer Verbreitung vorkommenden Schwarzerden eigentlich erst vom Verf. der vorliegenden Arbeit auf seiner weiten Forschungsreise nach Marokko 1899 entdeckt und in ihrer hohen Bedeutung erkannt worden sind. Das Hauptverbreitungsgebiet der Schwarzerde, die mit berberischem Namen Tirs genannt wird, ist ein Landgürtel, der etwa am Tensift beginnt und bei Rabat endigt; er ist nur auf die Küstenebene beschränkt und erreicht bei einer Längenerstreckung von 300 km nur eine Breite von durchschnittlich 50—60 km. Das Hinterland wird überall von der Steppe gebildet. Ein Schwarzerdegebiet anderer Art, das als Moorboden anzusehen ist, findet sich in der durch den Sebu versandeten früheren Meeresbucht. Charakteristisch für die Schwarzerde ist überall die überaus geringe Mächtigkeit, die z. B. in Abda nur 0,5—1 m, in Dekkala bis 6 m beträgt, und die Wasserarmut. Fließendes Wasser ist überhaupt nicht vorhanden, auch Quellen sind selten, nur die vom Atlas herstammenden großen Flußläufe vermögen die Ebene zu durchqueren. Für die Frage nach der Entstehung ist natürlich die Beschaffenheit der Unterlage von der größten Bedeutung. Diese besteht meist aus einem weißen, bröckeligen Kalktuff, der zuweilen durch eine Kalkkruste abgeschlossen ist, gelegentlich, z. B. in Abda, auch aus Sandstein, oder wie in Schauia aus Tonschiefern und Tonsandsteinen.

Die Zusammensetzung war stets so, daß aus der Zersetzung der Unterlage niemals die Schwarzerde hervorgehen kann, wie dies von GENTIL angenommen wird, der ihre Entstehung auf die Entkalkung der kalkhaltigen Sandsteine und Kalke zurückführt, denn eine chemische Analyse zeigte, daß die marokkanische Schwarzerde sehr große Ähnlichkeit mit dem indischen cotton soil besitzt. Es wird vielmehr der Tirsboden als eine äolische Bildung aufzufassen sein, gebildet aus dem von den Steppen des Innern herbeigewehten Staube, der sich seit der Quartärzeit auf den flachgelagerten Schichten der Ebene angehäuft hat. Gegen GENTIL's Auffassung spricht auch, daß häufig unter der Decke von Schwarzerde die Kalkkruste hervortritt, die in Nordafrika eine ungewein häufige Erscheinung ist. Sie besteht aus dünnen Lagen, unterhalb deren das Gestein mürbe und bröckelig ist; sie stellt also eine Art Schutzrinde dar. Ihre Entstehung wird durch die im Winterregengebiet der südlichen Mittelmeerlande häufigen warmen Regengüsse bewirkt, die von intensiver Sonnenbestrahlung gefolgt sind, so daß auf dem nackten Boden eine starke Verdunstung eintritt. Es wird auf diese Weise etwas Kalk gelöst und dann wieder bei der Verdunstung an der Oberfläche niedergeschlagen. SCHWANTKE berichtet über eine Untersuchung der Schwarzerde und der Kalkunterlagen, aus der sich ergibt, daß nichts gegen die Auffassung der Schwarzerde als einer äolischen Bildung spricht; aus der Form der Quarzkörnchen konnten keine Schlüsse gezogen werden, nur widerstreitet die rauhe Oberfläche der Körnchen einem Transport durch Wasser.

A. Rühl.

F. Ph. Menell: The geological structure of the southern Rhodesia. (Quart. Journ. Geol. Soc. 66. 1910. 353—375. Taf. 28.)

Während im südlichen Teil von Südafrika das gut horizontierte, vom Devon bis zum Jura reichende Deckgebirge herrscht, gewinnen ältere Schichten erst in Transvaal größere Bedeutung; noch weiter nördlich, in Rhodesia, überwiegt dann das kristalline Grundgebirge weitaus über die jüngeren Sedimente. Dieses Grundgebirge, das „afrikanische Laurentian“, baut sich auf aus metamorphen Gesteinen und einem mächtigen Granitareal. Zu den ersteren gehören: a) Hornblendegesteine, b) gebänderte Eisensteine (banded Ironstones), c) Konglomerate, d) kristalline Kalke. Die Hornblendegesteine, wesentlich Epidiorite und Amphibolite, haben auffallend weite Verbreitung, während Glimmerschiefer gänzlich zurücktreten; sie treten auf als Basiskomplex der übrigen kristallinen Schiefer und als Intrusionen in deren oberen Abteilungen. Als gebänderte Eisensteine sind verschiedene Gesteine in ziemlich buntem Wechsel zusammengefaßt: Magnetitquarzite. Bandjaspisse. Hämatitschiefer Kieselschiefer, „calico rocks“ u. a. Als Kontaktminerale treten Andalusit und Sillimanit in ihnen auf. Die Konglomerate zeichnen sich durch ihre über 3000 m erreichende Mächtigkeit aus. Als Einschaltungen sind weit verbreitet in ihnen alte Eruptivdecken: Rhyolithe, Trachyte, Andesite, Basalte in großer petrographischer Mannigfaltigkeit, z. T. von den zugehörigen Tuffen begleitet und trotz nachträglicher Umwandlung gut erkennbar. Wichtig sind die Goldvorkommen

innerhalb der Konglomerate, des „Rhodesian banket“. Sehr interessant sind die Beziehungen dieser kristallinen Schiefer zum Granit. Die Kontaktzone ist eine typische Gneiskontaktzone; scharfe Grenzen sind nirgends festzustellen, da die kristallinen Gesteine im weitestgehenden Maße zu Gneisen parallelinjiziert, bezw. zu Mischgesteinen resorbiert sind. Letztere sind durch den buntesten Wechsel von Gesteinen charakterisiert. Die feinen Injektionsadern, aus Quarz und Mikroklin oder einem anderen sauren Feldspat, stehen durch Zuführungskanäle aplitischer, pegmatitischer oder granitischer Art mit dem Granit in Verbindung. Je näher dem Granitkontakt, desto prägnanter ist die Gneisstruktur entwickelt, während umgekehrt der Granit sich gegen den Kontakt hin anreichert an den Mineralien der resorbierten kristallinen Schiefer, speziell an Hornblende und Plagioklas. Das Fehlen aller kataklastischen Erscheinungen weist darauf hin, daß es sich bei der Gneisbildung keinesfalls um dynamometamorphe Prozesse handelt.

Am Aufbau des Deckgebirges sind beteiligt: a) die älteren (? Waterberg) Sandsteine, b) die wahrscheinlich zur Karooformation gehörigen Kohlsandsteine (Coal serie), c) die Forest-Sandsteine. Darüber folgen die durch Führung von Edelsteinen wichtigen, bis 50 m mächtigen Somabulakiese und Sande. Jüngste Bildungen sind: Laterit, Kalktuffe und kompakte Sande. Zahlreiche Eruptivgesteine, Gabbros, ophitische Dolerite, Basalte, Granophyre treten als intrusive Massen und echte Decken im Deckgebirge auf. Von besonderem Interesse ist der grobkörnige Enstatitpikrit, der als 7 km breiter Gang fast ganz Rhodesia von Nord nach Süd durchzieht. Diamantführender Blue ground (Kimberlit) von der bekannten Zusammensetzung tritt an zwei Punkten zwischen dem Bembezi- und dem Inkwekwezifluß auf; er umschließt Einzelminerale (Granat, Ilmenit, Augit [Chromdiopsid]) neben Gesteinsbrocken von Granit, Dolerit und Eklogit. Die folgenden Analysen sollen zeigen, daß die isoliert auftretenden Granate (Anal. I) sich von denen der Eklogiteinschlüsse (Anal. II und III) unterscheiden. Unter IV ist die Analyse eines Chromdiopsids aus dem Blue ground mitgeteilt.

	I.	II.	III.	IV.
Si O ₂	40,43	40,44	39,87	53,93
Al ₂ O ₃	19,13	23,69	21,47	1,90
Cr ₂ O ₃	2,12	0,32	0,26	0,70
Fe ₂ O ₃	4,94	6,51	4,95	5,97
Fe O	8,66	11,38	8,10	2,67
Mn O	0,12	0,60	0,23	—
Ca O	4,44	9,86	12,32	13,11
Mg O	20,33	7,72	12,89	20,08
H ₂ O	—	—	—	1,63
Summe	100,17	100,52	100,09	99,99
Spez. Gew.	3,72	3,75	3,64	—

Hans Philipp.

F. H. Hatch, R. H. Rastall: Dedolomitization in the marble of Port Shepstone (Natal). (Quart. Journ. Geol. Soc. 66. 1910. 507—522. Taf. 35.)

Im Westen von Port Shepstone (Natal) liegt ein größerer, wahrscheinlich zu den Swazilandschichten gehöriger Dolomitkomplex, allseitig von Granit umgeben und von diesem zu Dolomitmarmor metamorphosiert. Mitten im Marmor liegend wurde eine ca. 1 m breite, rundlich dreiseitige Granitmasse aufgefunden, die durch eine dreifache, ca. 15—20 cm breite silikatreiche Zone gegen ersteren abgegrenzt ist. Die innerste der Zonen besteht aus Phlogopit, Spinell und Olivin, die mittlere, hellere, aus farblosem Phlogopit und Forsterit, die äußerste aus Ophicalcit. Der Graniteinschluß gehört, wie das Vorkommen von Ägirin beweist, zu den Alkaligraniten, während das Granitmassiv, von dem die Umwandlung des Dolomits in Marmor ausgegangen ist, zu den gewöhnlichen Kalkalkaligraniten zu stellen ist. Die Verf. nehmen an, daß der Graniteinschluß nicht in Verbindung steht mit dem umgebenden Granit, sondern ein größeres Gerölle von älterem Granit im Dolomit darstellt und daß sich die Silikatzonen als „reaction rims“ bei der vom jungen Granit ausgehenden Kontaktmetamorphose gebildet haben unter Zugrundelegung folgender Umsetzungsformeln: 1. $\text{Ca Mg} (\text{C O}_3)_2 + \text{Al}_2 \text{O}_3 = \text{Mg O} \cdot \text{Al}_2 \text{O}_3 + \text{Ca C O}_3 + \text{C O}_2$, 2. $2 \text{Ca Mg} (\text{C O}_3)_2 + \text{Si O}_2 = 2 \text{Mg O} \cdot \text{Si O}_2 + 2 \text{Ca C O}_3 + 2 \text{C O}_2$, 3. $\text{Ca Mg} (\text{C O}_3)_2 + \text{Al}_2 \text{O}_3 + 2 \text{Si O}_2 = \text{Mg O} \cdot \text{Al}_2 \text{O}_3 \cdot 2 \text{Si O}_2$ (Phlogopit) + $\text{Ca C O}_3 + \text{C O}_2$, 4. $3 \text{Ca Mg} (\text{C O}_3)_2 + \text{Al}_2 \text{O}_3 + \text{Si O}_2 = \text{Mg O} \cdot \text{Al}_2 \text{O}_3 + 2 \text{Mg O} \cdot \text{Si O}_2 + 3 \text{Ca C O}_3 + 3 \text{C O}_2$. Aus dem Fehlen von Periklas und Brucit wird auf Metamorphose unter sehr hohem Druck geschlossen.

Hans Philipp.

A. Lacroix: Sur l'existence à la Côte d'Ivoire d'une série pétrographique comparable à celle de la charnockite. (Compt. rend. 150. I. 18—22. 1910.)

LACROIX untersucht die zahlreichen von A. CHEVALIER an der Elfenbeinküste gesammelten Handstücke von Schiefer, Granitit, Pegmatit, Gneis (meist Orthogneis) und Diabas, welcher die vorigen Gesteine gangförmig durchsetzt und in Amphibolit übergeht.

Besonders bemerkenswert sind Gesteine zwischen Nuon und Cavally und von den Bergen Momy und Dou. Das eine Ende dieser Gesteinsreihe bildet Hypersthengranit mit Orthoklas, Oligoklas, Albit, Quarz, Hypersthen und Biotit, das andere Norit mit über 50% Hypersthen, Augit, Biotit, braungrüner Hornblende und Andesin. Mit zunehmendem Hypersthen nehmen Quarz, Biotit und Orthoklas ab, Plagioklas zu. Auch beobachtet man Apatit, Titanomagnetit sowie Myrmekitstruktur.

Die Analysen von PISANI ergaben für hypersthenarmen Granit vom Mont Gibon (a), biotitfreien Hypersthengranit vom Mont Zan (b), augitführenden Norit vom Mont Momy (c) und hypersthenreichen Norit (d):

	a	b	c	d
Si O ₂	71,80	59,50	53,50	54,33
Ti O ₂	0,26	1,68	2,25	0,13
Al ₂ O ₃	14,90	18,71	15,20	11,43
Fe ₂ O ₃	1,10	2,32	5,40	6,10
Fe O	1,08	3,96	6,93	7,47
Mg O	0,39	3,49	4,95	11,70
Ca O	2,20	5,10	5,60	4,25
Na ₂ O	4,17	3,82	4,35	3,52
K ₂ O	4,11	1,18	0,95	0,59
Glühverlust . . .	0,60	0,60	0,50	0,60
P ₂ O ₅	—	0,07	0,09	0,06
Sa.	100,61	100,43	99,72	100,18

Derartige Gesteinsserien sind bisher nur aus Indien (Charnockit), Süd-norwegen (Hypersthengranit, Adamellit, Mangerit, Anorthosit) sowie von Canada und den Adirondacks bekannt. **Johnsen.**

P. Termier et J. de Lapparent: Sur la monzonite de Fontaine-du-Génie près Cherchel (Algérie) et sur les micromonzonites de la région avoisinante. (Compt. rend. 150. I. 1484—1488. 1910.)

Das Gebiet zwischen El Affroun und Chenoua im Osten und Ténès im Westen umfaßt, wie es auch nach BRÖGGER in den Ostalpen der Fall, Übergänge von Monzonit in Tonalit. Es treten in der oberen Kreide Mikromonzonitgänge auf, die als Trachyandesite bezeichnet werden könnten, falls sie vulkanischer Entstehung wären; in ihnen finden sich Adern und Gänge von Pyrit, Bleiglanz, Blende, Baryt, die auch den Kalk nahe dem Kontakt durchschwärmen und dort etwas Zinkspat führen. Ferner tritt ein schon zur Römerzeit ausgebeutetes Massiv von Monzonit (nahe dem Dorfe Fontaine-du-Génie) auf, das folgende Zusammensetzung hat: Si O₂ 53,5, Al₂ O₃ 20,0, Fe₂ O₃ 2,5, Fe O 3,7, Mg O 2,2, Ca O 7,9, Na₂ O 1,1, K₂ O 6,2, H₂ O 2,4; Sa. 99,5. Das ergibt:

Orthoklas	33,0%	OSANN-Parameter:
Albit	10,0	s = 61,2
Anorthit	27,0	a = 5,2
Quarz	3,0	c = 6,7
Biotit	10,0	f = 8,1
Diopsid	11,0	n = 2,1
Aktinolith	5,0	
Apatit	0,5	
Eisenerz	0,5	
Sa.	100,0	

Die Gesteine sind jünger als untermiocän (Burdigalien).

Johnsen.

Schloßmacher, K.: Die geologischen Ergebnisse der Expedition HANS MEYER'S 1911 durch das Zwischenseengebiet Ostafrikas. (Mitt. a. d. deutschen Schutzgebieten. 1913. 1 Taf.)

Schwarz, E. H. L.: The Quizzyhota laccolite. (Journ. of Geol. 1913. 21. 68—95.)

Nordamerika. Mexiko.

R. Baldauf: Über das Kryolithvorkommen in Grönland. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 18. 1910. 432—446.)

Es wird zunächst Geschichtliches und Bergwirtschaftliches der Lagerstätte, weiterhin das geologische Vorkommen besprochen, dem die Ergebnisse einer mikroskopischen Untersuchung von Ivigtutgesteinen durch RICHARD BECK angereicht werden. Es folgt die Entstehung der Lagerstätte, sowie die weitere Verarbeitung des zu Ivigtut gewonnenen Kryolithes. In genetischer Hinsicht wird die eruptive Natur des Kryolithes betont. Aus einem granitischen Magma, das in eine Gneisdecke hineindrang, schieden sich der Reihe nach Granit, Pegmatit und Kryolith aus. Auch der Eisenspat als solcher hat dem kryolithischen Magma angehört.

A. Sachs.

J. W. Eggleston: Complex of alkaline igneous rocks at Cuttingsville, Vermont. (Bull. Geol. Soc. Amer. 21. 1910—1911. 785—786 [Ausz. u. Diskuss.].)

Alkalisyenite, z. T. Nephelinsyenit, und Essexit treten stockförmig im Gneis von Cuttingsville auf, ihrerseits durchsetzt von Tinguait und Camptonit, und erinnern, namentlich in chemischer Hinsicht, an die Vorkommnisse des Christianiagebietes. Die den Ausführungen des Verf.'s angeschlossene Diskussion enthält Mitteilungen über benachbarte Vorkommnisse seitens J. E. WOLFF und J. A. DRESSER.

Wetzel.

H. P. Cushing: Bleaching of granite and limestone contacts. (Bull. Geol. Soc. Amer. 21. 1910—1911. 768 [Ausz.].)

Während der laurentische Granitgneis, der in der Tausend-Inseln-Region massenhaft batholithartig auftritt, gewöhnlich die rötliche Farbe zeigt, die dem Eisenoxydgehalt der Feldspäte zuzuschreiben ist, erscheint er im Kontakt mit dem dortigen Grenville-Kalk weiß. In diesen Fällen ist das Eisen beim Erstarren des Magmas in komplizierteren Verbindungen stecken geblieben, wofür wohl die Gegenwart von reichlichem CaO verantwortlich zu machen ist, wie denn auch die Farbe der Kalknatronfeldspäte meist keinen Fe₂O₃-Gehalt verrät. Über die Art der Eisenverbindungen und über die Zusammensetzung der Feldspäte in der weißen Gesteinsvarietät gibt der Auszug keine Auskunft.

Wetzel.

Th. L. Watson and St. Taber: Nelsonite, a new rock type: Its occurrence, association and composition. (Bull. Geol. Soc. Amer. 21. 1910—1911. 787 [Ausz.])

Neu benannt wird ein Ganggestein von Blue Ridge in Nelson- und Amherst-county in Virginia. Seine und seiner petrographischen Gesellschafter chemische Haupteigentümlichkeit ist der hohe Gehalt an Ti und P. Der normale Nelsonit ist ein körniges Gemenge von Ilmenit, Apatit und stellenweise von Rutil, der gelegentlich den Ilmenit ganz verdrängt. Seltener kommen grüne Hornblende, Magnetit und Biotit vor. Eine Varietät des Nelsonits ist durch das Vorherrschen einer dunklen Hornblende selbst vor Apatit und Ilmenit ausgezeichnet. Es liegen bereits Analysen vor, so daß die Stellung des Gesteins im quantitativen Klassifikationssystem beurteilt werden kann. Wetzel.

H. E. Kramm: Serpentine of the central Coast ranges of California. (Bull. Geol. Soc. Amer. 21. 1910—1911. 793. [Ausz.])

Verf. hat mineralogische und petrographische Untersuchungen an kalifornischem Serpentin ausgeführt, der unter Vergesellschaftung mit Akzessorien ein Gestein aufbaut, das, wie gewöhnlich, als Umwandlungsprodukt von Eruptivgestein kenntlich ist. Wetzel.

C. H. Warren and Ch. Palache: Pegmatite in the granite of Quincy, Massachusetts. (Bull. Geol. Soc. Amer. 21. 1910—1911. 784—785 [Ausz. u. Diskuss.])

Eingeschlossen im Riebeckit-Granit von Quincy finden sich zwei Pegmatitvorkommen. Außer den Hauptgemengteilen (Quarz, Alkalifeldspat, Riebeckit und Ägrin) zeigen sich viele akzessorische Mineralien: Fluorit, Parisit, Oktaëdrit, Ilmenit, Wulfenit und vier verschiedene Sulfide, als sekundäre Bildung auch Krokydolith. Das Zentrum der Pegmatitkörper ist grobkörnig, ganz im Innern aus reinem Quarz bestehend, die Randzonen sind feinkörnig und schriftgranitisch struiert. Die selteneren Akzessorien finden sich namentlich in einer miarolitischen Partie, und zwar mit guten Kristallformen. Ein Diskussionsbeitrag ist von J. F. KEMP geliefert. Wetzel.

Australasien.

F. W. Skeats: The gneisses and altered dacites of the Dandenong district (Victoria) and their relations to the dacites and to the granodiorites of the area. (Quart. Journ. Geol. Soc. 66. 1910. 450—469. Taf. 32—34.)

Ungefähr 35—45 km südsüdöstlich von Melbourne tritt in und über silurischen Schichten ein vermutlich devonischer Hypersthen-Biotit-Dacit auf. Dessen Grenze gegen einen Granodiorit ist einerseits auffallend geschiefert,

ferner treten stellenweise am Kontakt direkt gneisartige Gesteine auf. Die geschieferte Grenzfazies zeigt deutliche Spuren von Kontaktmetamorphose: Hypersthen und Ilmenit verschwinden und sind wesentlich in Biotit umgewandelt, außerdem ist Turmalin in der Nähe des Kontaktes häufig. Die stärkste Umwandlung zeigen die Gneise, die vielfach von aplitischen Adern durchsetzt sind. Sie dürften durch Thermalmetamorphose aus den vor der Intrusion des Granodiorits gepreßten Daciten hervorgegangen sein.

Analysiert wurden: I. Dacit von Upway, II. Gneis von Monbulk Creek, III. Biotit aus dem Dacit von Upway, IV. Hypersthen vom gleichen Fundort, V. Ilmenit aus Dacit.

	I.	II.	III.	IV.	V.
Si O ₂	63,27	63,31	39,86	50,42	—
Ti O ₂	1,30	1,82	7,95	3,51	67,28
Al ₂ O ₃	16,50	14,44	11,13	4,06	—
Fe ₂ O ₃	0,68	1,48	1,39	2,10	—
Fe O	5,10	4,66	18,10	23,54	31,92
Mg O	2,48	2,35	9,88	13,04	0,80
Mn O	0,03	0,88 ?	0,58	0,24	Sp.
Ca O	4,18	3,67	Sp.	1,30	—
Na ₂ O	2,36	4,56 ?	0,35	Sp.	—
K ₂ O	2,68	2,67	6,73	0,69	—
Li ₂ O	Sp.	—	Sp.	—	—
P ₂ O ₅	0,15	0,39	Sp.	0,92	—
S (FeS ₂)	0,16	—	—	—	—
H ₂ O +	0,52	—	3,20	0,06	—
H ₂ O —	0,09	0,79	0,43	0,10	—
Summe	99,50	101,02	99,60	99,98	100,00
Spez. Gew.	2,76	—	3,16	3,36	4,86

Hans Philipp.

O. Stutzer: Über Gesteine der Insel Lóu (Admiralitätsgruppe, Südsee). (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **62**. -586—589-. 1910.)

A. Wichmann: Über den Obsidian von Lóu, Admiralitätsinseln. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **63**. -77—79-. 1911.)

Einen makroskopisch tiefschwarzen Obsidian von der Insel Lóu, unter dessen winzigen Kristallen sehr wenig Magnetit, wenige Plagioklastafeln und zahlreiche Leistchen von monoklinem Pyroxen neben kleinen, dunkler gefärbten Sphärolithen von kugeligem Aufbau auftreten, bezeichnet STUTZER als Augit-Andesit-Obsidian. Demgegenüber macht WICHMANN geltend, daß zu dieser Bestimmung die spärlichen Kriställchen nicht berechtigen, und daß die chemische Natur von Obsidianen nur durch die Analyse erschlossen werden könne; gleichzeitig gibt er eine Zusammenstellung der schon früher von Lóu bekannt gewordenen Gesteine.

Milch.

- Benson, W. N.: Spilite Lavas and radiolarian rocks in New South Wales. (Geol. Mag. 1913. **10**. 17—20. 2 Taf.)
- Gagel, C.: Beiträge zur Geologie von Kaiser-Wilhelms-Land. (Beitr. z. geol. Erf. d. deutsch. Schutzgebiete. Heft 4. 1912. 55 p. 3 Taf.)

Lagerstätten nutzbarer Mineralien.

Allgemeines.

- Bergeat, A.: Erzlagerstätten. (Handwörterb. d. Naturw. **3**. 732—769. 14 Fig. Jena 1913.)
- Tyrrell, J. B.: The law of the Pay-Streak in Placer Deposits. (Trans. of the inst. of mining and metallurgy. 1912. 593—605. 9 Fig.)
- Almer, C. and E. S. Bastin: Metallic Minerals as precipitants of silver and gold. (Econ. geol. 1913. **8**. 140—170.)
- F. v. Kobell's Lehrbuch der Mineralogie in leichtfaßlicher Darstellung. Mit besonderer Rücksicht auf das Vorkommen der Mineralien und ihre technische Verwendung verfaßt von K. OEBBEKE und E. WEINSCHENK. 7., neu bearb. Aufl. 344 Abbild. im Text. 1 Taf. VII u. 405 p. Leipzig 1913.

Diamant.

- Derby, O. A.: Speculations regarding the genesis of the diamond. II. (Journ. of Geol. 1912. **20**. 451—456.)

Golderze.

- Ahlburg, J.: Die neueren Fortschritte in der Erforschung der Goldlagerstätten Sibiriens. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1913. **21**. 105—188. 16 Fig.)

Silbererze.

- Cooke, H. C.: The secondary enrichment of silver ores. (Journ. of Geol. 1913. **21**. 1—29.)
- Knopf, A.: The tourmalinic silver-lead type of ore deposit. (Econ. Geol. 1913. **8**. 105—119.)

Kupfererze.

- A. Bergeat:** Bemerkungen über das Kupfererzvorkommen zu Stadtberge in Westfalen. (Zeitschr. f. prakt. Geol. **18**. 1910. 367—372.)
- Verf. erhielt durch einen Besuch der Lagerstätte ein Bild, welches von dem im Jahre 1904 (STELZNER-BERGEAT, Erzlagerstätten p. 344—346) ge-

gebenen abweicht. Die Stadtberger Lagerstätten sind epigenetische Spaltenfüllungen und bilden ein gutes Beispiel sowohl für die sekundäre Veredelung von Kupfererzlagerstätten als auch für den Einfluß des Nebengesteins auf die Erzansiedelung. Bezüglich der Einzelheiten muß auf den Aufsatz selbst verwiesen werden.

A. Sachs.

Boden, K.: Die kupfererzführenden Buntsandsteinschichten im Fürstentum Waldeck. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1913. 21. 85—90. 3 Fig.)

Wendeborn, B. A.: Die Kupfererz- und Limonitlagerstätten von Majdan-Pek in Serbien. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1912. 20. 266—279. 7 Fig.)

Voit, F. W.: Über einen neuen Typus einer Lagerstätte von gediegen Kupfer auf Nowaja Semlja. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1913. 21. 42—48. 1 Fig.)

Morozewicz, J.: Das Vorkommen von gediegenem Kupfer auf den Komandorinseln. (Mém. du comité géol. N. S. Livr. 72. 43—88. 2 Taf. St.-Petersbourg 1912.)

Tyrrell, J. B.: The coppermine country. Toronto 1912. 29 p. 1 Taf.

Eisen- und Manganerze.

W. Schöppe: Über kontaktmetamorphe Eisen-Mangan-Lagerstätten am Aranyosflusse, Siebenbürgen. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 18. 1910. 309—339.)

Der Inhalt vorliegender Abhandlung ist folgender:

Einleitung: Topographische Übersicht.

I. Geologische Grundzüge der Aranyos-Landschaft.

II. Geologische Beschreibung des Offenbánya-Szolcvaer Gebirges.

III. Die Eisen-Manganlagerstätten:

1. die Lager im einzelnen,
2. ihre Genesis.

Von besonderem Interesse sind in genetischer Hinsicht die Ausführungen des Verf.'s über kontaktmetamorphe Lagerstätten im allgemeinen. Die in Rede stehenden Lagerstätten haben bereits als regionalmetamorphe quarzcarbonatische Gesteine bestanden, als der Kontaktmetamorphismus auf sie einwirkte.

A. Sachs.

A. Vierschilling: Die Eisen- und Manganerzlagerstätten im Hunsrück und im Soonwald. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 18. 1910. 393—431.)

In der Einleitung wird eine Übersicht über die Literatur, die Begrenzung des Gebietes, sowie die Stratigraphie und Tektonik gegeben. Bei Behandlung der Erzlagerstätten selbst werden besprochen: I. Spateisensteingänge, II. Roteisensteingänge, III. Eisenglimmerschiefer und Magnetisensteine im Vordevon, IV. oolithischer Roteisenstein im Unterdevon, V. die Erzlager im Unterrotliegenden, VI. die Hunsrücker Erze, VII. die Eisenmanganerze am Kalk,

VIII. die Soonwaldserze. Es folgt ein Verzeichnis der Gruben im Hunsrück und Soonwald. Bezüglich der Bildungsweise wird festgestellt, daß es sich bei der Bildung des Hunsrücker Erztypus auf alle Fälle um eine Anreicherung an Ort und Stelle handelt, eine metathetische Bildung. Fremde Zufuhr von mineralischen Stoffen, etwa aus der Tiefe von Spalten aus, fand nicht statt. Sämtliche Bestandteile der Erze sind auch im ursprünglichen Material vorhanden und daraus nach kurzem Transportweg örtlich konzentriert worden. Die Hauptmasse der eigentlichen Soonwalderzknoten und -sphäroide ist in den tonig-mergelig entwickelten Schichten der Cyrenenmergel durch nachträgliche Eisenzufuhr aus eluvialen Mineralquellen metasomatisch gebildet.

A. Sachs.

Harbort, E. und A. Mestwerdt: Lagerungsverhältnisse und wirtschaftliche Bedeutung der Eisenerzlagerstätte von Rottorf am Klei bei Helmstedt. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1913. 21. 199—202. 2 Fig.)

Zinnerze.

Preiswerk, H.: Über einige Zinnerzlagerstätten in Spanien und Portugal. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1913. 21. 74—81. 1 Fig.)

Blei- und Zinkerze.

A. M. Finlayson: Problems of ore-deposition in the lead and zinc veins of Great Britain. (Quart. Journ. Geol. Soc. 66. 1910. 299—328.)

Eingehende Untersuchungen über die englischen Blei- und Zinklagerstätten führen den Verf. zu folgenden Resultaten. Juvenile und vadose Prozesse sind in gleicher Weise an der Bildung der Lagerstätten beteiligt. Juvenil ist die Herkunft des Fluors und der Schwermetalle. Zu diesen tritt in den oberen Regionen vadoses Wasser, die Alkalisulfide und Carbonate der Alkalien und Erdalkalien gelöst enthalten. Hierbei entstehen durch Umsetzung die Metallsulfide und der Flußspat. Unter den Erzen wird Kupferkies zuerst ausgeschieden; es folgen der Reihe nach: Flußspat, Blende, Bleiglanz und Pyrit. Die primäre Tiefe, bis zu der sich die Erzbildungen abgespielt haben, beträgt ca. 5000 Fuß. Kupferkies und Blende sind typisch für die tieferen Horizonte, Bleiglanz und Flußspat für die höheren. Die physikalische und chemische Beschaffenheit des Nebengesteins ist von Einfluß auf die Erzführung, da z. B. Blei und Zink besonders in Kalken und Dolomiten auftreten.

Zu den nachträglichen, bis 600 Fuß tief gehenden Veränderungen gehört die Anreicherung des Silbers, das Zurücktretten der Zinkblende und das metasomatische Auftreten des Kieselzinkerzes in den oberen Horizonten.

Zur Feststellung der Beziehungen vom Nebengestein zu den auf den Erzgängen zirkulierenden Lösungen waren folgende Analysen der frischen und am Kontakt mit dem Gang veränderten Gesteine neu ausgeführt worden:

	A ₁	A ₂	B ₁	B ₂	C ₁	C ₂	D ₁	D ₂	E ₁	E ₂
H ₂ O . . .	2,05	2,35	1,04	1,21	1,95	1,65	0,89	1,24	2,12	2,48
SiO ₂ . . .	64,45	60,42	75,64	80,67	50,46	62,29	75,46	65,68	2,34	15,25
Al ₂ O ₃ . . .	13,31	13,45	8,79	6,23	13,89	12,27	12,68	13,49	0,57	0,61
TiO ₂ . . .	0,51	0,33	0,68	0,65	2,26	1,13	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃ . . .	2,32	1,42	3,24	0,19	3,69	1,29	0,85	0,56	0,65	0,42
FeO . . .	3,62	1,23	1,61	0,45	9,02	8,65	0,34	0,28	—	—
CaO . . .	5,73	7,24	1,09	2,48	8,81	3,29	1,21	6,28	51,18	42,83
MgO . . .	3,24	1,15	0,28	0,21	5,03	2,45	1,68	0,31	1,24	5,37
K ₂ O . . .	2,21	3,35	2,31	2,45	1,33	2,66	5,46	5,85	—	—
Na ₂ O . . .	1,55	0,94	3,67	1,38	2,85	0,23	2,48	0,13	—	—
MnO . . .	0,24	0,40	0,46	0,35	0,22	0,27	—	—	—	—
P ₂ O ₅ . . .	—	—	—	—	0,37	0,32	—	—	—	—
CO ₂ . . .	1,24	8,73	0,31	3,24	0,19	4,34	—	5,28	42,27	32,66
FeS ₂ . . .	—	—	1,05	1,33	—	—	—	—	—	—

Sa. . .	100,47	101,01	100,17	100,84	100,07	100,84	101,05	99,10	100,37	99,62
Spez. Gew.	2,564	2,490	2,522	2,318	2,853	2,648	2,621	3,213	—	—

- A₁ = Leadhills Schiefer frisch.
- A₂ = desgl. verändert.
- B₁ = Vulkanische Tuffe von Conway . frisch.
- B₂ = desgl. verändert.
- C₁ = Whin Sill Diabas frisch.
- C₂ = desgl. verändert.
- D₁ = Foxdale Granit frisch.
- D₂ = desgl. verändert.
- E₁ = Halkyn Kalk frisch.
- E₂ = desgl. verändert.

Hans Philipp.

Andrée, K.: Notizen zur Geologie und Mineralogie Niedersachsens. 3. Zinkblende und Bleiglanz als authigene, nicht gangförmige Ausscheidungen insbesondere innerhalb mesozoischer Sedimente. (Jahresber. niedersächs. geol. Ver. Hannover. 1912. 64—76.)

Nickel- und Kobalterze.

Krusch, P.: Genesis einiger Mineralien und Gesteine auf der silikatischen Nickelerzlagerstätte von Frankenstein in Schlesien. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. Monatsber. 1912. 34. 568—577. 2 Fig.)

Wilson, M. E.: The cobalt series, its character and origin. (Journ. of Geol. 1913. 21. 121—141.)

Tyrrell, J. B.: Vein formation at Cobalt Ontario. (Can. Min. Journ. 1911. 301—305.)

Kieslagerstätten.

Arbeiter, E.: Mineralogisch-chemische Untersuchungen an Markasit, Pyrit und Magnetkies. (Jahresber. schles. Ges. f. vaterl. Kultur. Naturw. Sekt. 1913. 7—40.)

Wilson, A. W. G.: Pyrites in Canada, its occurrence, exploitation, dressing and uses. (Canada, Dep. of Mines 1912. No. 167. 201 p. 25 Taf. 27 Fig.)

Carbonate.

Redlich, K. A. und O. Großpietsch: Die Genesis der kristallinen Magnesite und Siderite. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1913. 21. 90—100. 10 Fig.)

Schwefel.

Stutzer, O.: The origin of sulphur deposits. (Econ. Geol. 1912. 7. 732—743.)

Geologische Karten.

Die soeben erschienene Kartenlieferung 163 der Königlich Preußischen geologischen Landesaufnahme umfaßt im Maßstab 1:25000 die Blätter Hagen i. W., Hohenlimburg, Iserlohn, Menden und Unna mit den Erläuterungen von P. KRUSCH, A. FUCHS und R. BÄRTLING.

Zur Darstellung gelangen jungpaläozoische Ablagerungen: Devon, Carbon und vermutliches Perm (Oberrotliegendes); weiter die Sedimente der Kreide, des Tertiärs und des Diluviums.

Für die Stufen des Devons und des Culms wurde die Gliederung A. DENCKMANN's übernommen; die genauere Altersbestimmung der Lenneschiefer von DECHEN's wurde von ihm und A. FUCHS durchgeführt; der letztere beschränkt den DECHEN'schen Namen auf mitteldevonische Bildungen und stellt die im Kern der Lenneschiefersattel liegenden älteren Gesteinsfolgen z. T. als Remscheider Schichten ins obere Unterdevon. Die im Bereiche des Kartengebietes überaus scharfe Grenze zwischen Devon und Carbon wird durch die Auscheidung eines 5 m mächtigen Alaunschiefers an der Basis des Culms bezeichnet.

Das flözleere und das produktive Carbon sind von P. KRUSCH eingehend gegliedert. Eine exakte Abgrenzung beider Stufen wurde von ihm mit Hilfe einer mächtigeren Werksandsteinbank im Liegenden der tiefsten Flöze durchgeführt. Besonderes Gewicht wird ferner auf die Horizontierung und Parallelisierung der Kohlenflöze, namentlich der Leitflöze, gelegt, eine Arbeit, an der sich auch BÄRTLING beteiligt hat. Die Tektonik der devonischen und carbonischen Ablagerungen erfährt eine besondere Besprechung.

Bei der Darstellung der Kreidestufen durch KRUSCH und BÄRTLING sind die früheren Forschungsergebnisse bei der Unterscheidung der diluvialen Flußterrassen und der eiszeitlichen Bildungen die im letzten Jahrzehnt im Rheinstromgebiet gewonnenen Erfahrungen berücksichtigt. Zweifelhaft ist noch das oberrotliegende Alter des Mendener Konglomerats und die Bedeutung mancher als Tertiär aufgefaßter kiesig-lehmiger Ablagerungen.

Die möglichst weitgehende Darstellung der Querverwerfungen ist von allen Beteiligten versucht worden, genaue Messungen von Streichen und Fallen der Schichten sind im Lenneschiefergebiet von A. FUCHS eingetragen und auch von P. KRUSCH im Carbon eingehender berücksichtigt worden; doch konnte in diesem Punkte noch keine volle Übereinstimmung in der Behandlung des Kartenbildes erzielt werden; das gleiche gilt von der Darstellung der Quellen, die in vielen Fällen Aufschluß über die Lage von Verwerfungen oder Spezialfaltungssachsen geben können. Einzelne, aus mächtigeren Schichtenfolgen sich petrographisch schärfer heraushebende Bänke bzw. Bankfolgen sind in großem Umfange ausgeschieden, ein Verfahren, das für die Darstellung von Querverwerfungen und Spezialfaltungen zweifellos von besonderem Werte ist.

Im Lenneschiefergebiet sind die Diabase als weithin verfolgbare Gänge erkannt und dargestellt; ihre Beziehungen zur Tektonik werden ausführlicher erläutert. Die metasomatischen Galmeilagerstätten von Iserlohn und die wenig verbreiteten Gänge sulfidischer Erze sind in die Karte eingetragen und in den Erläuterungen besprochen.

A. Fuchs.

Lieferung 153 der geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, herausgegeben von der Königlich Preuß. Geologischen Landesanstalt. Berlin 1912. Maßstab 1:25000.

1. Blatt Höxter, bearbeitet von O. GRUPE.
2. „ Holzminden, „ „ „ „
3. „ Ottenstein, „ „ „ „
4. „ Gronau, bearbeitet von A. v. KOENEN, H. MENZEL und F. SCHLUNCK.
5. „ Salzhemmendorf, bearbeitet von A. v. KOENEN, H. MENZEL und F. SCHLUNCK.

Die geologischen Aufnahmen der Blätter Höxter, Holzminden und Ottenstein umfassen einen Teil des oberen Wesergebietes, der sich in erster Linie aus den verschiedenen Stufen der Triasformation aufbaut.

Am rechten Weserufer im Südosten erhebt sich das bewaldete Buntsandsteingewölbe des Sollings, dessen Schichten flach nach dem Wesertal zu einfallen. Auf der linken Weserseite lagern dann regelmäßig darüber die jüngeren Triassedimente, und zwar zunächst entlang dem Flusse der Muschelkalk, dessen Wellenkalkmassen nicht selten in Form schroffer Klippen aus dem Talgrunde emporsteigen. Nach oben zu folgen dann die Schichten des unteren Keupers, welche die lippische Keupermulde im Osten einleitend, zusammen mit den liegenden Tonplatten des oberen Muschelkalks das zwischen Weser und Emmer gelegene Hochplateau zusammensetzen und erst weiterhin in der Umgebung

des isoliert aufragenden Kötterberges vom Gipskeuper und schließlich am Gipfel des Berges auch noch vom Rätquarzit überlagert werden. Von dieser Hochebene aus aber ziehen sich im Norden nach Hameln zu die Keuperschichten allmählich ins Wesertal hinunter, und auch im Gebiete westlich Polle stürzen die Keuperschichten der Reihe nach bis zum Rät plötzlich talwärts zu dem Falkenhagener Liasgraben ab, der hier in ostwestlicher Richtung die Muschelkalk-Keuperplatte durchschneidet und sämtliche, vielfach durch reichliche Fossilführung ausgezeichnete Stufen des Lias enthält.

Am Fuße der verschiedenen Triasrücken breiten sich die von fruchtbareren Fluren bedeckten Flußablagerungen der Weser und ihrer Nebenbäche aus, in eine Anzahl verschiedenalteriger Aufschüttungsterrassen zerfallend.

Von den ältesten, altpliocänen Höhengottern finden sich auf den Triashochflächen bei einer Höhe von 120—160 m über der heutigen Talaue noch gelegentlich einzelne Reste. Sie zeigen uns, in welcher bedeutender Höhe einstmals die Weser floß, bzw. bis zu welcher bedeutender Tiefe sie sich seit der Tertiärzeit eingeschnitten hat. Diese bedeutsame Erosion wurde aber während der diluvialen Zeit wiederholt durch einzelne Aufschüttungsetappen unterbrochen, bei denen es zur Bildung dreier neuer Schotterterrassen kam. Von diesen ist die obere Terrasse nach Art der altpliocänen Höhengotter auch nur noch in Form vereinzelter Schotterreste erhalten, während die mittlere und untere Terrasse auf weiteren Strecken entlang der Talaue landschaftlich sehr schön hervortreten und durch Kies- und Sandgruben wiederholt abgeschlossen sind. Neben diesen Schottern nimmt auch der Löß vielfach größere Flächen zu beiden Seiten des Tales ein und zieht sich nicht selten hoch an den Berghängen hinauf. Seine Entstehung fällt in die Zeit zwischen der Bildung der mittleren und unteren Terrasse, da die letztere stets frei von Lößbedeckung ist.

Die anderen beiden Blätter Gronau und Salzhemmendorf gehören größtenteils dem Gebiete der Leine an und enthalten an bedeutenderen Höhenzügen die aus den verschiedenen Kreideschichten sich zusammensetzenden Sieben Berge, sowie die Jurazüge des Ith und Selter, an denen besonders die Korallenoolithklippen landschaftlich hervortreten. Die Juraschichten dieser beiden Gebirgszüge liegen muldenförmig zueinander, so daß zwischen ihnen bei Weenzen und Wallensen als Kern der Mulde auch noch die älteren Kreideschichten, z. T. bedeckt von mächtigeren Tertiärsanden und Braunkohlen, zum Vorschein kommen, während an beiden Außenrändern der Mulde einerseits in der Gegend von Esperde und Wegensen andererseits am Külf unter dem Jura die Triaschichten der Reihe nach bis zum Buntsandstein sich herausheben, unter welcher letzterem sodann entlang dem Leinetal die wertvollen Salze des Zechsteins in der Tiefe lagern und hieselbst von mehreren Kalibergwerken ausgebeutet werden. Durch eine bedeutendere Störungszone werden schließlich diese Buntsandstein- und Zechsteinschichten im Leinetal gegen jüngere Trias und Lias abgeschnitten, über die sich am rechten Ufer der Leine die Kreideformation der Sieben Berge transgredierend hinweglegt.

Das Niederungsgebiet der Blätter Gronau und Salzhemmendorf wird in ausgedehntem Maße von Lößlehm, terrassenbildenden Flußschottern der Leine,

sowie von nordischen Bildungen, Grundmoräne und glazialen Sanden bedeckt, welche für dieses Gebiet ungefähr die südliche Grenze der Vereisung bezeichnen.

Die die Gebiete zusammensetzenden Formationen kennzeichnen sich in ihrer Gliederung und Beschaffenheit kurz folgendermaßen:

Buntsandstein.

1. Unterer Buntsandstein 250—300 m.
Feinkörnige, dünnsschichtige Sandsteine wechsellagernd mit Tonen.
2. Mittlerer Buntsandstein 400—500 m.
 - a) Mittlerer Buntsandstein im engeren Sinne.
Fein- und grobkörnige Sandsteine und Tone.
 - b) Bausandstein 50—100 m.
Feinkörnige, mäßig feste Sandsteine in dicken Bänken.
 - c) Tonige Grenzschichten 12—15 m.
Bunte Tone mit kieseligen und kalkigen Sandsteinen.
3. Oberer Buntsandstein (Röt) 100—150 m.
Bunte Tone und Mergel mit Zellendolomiten und dünnen quarzitischen Platten. An der Basis gelegentlich fossilführende Schichten mit *Myophoria fallax*, *Pleuromya Althausii*, *Myacites subundatus* u. a., sowie Gipslager.

Muschelkalk.

1. Unterer Muschelkalk oder Wellenkalk 90—100 m.
Flaserige Wellenkalke mit den eingelagerten drei Zonen fester Bänke, den Oolithbänken, Terebratel- oder Werksteinbänken und Schaumkalkbänken.
2. Mittlerer Muschelkalk 30—40 m.
Dolomitisch-mergelige Kalke und Zellendolomite. Stellenweise Gipslager und Hornsteinschichten, die bei Polle Fossilien, besonders *Myophoria vulgaris*, Myaciten und Pseudocorbulen, führen.
3. Oberer Muschelkalk.
 - a) Trochitenkalk 12—15 m.
 - α) Haupttrochitenkalk 10—12 m.
Dickbankige Kalke mit vorherrschenden Trochiten und häufigeren *Lima striata*.
 - β) *Terebratula vulgaris*-Kalke 1—4 m.
Dickbankige Kalke, Kalkplatten und Letten mit oft gesteinsbildender *Terebratula vulgaris* und Trochiten.
 - b) Ceratitenschichten oder Tonplatten ca. 40 m.
Wechselfolge blaugrauer Kalkplatten, dünner Kalkbänkchen und grauer Letten.
 - α) *Pecten discites*-Schichten ca. 25 m. Lager des *Ceratites compressus* E. PHIL.
 - β) *Pecten Albertii*-Schichten 5—10 m.
 - γ) *Placunopsis ostracina*-Schichten 5—10 m, reich an Fischresten. Lager des *Ceratites semipartitus* var. *dorsoplanus* E. PHIL. = *Semipartitus*-Schichten.

} Lager des
Ceratites
nodosus
typ. BRONG.

Keuper.

1. Unterer Keuper oder Kohlenkeuper 40—50 m.
 - a) Unterer Lettenkohlsandstein 3—7 m.
 - b) Hauptdolomit ca. 4 m.
 - c) *Anoplophora*-Sandstein 10—20 m.
 - d) Hauptlettenkohlsandstein ca. 10 m.
 - e) Region des Grenzdolomites 10—65 m.
2. Mittlerer Keuper oder Gipskeuper ca. 200 m.
 - a) Unterer Gipskeuper ca. 100 m.
 - Gipsresiduenschichten 25—30 m.
 - Bunte Mergel ca. 50 m.
 - Graue Mergel 20—25 m.
 - b) Mittlerer Gipskeuper 40—50 m.
 - α) Schilfsandstein ca. 20 m.
 - β) Rote Wand. 20—30 m.
 - c) Oberer Gipskeuper oder Steinmergelkeuper 60—75 m.
 - α) Unterer, bunter Steinmergelkeuper 12—15 m.
 - β) Oberer, grauer Steinmergelkeuper 50—60 m.
3. Oberer Keuper oder Rät 30—50 m.
 - a) Basal-Quarzite 5—10 m.
 - b) Schwärzliche Schiefertone mit quarzitischen Sandsteinen und Toneisensteingeoden 25—40 m.

||| Jura.

1. Unterer Jura oder Lias. Derselbe wurde auf den Blättern Holzminden und Ottenstein näher gegliedert in:
 - a) Pylonoten-, Angulaten- und Arietenschichten.
 - Dunkle Tone und Mergel mit Toneisenstein- und Kalkgeoden.
 - b) *Planicosta*- und *Bifer*-Schichten.
 - Dunkle Tone mit Toneisensteinbänken und Toneisensteingeoden, in der Mitte etwa unterbrochen durch die *Planicosta*-Sandsteine.
 - c) *Brevispina*- und *Capricornu*-Schichten.
 - Dunkle Tone mit Kalk- und Toneisensteingeoden, an der Basis ein oolithischer, eisenreicher Mergelkalk mit *Aeg. brevispina* und *Terebratula numismalis*.
 - d) Amaltheentone.
 - Dunkle Tone mit Toneisensteingeoden.
 - e) Posidonienschiefer.
 - Bituminöse Schiefer mit Stinkkalken.
 - f) *Jurensis*-Mergel.
2. Mittlerer Jura oder Dogger.
 - a) Unterer Dogger (*Opalinus*-Tone und *Murchisoni*-Schichten).
 - Dunkle Tone mit Toneisensteinknollen.
 - b) Mittlerer Dogger (*Coronaten*- und *Parkinsoni*-Schichten).
 - Dunkle Tone mit Kalk- und Toneisensteinknollen.

- c) Oberer Dogger (*Aspidoides*- und *Macrocephalen*-Schichten).
Dunkle, z. T. feinsandige Tone.
- 3. Oberer oder weißer Jura.
 - a) Ornatentone.
Dunkle Tone mit kleinen Kalkknollen.
 - b) Hersumer Schichten.
Graue Tone mit harten Kalken.
 - c) Korallenoolith und -dolomit.
Massige oolithische Kalke und Dolomite.
 - d) Kimmeridge.
Mergel und Kalke.
 - e) *Gigas*-Schichten.
Oolithische Kalke und Mergel.
 - f) Eimbeckhäuser Plattenkalke.
Plattige Kalke und Mergel.
 - g) Münder Mergel.
Bunte Mergel mit *Corbula*-Bänken.
 - h) Serpilit. Oolithische Kalke mit Schiefertönen.

Kreide.

- 1. Untere Kreide.
 - a) Purbeck.
Dunkle Mergel mit Kalkbänken.
 - b) Wealden.
Tone mit Toneisensteinen, Kohlenflözen und Sandsteinbänken.
 - c) Neocomtone.
Dunkle Tone, unten mit Bohnerzen.
 - d) Hilssandstein.
Helle bis braune oder glaukonitische Sandsteine.
 - e) Minimuston.
Dunkle Tone.
 - f) Flammenmergel.
 - g) Cenoman-Plänerkalke.
 - h) Turon-Plänerkalke, zerfallend in
Mytiloides-, *Brongniarti*- und *Scaphiten*-Pläner.

Miocän.

Helle Quarzsande und Braunkohlen.

Die dem Pliocän und Diluvium angehörenden Flußschotter, die glazialen Bildungen, sowie der Löß wurden oben bereits in ihrem Auftreten kurz geschildert.

Am Schlusse der Erläuterungen werden jedesmal die Bodenverhältnisse, die nutzbaren Gesteine und die hydrologischen Verhältnisse in besonderen Kapiteln behandelt.

O. Grupe.

Geologische Karten von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. Lieferung 125. 3 Karten 1:25000 mit Erläuterungen. Berlin 1909.

Blatt Warlubien, bearbeitet durch A. JENTZSCH und F. SCHUCHT, erläutert durch A. JENTZSCH.

„ Schwetz } bearbeitet und erläutert durch A. JENTZSCH.
 „ Sartowitz }

Den besonderen Erläuterungen jedes Blattes ist eine für alle drei Blätter gleiche „Allgemeine Übersicht der Gegend von Schwetz bis Warlubien“ beigedrukt, nebst einer Tafel Bohrprofile und einem das Weichseltal bis jenseits Graudenz umfassenden Übersichtskärtchen.

Als älteste Schicht ist Kalk der Kreideformation erbohrt.

Das Tertiär ist mehr als 100 m mächtig und vielfach gestört. Es gliedert sich in

Pliocän: Posener Ton.

Miocän: Braunkohlenformation, kalkfreie Quarzsande, Formsande und Letten mit einer hangenden Flözgruppe, welche dem Posener Hauptflöz entspricht und einem mehr als 20 m tiefer erbohrten älteren Braunkohlenflöze; darunter erbohrt:

(?) Oligocän: Thorner Ton.

Auf der oberen Flözgruppe haben früher in der Braunkohle Versuchsbaue stattgefunden, die aber längst auflässig sind.

Das Diluvium ist fünfmal durchbohrt und dabei nur 24—66 m mächtig befunden worden. Das ist wenig im Vergleich zu der in großen Teilen Westpreußens herrschenden Mächtigkeit desselben von 100 m und mehr. Vom Geschiebemergel werden zwei Bänke nachgewiesen, deren untere von 1—24 m Mächtigkeit wechselt. Der obere Geschiebemergel zeichnet sich in der Nähe des Weichseltales durch reichliche Beimischung von Senongeschieben der östlich der Weichsel herrschenden Art aus. Über, unter und zwischen den Geschiebemergeln liegen mächtige Sande, Tonmergel und Mergelsande.

Die kartierten Endmoränen werden als Rückzugsstadien gedeutet, da die den Nordrand des Thorn-Eberswalder Haupttales begleitenden, weit großartigeren Moränen, welche auf den MAASS'schen und KEILHACK'schen Moränenkarten fehlen, südlicher liegen.

Von allgemeinerer Bedeutung ist die an den Talstufen gezeigte Entwicklungsgeschichte der Täler der Weichsel und des in diese südwärts (also verkehrt) mündenden Schwarzwassers. Die höchste Stufe erreicht 80—82 m Meereshöhe und wird auf zwei Eisstauseen zurückgeführt, welche zunächst Tonmergel und sodann als dessen Decke Geschiebesand flächenhaft ablagerten. Der gewöhnliche Aufbau des letzteren aus Geschiebesand über geschiebefreiem Sande sei die bezeichnende und notwendige Folge der allmählichen Verflachung des Beckens. Beide Stauseen werden als das untere Schwarzwasserbecken und das Sartowitzer Becken unterschieden.

In den tieferen Stufen werden insbesondere das sehr erhebliche Graudener Becken und das Konopather Becken unterschieden.

Die Talsande verschiedener Stufen haben einige Seen abgesperrt, über deren Tiefen und geologische Umgestaltung berichtet wird. Die meisten Seen haben früher höher gestanden, bis sie sich mittels schluchtartiger Durchbrüche teilweise entleerten.

Die in den Museen liegenden, teilweise reichen Funde diluvialer Landsäugetiere und Meeresmuscheln der Gegend von Schwetz gehören zu Kiesen der Talstufen, sind also Geschiebe, die aus der Zerstörung älterer Diluvialschichten stammen und deshalb an jenen Fundstätten nur verschleppte Fremdlinge sind.

Im Alluvium sind bemerkenswert: die Schlicke, Sande und Moore der Weichselniederung; Taldünen, welche auf eine tiefere, jetzt unter Weichsel-schlick verhüllte Talsandstufe zurückgeführt werden und somit für die Entwicklungsgeschichte dieses großen Tales bedeutsam sind; Gehängedünen, obere und untere Stufendünen und Bogendünen; erhebliche Abrutschmassen an den 50—60 m hohen Steilgehängen. Neben Flachmooren finden sich auch Hochmoore. Als Seltenheit ist der weit verbreitete, aber meist durch Torf verhüllte Faulschlamm (Sapropel) bei Dubelno örtlich trocken gelegt und durch eine Grube gut aufgeschlossen.

In dem Abschnitt „Bodenuntersuchungen“ sind neben den Einzelanalysen auch Mittel- und Grenzwerte für die auf der geologischen Karte unterschiedenen Gesteine und für die aus deren Verwitterung entstandenen Bodenarten benachbarter westpreußischer Bohrungen berechnet und mitgeteilt. Das gibt Durchschnittszahlen für das westpreußische Weichselgebiet und zeigt zugleich den Spielraum, innerhalb dessen die Zusammensetzung eines geologischen Gebildes schwankt.

Jentzsch.

Die zweite Auflage des Blattes Frankfurt a. O. der geologischen Karte von Preußen 1:25000 zeigt verhältnismäßig wenig Veränderungen. Besonders hervorzuheben ist die Darstellung und Beschreibung neu aufgefundenen Interglazials, welches höchst wahrscheinlich dem älteren Interglazial angehört und in dem erweiterten Einschnitte bei Rosengarten in großartiger Weise aufgeschlossen ist. Diese aus fossilreichen Süßwasserkalken, dunklen Tönen und hellen Sanden bestehende Schichtenfolge lagert in Gestalt einer Flexur und senkt sich unter einem Winkel von 25—30° um mehr als 60 m in die Tiefe. Ein Profil über das ganze Blatt von Westen nach Osten gibt einen guten Einblick in den Bau des Odertales und in die Verschiedenheit der beiderseitig angrenzenden Hochflächen.

Keilhack.

Topographische Geologie.

Deutschland.

Die Rheinlande in naturwissenschaftlich-geographischen Einzeldarstellungen, herausgegeben von Dr. C. MORDZIOL.

No. 1. **C. Mordziol**: Die Austiefung des Rheindurchbruchtals während der Eiszeit, Braunschweig 1912. 1 Mk.

No. 2. **Joh. Jacobs**: Wanderungen und Streifzüge durch die Laacher Vulkanwelt. Braunschweig und Berlin 1913. 1,50 Mk.

No. 3. **Daniel Häberle**: Der Pfälzerwald. Ein Beitrag zur Landeskunde der Rheinpfalz. Braunschweig und Berlin 1913. 1,65 Mk.

No. 4. **A. Grooss** (†): Einführung in die Geologie des Mainzer Beckens. Braunschweig und Berlin 1913. 1,35 Mk.

L. Lerch: Geologische Wanderungen in der Umgebung von Hannover. Hannover 1913. 4,50 Mk.

Es macht sich neuerdings das Bedürfnis nach gemeinverständlichen geologischen Darstellungen einzelner deutscher Landschaften geltend, welche Wanderlustigen aus den Kreisen der Gebildeten die erste Anleitung zur Erkenntnis der Landschaftsformen geben, ohne sie in die Notwendigkeit zu versetzen, sich in die Quellenwerke zu vertiefen.

Man kann es nur mit Freuden begrüßen, wenn durch solche Darstellungen, die häufig von Autoren mit vorwiegend lokalgeologischer Schulung ausgehen, das Interesse an wissenschaftlichen Fragen wachgerufen wird, und man wird es den Verfassern gern zugute halten, daß häufig der Zusammenhang mit den allgemeinen Fragen gegenüber dem Hinweis auf örtlich wichtige Vorkommnisse in den Hintergrund tritt.

Mit dieser Einschränkung sind die vorliegenden Bändchen der von Dr. MORDZIOL in Koblenz besorgten Sammlung „Die Rheinlande“ des Lobes würdig, wenn auch der Wert der zurzeit vorliegenden 4 Hefte nicht auf einer Stufe steht.

Im ersten Bändchen behandelt MORDZIOL mit viel Geschick das nicht ganz einfache Thema der etappenweisen Einsenkung des Rheinstroms in das Rheinische Schiefergebirge seit der jüngsten Tertärzeit. In recht anschaulicher Weise wird das durch die Terrassen des Rheines dem aufmerksamen Beobachter kenntliche Eingraben des Stromes bei der relativen Hebung des alten rheinischen Berglandes verdeutet.

Das Heft 2 über die Laacher Vulkanwelt zeichnet sich durch vorzügliche Illustrationen aus und verrät einen überaus ortskundigen Verfasser. Gerade hier aber wären besonders bei dem Leserkreis, für welchen das Büchlein gedacht ist, öfters Hinweise und Vergleiche mit heute noch tätigen Vulkanen am Platze gewesen.

In dem Bändchen über den Pfälzerwald widmet sich HÄBERLE den von ihm eingehend studierten Verwitterungsformen des Pfälzer Buntsandsteins. Aber auch die Tektonik, die Schichtenfolge, und die Erdbebenerscheinungen

kommen zu ihrem Recht. Abschnitte über Siedelungswesen und Landwirtschaft schließen das gut ausgestattete Büchlein ab.

In der „Einführung in die Geologie des Mainzer Beckens“ hat MORDZIOL mit großer natürlicher Frische ausgestattete handschriftliche Aufzeichnungen eines 1899 in Niederengelheim verstorbenen Lehrers, ANTON GROOSS, mit eigenen Ergänzungen zusammengestellt. Das Heft ermangelt deshalb ein wenig der Einheitlichkeit, enthält aber eine recht eingehende Literaturzusammenstellung.

Über die im Verlage von HAHN erschienenen Geologischen Wanderungen in der Umgebung von Hannover von L. LERCH kann man höchstens vom Standpunkt eines Fossilsammlers aus ein günstiges Urteil fällen. Die Formationen sind stratigraphisch ausführlich beschrieben, und eine große Reihe von Bestimmungszeichnungen für Fossilien — leider von ganz ungeübter Hand — gegeben, aber es fehlt jedes Eingehen auf die lokalen Vorkommnisse und jede Profildarstellung, geschweige denn tektonische Skizzen, wie sie nach Ansicht des Referenten zum Verständnis der Lagerung der Schichten gerade für den Anfänger unumgänglich notwendig sind. **R. Lachmann.**

Kranz, W.; Bohrungen in der Swinepforte. (Jahrb. d. k. preuß. geol. Landesanst. **33**. Teil 1. Heft 3. 468—473. 1912.)

— Die Überschiebung bei Straubing. (Geogn. Jahreshefte. 25. Jahrg. 229—235. 1912. Mit 4 Textfig.)

— Das Nördlinger Riesproblem. III. (Jahresber. u. Mitt. d. obersehl. geol. Ver. N. F. **3**. Heft 1. 79—86. 1913. Mit 1 Abb.)

Denckmann, A.: Über Devon und Carbon des Sauerlandes. Bericht über die wissenschaftlichen Ergebnisse der Aufnahmen auf den Blättern Hohenlimburg und Balve in den Jahren 1901 und 1902. (Jahrb. d. k. preuß. geol. Landesanst. u. Bergakademie für 1902. **23**. Heft 4. 554—556. Berlin 1905.)

Ahrens, Geinitz und Tacke: Zur Statistik der mecklenburgischen Moore und Seen. (Mitteilungen a. d. großh. meckl. geol. Landesanst. 1—29. Rostock 1913.)

Häberle, D.: Die natürlichen Landschaften der Rheinpfalz. Ein Beitrag zur pfälzischen Heimatkunde. (Wanderbuch d. Pfälzlerwald-Vereins für 1913. 1—66. Kaiserslautern 1913. Mit 6 Abb. im Text, 21 Abb. auf 10 Taf. u. 1 Karte.)

Westliches Mittelmeergebiet.

H. Praesent: Bau und Boden der Balearischen Inseln. Beiträge zur Landeskunde der Inselgruppe. (XIII. Jahresber. d. Geogr. Ges. Greifswald. 1911/12. Greifswald 1911. 19—106. 5 Taf.)

Verf. unterzieht zunächst das Kartenmaterial sowie die geologische und geographische Literatur der Balearischen Inseln einer kritischen Betrachtung und gibt dann eine kurze Übersicht der gesamten Inselgruppe. Im dritten Ab-

schnitt werden die einzelnen Inseln Menorca, Mallorca, Cabrera und die Pityusen eingehend behandelt. In den Schlußbetrachtungen weist Verf. auf die tektonische Zusammengehörigkeit der Balearen hin und kommt zu der Annahme, daß die „Alpiden“ SUËSS' nicht schon mit Mallorca, sondern erst mit Menorca ihr Ende erreichen.

An die Arbeit schließt sich ein sehr ausführliches Literaturverzeichnis, 4 Tafeln mit 16 photographischen Aufnahmen des Verf.'s und 1 Kartenskizze der Insel Mallorca (1:800000) an.

P. Grosch.

Östliches Mittelmeergebiet.

A. Philippson: Reisen und Forschungen im westlichen Kleinasien. I. Heft. Einleitung. — Das westliche Mysien und die pergamenische Landschaft. (PETERMANN's Ergänzungshefte. No. 167. 1—104. Mit 8 Bildertafeln, 1 geolog. Karte u. 1 Skizze im Text.)

Die ausgedehnten geographisch-geologischen Aufnahmereisen des Verf.'s haben die Kenntnis des westlichen Anatoliens auf eine ganz andere Basis gestellt, als die irgend eines anderen Teiles von Vorderasien. Auch für die rein geologische Kenntnis des Gebirgsbaus, der Erdgeschichte und der nutzbaren Mineralien (die im folgenden Ref. allein berücksichtigt werden) sind die von einer schönen geologischen Karte (1 : 300 000) begleiteten Abhandlungen von grundlegender Bedeutung.

Das Innere des breiten, massig angelegten Landes wird im Norden, Süden und Osten von hohen Randgebirgen umschlossen und von einförmigen, z. T. abflußlosen Steppenhochflächen eingenommen, die von einzelnen Gebirgszügen überragt und durch sie in Kammern zerlegt werden. Der Westen dagegen, etwa vom Meridian Konstantinopels an, ist überaus mannigfaltig gestaltet.

Diese Zertrümmerung des Landes durch tiefe Einbrüche und die überreiche Zerlappung der Küste, die eine Folge derselben Einbrüche, verbunden mit allgemeiner Senkung des Landes in junger geologischer Vergangenheit ist, bildet eine gemeinschaftliche Eigentümlichkeit des westlichen Kleinasien und Griechenlands, die Verf. daher beide zu einem einheitlichen Naturgebiet, der Ägäis, vereinigt.

Gebirgsbau. Eine ausgedehnte Masse alter kristallinischer Gesteine (Gneise, Granite, Glimmerschiefer im Innern, Marmore und halbkristalline Kalke am West- und Südrande) erstreckt sich vom Keramischen Golf im Süden durch Karien und Lydien bis zum Temnosgebirge im Norden, im Osten landeinwärts bis etwa zur Westgrenze Phrygiens; im Westen berührt sie die Küsten des Ägäischen Meeres von Halikarnass bis Ephesos, weicht dann aber nordwärts hinter den Sipylos zurück. Das ist die lydisch-karische Masse. Im Süden schließt sich daran ein wildes, mesozoisch-alttertiäres Sedimentgebirge im südlichsten Karien und in Lydien, dessen Faltenzüge von Griechenland herüber kommen. Ein ähnliches, nur weniger geschlossenes und hohes Faltengebirge von paläozoischen, mesozoischen und alttertiären Sedimenten, hier und da auch mit Massiven kristalliner Schiefer und alter Eruptivgesteine, zieht

mit einer im allgemeinen nordnordöstlicher Streichrichtung von der Halbinsel von Erythräa und der Insel Chios her über den Sipylos am Westrande der lydischen Masse entlang, dann weiter durch das westliche Mysien bis zum Marmarameere hin. PHILIPPSON hat es das ostägäische Faltengebirge genannt.

Am Makestosflusse trifft dieses ostägäische Faltensystem mit anderen Faltenzügen zusammen, die teils von SO., vom taurischen Gebirgsbogen her, teils von Osten, von den pontischen Gebirgen an der Südküste des Schwarzen Meeres entlang herankommen.

Die verschiedenen Teile des gefalteten Grundgebirges, dessen Faltung im allgemeinen in der mittleren Tertiärzeit vollendet war, werden aber in ihrem Einfluß auf die Oberflächengestalt sehr verwischt durch die mächtigen jungtertiären Ablagerungen.

Älteres Gebirge durchzieht in einem schmalen Streifen von SSW. nach NNO. ganz Mysien, von dem Granit- und Glimmerschiefergebirge des Madaras über Balia bis zum Südrande des Manjasbeckens. Schwarzer Glimmerschiefer und weit ausgedehnter Marmor erscheint im Kel-Dag (bei Eski-Manjas) und daran schließt sich südwestlich der Granitstock des Ilidja. Außerdem aber besteht der erwähnte Streifen alten Gebirges im wesentlichen aus massigem oder geschichtetem, meist dunklem obercarbonem oder dyadischem Kalkstein, mit untergeordneten Einlagerungen von Tonschiefer; daneben lagern, eng mit dem Kalk verbunden, mächtige Tonschiefer und grünliche Grauwacken. Die einzigen bekannten Fossilien gehören zum Obercarbon und sind an ziemlich weit voneinander entfernten Punkten des Streifens gefunden worden: bei Chaidar im Osten des Madaras, bei Balia, bei Urchanlar und bei Tatarköi am Manjasbecken. Das gesamte Gebirge ist stark gefaltet, und zwar scheint in dem genannten Streifen die nordöstliche bis nordnordöstliche Streichrichtung vorzuherrschen.

Das alte Gebirge der pergamenischen Landschaft besteht aus obercarbonischen Grauwacken, Sandsteinen und Schiefen mit eingelagerten dunklen Fusulinenkalken. Zahlreiche Diabas-, Porphy- und Kersantitgänge durchsetzen die Sedimente; der Granit des Kosak hat metamorphosierend gewirkt und ist demnach jünger.

Das alte Gebirge der Gegend von Pergamon ist, wie im westlichen Mysien, von jungtertiären Binnenseeablagerungen und zugehörigen andesitischen Laven und Tuffen umgeben und umhüllt; hierzu gesellen sich spärlich noch jüngere Basalte. Diese jungtertiären Bildungen sind meist mehr oder weniger geneigt und in Schollen aufgerichtet, welche regellos wechselnde Fallrichtungen aufweisen. Im östlichen Teil des Gebietes, im Gebirge von Trachala, des Schifa-Dagh und von Gelembe ist das Jungtertiär sogar stark gefaltet, z. T. zwischen die älteren Gesteine eingefaltet, so daß hier die sonst nach dem Alttertiär beendete Faltung sich noch einmal am Schluß des Jungtertiärs wiederholt haben muß. Die Streichrichtungen sind auch hier wirr.

Die jungtertiäre Decke ist im NW. von Kleinasien keineswegs gleichartig und einförmig. Sie ist auch ihrerseits von jungen tektonischen Störungen stark betroffen, sowohl von Verwerfungen als auch von Faltungen, und so sehen

wir ihre Schichten bald in Tafelform flach gelagert, bald steil aufgerichtet, hier in geringer Meereshöhe sanfte Hügelländer bildend, dort zu bedeutenden Höhen erhoben und, von tiefen Tälern zerfurcht, gebirgsartiges Relief annehmen. Im ganzen senkt sie sich zumeist von den Gebirgen zu den Ebenen hin.

Am stärksten sind in der Regel die Störungen des Jungtertiärs, z. T. in Zusammenpressung und Fältelung übergehend, an der Grenze des älteren Gebirges, dessen einzelne Hervorragungen von unten durch die jungtertiäre Decke hindurchgestoßen zu sein scheinen. Eine Folge dieser wiederholten und komplizierten tektonischen Störungen, die besonders den Nordwesten Kleinasiens betroffen haben, ist der unregelmäßige Wechsel des Streichens, besonders auch im Jungtertiär. Dazu kommt die große Mannigfaltigkeit der jungtertiären Gesteine, um das Landschaftsbild noch wechselvoller zu machen. Es sind bald unfruchtbare Kalke, bald feste Konglomerate oder lockere Sande, bald wieder fruchtbare, weiche Tone und Mergel oder vulkanische Tuffe, und jeder dieser Ausbildungen entsprechen andere Formen und Kulturwerte der Landschaft.

Vulkanismus. Jungvulkanische Gesteine, meist Andesite und die zugehörigen Tuffe bedecken auch in Nordwestanatolien weithin die Oberfläche. Im südlichen Teil treten diese jüngeren Gebilde nur in einzelnen Becken und Umrundungen der älteren Gebirge auf; im NW. Kleinasiens wiegen sie dagegen derart vor, daß sie als eine fast zusammenhängende Decke das ältere Gebirge verhüllen, das nur in einzelnen inselförmigen Massen und Zügen, jäh und nackt, wo der Kalk, sanft und bewachsen, wo Schiefer und alte Eruptivgesteine sie zusammensetzen, aus dieser jungen Decke hervorragt.

Die vulkanischen Gesteine des Jungtertiärs durchsetzen in Form von vulkanischen Schloten, die von Lava erfüllt sind, das Jungtertiär oder stellen Reste ehemaliger Vulkane dar, die sich darüber aufgebaut haben. Durch die Abtragung der weicheren Gesteine, die sie durchsetzen, oder des lockeren Aschenmantels des Vulkans wittern die festen Laven heraus und ragen nun als Felskuppen oder gar als kleine Massengebirge über ihre Umgebung auf. In anderen Fällen breiten sich die Laven strom- oder deckenartig aus und bilden so entweder Einlagerungen in der jungtertiären Schichtenreihe oder krönen sie tafelförmig. In diesen Fällen treten uns in der Regel steinbesäte Plateaus entgegen. Rezent, frische Vulkane mit Krateren und Aschenkegeln gibt es im westlichen Kleinasien nur in der Katakekaumene in Lydien.

Die Andesite, besonders die Lavadecken, zeigen vielfach eine tiefgreifende Verwitterung in rundliche, meist etwa kopfgroße Blöcke, die in einen sandigen Verwitterungsgrus oder in mulmig zersetztes Gesteinsmaterial eingebettet liegen, so daß man den Eindruck eines Tuffes gewinnt, der zahlreiche Bomben einschließt.

An der Oberfläche wird der Grus ausgewaschen und die Blöcke liegen dann als „Blockmeere“ umher. Diese rundlichen, locker gehäuften Steine bilden für die Fortbewegung von Mensch und Tier ein großes Hindernis; die Wege in solchen Blockmeeren sind unbeschreiblich schlecht. Die verschiedenen Grade der Verwitterung zeigen sich auch in der sehr verschiedenen Färbung der Andesite, die schon ursprünglich mannigfaltig gefärbt sind. So finden wir oft dicht nebeneinander Gesteinsfarben von tiefstem Schwarz durch Grau

zu Rot, Braun oder Violett. — Viel seltener als die Andesite sind die Basalte, die jünger sind als jene.

Sehr weit verbreitet sind namentlich vulkanische Tuffe verschiedener Färbung (je nach ihrer petrographischen Zusammensetzung), meist aber weiß, gelblich oder grünlich. Häufig enthalten ziemlich feinkörnige Tuffe größere eckige Brocken (Auswürflinge) vulkanischen oder auch nichtvulkanischen Gesteins, die beim Ausbruch mitgerissen wurden. Die Tuffe sind meist ziemlich verfestigt, doch bleiben sie fast immer leicht bearbeitbar, so daß sie ein beliebtes Baumaterial abgeben. Vor allem sind fast alle Felsgräber in Phrygien und im nordwestlichen Kleinasien ebenso wie weiter im Innern in solchen Tuffen ausgehöhlt.

Gebirgsbau und Landformen im westlichen Kleinasien. Stärker als der Bau des Grundgebirges beeinflussen die Oberflächengestalt die großen Einbrüche, die noch jünger sind als das Jungtertiär und dieses unterbrechen, Ihr Boden ist fruchtbares Schwemmland, soweit er nicht von Meeressgolfen bedeckt ist. Sie ziehen die Abflüsse der umgebenden Gebirge und Hügelländer an sich, entwickeln so in sich ansehnliche Flüsse, die sie nach Westen dem Ägäischen Meere zuführen, zu welchem die größten dieser Einbrüche sich öffnen. Die Einbrüche bedingen zusammen mit der Verteilung des Jungtertiärs, dem Bau des Grundgebirges und der Anordnung der Flußtäler sowie der Beschaffenheit der Küste bedeutende morphologische und kulturelle Unterschiede in der landschaftlichen Gliederung des westlichsten Kleasiens, denen gegenüber die geringen klimatischen Abweichungen zurücktreten. Diese natürlichen Teilgebiete des westlichsten ägäischen Kleasiens sind folgende:

1. Im Süden, in Karien südlich des Mäander, tritt das alte Gebirge der lydisch-karischen Masse und der südlichen Faltenketten geschlossen bis unmittelbar an die durch untergetauchte Täler und kleinere Einbrüche überreich gegliederte Küste. Diese entbehrt dadurch des fruchtbaren Hinterlandes und der bequemen Landverbindungen, um so mehr, als die Täler des Innern sich nach Norden zum Mäander ziehen, man also vom Innern nach der Küste bergauf, bergab die Täler zu kreuzen hat. Unendlich hafenreich, konnte diese Küste wohl Seefahrer und Seeräuber, auch Seestädte ernähren, die von dem lokalen Küstenverkehr lebten, nicht aber Handelsstädte mit erheblichem eigenem Verkehr aus dem Innern hervorbringen.

2. Der mittlere Teil enthält von Milet bis Phokäa die großen ostwestlichen Grabenbrüche des Mäander, Kayster und Hermos-Kogamos. Es ist daher der fruchtbarste und bevölkertste, zugleich aber ziehen durch die großen Gräben bequeme Handelsstraßen aus dem anatolischen Hochlande und den entfernteren Ländern Asiens bis zur Küste, die durch große Golfe und Halbinseln gegliedert ist. Von alters her mündet daher hier der Handel aus dem Innern, und mit ihm entstanden im Altertum die großen Emporien Milet, Ephesos, Smyrna, Phokäa, Smyrna in der Jetztzeit.

3. In der nördlich folgenden Region, von Phokäa bis zum Idagebirge, wird die Küste von einem fruchtbaren jungtertiären Hügelsaum begleitet und ist hinreichend gegliedert und mit guten Häfen versehen. Aber hinter dem Küstensaum erstreckt sich weites, wenn auch meist nicht hohes,

so doch fast ununterbrochenes Gebirgs- und Hügelland bis zur phrygischen Hochtafel. Nur noch eine größere Grabenebene, die des Kaikos, öffnet sich hier, die von Adramyttion ist sehr klein. Die Kaikosebene mit der Stadt Pergamon ist daher das natürliche Zentrum dieses ganzen Teilgebietes. Aber sie reicht nicht bis zum inneren Hochtafelende, sondern endet ostwärts an ausgedehntem Gebirge, entbehrt also einer großen ostwestlichen Handelsstraße. Freilich steht sie nach SO. in fast offener Verbindung mit der Hermosebene. Aber der Verkehr aus dem Innern, der dieser letzteren folgt, hat keine Veranlassung, aus ihr nach Norden abzuschwenken und so einen Umweg zur Küste zu machen. So hat diese Region weder im Altertum noch in der Neuzeit mächtige Handelszentren hervorgebracht.

4. Erst in dem vierten Teilgebiet, an den Gestaden der Propontis und des Hellespont, kommt der befruchtende Einfluß des pontisch-ägäischen Seeverkehrs in größerer Städteblüte des Altertums zur Geltung, aber auch nur am Meeresufer selbst. Hinter der Küste des Marmarameeres folgt südlich eine lang von Westen nach Osten gestreckte, aber schmale Senke, im Altertum „Klein-Phrygien“, später Teile von Mysien und Bithynien begreifend, ein sehr fruchtbares Getreideland, in dem heute außerdem die Seidenzucht blüht. Dahinter aber erhebt sich meist in mäßiger Höhe das Gebirgsland Mysien, das aber durch seine weite, ununterbrochene Ausdehnung und seine gewundenen Täler mit wasserreichen Strömen dem Verkehr große Hemmnisse bereitet und daher zu allen Zeiten ein Gebiet minderer Kultur und ländlicher Besiedelung gewesen ist. Es gehört dem pontischen Waldgebiet an; die reichlicheren und gleichmäßiger über das Jahr verteilten Niederschläge und die kühlen Winter — Folgen der vom Schwarzen und vom Marmarameer hereinwehenden Nord- und Nordostwinde — geben diesem Gebiet eine wesentlich von den südlicheren Teilen abweichende Eigenart der Vegetation und Kultur. Die immergrünen Mittelmeerpflanzen sind auf die unmittelbare Nähe des Meeres beschränkt, die Gebirge im Innern dagegen überzieht ein kräftiges, allerdings z. T. von Menschenhand zerstörtes Waldkleid aus Laub- und Nadelbäumen, das durchaus an Mitteleuropa erinnert.

Bleiglanz- und Galmeivorkommen von Balia-Maden.

In der Gegend von Balia tritt unter dem im Westen allgemein verbreiteten Andesit — hier Augitandesit — jungpaläozoisches Gebirge hervor, das sich von hier aus weiter nach Osten und Norden erstreckt. Die Grenze läuft sehr unregelmäßig gebuchtet, im allgemeinen süd—nördlich; der Andesit durchbricht und überlagert das Paläozoicum und sendet Apophysen in dasselbe hinein.

Das Paläozoicum besteht aus dichtem, festem, meist dickbankigem, zuweilen auch dünnplattigem Kalk, dessen Färbung zwischen Hellgrau, Hellblau und Schwarz schwankt und der in der Tiefe der Bergwerke in kristallinen Kalk verwandelt sein soll. Dem Kalk liegen gleichalte Tonschiefer und Sandsteine in unregelmäßigen Partien ein. Das Paläozoicum ist sehr intensiv gefaltet mit wechselnder Streichrichtung, vorwiegend wohl NNO.

Der marine Kalk ist an einigen Stellen sehr fossilreich (Fusulinen, Korallen, Crinoiden, Brachiopoden, Gastropoden, Cephalopoden). Er gehört dem Ober-

carbon und der Dyas an, ohne daß sich diese beiden Stufen streng voneinander sondern ließen. Doch scheint auch Untercarbon vorzukommen.

Der „rote Hügel“ (Kisiltepe, 362 m) trennt das Tal von Ari von dem östlich benachbarten Tal von Memischoglu. Das letztere Tal ist in ein isoliertes Vorkommen oberer Trias eingeschnitten. Diese bildet eine NNO. streichende Faltenmulde; der Westhügel, am Ostabhang des Kisiltepe, zeigt deutlich die diskordante Überlagerung der steil nach Osten fallenden Trias über dem Dyaskalk. An die Dyas lagert sich zunächst mächtiges Kalkkonglomerat, aus Geröllen der Dyas aufgebaut, in diesem Konglomerat erscheinen Einlagerungen von Sandstein. Eine etwa 70 m unter dem Gipfel liegende Sandsteinschicht ist reich an Brachiopoden (Fauna der *Spirigera Manzarvini* БИТН.). Nach dem Innern der Mulde folgen gelbliche Sande und Konglomerate und als jüngstes Glied eine breite Masse schwärzlicher, bröckeliger Tonschiefer mit *Halobia* und anderen Mollusken. Östlich des Tales ist der Ostflügel der Triasmulde überschoben.

Die reichen Adern silberhaltigen Bleiglanzes, die bei Balia zu einem bedeutenden Abbau Veranlassung gegeben haben, erscheinen im Kontakt der Andesitgänge mit dem carbonischen Kalkstein; zuweilen treten sie auch im Andesit selbst auf. Die beiden Gruben befinden sich an der Grenze beider Gesteine. Der Abbau lohnt, obwohl der Transport der Erze bis zur Küste 20 Fr. die Tonne kostet. An der Südseite des Kisiltepe wird außerdem an verschiedenen Stellen an der Oberfläche Galmei (Zinkerz) gewonnen, bei Hadji-Velioglu Manganerz.

Die Erze von Balia wurden schon im Altertum, wie es scheint, wenigstens schon von den pergamenischen Königen, abgebaut; die Hauptbetriebsepoche scheint in die Zeit von 133 v. Chr. bis Augustus zu fallen; der Ort trug den Namen Pericharaxis. Alte Schlackenhalden und Stollen sind Zeugnisse dieser Tätigkeit, besonders alte Stollen und Tagebauten an der Südseite des Kisiltepe bei der großen Höhle Melissa, die selbst wohl ein alter Abbau ist. Erst 1840 wurde der Abbau wieder eröffnet, nahm aber erst in der Mitte der 80er Jahre größeren Umfang an, als die griechische Lauriongesellschaft die Gruben erwarb. Jetzt führt eine gute Chaussee — ein Wunder in Anatolien — ca. 60 km weit bis zu der geschützten Reede von Ak-tschai bei Edremid.

Auf der östlichen Talseite befinden sich eine halbe bis dreiviertel Stunde von Christlich-Karaidin die Schächte Kodja- und Pirnari-Magara, aus denen silberhaltiger Bleiglanz und Schwefelkies gefördert worden war; an der Oberfläche liegen Stücke von Galmei (Zinkerz) herum.

Die Kohlengrube Manjilik liegt auf der westlichen Talseite gerade an der Umbeugungsstelle des Deirmen-dere, in einer kleinen isolierten Scholle von Jungtertiär, rings von dunklem Andesit umgeben; dieser steht sowohl unten im Tal wie oben am Abhang an. Die ganze Scholle hat nur 1200 m Breite und bildet eine dem Andesit aufruhende N. 35° O. streichende Faltenmulde, deren Schenkel mit etwa 30° einfallen. Es sind dünnblättrige Kalkschiefer mit zahlreichen gut erhaltenen Blattresten. Darin liegt ein Kohlenflöz, dessen Mächtigkeit bis zu 10—15 m beträgt. Am oberen Ausgang des muldenförmig gebogenen Flözes sind die Grubengebäude (207 m), ein großer Tagebau und ein Stollen angelegt, welcher letzterer aber infolge des beträchtlichen Schwefel-

kiesgehalts der Kohle in Brand geraten und verlassen ist. Die Grube gehört der Baliagesellschaft, welche die Kohle zur Maschinenfeuerung verwendet. Die Kohle wird auf einer 30 km langen Industriebahn nach Balia gebracht; die Bahnwagen werden von Ochsen bis zur Paßhöhe gezogen und rollen dann durch die eigene Schwere nach Balia hinab. Sehr bemerkenswert ist das Vorkommen von Manjilik durch den Reichtum an fossilen Blättern¹.

Nach ENGELHARDT gehören neben wenigen tropischen Pflanzen die meisten dem gemäßigten Klima an, sowohl dem wärmeren als dem kühleren Teil desselben. Die amerikanischen Typen herrschen vor, dann folgen die asiatischen; die europäischen und atlantischen sind nur in geringer Zahl vorhanden. Das ergibt ein Bild, wie wir es im europäischen Obermiocän vorfinden.

Frösch.

Alfred Philippson: Reisen und Forschungen im westlichen Kleinasien. II. Heft. Ionien und das westliche Lydien. (PETERM. Mitt. Ergänzungsheft No. 172. p. 1—100. 1911. Mit 8 Bildertaf., 1 geol. Karte in 1 : 300 000 u. 7 Prof. auf 1 Taf.)

Die ost-westlich gerichteten Stromebenen, zugleich die reichsten und dichtbevölkertsten Landschaften des westlichen Kleinasien und die natürlichen Heerstraßen des Verkehrs sind Grabenbrüche, welche die Gebirge des alten Lydien in äußerlich ebenfalls ost-westlich gerichtete, langgestreckte Horste zerlegen. Gräben und Horste setzen sich seewärts in Golfe und Halbinseln fort, so daß auch die Hauptlinien der Küstengliederung annähernd ost-westliche Richtung besitzen. Der Faltenbau des Gebirges selbst aber entspricht dieser Richtung keineswegs, sondern wird von den jüngeren Bruchlinien durchkreuzt, welche die heutige Oberflächengestalt bedingen.

Der binnenländische Teil unseres Gebiets besteht aus den kristallinen Schiefen der großen lydisch-karischen Masse, die sich weit über die Grenzen dieses Teilgebietes nach Osten und Süden hinaus erstreckt. Darauf folgt im Südwesten eine breite, nach Norden sich verlierende Grenzzone, in der die Marmore mächtig entwickelt sind; sie erreicht südlich der erythräischen Halbinsel die Küste. Nördlicher aber schiebt sich zwischen Marmorzone und Meer jenes ostägäische Faltengebirge ein, das aus vorjungtertiären Sedimenten verschiedenen Alters und nordnordöstlicher Streichrichtung besteht und in seiner weiteren Fortsetzung die pergamenische Landschaft und das westliche Mysien aufbaut. Dort taucht dieses Gebirge aus weiten Hügelländern jungtertiärer Sedimente und gleichalter vulkanischer Ablagerungen nur stellenweise hervor. Das gleiche Vorherrschen dieser jungen Gebilde kennzeichnet noch den nord-westlichen Teil unseres Gebiets bis zum Golf von Smyrna südwärts; südlich davon treten dagegen die jungtertiären und vulkanischen Gebilde räumlich zurück gegen die gefalteten älteren Gesteine des ostägäischen Gebirges, das hier in breiten Zusammenhängen die Insel Chios, die erythräische Halbinsel und

¹ Tertiärpflanzen von Kleinasien. (Beitr. zur Paläont. u. Geol. Österreich-Ungarns u. des Orients. 15. Wien 1903. 2/3. p. 55 ff.)

die Gebirge im Osten und Nordosten von Smyrna zusammensetzt. Auch im Gebiete der lydisch-karischen Masse nehmen die jungtertiären Binnensedimente nur geringe Räume ein, während der jungtertiäre Vulkanismus fast ganz fehlt.

Das Sipylosgebirge (bei Magnesia am Hermos) zeigt ganz überwiegend NNO.-Streichen, das also schräg zur orographischen O.—W.-Richtung des Gebirges verläuft. Der Faltenbau, wie er sich am Nordabhang zeigt, ist kurz folgender: Von Osten steigt der massige Kalk und darunter der Schiefer auf; dieser aber ist nach NW. über geschichteten (eocänen?) Kalk überschoben, der ebenfalls nach NW. ansteigt; darunter folgt regelmäßig wieder der Massenkalk, der Schiefer, der grüne Porphyry und wieder Schiefer. Über den Schieferrn und grünen Porphyren liegt in der Jabauluk-Hochfläche der Eocänkalk in ziemlich flacher Lagerung.

Der Sipylos ist also durch spätere Dislokationen aus einem größeren Faltengebirge ausgeschnitten. Unzweifelhaft bewiesen wird aber die junge Hebung des Sipylos durch die Lagerung der jungtertiären, wahrscheinlich obermiozänen Süßwasserablagerungen. Diese sind, mit Ausnahme sanfter Nachfaltung am Sabandjabeli, nicht mehr gefaltet. Die Faltung hat also zwischen Alt- und Jungtertiär ihr Ende erreicht; jedoch fällt das Jungtertiär meist vom Gebirge ab. Es liegt am Ostrande als breite Vorstufe bis etwa 300 m, am Nordfuß in einzelnen kleinen Partien in 80—2000 m. Dann aber finden wir eine ziemlich ausgedehnte Scholle am Nordabhang über Magnesia in etwa 800—1100 m mit Neigung nach Norden, eine dritte auf der Hochfläche des Gebirges, im Akalan und den Jabaulukgipfel bildend, in 1400 m Höhe. Am Sabandjabeli lagert das Jungtertiär in breiter Scholle zwischen 525 und 730 m, ist also mindestens 200 m mächtig und zieht sich von hier seitwärts bis zur Ebene hinab. Folglich ist der Sipylos, nach dem Abschluß der Faltung, erst in jungtertiärer Zeit oder nachher zur jetzigen Höhe erhoben oder es ist die Umgebung gesenkt worden; er lag noch zur Zeit der Ablagerung des Jungtertiärs in demselben Niveau wie die Ebenen im Norden und Süden.

Allerdings erscheint es zweifelhaft, ob diese Dislokation durch reine Verwerfung oder durch eine Art kuppelförmiger, von Verwerfungen begleiteter Auftreibung mit ostwestlicher Längsachse erfolgt ist. Für letzteres spricht die Neigung der Jungtertiärschollen auf der Südseite nach Süden, auf der Nordseite nach Norden; auch die Nordneigung des Randes der Eocänkappe läßt sich in dieser Weise deuten. Die kuppelförmige Auftreibung hat vielleicht schon während der Ablagerung des Jungtertiärs stattgefunden. Mit dieser Annahme einer Gleichzeitigkeit der Hebung und Ablagerung steht auch das Auftreten von Grundkonglomerat und Schutt unter dem jungtertiären Kalk in Übereinstimmung. Jedenfalls ist der nördliche Schenkel dieser Auftreibung steiler gewesen als der südliche; dem entspricht auch die viel größere Steilheit des orographischen Absturzes der Nordseite.

Zinnobervorkommen bei Tscheschmé westlich Smyrna. Unter dem Dorf Monastier und in das Tal hinab zieht ein breiter Zug von Tonschiefer, NW. streichend, der deutlich als Antikline unter dem Kalke des Bos-Dag hervortritt; östlich folgt darauf wieder eine Synkline des Kalkes. Auf diesem Schieferzug liegt, fast unten an der Talsohle, ein Zinnerbergwerk. Es liegt

ein schwarzes, von Quecksilbersulfid durchtränktes Eruptivgestein vor; in einer angrenzenden Quarzmasse findet sich ebenfalls etwas Zinnober.

Schmirgel bei Smyrna. Der Wechsel der Marmore und Schiefer ist zwischen unterem Mäander und Kayster so unregelmäßig und häufig, daß sich eine genauere Darstellung auf PHILIPPSON's geologischer Karte als unmöglich erwies. Die Grünsteine, die nicht nur als Schiefer, sondern auch massig vorkommen, gehen z. T. in Serpentin (Bronzitserpentin) über (bei Asisje). In den Geröllen der Bäche und Schutthalden bilden die widerstandsfähigen Grünsteine ein besonders auffallendes und häufiges Element. Die Marmore sind die Träger eines Reichthums an Schmirgellinsen, der das Land zwischen Kayster und Mäander zum Mittelpunkt der Schmirgelproduktion Kleinasiens gemacht hat. Die Faltung ist intensiv, das Streichen ist überwiegend ONO. oder um diese Richtung schwankend, doch kommen häufig starke Abweichungen davon vor, besonders in den Schiefen, die zuweilen, infolge ihrer leichteren Beweglichkeit, sehr verschieden von den Marmoren streichen.

Außer dem kristallinen Schiefer und Marmor kommen nur die jungtertiären Süßwasserablagerungen vor, zu unterm vielfach gelbe Konglomerate, sonst graue Sande und weißer Mergelkalk. Dacit- und Andesitgänge treten in diesem Jungtertiär mit nordöstlicher Streichrichtung auf. Außer kleineren Schollen bei Magnesia, Ephesos und Asisje kommt das Jungtertiär hauptsächlich in zwei Schollen vor: bei Scalanova und bei Sokia; in beiden ist es stark gestört und am Rande des älteren Gebirges steil aufgerichtet, ja gefaltet, so daß also auch hier bedeutende gebirgsbildende Bewegungen noch im Quartär stattgefunden haben müssen. Diese jungen vertikalen Bewegungen, nicht die ältere Faltung der kristallinen Schiefer, sind es, welche hier die heutige Gestaltung bedingen. Sie vollziehen sich an Bruchlinien, welche die alten Falten durchschneiden.

Die zum Jungtertiär gehörende Braunkohle auf dem Mykalegebirge bei Scalanova, die zu einer kostspieligen Bergwerksunternehmung Veranlassung gegeben hat, ist wegen Bröckeligkeit und starker Pyritbeimengung nicht verwendbar.

Frech.

Georg Berg: Geologische Beobachtungen in Kleinasien. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 62. 462—515. Mit 6 Taf. u. 6 Textfig.)

Verf. hat im Sommer 1907 von Konstantinopel und Smyrna aus verschiedene Reisen zum Zweck von Lagerstättenuntersuchungen in das Innere Anatoliens unternommen. Die geologischen Beobachtungen betreffen zahlreiche petrographische Untersuchungen über jüngere Eruptivgesteine, die jungtertiäre und quartäre Ausfüllung der abflußlosen Binnenbecken, die obere Kreide und die südliche Ausdehnung des bosporanischen Devons bis in die Gegend von Adabasar.

Der Karadja Dagh bei Smyrna, ausgezeichnet durch die große Unwegsamkeit der Kalkfelswände, enthält an seinem Westfuß die Zink-Bleierzgruben von Kimituria. Der jüngere Kalk ist der Hauptträger dieser Blei-

zinkerzlager. Besonders in der Ecke des Kalkgebietes zwischen Schiefer und Andesit, wo sich die aufsteigenden Lösungen gestaut haben, ist der Erzreichtum am größten. Man findet hier stockförmige Massen von bald schaumigem, bald erdigem Kieselgalmei mit eingesprengtem Bleiglanz und fein verteilten braunen Eisen- oder schwarzen Manganoxiden. Schon die langgestreckte Form und der häufige Parallelismus der Erzkörper zeigen, daß sie als metasomatische Bildungen an Gangspalten aufgefaßt werden müssen. Dicht am Schiefer bilden die Erze eine allgemeine Durchtrümmerung und Verdrängung des Kalkes. Nach Westen zu werden die Erzmassen spärlicher, geringmächtiger und regelmäßiger und ihre Natur nähert sich mehr und mehr derjenigen eigentlicher Gänge mit südwestlichem Streichen, nördlichem Fallen (70° — 80°) und von etwa $\frac{1}{2}$ m mittlerer Mächtigkeit.

Bemerkenswerterweise setzen auch im Andesit einige schmale Bleizinkerzergänge auf, die aber nicht Galmei, sondern Zinkblende neben Bleiglanz führen. Sicherlich verdanken diese ihre Entstehung denselben Lösungen, die jedoch im Kalk durch metasomatischen Austausch Zinkcarbonat statt Sulfid absetzen.

Die Erzgänge, die den Tscham Dagh nordöstlich von Adabas ar in größere Zahl durchziehen, sind arme, silberhaltige Bleizink- oder Bleikupfergänge. Man muß sie wohl als die Außenposten des weiter nördlich liegenden Erzdistrikts von Karassu ansehen. Am reichlichsten findet man sie am Kontakt des cretaceischen sowohl als des devonischen Kalkes gegen die Schiefer und verquarzten Arkosen. Im cretaceischen Kalk sind die Bleierze oft von metasomatischen Galmeibildungen begleitet, im devonischen bilden sie Trümmerzonen mit kleinen Bleiglanzaugen. Die Alten haben diese Erze nicht nur wegen ihres Kupfer- und Bleigehaltes, sondern auch wegen ihres Silbergehaltes gewonnen.

Die Fazies des Unterdevon von Adabas ar stimmt ziemlich genau mit derjenigen des Bosphorus überein. Noch näher scheint die Beziehung zu dem von TOULA bei Pendik und Kartal gefundenen Devon am Nordufer des Golfes von Ismid. Hier sollen genau wie im Tscham Dagh bei Adabas ar Sandsteine die Schiefer- und Kalksteine überwiegen.

Bemerkenswert ist, daß die Serpentine nicht nur wie im Süden Kleinasiens späteren Zeiten der Erdgeschichte, besonders dem Eocän, zuzurechnen sind, sondern daß sie auch in großer Menge in Verbindung mit Grünschiefern als Bestandteile der halbmetamorphen Schiefer im alten Kern der Faltungsgebirge vorkommen.

Eine eingehendere Besprechung widmet Verf. der weiten Verbreitung hochgelegener Schotterterrassen und gewaltiger Akkumulationen in Erweiterungen der Täler. Vom westlichsten bis zum östlichsten Anatolien, ja tief nach Türkisch-Armenien hinein, tritt uns allenthalben dieselbe charakteristische Ausbildung der Flußtäler entgegen. Mit schnellem Laufe über Stromschnellen und kleine Wasserfälle eilen sie zwischen steilen jugendlichen Talwänden dahin und treten dann plötzlich in große, vollständig ebene, beckenförmige Talweitungen, die sie teils in mäandrierendem Laufe langsam durchziehen, teils in niedrigen Cañonschluchten durchschneiden, welche sie in die stets sehr mächtigen Akkumulate am Boden der Becken eingefressen haben.

Scharf setzen sich die meist fruchtbaren Auen gegen die umrandenden unwirtlichen schroffen Gebirge ab; und um von einem Becken in das andere zu gelangen, muß man entweder hohe Gebirgspässe überschreiten oder seinen Weg durch enge, vom Fluß fast völlig erfüllte steilwandige Gebirgstäler nehmen. [Daß ein besonderer Name („Ova“) für diese abflußlosen Becken und ihre Ausfüllungen nicht empfehlenswert ist, hat HETTNER eingehend nachgewiesen.]

Im Innern des westlichen Kleinasien schließen sich die jugendlichen Schotteranhäufungen zu einer gewaltigen Fläche, zur Lykaonischen Senke zusammen. Da hier die kleinen und größeren aus den Gebirgen hervortretenden Flüsse nicht weit ins Innere der Ebene eindringen können, sondern schon nahe am Rande versiegen, so bildet sich ein Steppencharakter der Landschaft aus. Nahe den Küsten im nördlichen, westlichen und südlichen Teile des Landes fehlen die Talebenen fast völlig, doch zeigen uns die gewaltigen Akkumulationsterrassen, daß auch hier eine Zeitlang die Erosion fast ganz aufgehoben und eine allgemeine Auffüllung aller bestehenden Hohlformen im Gange war.

Die charakteristischen Oberflächenformen Kleinasiens erklären sich nach dem Verf. durch die Annahme, daß nach einer Zeit ausgereifter Erosion eine beträchtliche Höherlegung der Erosionsbasis erfolgte, durch die sich alle Täler auf mehrere hundert Meter Höhe mit Schottern und lakustren Sedimenten füllten, eine Zeit, in der das Gebirge in „seinem eigenen Schutt“ erstickte. Fand Verf. doch jugendliche Schotter in ungeheurer Mächtigkeit sogar dicht unter dem höchsten Grat des östlichen Anatolien, der Wasserscheide zwischen Halys und Euphrat. In relativ jugendlicher Zeit ist dann die Erosionsbasis wieder tiefer gerückt und ein neues Flusssystem hat sich in das Gelände eingeschnitten, teils den alten Senken folgend, teils auch kreuz und quer die Riegel zwischen den ehemaligen Flußtälern durchsägend. Dieser letztere Prozeß ist noch jetzt im Gange und viele hunderttausend Jahre werden noch vergehen, ehe die Flußtäler ausgereift und die alten Seebecken und Schotterterrassen wieder ausgeräumt sein werden.

Bedenken wir aber, daß im südlichen Kleinasien z. B. durch TIETZE jungtertiäre und marine Schichten in beträchtlicher Meereshöhe nachgewiesen wurden [marines Miocän des Tauros liegt sogar in Höhen bis zu 2300 m], so müssen wir annehmen, daß es sich nicht nur um einen Einbruch des jetzigen Meeresgebietes, sondern zugleich um eine Hebung des Festlandes gehandelt hat. Die hochgelegenen marinen Schichten zeigen uns aber auch, daß die zur Bildung der abflußlosen Becken geforderte hohe Lage der Erosionsbasis bestanden hat. Die hochliegenden marinen Schichten fanden sich jedoch nur im Süden Anatoliens, wo die Hebung jedenfalls dem quartären Einbruch voranging. [Die Einbrüche, die nach Ansicht des Ref. mittel- bis jungquartär sind, stellen aber jedenfalls den einschneidendsten Vorgang dar, der von Cypern bis zum östlichen Pontus die Umrisse des heutigen Kleinasien schuf. Ref.] Die oligocäne Faltung wird in Kleinasien allenthalben durch die geneigte Schichtenstellung des Eocäns bewiesen. Von einer miocänen Rumpfflächenbildung erzählt uns die auffallende Gipfelgleiche weiter Gebiete und auch die Formen der Binnenbecken lassen einen älteren, ausgereiften Erosionszyklus

vermuten. So machen sich bis ins innerste und östlichste Anatolien hin die Wirkungen der jungen Krustenbewegungen bemerkbar, die sich an der Westküste und in der ganzen weiteren Umgegend der Ägäis verfolgen und studieren lassen.

Frech.

Karpathen.

- Limanowski, M.: Eine Deckscholle in Palocsa am Popradufer und die Entstehung der Klippendecke. (Extrait du Bull. de l'Acad. d. Sc. de Cracovie. Cl. d. Sc. Math. et Nat. Série A; Sciences Math. Février 1913.)
- Coupes géologiques par le grand pli couché des Montagnes Rouges (Czerwone Wierchy) entre la vallée de la Sucha Woda et la vallée Chochołowska (Tatra). (Extrait du Bull. de l'Acad. d. Sc. de Cracovie. Cl. d. Sc. Math. et Nat. Série A; Sciences Math. 279—291. Cracovie. Avril 1911.)

Rußland.

A. Gerassimow: Der nordöstliche Abhang des Elbrus. (Bull. du com. géol. St.-Petersbourg. 1911. 30. No. 2.)

Der nördliche, flache, wiesenbedeckte Abhang des Elbrus wird vom Flußsystem der Malka entwässert. Die Malka besitzt zu Beginn einen rein WO.-Verlauf, um dann plötzlich an zwei Wasserfällen nach N. umzubiegen und die hier vorliegende Kette kristalliner Schiefer zu durchbrechen. Mit Ausnahme der Wasserfälle, die ganz in junge Laven eingengagt sind, bilden beide Talstücke die Grenze des kristallinen Schiefergebirges gegen das Moränen- und Lavengebiet des Elbrus; dem entspricht auch das morphologische Profil — eine steile linke und eine flache rechte Talseite. Da der Fluß sich auf der ganzen Erstreckung längs dieser geologischen Grenze, als dem Orte geringeren Widerstandes, eingengagt hat, dokumentiert er sich hierdurch als ganz junger Entstehung. Dagegen scheint die Senke, in der die Malka nach N. durchbrach, älteren Ursprungs zu sein, denn hier haben sowohl die Gletscher bei ihrer früher größeren Verbreitung als auch die noch älteren Laven einen Austritt nach N. gefunden; die Genesis dieser Depression ist noch unklar. Das Bodenrelief der südlichen Talseite ist infolge mächtiger Moränenbedeckung ein weiches, die Wasserscheiden der Nebenflüsse sind niedrig; nur wo die Bäche in ältere Gesteine eingengagt sind, bilden sie mitunter steile Schluchten.

Der Typus der gegenwärtigen Vergletscherung ist eher skandinavisch wie alpin zu nennen; es existiert nur ein ausgedehntes Firnfeld, welches die einzelnen Gletscherzungen speist.

Die Vereisung ging früher bis an die Talsohle herunter, und so ist das gesamte südlich vom Fluß gelegene Gebiet von mächtigem Moränenschutt bedeckt, in dem neben der Grundmoräne auch Seiten- und Mittelmoränen zu unterscheiden sind. Im Malkatal lagern unter diesen fluvioglaziale und lakustre

Bildungen, von denen letztere einem früher oberhalb der Wasserfälle befindlichen Stausee entstammen.

Unter den Ergüssen des Elbrus kann man nach Höhenlage und petrographischem Charakter ältere und jüngere unterscheiden. Verf. behandelt vorwiegend die älteren, welche makroskopisch durch ein buntes, geflecktes Aussehen auffallen. Scharf getrennte, dunkelgraue und graurote Partien wechseln regellos miteinander und sind petrographisch durch die Menge von Einsprenglingen unterschieden.

Verf. kann sich der von DANNENBERG ausgesprochenen Ansicht, es handle sich um eine Lavabreccie, nicht anschließen, da neben den unregelmäßig gefleckten Laven auch solche mit regelmäßiger Wechsellagerung der Farben auftreten, was auf eine primäre Differenzierung im Magma hinweist. Wahrscheinlich handelt es sich um verschiedengradige Entgasung und Oxydation des Magmas, entsprechend den Experimenten von BRUN; bekanntlich zeigte dieser, daß die grauen Vesuvaschen bei Erwärmung unter Gasabgabe in die rote „tote“ Varietät übergehen. Für diese Anschauung spricht auch der Reichtum der roten Varietät an Eisenhydroxyd.

Im übrigen ist die Lava der älteren Ströme ein Hypersthen-Andesit von vitrophyrischer bzw. hyalopilitischer Struktur, häufig fluidale Textur aufweisend. Die Grundmasse ist entweder undifferenziertes Glas mit einzelnen Trichiten oder ein Aggregat von winzigen Kristalliten, die stärker lichtbrechend gegenüber dem Glas, aber noch nicht deutlich doppelbrechend sind. Zuweilen sind kleine Oligoklas-Andesinleisten zu sehen. Die Einsprenglinge erscheinen oft zerbrochen — wie zersprengt, ohne dabei undulöse Auslöschung zu besitzen. Es herrschen vor: Hypersthen, Andesin-Labrador, Apatit; akzessorisch treten auf: Biotit, basaltische Hornblende, diopsidischer Pyroxen; Ilmenit und Magnetitkörner sind stets zu beobachten. Die Lava zeigt eine Absonderung nach NNO. 3⁰—18⁰, eine im nördlichen Kaukasus häufige Richtung (unteroligocäne Mergel von Essentuki).

Die ältesten Schichten des Gebietes sind durch Intrusion von Porphyren und anderen Ganggesteinen metamorphosierte und stark gestörte kristalline Schiefer, die mit einigen Abweichungen vorwiegend O.—W. streichen. Verf. neigt zu der Ansicht, daß diese Schiefer den Sockel bilden, auf dem sich die junge Andesitkuppe des Elbrus aufbaut.

Das Gebiet ist reich an warmen (22⁰) kohlensauen Mineralquellen. Ein z. T. juveniler Ursprung aus den Laven wird angenommen. Im besonderen soll die Kohlensäure dem sich allmählich entgasenden Magma entstammen, entsprechend der BRUN'schen Theorie der „exhalaisons secondaires“.

Ein Teil dieser Quellen ist vor 3 Jahren zerstört worden; das untere Ende des Birdzallyciran-Gletschers verlor den Zusammenhang mit dem Firngbiet und im Aufbruch zwischen diesem „toten“ Eis und dem heutigen Gletscherende entstand ein kleiner Stausee, der im Juli 1909 plötzlich durchbrach und ungeheure Wasser- und Schuttmengen zu Tale führte; diese zerstörten die warmen Quellen und zwangen auch den Hauptfluß, sich ein neues Bett zu graben.

S. v. Bubnoff.

A. P. Ivanow: Ein seltener Typus von Sedimentgestein. (Bull. du com. géol. St.-Petersbourg. 1911. 30. No. 6. X.)

Die Abhandlung betrifft das Tertiär der Insel Čeleken. Im Gegensatz zu der im vorigen Jahre referierten Arbeit von KALICKIJ hält Verf. an einer durchweg sekundären Entstehung der Erdöllager fest. Der Hauptbeweis von KALICKIJ, die Existenz geschlossener, ölhaltiger Sandlinsen in den Tonen der Bakustufe wird dadurch entkräftet, daß das ganze Sediment sekundärer Entstehung sein soll, d. h. eine Art Konglomerat bildet. Dieses wird dadurch bewiesen, daß sich innerhalb der Bakutone Tonpakete mit Versteinerungen der Apscheronstufe gefunden haben; diese Komponenten sind mitunter schwach abgerollt; auch ältere, miocäne Komponenten des eigentümlichen Konglomerates sind anscheinend vorhanden. Hierdurch wird es wahrscheinlich, daß auch die öltreichen Sandlinsen, welche oft eigentümlich perlschnurartig auftreten, erst sekundär aus der Zerstörung älterer Schichten in die Baku-Ablagerungen hineingelangt sind. Da die Bakustufe auf älteren Ablagerungen transgrediert und da wir hier Verwerfungen aus den verschiedensten Perioden des Jungtertiärs kennen, so ist es wohl wahrscheinlich, daß zur Zeit des Bakumeeres hier Steilstufen der miocänen und altpiocänen Ablagerungen bestanden. Wie das auch an der heutigen Küste zu beobachten ist, wurden dann durch die Brandung große Pakete von Tonschiefer und öltreichem Sandstein von der Steilkante ins Meer gerissen, wo sie sich zu dem neuen eigenartigen Tonkonglomerat vereinigten.

S. v. Bubnoff.

A. Zamjatin: Der naphthaführende Bezirk von Uchta. (Bull. du com. géol. St.-Petersbourg. 1911. 30. No. 6. XI.)

Ölvorkommen im südlichen Teil des Timengebirges sind schon lange bekannt. Schon Graf KEYSERLING wies 1843 auf den hier vorkommenden bituminösen brennenden Schiefer, den sogen. Domanik, hin, welchen er in das obere Silur und später in das untere Devon stellte, da dieser Schiefer nach seiner Auffassung das Mitteldevon der Gegend unterteufte. Später wies TSCHERNYSCHEW auf Grund eingehender Studien nach, daß der Domanikschiefer oberdevonisches Alter besitzt und innerhalb eines paläozoischen Grabens liegt, also dem mittleren Devon bloß angelagert ist. Verf. hat eine genauere Karte aufgenommen und schließt sich im wesentlichen der Deutung von TSCHERNYSCHEW an.

Die Gegend stellt orographisch ein stark erodiertes und von Glazialbildungen bedecktes Gebiet dar; die höchsten Erhebungen finden sich im SO. (Pot-Tschurk 326 m).

Die ältesten Ablagerungen bestehen aus sekundär geschieferten Sericitschiefern, die nach TSCHERNYSCHEW weit älter als Obersilur sind. Die darüber folgenden Schichten sind oberes Mitteldevon und Oberdevon. Die Grenze beider Ablagerungen wird durch einen mächtigen Komplex blauer Tone gegeben, welche mehr oder weniger gipsführend sind. Darunter liegt eine Serie von mergeligen und sandigen Kalken mit typischer mitteldevonischer Fauna (*Spirifer*

Anosofi, *Bellerophon tuberculatus*, *Athyris concentrica*, *Atrypa reticularis*, *Pentamerus galeatus*, *Cyatophyllum ceratites*, *C. caespitosum*, *Aulopora serpens* etc.). Je tiefer nach unten man gelangt, desto ärmer wird die Fossilführung. Auf den Gipstonen liegen Dolomite und gelbe Kalke, z. T. von Panzerfischresten erfüllt. Die unmittelbare Auflagerung des Oberdevons auf diese Ablagerungen ist nicht erschlossen und eine Klärung dieser Frage ist erst von den Ölbohrungen im Graben zu erwarten. Diese haben bisher als tiefstes Glied der oberdevonischen Serie bunte Mergel und Quarzsandsteine konstatiert; in dieser Stufe wurde von einer Bohrung ein olivinfreier Diabas angefahren. Darüber lagern blaue Mergel und Sandsteine mit *Lingula*, *Spirifer elegans*, *Aviculopecten Ingriae* und Placodermenresten.

Darauf folgt die *Cuboides*-Stufe — braunrote Mergel mit Kalkzwischenlagen und einer reichen Fauna (*Rhynchonella cuboides*, *livonica*, *Spirifer elegans*, *Verneuili*, *Cyrtia Murchisoniana*, *Orthis striatula* etc.). Die nächsthöhere Stufe ist der Domanikhorizont — schwarze, bituminöse Tonschiefer mit Kalklagen; ihre Fauna besteht zumeist aus einer Unmenge von Brachiopoden, welche sich der *Camarophoria tumida* KAYS. nähern. Von Cephalopoden seien genannt: *Manticoceras intumescens*, *Tornoceras simplex*, *Gephyroceras bisulcatum*, *Timanites acutus*, *Prolecanites timanicus*. Von Lamellibranchiaten: *Buchiola lupina*, *scabrosa*, *Halli*, *Pterochaenia fragilis*, *cashaquae*, *Posidonia mesacostalis*. Die Fauna ist typisch für die oberdevonischen Goniaticitenschiefer und weist nebenbei eine außerordentliche Ähnlichkeit mit den Naples-beds des westlichen New York auf. Außerdem treten in gleicher Höhe Brachiopodenkalke auf, welche von TSCHERNYSCHEW als Brachiopodenfazies der Domanikschiefer erklärt werden, also etwa als Analogon zum Iberger Kalk. Überlagert werden die Domanikschiefer von blauen Mergeln (Cypridinenschiefer?).

Beim Fortschreiten nach N. werden die oberdevonischen Mergel und Kalke meist durch Sandsteine ersetzt, ein Beweis für das von TSCHERNYSCHEW angenommene Fortschreiten des Devonmeeres von S. nach N. Auf dem Devon lagern transgressiv Carbonkalke der Stufen C₂ und C₃; darüber liegen bunte Mergel des Perm; auch diese Schichten sind stärker gestört. Dagegen scheinen die diskordant auflagernden Schichten der Wolgastufe und der Kreide ganz normal zu liegen.

Die devonischen Schichten bilden eine große, NNW. streichende Antiklinale, welche nach Ansicht des Verf.'s die zentrale Aufwölbung des Timanrückens darstellt. Der Scheitel dieser Falte, eben das Verbreitungsgebiet des Domanik, ist eingebrochen und stellt einen im Streichen der Faltung liegenden Grabenbruch dar. Infolge dieser Lage ist der Domanik vor der carbonischen Abtragung geschützt worden. Kleinere Falten, Flexuren und Verwerfungen, im wesentlichen das gleiche Streichen zeigend, sind mehrfach beobachtet.

Das Öl ist in den oberdevonischen Schichten unter dem Domanik enthalten. Über seine Menge und Qualität werden erst die vorgenommenen Bohrungen sicheren Aufschluß geben.

S. v. Bubnoff.

M. Prigorovsky: Geologische Beobachtungen im westlichen Teil des Gouvernements Riazan. (Bull. du com. géol. St.-Petersbourg. 1911. 30. No. 9. XIII.)

Verf. bespricht hauptsächlich die mesozoischen Ablagerungen in dem südlich von der Oka gelegenen Teil des Gouvernements. Auf den carbonischen Kalken, Mergeln und Sanden mit *Spirifer mosquensis* und stellenweise direkt auf den noch älteren Kalken mit *Productus giganteus* liegen transgredierend Sande und Tone mit viel Pyrit und spärlichen Pflanzenresten. Die innige Verbindung mit dem hangenden Callovien und die transgressive Lagerung kennzeichnen die Schichten als Jura. Ob es sich um eine Küstenbildung des vordringenden Callovienmeeres handelt, oder ob die Schichten dem Dogger entsprechen, wie wir ihn in ähnlicher Ausbildung im S. und SO. Rußlands kennen, bleibt vorderhand dahingestellt. Das mittlere Callovien, Tone und oolithische Mergel, geht unmerklich nach oben in das obere Callovien über. Unter dem typischen mittleren Callovien lagern Schichten mit *Kepplerites* und *Proplanulites*-Formen, welche wahrscheinlich der obersten Stufe des unteren Calloviens entsprechen, wie sie bei Penza und Saratow in ähnlicher Ausbildung und außerdem mit *Cardioceras Chamoussetti* über dem typischen unteren Callovien mit *Cadoceras Elatmae* und *Macrocephalites macrocephalus* liegen.

Über dem nicht näher beschriebenen Oxford und Sequan lagert die Wolga-Stufe, welche aber nicht überall entwickelt ist. Stellenweise lagert der hangende Horizont von Riazan (Basis der Kreide) direkt auf dem Sequan. Daß die Wolga-Stufe früher allgemeiner verbreitet war, ergibt sich aus der Tatsache, daß an der Basis des Riazan-Horizontes stellenweise ein Konglomerat vorhanden ist, welches schwarze Phosphorite des Volgien und Bruchstücke von *Virgatiles*-Formen enthält. Auch Spuren von Kimmeridge wurden in diesem Konglomerat nachgewiesen. Höher folgt das Valanginien und dann Sandsteine und sandige Kalke von wahrscheinlich mittlereretacischem Alter. Endlich liegen zu oberst mitunter recht mächtige glaziale und fluvioglaziale Bildungen. Verf. schließt am Ende eine genauere hydrographische Beschreibung des Bezirkes an.

S. v. Bubnoff.

Geologische Spezialkarten des Steinkohlenbeckens vom Donetz. St. Petersburg. Comité géologique.

P. Stepanow: 1. Der östliche Teil des Kessels von Bokovo. Die Gegend der Stationen Schtschetow-post und Kartuschino (Juskino) der Ekaterininskaja-Bahn. Blatt VII—25. 1910.

—: 2. Der westliche Teil des Kessels von Doljansk. Die Gegend der Dörfer Rovenki und Nagolnoje. Blatt VII—26. 1911.

Die ersten Blätter der begonnenen Detailkartierung des Donetzbeckens im Maßstabe 1 : 42 000. Die Karten stellen eigentlich einen kleinen Atlas dar, da der geologischen Aufnahme noch mehrere Blätter mit Profilen zugesellt sind, und zwar: 1. Querprofile im Maßstabe der Karte, 2. Profile im Maßstabe 1 : 8400 in verschiedenen Richtungen zur Erläuterung der Spezialtektonik, 3. stratigraphische Normalprofile, 4. Profile in verschiedenem Maßstabe

längs der Flußufer und der Kohlengruben mit stratigraphischer und technischer Bedeutung. Außerdem gehört zu jedem Blatt ein Heft Erläuterungen.

Die beiden genannten Blätter liegen nebeneinander und können gemeinsam besprochen werden. Zur Orographie der Blätter sei bemerkt, daß sie die Wasserscheide zwischen Severny Donetz und Miuss einschließen, welche bis 360 m ü. M. ansteigt. Die Wasserscheide ist eine flachwellige Steppengegend; südlich davon liegt ein Hügelland von ausgesprochenem Gebirgscharakter. Abgesehen von alluvialen Bildungen sind hier nur Ablagerungen der Steinkohlenzeit vertreten, welche in dem Gebiet eine Gesamtmächtigkeit bis zu 13 km erreichen. Bekanntlich werden diese nach faunistischen und praktischen Gesichtspunkten in drei Abteilungen C_1 , C_2 und C_3 geteilt, von denen C_1 in 5, C_2 in 6 und C_3 in 3 Unterabteilungen zerfällt, welche durch eine entsprechende Zahl oben rechts bezeichnet werden, wie z. B. C_1^1 , C_1^2 usw. Das paläontologische Material wird in den Erläuterungen nicht angeführt, da es später in einer umfassenden Monographie verwendet werden soll. Auf den Blättern VII—25 und VII—26 sind nur die Abteilungen C_1^5 — C_2^5 vertreten.

Petrographisch dominieren Schiefer, Tonschiefer und Sandsteine, letztere als grobkörnige, feinkörnige und schieferige Sandsteine ausgebildet. Dazwischen sind nicht über 2 m mächtige Kalkbänke (z. T. sandig) und Kohlenlager eingeschaltet. Kalk und Kohle bilden auf weite Erstreckung beständige Bänke, so daß viele von ihnen kartographisch ausgeschieden werden konnten. In den Stufen C_1^5 — C_2^2 herrschen Schiefer, in den höheren Sandsteine vor. Entsprechend der Zunahme der Sandsteine geht auch die Zunahme von Kohlenflözen. Die Gesamtmächtigkeit der auf den Blättern entwickelten Ablagerungen beträgt 4,6—5,3 km.

Von posttertiären Ablagerungen seien Lößlehme auf den Wasserscheiden, aus Carbonschutt bestehendes Deluvium und Talalluvionen erwähnt.

Tektonisch wird das Gebiet beider Blätter von einer OW. streichenden Synklinale eingenommen, die südlich an die sogen. Hauptantiklinale des Donetzbeckens anschließt. Diese Synklinale besitzt in ihrer OW.-Erstreckung mehrere kesselartige Vertiefungen, von denen die von Bokovo und Doljansk z. T. in das Bereich unserer Blätter fallen. Sekundäre Fältelung zeigt sich besonders im südlichen Flügel der Mulde; dieser südliche Flügel zeigt im W. von Blatt VII—26 eine scharfe Umbiegung nach SO., mit der eine Reihe von Blattverwerfungen zusammenhängt. Größere Blattverwerfungen senkrecht oder schief zum Streichen zeichnen das Gebiet mehrfach aus.

Die wichtigeren Kohlenflöze beschränken sich auf die Stufen C_2^3 , C_2^4 , C_2^5 . Die Stufe C_2^3 besitzt 5—6 ausbeutbare Flöze mit einer Mächtigkeit von 0,54—0,90 m. Die Stufe C_2^4 besitzt nur ein wichtiges Flöz von 0,88 m. Die Stufe C_2^5 besitzt 2 bzw. 5 wichtigere Kohlenflöze bis 0,90 m Mächtigkeit. Der Kohlenvorrat bis zur Fläche des Meeresniveaus beträgt für Blatt VII—25 in Tonnen: 126 000 000, für Blatt VII—26: 168 000 000. Bis zur Tiefe von 640 m u. M. berechnet: für Blatt VII—25: 465 000 000, für Blatt VII—26: 510 000 000. Der Qualität nach gehören die Kohlen zum Anthracit.

Von sonstigen mineralischen Schätzen sind außer unwichtigen, aus Verdrängung von Kalk hervorgegangenen kleinen Eisensteinlagern und unbedeuten-

den Vorkommen von silberhaltigem Bleiglanz auf Blatt VII—25 noch die Zink- und Bleivorkommen von Nagolnj auf Blatt VII—25 zu erwähnen. Sie sind epigenetischen Ursprungs und an die Spalten gebunden, welche mit der Entstehung der Blattverwerfungen in Zusammenhang stehen. Es handelt sich zumeist um Gänge und Adern von Quarz und Ankerit, in denen Bleiglanz und Zinkblende angereichert sind.

S. v. Bubnoff.

V. Sokolow: 3. Der östliche Teil vom Rayon Gorlovsky der Hauptantiklinale und des Kessels von Kalmius-Torezk. 1911. Blatt VI—21.

Das besprochene Gebiet liegt zwischen 7° 45' und 8° 0' östl. Länge (Pulkowo) und zwischen 48° 10' und 48° 20' nördl. Breite an der Grenze des Gouvernements Ekaterinoslaw und der Provinz des Don'schen Heeres und ist einer der bergbaulich ergiebigsten Teile des Beckens. Im Norden geht die Hauptwasserscheide des ganzen Beckens (zwischen Severny Donetz und Miuss) durch; orographisch gilt das gleiche wie für die Blätter VII—25 und VII—26: flaches Steppenland im N., gebirgige Oberfläche im S. Von den Schichten des Carbons sind die Stufen C_2^1 — C_2^6 und C_3^1 — C_3^3 vertreten, zumeist Sandsteine und dunkle Schiefer mit Kohlenflözen und untergeordneten Kalkbänken. Die Mächtigkeit dieser ganzen Serie beträgt über 5 km. Konkordant darüber liegt Permocarbon, auch meist Sandsteine mit untergeordneten Kalklagen. Von Posttertiär sind Löß und Talalluvionen vertreten.

Das Blatt wird z. T. durch die Hauptantiklinale des Donetzgebirgszuges eingenommen, welche durch mehrere sekundäre Brachyantiklinalen kompliziert wird; die anschließenden Synklinalen von Kalmius-Torezk im S. und von Bachmut im N. haben mehr den Charakter von kesselförmigen Depressionen, da das normale NW.-Streichen an ihrem Rande in N. bzw. NO. übergeht. Eine Reihe von Blattverwerfungen sind festgestellt worden.

Steinkohle findet sich in den folgenden Schichten: C_2^2 zwei Flöze von 0,54 m; C_2^3 vier Flöze von 0,54—1,4 m; C_2^5 sieben Flöze von 0,44—1,55 m; C_2^6 sieben Flöze von 0,60—2,10 m; C_3^1 zehn Flöze von 0,42—1,33 m; C_3^2 ein Flöz von 0,71 m Mächtigkeit.

Im ganzen beträgt der Kohlenvorrat des Blattes in Tonnen: bis zur Oberfläche des Meeres gerechnet: 156 500 000; bis zur Tiefe von 640 m u. M.: 606 000 000. Es sei noch erwähnt, daß im ganzen Donetzbecken eine Zunahme der flüchtigen Bestandteile von O. nach W. stattfindet, so daß im O. Anthracite, im W. Fett- und Gaskohlen vorherrschen; Verf. konnte das auch in dem Gebiete des beschriebenen Blattes feststellen und bringt die Unterschiede mit der Tektonik in Zusammenhang — die tektonisch höchsten Stellen sind die gasärmsten. Es seien im Gebiete dieses Blattes noch untergeordnete metamatische Hämatitlager und gute Baukalksteine erwähnt.

S. v. Bubnoff.

Lebedeff: Neues über den geologischen Bau des Donetzbeckens. (Centralbl. f. Min. etc. No. 8. 239—245. 1912. Mit 6 Textfig.)

Asien.

E. v. Habdank Dunikowski, J. Tokarski und J. Nowak:
Wissenschaftliche Ergebnisse der unter Leitung von E. HADBANK
DUNIKOWSKI im Jahre 1910 ausgeführten Sichota-Alin-Expedition.
(Aus den Berichten der Krakauer Akad. d. Wiss. Juni 1912. 533—634.)

Nachdem das Dyasmeer sich nach der Ablagerung der Sarodkalksteine wahrscheinlich gegen Süden zurückgezogen hatte, blieb die Hauptmasse des Landes bis heute trocken. Nur im äußersten Süden und im Norden wurde es zeitweise (Trias, Jura) inundiert, sonst lagerten sich hier bis zum oberen Jura die kontinentalen Angara-Schichten ab. Im oberen Jura erfolgte der Ausbruch mächtiger Porphy- und Porphyritdecken. In der Zwischenzeit Jura—Tertiär fanden heftige Faltungen und „Überschiebungen“ statt.

Das ganze System des Sichota-Alin-Gebirges ist stark gefaltet, das Hauptstreichen ist in h. 5, das Einfallen meistens gegen das Meer zu, so daß die Falten landeinwärts überkippt erscheinen. Zahlreiche Spalten und Verwerfungen durchziehen das ganze System in verschiedenen Richtungen. Unter den Spalten sind diejenigen am wichtigsten, die in h. 5, also parallel mit den Falten, ferner solche, die in h. 2 streichen.

Die Schichten wurden gehoben, zusammengefaltet und zusammengedrückt und dann das ganze Falten-system gegen das Festland zu überkippt. Die schiebende [oder zerrende. Ref.] Kraft kam vom Meere her.

Im Mitteltertiär erfolgten neuerdings Vulkanausbrüche, die vielleicht in einigen Phasen bis zum Pliocän andauerten. Die Hauptphase der tertiären Ausbrüche erfolgte im Miocän, das durch Tone mit Braunkohlenspiuren und *Taxodium distichum miocenicum* und *Sequoia Langsdorfi* vertreten ist. Die Miocänsedimente lagern zwischen liegenden Amphibolandesiten und hangenden Basalten.

Die Unterlage, auf welche sich die tertiären Ergüsse legten, war in dem ganzen Berglande sehr mannigfaltig zusammengesetzt. Das heutige Küstengebiet hatte damals bereits den Charakter einer zerschnittenen Landschaft, während das Innere, d. h. etwa die heutigen Hauptehebungen des zentralen Gebietes, den Charakter eines denudierten Tieflandes besaß. Die Gipfelpartien des emporgezerrten („gehobenen“ DUNIKOWSKI) Küstengebietes gehörten jedoch wahrscheinlich der Abtragungsfläche, welche in der Nachbarschaft des Peneplains des von der Hebung nicht betroffenen Landes gebildet wurde. Wahrscheinlich aus der Zeit nach der ersten Emporzerrung des Landes stammen Flußablagerungen von 150—250 Fuß Mächtigkeit, mit welchen der Oberlauf des Samargi auf der jetzigen Hochlandfläche, die jedoch früher eine tiefer gelegene Abtragungsfläche gewesen sein muß, direkt verschüttet ist. Die „Hebungsachse“ [richtiger Zerrungsachse] lag also ursprünglich nahe der jetzigen Küste. Die Entstehung des ältesten Peneplains wurde beträchtlich von Karsterscheinungen beeinflußt, nachdem sich diese Ausbildung oberhalb der Ablagerungsfläche der Sarodkalk abgepielt hatte. Nach den Basaltlavaergüssen, welche ihrerseits eine mächtige Störung des Flußsystems bewirken mußten, erfolgte das an den Küsten sichtbare Eintauchen. In der letzten Zeit der Ent-

wicklung folgte vielleicht in zwei Hauptphasen die Emporzerrung mit der Schrägstellung der Landtafel gegen das Japanische Meer. Die Emporzerrungsachse, welche diesmal weiter landeinwärts im Verhältnis zur ersten sich verschoben hat, streicht SSW.—NNO. Das Eintauchen der Ostküste erfolgt parallel zu den Zerrungsachsen und hatte einen steileren Immersionswinkel. In dem zentralen Teile der gehobenen und schräg gestellten Scholle haben sich noch gegenüber dem neuesten Erosionszyklus ganz deutliche Fragmente der früheren Fläche erhalten.

Von großer praktischer Bedeutung sind die Erzvorkommnisse in den untersuchten Gebieten des Sichota-Alin. Sie erscheinen als Gefolgschaft der ältesten eruptiven Gesteine, ferner der Melaphyre und der Andesite und bestehen hauptsächlich aus Eisen-, Blei- und Zinkerz. Es sind entweder Lagergänge, die die in h. 5 und 2 streichenden Spalten ausfüllen, oder metasomatische Massen, die durch die postvulkanische Tätigkeit in den hangenden Kalkmassen gebildet wurden. An manchen Punkten sieht man, daß die gebirgsbildenden Kräfte auch nach der Ablagerung der Erze tätig waren, da die Gänge vielfach verworfen und stellenweise auch überschoben wurden.

Verf. betont den Charakter der Rekognoszierung, welche die Reise getragen hat. Es erschien daher nicht notwendig, auf die angebliche große „Überschiebungsdecke“ einzugehen, welche in diesem fast fossilleeren Gebiete der ostasiatischen Zerrungsbrüche besonders unwahrscheinlich sind. Der NNO. streichende Sichota-Alin soll — wie IWANOW seinerzeit angab — dem Typus eines „homöomorphen Faltengebirges“ entsprechen, „in welchem jedoch auch Verwerfungen bekannt sind“. Die RICHTHOFEN'sche Theorie des Gebirgsbaus Ostasiens findet keine Erwähnung¹, trotzdem der Begriff „homöomorphe Faltengebirge“ gerade von RICHTHOFEN geprägt worden ist und trotzdem die Schrägstellung der Küstenscholle sehr gut mit der RICHTHOFEN'schen Auffassung harmoniert.

Frech.

Südamerika.

Guillemain, G.: Zur Geologie Uruguays. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges.

63. Monatsber. No. 4. 203—220. 1911. Mit 1 Übersichtskarte u. 3 Textfig.)

Walther, Karl: Zur Geologie der Gegend von Seibal im Staate Rio Grande do Sul und ihrer Kupfererzlagerstätten. (Zeitschr. f. prakt. Geol. XX. Jahrg. Heft 10. 404—414. 1912.)

Afrika.

Range, Paul: Topography and Geology of the German South Kalahari. (From the Transactions of the Geological Society of S. Afrika. 15. 63—73. 1912.)

¹ Ref. hat daher den vom Verf. stets gebrauchten Ausdruck „Hebung“ durch die mit der Darstellung selbst besser harmonisierende „Emporzerrung“ ersetzt.

Stratigraphie.

Devonische Formation.

Fritz Herrmann: Das hercynische Unterdevon bei Marburg a. L. (Jahrb. d. k. preuß. geol. Landesanst. f. 1912. 33. Teil I. Heft 2. Berlin 1912. 305—395. Taf. 18—23.)

Die vorliegende, die Ergebnisse mehrjähriger Studien zusammenfassende Arbeit gilt dem Hercyngebiet von Hermershausen (rund 5 km westlich von Marburg), das — nach den alten Funden im Harz und den neueren im Kellerwald — als das dritte in Deutschland von E. KAYSER bekannt gemacht wurde. Während bisher nur die „kalkige Grauwacke“ (Erbslochgrauwacke) und nur an einem Aufschluß nachgewiesen war, ist es nunmehr den Kartierungs- und Schurfarbeiten des Verf.'s gelungen, dieses Gestein in der Nachbarschaft auf eine 3 km übersteigende Erstreckung zu verfolgen und an einem neuen, reicheren Fundpunkte auszubeuten, vor allem aber auch die übrigen, hier bisher unbekanntes Glieder des Kellerwald-Hercyns in der Nähe der Dammühle festzustellen. Von diesem wichtigen Schurf wurde ein genaues Profil aufgenommen, das als überkippte Falte gedeutet wird. Die verwickelten Lagerungsverhältnisse der in das Silur eingefalteten und mit diesem quergestörten Schichtenfolge bietet dasselbe Bild wie im Kellerwald, auch darin, daß die hercynischen Bildungen das Silur ungleichförmig zu überlagern scheinen; dies geht besonders aus der beigegebenen Karte im Maßstabe 1:25000 hervor.

Das Hauptziel der Arbeit ist die Gliederung und die Horizontierung der Marburger Hercynbildungen, die sich angesichts der nicht überall unmittelbar zu beobachtenden Auflagerung im wesentlichen auf die eingehende paläontologische Untersuchung gründet, die den größten Teil der Abhandlung einnimmt. Danach hat nunmehr nach Berichtigung einer früheren Angabe des Verf.'s, als das älteste Glied die „kalkige Grauwacke“ zu gelten, die mit einem regelrechten Transgressionskonglomerat beginnt und von dem sie z. T. vertretenden unreinen „Kalk mit *Rhynchonella princeps*“ überlagert wird. Dieser geht durch schieferige Zwischenlagen in die Knollenkalke des „Schönauer Kalkes“ über, und über diesen folgen als das wichtigste Glied die meist entkalkten „Knollenschiefer“.

1. Die (auf 50—100 m Mächtigkeit veranschlagte) „kalkige Grauwacke“ hat eine ziemlich reiche und gut bestimmbare Fauna geliefert: *Phacops fecundus* var. *major* BARR. (SEEMANN'S Angaben über seine Beschränkung auf den Kalk von Mnenian werden bezweifelt), *Dalmanites* cf. *tuberculatus* A. ROEM., *Proetus eremita* BARR. (dessen Artbegriff erörtert wird), *Bronteus* sp., *Rhynchonella princeps* BARR., *Rh. bifida* A. ROEM., *Rh. pila* SCHNUR, *Rh. (Camarotoechia) daleidensis* F. ROEM., *Spirifer togatus* BARR., *Sp. secans* BARR., *Sp. Decheni* KAYS., *Sp. Hercyniae* GIEB., *Sp. hystericus* SCHLOTH., *Sp. Nerei* BARR., *Sp. carinatus* mut. *crassicosta* SCUPIN, *Sp. excavatus* KAYS., *Sp. Bischofi* A. ROEM., *Sp. daleidensis* STEIN., *Bifida? lepida* GOLDF., *Athyris Erbrayi* BARR., *A. avirostris* KRANTZ, *A. reticularis* LINN., *A. aspera* SCHLOTH., *Orthis Gervillei* var.

ablatiplicata OEHL., *O. tectifformis* K. WALTHER, *O. cf. Trigeri* VERN., *O. circularis* SOW., *O. hysterita* GMEL., *O. sp., Leptagonia rhomboidalis* WAHLENB., *L. Bouéi* BARR., *Stropheodonta Verneuli* BARR., *St. explanata* SOW., *Orthothetes (Schellwienella) umbraculum* SCHLOTH., *O. cf. ingens* DREV., *Chonetes sarcinulata* SCHLOTH., *Ch. dilatata* F. ROEM., *Ch. embryo* BARR., *Craniella cassis* ZEILL., *Bellerophon* sp., *Loxonema cf. rectangulare* SPITZ, *Hyolithes catenatus* BARR., *H. cf. ventricosus* SANDB., *Tentaculites grandis* F. ROEM., *Conocardium cf. artifex* BARR., *Cypricardinia crenistria* SANDB., *Cucullella cf. elliptica* MAUR., *Modiolopsis cf. antiqua* BARR., *Pleurodictyum selcanum* GIEB., *P. Petrii* MAUR., *P. cf. problematicum*, *P. cf. zorgense* KAYS., *Favosites Goldfussi* D'ORB. — Diese Fauna, die der der Erbslochgrauwacke völlig entspricht, soll das Unterkoblenzalter dieser Bildungen anzeigen, wobei altertümliche Formen wie *Spirifer Decheni*, *Sp. hystericus* und *Tentaculites grandis* die tieferen Teile der Grauwacke möglicherweise noch in die obersten Siegener Schichten verweisen. Der „hercynische“ Charakter geht aus den aufgezählten Arten zur Genüge hervor. Von Interesse ist die erstmalige Auffindung von *Spirifer Trigeri* im Rheinischen Gebirge.

2. Die von starken Schieferlagen unterbrochenen unreinen „Kalke mit *Rhynchonella princeps*“ werden den von DENCKMANN am Steinhorn im Kellerwald so benannten Bildungen gleichgesetzt. Sie folgen auf die Grauwacken, mit denen sie im wesentlichen gleichalterig sind, und zeigen eine allmähliche Vertiefung des Meeres an. Die ärmere Fauna mit *Spirifer Hercyniae* ist in der Hauptsache ebenso wie die vorangegangene zusammengesetzt und erweist sich nur durch das Fehlen von *Sp. Decheni* und *Sp. hystericus* als jünger. Hervorhebung verdient das Auftreten riesiger Formen von *Cyphaspis hydrocephala* A. ROEM. und der neue *Proetus marburgensis* n. sp., ein an *Pr. planicauda* BARR. erinnerndes Kopfschild.

3. Darüber folgen hier wie am Steinhorn die Nierenkalke des „Schönauer Kalkes“ (2—3 m mächtig), dessen Fauna nur kurz behandelt ist. Sie erweist sich durch Goniatiten (*Agoniatites fecundus* BARR.), Orthoceren und Paläoconchen als eine echte pelagische Bildung, im Gegensatz zu den vorangegangenen.

4. Ebenfalls wie am Steinhorn lagern Schiefer mit Kalkknollen darüber, die hier als „Dammühlenschiefer“ [leider an einer etwas versteckten Stelle p. 359] in die Literatur eingeführt werden. Während aber die entsprechenden Bildungen am Steinhorn („Dalmanitenschiefer“) nur wenige Meter mächtig werden, übersteigen sie hier sicher 50 m und stellen sich als das Hauptglied des Rheinischen Hercyns dar, von dem im Kellerwald offenbar nur die tiefsten Teile bisher bekannt geworden sind. Die Fauna besteht aus: *Phacops Sternbergi* CORDA (dem mit FRECH eine große stratigraphische Bedeutung beigelegt wird), *Ph. intermedius* BARR., *Ph. zorgensis* KAYS., *Ph. Bronni* BARR., *Trimerocephalus* aff. *micromma* A. ROEM., ? *Trimerocephalus* sp., *Cheirurus (Crotalocephalus) cf. gibbus* BEYR., *Lichas searobata* A. ROEM. (der Nachweis dieser seltenen Harzer Form vom Scherenstieg im Rheinland ist stratigraphisch sehr wichtig, um so mehr, als Verf. BARRANDE's *L. branikensis* aus dem G₁ von Branik damit vereinigen konnte; die Schwänze von *L. ambigua*, *Haueri* und *searobata* werden als drei aufeinanderfolgende Stufen derselben Entwicklungs-

richtung gedeutet), *Proetus lepidus* BARR., *Pr. sp.*, *Dalmanites (Odontochile)* cf. *Reussi* BARR. (der jugendliche Charakter der Odontochilen wird betont), *Jovellania Kochi* KAYS. (nach der Lage des Siphos wird die Gattung in zwei Gruppen zerlegt), *Orthoceras pulchrum* BARR. (also ein geringeltes *Orthoceras*!), *O. sp. sp.*, *O. (Arthrophyllum) sp.*, *Pentremitidea clavata* var. *Schultzei* ETH. et CARP. nebst anderen Blastoiden (die einzigen, die außer der von JAEKEL im Hunsrückschiefer nachgewiesenen *P. medusa* im Unterdevon des Rheinischen Gebirges bekannt sind!), *Spirifer superstes* BARR., *Sp. Urii* FLEMM., *Strophomena (Leptagonia) emarginata* BARR., *Nucleospira* cf. *lens* SCHNUR, *Merista passer* BARR., *Anoplothea lepida* GOLDF., *Regina (Kralovna) dividens* BARR., *Nucula* aff. *confluentina* BEUSH., *Ctenodonta* sp., *Mytilus (Plethomytilus) patiens* BARR., *Patrocardium rectangulare* n. sp. (damit wird diese Gattung im rheinischen Devon zum erstenmal nachgewiesen!), *Cypricardinia* cf. *connexa* BARR., *Concardium* sp., *Cardiola* sp. sp., *Pleurotomaria* cf. *latevittata* KOKEN, *Loxonema rectangulare* SPITZ, ? *Clisospira acuta* n. sp., *Platyceras hamulus* BARR., *Bellerophon* sp., *Naticopsis* sp., *Hercynella bohémica* var. *rigescens* BARR., *Hyalithes colummaris* BARR., *H. (Orthotheca) secans* BARR., *H. cf. costatulus* BARR., *Tentaculites acuarius* RICHT., *Favosites* sp., *Petraia* cf. *undulata* A. ROEM., ? *Pleurodictyum* sp. — Obgleich in dieser Fauna Goniatiten rätselhafterweise völlig fehlen, erweisen die dünnchaligen Zweischaler, die Cephalopoden und Tentaculiten die ausgesprochene pelagische Fazies (Paläoconchenfazies). Der Charakter der Fauna, der sich besonders in den böhmischen Trilobiten und Brachiopoden, den Jovellanien und Hercynellen ausspricht, zeigt, daß die Dammühlschiefer das böhmische G₁, wenigstens dessen unteren Teil, vertreten. Durch das Auftreten von *Pentremitidea clavata* var. *Schultzei*, *Jovellania Kochi*, *Trimeroccephalus* aff. *micromma* rücken sie hoch an die Grenze gegen das Mitteldevon, überschreiten diese Grenze aber nicht, da der bei gleicher Fazies erhebliche faunistische Unterschied (Gastropoden und geringelte Orthoceren statt Goniatiten und glatten Orthoceren) ihnen ein höheres Alter zuweist als dem überlagernden Ballersbacher Kalk oder den Schiefern von Leun. Es liegt aber die Annahme nahe, daß die Dammühlschiefer nach oben allmählich in die unteren Wissenbacher Schiefer übergehen.

Bestätigen sich diese Beobachtungen des Verf.'s, so hätte nicht nur die paläontologische und stratigraphische Kenntnis der Marburger Gegend einen wichtigen Fortschritt gemacht, sondern es wäre damit überhaupt zum ersten Male eine anscheinend vollständige und lückenlose Folge der hercynischen Bildungen nachgewiesen. Unter diesem Gesichtspunkt leitet denn auch Verf. als weiteres Ergebnis seiner Arbeit eine Reihe von allgemeinen Schlüssen und von Ausblicken auf die Verhältnisse der anderen Hercyngebiete ab:

Der Begriff „Hercyn“ wird im Sinne von „Unterdevon von böhmischer Fazies“ gefaßt. Die darunter fallenden Ablagerungen werden auf Grund ihrer paläontologischen und petrographischen Eigenart den rheinischen scharf gegenübergestellt und (im Gegensatz zu ASSMANN) sämtlich der böhmischen Meeresprovinz zugeschrieben. In dem untersuchten Gebiet wird ein Teil jener besonders interessanten Zone vermutet, in der sich beide Provinzen berühren

(p. 306). Den Silurzügen, die in allen deutschen Mittelgebirgen im NW. des Hercyns auftreten, wird eine Rolle bei der Begrenzung des böhmischen (Hercyn-) Meeres zugewiesen (p. 390).

Das Hercyn ist (im Gegensatz zu DENCKMANN's Vorstellung) allenthalben auch in seinen tiefsten Teilen nicht älter als die oberen Siegener Schichten.

Das Marburger Hercyn vertritt das ganze jüngere Unterdevon und geht in allmählicher Steigerung des pelagischen Charakters in die mitteldevonischen Wissenbacher Schiefer über. Die geringe Mächtigkeit erklärt sich aus dieser Fazies. Damit verstärkt sich seine Eigenart nach oben und entfernt sich von den normalen rheinischen Bildungen. Die daraus zu folgernde allgemeine und gleichsinnig fortschreitende Vertiefung des Meeres führt den Verf. dazu, auch für den Kellerwald die von DENCKMANN angenommene Überlagerung durch normale Bildungen anzuzweifeln; für das Vorkommen von Unterkoblenz im Bernbachtal wird auf andere Erklärungsmöglichkeiten hingewiesen.

Die Vollständigkeit des Dammühlenprofils erlaubt für die von DENCKMANN einzeln aufgeführten Hereynglieder des Kellerwaldes die bisher offen gebliebene Altersfolge festzustellen: Die Erbslochgrauwacke ist das Liegende der am Steinhorn auftretenden Schichten. Es wird folgende Parallelisierung der einzelnen Fundpunkte gegeben:

Steinhorn	Silberstollen	Erbsloch	Dammühle
Dalm. Schiefer	—	Schiefer mit Dalmaniten	Knollenschiefer
Schönauer Kalk	—	—?	Schönauer Kalk
Unreiner Kalk	Unreiner Kalk	—?	Unreiner Kalk
—?	—?	Grauacken	Grauacken.

Die paläontologischen und stratigraphischen Ergebnisse im Hercyn an der Dammühle sind geeignet, in Zukunft auch auf das umstrittene Alter des Greifensteiner Kalks und des Dalmanitensandsteins von Kleinlinden Licht zu werfen.

Im Harz, in dem pelagische Hercynfaunen bisher nicht festgestellt sind, könnten die Kalke von Sprakelsbach als Vertreter der G_1 -Dammühlenschiefer in Betracht kommen. Die unreinen Kalke mit *Rhynchonella princeps* scheinen am Scherenstieg, die tiefere Grauackenfauna in den Kalken vom Schneckenberg wiederzukehren.

Das Hercyn der Dammühle, des Kellerwaldes und des Harzes zeigt eine von allen anderen Gegenden abweichende, in sich übereinstimmende Entwicklung.

Die Abgrenzung von Unter- und Mitteldevon innerhalb der pelagischen Fazies kann erst nach einer Gliederung und Aufteilung des böhmischen G_1 endgültig werden, welches diese Grenze nach beiden Seiten überschreitet.

Es liegt auf der Hand, daß die so viele Fragen berührende Arbeit eine lebhaft erörterung hervorrufen wird.

Rud. Richter.

Carbonische Formation.

G. H. Girty: The Fauna of the Caney Shale of Oklahoma. (U. S. Geol. Survey. Bull. 377. Washington 1909. 106 p. 13 Taf.)

Der Caney Shale von Oklahoma (Indian Territory U. S. A.) ist ein durch die Schwierigkeit seiner näheren Altersbestimmung bekanntes Glied der nordamerikanischen Carbonformation. Es handelt sich um einen bis über 300 m mächtigen dunkelschieferigen, seltener sandigen Schichtkomplex, der, regional verschieden, bald unmittelbar, bald mit Zwischenschaltung unsicherer Horizonte (Sycamore Limestone, Jackford Sandstone, Standley Shale) auf älterem Paläozoicum liegt. Die Fossilien, die schon seit langer Zeit aus dem Caney Shale bekannt waren, wurden als Upper-Mississippian (oberes Untercarbon) gedeutet, wobei aber mannigfache Unterschiede gegenüber der typischen Upper-Mississippian-Fauna zu Bedenken Anlaß gaben. Nunmehr liegt eine zusammenhängende, umfassende Bearbeitung der Fauna vor. Es ergeben sich nahe Beziehungen zur Fauna des Moorefield Shale und damit im wesentlichen eine Bestätigung der bisherigen Altersbestimmung. Die Abweichungen vom Typus der Upper-Mississippian-Fauna, wie er in den bekannten Kohlenkalken von Missouri, Iowa etc. vertreten ist, sind auf die sedimentäre Faziesverschiedenheit zurückzuführen.

Die Fauna des Caney Shale ist der Hauptsache nach eine einheitliche, zusammengehörige — es kam auch das Gegenteil in Frage; die Cephalopoden herrschen (fast sämtliche figurieren unter neuen Namen) nach Arten- und Individuenreichtum weitaus vor, während Brachiopoden (vertreten sind besonders *Lingula* und *Discina*), Bivalven und Gastropoden zurücktreten. Nur untergeordnet kann von einer faunistisch-faziellen Zweiteilung die Rede sein, insofern nämlich, als die wenigen vorkommenden Brachiopodenarten unter sich und mit Bivalven zusammen vorwiegend in tieferen Lagen und hier dann lokal oft in großer Individuenmenge auftreten, während die Cephalopodenfazies den universelleren Faunentypus vorstellt.

Als ein charakteristisches und unter den Bivalven dominierendes Faunenelement beschreibt GIRTY mehrere Arten unter dem neuen Genusnamen *Caneyella*. Der Autor faßt darunter sehr Verschiedenartiges zusammen, einmal Formen (*C. Vaughani*), die man zunächst ohne weiteres zu *Posidonia* oder (*C. Wapanuckensis*) *Posidoniella* stellen möchte, dann solche mit radial-kostater Skulptur, die anscheinend *Actinopteria* oder *Pterinopecten* entsprechen. Der Autor ist sich dessen selbst bewußt, glaubt aber in geringen morphologischen Eigenheiten, bezüglich Ohren und Byssusöffnung z. B. (letztere deutlich ausgebildet), hinreichend gemeinsame Merkmale zur Motivierung des neuen Genus gefunden zu haben. Aus der Darstellung und besonders den Abbildungen gewinnt man jedenfalls nicht den Eindruck, daß hier wirklich eine zusammengehörige und als solche charakteristische Formengruppe vorliege; denn sieht man vom gemeinsamen Namen ab, so sind es eben verschiedenerelei Aviculiden, wie sie allenthalben in ähnlichen carbonischen Sedimentfazies zu den wichtigsten Bivalvenvertretern zählen. Auch sonst zeigt die Fauna in ihren Grundzügen viel Ähnlichkeit mit der des europäischen Culm.

Die Altersbestimmung als Upper-Mississippian steht mit der Tatsache in einem vorläufig ungeklärten Widerspruch, daß bereits tief (ca. 3000 m) unter der Basis des Caney Shale im Verbande des Standleyschiefers Pflanzenreste gefunden wurden, die ins obere Mississippian oder gar ins untere Pennsylvanien gehören sollen; demnach müßte der Caneyschiefer ältestens obercarbonisch sein. Doch lassen jene Pflanzen sehr an Bestimmbarkeit und Kompetenz zu wünschen übrig und man darf einstweilen auf die Fauna wohl mehr Gewicht legen.

Klebensberg.

G. H. Girty: The Fauna of the Phosphate Beds of the Park City Formation in Idaho, Wyoming, and Utah. (U. S. Geol. Surv. Bull. 436. Washington 1910. 82 p. 7 Taf.)

„Park City Formation“ ist ein neuerer, von BOUTWELL eingeführter Name für KING's (40. Parallel) „Upper Coal Measures Limestone“ der Wasatch Mountains. Als Zwischenschaltung in diesem Obercarbonkalk kommt in den Staaten Utah, Wyoming und Idaho eine ungefähr 30 m mächtige phosphathaltige Schichtserie (Schiefer und unreiner Kalk) vor. Die daraus stammende reiche Fauna ist von ganz eigenartigem Typus. Es fehlen in ihr vollständig die Fusulinen, Korallen und Bryozoen der meisten anderen Obercarbonfaunen Nordamerikas; ganz zurück treten ferner die Brachiopoden; außer häufigen Linguliden, Disciniden und *Chonetes*-Individuen repräsentieren nur ein paar Rhynchonellen und *Productus*-Spezies sowie ganz vereinzelt Terebratuliden und Spiriferiden diese sonst in ihrer Fülle und Differenzierung für obercarbonische Faunen so charakteristische Hauptklasse. Herrschend hingegen sind Bivalven (besonders Nuculiden und Aviculiden), Gastropoden (Pleurotomariidae, Bellerophonitidae, Turbinidae) und Goniatiten (*Gastrioceras*). — Kurz, es ist geradezu erstaunlich, wie sehr diese Faunengesellschaft in ihren allgemeinen Grundzügen übereinstimmt mit der Fauna der marinen Einschaltungen in den paralischen Steinkohlenlagern Europas (nicht Nordamerikas). Aus dem Umstand, daß die Fauna ebenso wie von den anderen nordamerikanischen Obercarbonfaunen auch von denen des „Upper Limestone“ im Hangenden und Liegenden der Phosphate Beds selbst grundsätzlich verschieden ist, könnte man mit GIRTY schließen, daß die phosphatische Kondition schon gleichzeitig mit der lebenden Fauna bestanden hat. Ein systematischer Vergleich der Fauna mit anderen wird dadurch erschwert, daß die Mehrzahl der Arten als neu figurieren. GIRTY möchte am ehesten eine Parallele mit der Gshel-Stufe Rußlands ziehen.

Klebensberg.

G. H. Girty: The Fauna of the Moorefield Shale of Arkansas. (U. S. Geol. Survey. Bull. 439. Washington 1911. 148 p. 25 Taf.)

Der Moorefield-Shale ist das tiefste Glied jenes kalkarmen Schichtkomplexes, der sich in das sonst vorwiegend kalkig entwickelte System der Mississippian-(Untercarbon-)bildungen des nördlichen Arkansas einschaltet. Nur untergeordnet schließt der dunkle Moorefield-Schiefer Kalklagen ein

(Spring Creek limestone; nicht zu verwechseln mit der Spring Creek-Formation von Texas). Die Fauna ist reich; neben wenigen Korallen und Bryozoen, Trilobiten und Ostracoden herrschen in weitaus überwiegender Artenzahl Brachiopoden, denen gegenüber auch Bivalven, Gastropoden und Cephalopoden zurücktreten; die interessanten Goniatiten hat übrigens schon SMITH beschrieben. Außer einer großen Zahl „neuer“ Arten wird ein neues Subgenus *Moorefieldella* (Typus: *Rhynchonella Eurekaensis* WALCOTT) aufgestellt. GIRTY kommt zum Schluß, daß die Fauna in ihrer spezifischen Zusammensetzung am nächsten jener des Caney-Shales von Oklahoma steht, wenn schon die klassenweise Verteilung eine wesentlich andere ist. Im allgemeinen scheint die Fauna der in Arkansas, Mississippi, Alabama und Oklahoma weit verbreiteten dunklen Schieferfazies einen zusammengehörigen, bei aller Verschiedenheit unter sich doch in den Grundzügen konstanten Faunentypus vorzustellen, der jenem der klassischen Kohlenkalkfaunen von Missouri, Illinois, Iowa etc. gegenübersteht und nur in den häufig auftretenden kalkigen Einschaltungen größere Beziehungen zu letzteren zeigt. Also ein ähnliches Verhältnis wie zwischen Kohlenkalk und Culm in Mittel- und Westeuropa.

Kleibelsberg.

Ch. Barrois: La Faune Marine in: Catalogue de la Collection de fossiles du bassin houiller du Nord et du Pas-de-Calais conservés au musée houiller de Lille et représentés a l'exposition internationale de Bruxelles. Lille 1910.

Enthält eine sehr wertvolle Zusammenstellung der bisher aus dem nordfranzösischen Steinkohlenbecken und jenem des Pas-de-Calais bekannt gewordenen marinen Fossilien. Die prinzipiellen, vielfach sogar spezifischen Analogien der Fauna mit jener der Marinhorizonte im Steinkohlengebirge von Oberschlesien-Mähren sind augenfällig: dasselbe Hervortreten der Bivalven und unter diesen besonders der Aviculiden, Posidoniellen, Nuculiden. Dennoch ist dabei größtenteils Ungleiches verglichen; denn die 7—8 Marinhorizonte, aus denen BARROIS' Fossilien stammen, drängen sich auf die im Verhältnis zum eigentlichen Flözgebirge basale, flözarme, im ganzen genommen stärker marine Zone de Flines (ZEILLER's Stufe I, 1) zusammen, während die oberschlesisch-mährischen Marinniveaux weit (im vertikalen Sinne) auseinanderliegende Einschaltungen im Verbands eines flözreichen Schichtkomplexes (Ostrauer Schichten) vorstellen; beiderlei Fossilhorizonte sind also chorologisch und einigermaßen auch faziell verschiedenartig; daher neben den Analogien die Unterschiede der Fossilführung, die für die Zone des Flines namentlich in dem reicheren Auftreten von Brachiopoden zum Ausdruck kommen. Nur die oberste, 8. bzw. 9. marine Zone BARROIS' (an der Grenze von I. und II. nach ZEILLER; aus dieser werden keine Fossilien erwähnt) bedeutet eine marine Einschaltung nach oberschlesischem Muster.

Kleibelsberg.

R. Etheridge jun. und W. S. Dun: A Monograph of the Carboniferous and Permo-Carboniferous Invertebrata of New South Wales. Vol. II: Pelecypoda. Part II: *Eurydesma*. (Mem. Geol. Survey N. S. Wales. Palaeontology. No. 5. Sydney 1910. 41—75. Taf. XVII—XXVI.)

Die monographische Bearbeitung der Marinfauuna des eigenartigen carbonisch-permischen Schichtkomplexes von Neuseeland schreitet langsam vorwärts. Die vorliegende Lieferung behandelt ausführlich die mitunter recht austernähnlichen Vertreter der Gattung *Eurydesma* MORRIS, welche dort, und zwar besonders in der Lower Marine Series eine hervorragende Rolle spielt, dabei außer Neuseeland eine nur beschränkte Verbreitung hat (Tasmanien, Queensland, indische Salt Range). Die Arbeit stellt sich in erster Linie dar als eine umfassende paläontologische Bearbeitung des Genus *Eurydesma*, das in Beziehungen zur cretacischen *Maccoyella* und der rezenten *Meleagrina* gebracht wird. Aus Neuseeland werden zwei Spezies behandelt (*Eurydesma cordatum* MORRIS und *E. Hobartense* JOHNSTON) und von *E. cordatum* eine var. *ovale* neu beschrieben. **Klebensberg.**

G. H. Girty: On some Invertebrate Fossils from the Lykins Formation of Eastern Colorado. (Ann. N. Y. Acad. Sci. 22. 1912. 1—8. Taf. I.)

Mitteilung und Beschreibung einer kleinen Faunula (5 Bivalven-, 1 Gastropodenspezies) aus dem oberen fossilarmen Drittel der Wyoming-Formation der Front Range von Colorado. Stratigraphische Gesichtspunkte führen zur Annahme permischen Alters. Für merkwürdige, *Nuculana*-artig verlängerte *Parallelodon*-Formen wird der neue Genusnamen *Alula* kreiert (*A. squamulifera*), außerdem eine *Murchisonia Buttersi* neu beschrieben. **Klebensberg.**

G. H. Girty: New Species of Fossils from the Thaynes Limestone of Utah. (Ann. N. Y. Acad. Sci. 20. No. 4. Part II. 239—242. 1910.)

Die ohne Abbildung beschriebenen vier „neuen“ Spezies (3 *Aviculopecten*, 1 *Astartella*) stammen aus dem mittleren Drittel jenes Schichtkomplexes in den Wasatch Mountains von Utah, den die Geologen der 40th Parallel Survey als „Permocarbon“ beschrieben hatten, aus dem aber dann in Idaho — und zwar gerade aus der Thaynesstufe — durch HYATT und SMITH eine untertriadische Ammonitenfauna bekannt wurde. Für den ganzen Schichtkomplex ist daher ein permotriadisches Alter anzunehmen. **Klebensberg.**

G. H. Girty: New Genera and Species of Carboniferous Fossils from the Fayetteville Shale of Arkansas. (Ann. N. Y. Acad. of Sci. 20. No. 3. Part II. 189—238. 1910.)

Das im übrigen kalkig ausgebildete Mississippian (Untercarbon) des nördlichen Arkansas schließt eine Serie dunkler Schieferbildungen mit unter-

geordneten Sandsteinhorizonten und Kalklagern ein. Ein namentlich im NW. (um Fayetteville) entwickeltes unteres bis mittleres Glied dieser Schieferserie ist der Fayetteville Shale. Aus ihm, und zwar einer basalen Kalkbank, zum kleineren Teil auch aus dem liegenden Batesville-Sandstone (im Sinne von ADAMS, PURDUE und ULRICH 1904, Prof. Paper No. 24) stammen die zahlreichen „neuen“ Genera und Spezies, welche GIRTY in der vorliegenden Arbeit ohne Abbildungen und ohne Verfolgung faunistischer Gesichtspunkte beschreibt. Der wissenschaftliche und praktische Wert der Arbeit steht dementsprechend nicht im Verhältnis zur Reichhaltigkeit des paläontologischen Materials. Es ist dringend zu wünschen, daß mit dieser Publikationsmethode endlich aufgeräumt werde.

Klebensberg.

C. H. Girty: On some New Genera and Species of Pennsylvanian Fossils from the Wewoka Formation of Oklahoma. (Ann. N. Y. Acad. Sci. 21. 1911. 119—156.)

Die Wewokaformation ist ein ca. 250 m mächtiger Sandstein- und Schieferkomplex im Verbands der Obercarbonschichten des Coalgate- und Wewokaquadrangels von Oklahoma (Indian Territory U. S. A.). Die Fossilführung beschränkt sich vorzugsweise auf zwei Schieferlagen, aus denen eine reiche Fauna mit ungefähr gleichmäßiger Vertretung der systematischen Hauptgruppen bekannt wurde. Im vorliegenden Heft beschreibt GIRTY nur die „neuen“ Genera und Spezies, ohne Abbildungen, letztere sowie eine Bearbeitung der ganzen Fauna für später ankündigend.

Klebensberg.

R. Cramer: Die Fauna von Golonog. Ein Beitrag zur Feststellung des Alters der Grauwackensandsteinschichten von Golonog und der entsprechenden Ablagerungen Oberschlesiens. (Jahrb. d. k. preuß. geol. Landesanst. 1910. 31. Teil II. Heft 1. 129—167. 1 Taf.)

Die Arbeit füllt eine alte Lücke in der Kenntnis des oberschlesischen Carbons aus. So wenig zwar zu zweifeln war, daß die Golonoger Schichten ins unmittelbare Liegende der Flözformation gehören, standen doch bestimmtere Anhaltspunkte zur Altersbeurteilung dieser Schichten und mithin auch der unteren flözführenden Horizonte bisher aus. Dabei handelte es sich im wesentlichen immer um die Frage, ob unter- oder obercarbonisch. Wenn schon diese Alternative vielfach unzutreffend verschärft wurde und man hier ebensowenig wie in anderen Fällen an eine scharfe Grenze denken darf, so blieb es doch ein Postulat, die Frage einmal vom paläontologischen Standpunkt ins Auge zu fassen. Seit ROEMER anfangs der 1860er Jahre die ersten Mitteilungen über die Fauna von Golonog (Russisch-Polen) und Koslowagora veröffentlicht hatte, war dies nie mehr versucht worden, obwohl sich seitdem das Material bedeutend vermehrt hat. Die nun von CRAMER nach neuen Aufsammlungen beschriebene Fauna läßt sich dahin charakterisieren, daß sie arten- und im allgemeinen auch individuenarm ist; Brachiopoden, Bivalven, Gastropoden und Cephalopoden halten sich ungefähr die Wage, nur einige

wenige Spezies (*Chonetes Hardrensis* PHILL., *Aviculopecten*, *Euphemus Urei* FLEM.) treten in größerer Menge auf. Neu beschrieben werden zwei *Aviculopecten*-Spezies (*A. sulcatus* und *Golonogensis*), ein *Crenipecten tenuidentatus* und ein *Macrocheilus carinatum*. Typisch obercarbone Elemente fehlen [wie dies FRECH von jeher betonte], die Fauna ist demnach untercarbon; sie zeigt Anklänge an die Culmfauna, noch mehr aber an die Fauna der Marinhorizonte des Flözgebirges; indes fehlen u. a. gerade die für letztere so bezeichnenden Nuculiden und Edmondien scheinbar ganz. Bemerkenswert ist das im Handstück nachweisbare Zusammenvorkommen mariner Formen mit Süß- und Brackwassermuscheln (*Carbonicola*, *Anthracomya*) und Pflanzenresten. Dies sowie die lithologische Fazies deutet auf küstennahe Entstehung. **Klebensberg.**

Triasformation.

C. Diener: The Trias of the Himalayas. (Memoirs Geol. Survey of India. 36. Part 3. Calcutta 1912. 176 p.)

Die vorliegende Publikation enthält eine zusammenfassende Darstellung der Trias des Himalaya und zeigt die Fortschritte auf, die die durch die Feldaufnahmen von Mitgliedern der Geological Survey of India (C. S. MIDDLEMISS, H. HAYDEN, A. V. KRAFFT, F. NOETLING, LA TOUCHE, SMITH, WALKER) und durch die Bearbeitung des dabei aufgesammelten Materials seit NOETLING'S Übersicht über die asiatische Trias in der Lethaea mesozoica (2. T. Stuttgart 1905) erzielt worden sind.

Immer schärfer tritt die Tatsache hervor, daß selbst innerhalb des räumlich beschränkten Gebietes des Zentralhimalaya — die Entfernung von Spiti bis Byans beträgt rund 300 km, soviel als jene von Bregenz nach Ischl — die Trias von einer einheitlichen Entwicklung weit entfernt ist. Sie zeigt vielmehr in ihrer Ausbildung so ausgeprägte geographische Abänderungen, daß man heute ebensowenig mehr von einem Normalprofil der Himalaya-Trias sprechen kann, wie von einem solchen der alpinen Trias. Ein rascher Wechsel in der Fazies und in der Mächtigkeit einzelner Abteilungen der Trias ist im Himalaya ebenso deutlich erkennbar als in der alpinen Trias, obwohl eine Beimischung von Eruptivgesteinen, die der südalpinen Trias ihr besonderes Gepräge gibt, dem Zentralhimalaya fehlt.

Die vorliegende Arbeit behandelt nur die Trias von Spiti, Painkhanda und Byans. Die Ergebnisse der neueren Untersuchungen von MIDDLEMISS in Kashmir lagen zur Zeit der Abfassung noch nicht vor. Die wichtigsten Resultate sind die folgenden.

In der Hauptzone des zentralen Himalaya sind untere Trias und Muschelkalk sehr gleichartig ausgebildet, doch nimmt in Byans die Mächtigkeit der Untertrias erheblich zu (50 m gegen 12—16 m in Painkhanda und Spiti). Die Untertrias enthält drei Faunen, die *Otoceras-Ophiceras*-Fauna, die *Meekoceras*-Fauna und die *Hedenstroemia-Flemingites*-Fauna. Als vierte kommt die bisher nur aus Byans bekannte *Sibirites*-Fauna hinzu, ein Äquivalent der *Stephanites*-

Fauna der Salt Range. Gegenüber NOETLING hält Verf. an der Meinung fest, daß die *Otoceras* beds der Trias zugerechnet werden müssen, und faßt in einem besonderen Kapitel (p. 42—55) alle Beobachtungstatsachen zusammen, die für eine Entscheidung der Frage der Perm-Triasgrenze herangezogen werden können.

Der Muschelkalk läßt sich in Painkhanda und Spiti in drei Abteilungen gliedern. Die tiefste (NOETLING's Nitikalk) ist ein fossilereer Knollenkalk, der von dem Brachiopodenhorizont der *Rhynchonella Griesbachi* unterlagert wird. Die mittlere Abteilung (Zone der *Spiriferina Stracheyi*) enthält die Ammonitenfauna des *Keyserlingites Dieneri* (*Ceratites subrobustus* antea). Der an Cephalopoden sehr reiche obere Muschelkalk entspricht dem alpinen *Trinodosus*-Niveau und bildet den verbreitetsten und fossilreichsten Horizont im Himalaya.

Mit der ladinischen Stufe setzt im Himalaya ein auffallender Wechsel der Fazies und Mächtigkeit ein. Während diese Stufe in Spiti wohl charakterisiert ist (*Daonella Lomelli*, zahlreiche Wengener Trachyceraten) und eine Mächtigkeit von fast 100 m erreicht, erscheint sie in den klassischen Profilen des Shalshal und Bamabanag Cliff in Painkhanda auf eine gering mächtige, fossilarme Schichtgruppe reduziert. In Byans ist sie noch nicht nachgewiesen.

Ganz ähnlich liegen die Verhältnisse für die karnische Stufe. Auch diese ist in Spiti sehr mächtig (bis zu 500 m) und zumeist in Schieferfazies entwickelt. Ihre Mächtigkeit sinkt in Painkhanda auf 250 m und verschwindet fast ganz in Byans. Zugleich wandelt sich in der Richtung gegen Osten die Schieferfazies immer mehr in eine Kalkfazies um. Innerhalb der karnischen Stufe kann eine ältere Ammonitenfauna mit *Joannites cymbiformis* (homotax mit der alpinen *Aonoides*-Fauna) und eine jüngere mit *Tropites subbullatus* unterschieden werden. In Byans sind diese *Subbullatus*-Schichten mit solchen norischen Alters stratigraphisch und faunistisch auf das engste verknüpft.

Die norische Stufe zerfällt überall im Zentralhimalaya in zwei deutlich geschiedene Abteilungen. Die untere, die dem alpinen Unter- und Mittelnoricum entspricht, ist in Spiti erheblich reicher gegliedert und mehr kalkig ausgebildet als in Painkhanda. Das höchste Glied bilden stets Quarzite mit einer ärmlichen Brachiopoden- und Bivalvenfauna. In den mittleren Schichten herrschen Brachiopoden vor, zu denen sich in Spiti auch *Monotis salinaria* gesellt. Die unternorischen Schichten enthalten gelegentlich Cephalopodenlager (*Halorites* beds des Bamanag-Profiles, *Juvavites* beds in Spiti), die aber niemals so konstante stratigraphische Horizonte bilden wie etwa der obere Muschelkalk. In Byans werden die unter- und mittelnorischen Schichten durch schwarze Schiefer vertreten. Die Mächtigkeit dieser tieferen Abteilung der norischen Stufe beträgt in Spiti 350, in Painkhanda und Byans über 300 m.

Die höhere Abteilung der norischen Stufe ist allenthalben als ein Megalodontenkalk ausgebildet, der ohne jede Unterbrechung in faziell vollkommen gleichartige Kalke übergeht, die durch gelegentliches Vorkommen von Jura-fossilien sich als bereits mitteljurassisch erwiesen haben. Eine Grenze zwischen Trias und Jura läßt sich nirgends ziehen. Lias ist in dieser konkordanten Schichtfolge paläontologisch noch nicht sichergestellt worden. Gegen die überlagernden Spiti shales werden diese 600—800 m mächtigen hellen Kalke von der Fazies

des alpinen Dachsteinkalkes durch eine dünne Lage von Eisenoolithen (*Sulcatus* beds) abgegrenzt, die eine Fauna des Kelloway führen.

Eine von der Triasentwicklung in der Hauptzone des Himalaya gänzlich verschiedene findet sich in den exotischen Blöcken oder Klippen der Umgebung von Malla Sangcha und des Chitichun No. 1 in Tibet. Eine ganze Reihe von Triashorizonten ist hier in der Fazies der roten Hallstätter Kalke entwickelt und mit dieser Ausbildung hat sich auch eine mit alpinen Hallstätter Faunen viel näher übereinstimmende Fauna gefunden. In dieser Hallstätter Fazies kennt man bisher: Untertrias (sehr spärlich), mittlerer Muschelkalk (Zone der *Spiriferina Stracheyi*), karnische Stufe (*Aonoides*- und *Subbullatus*-Fauna). Derselben Region gehören auch die exotischen Blöcke mit der Adnether Liasfauna an, deren Ähnlichkeit mit den mediterranen Faunen der tieferen Liasstufen besonders auffallend ist.

Es ist nicht gerechtfertigt, die Himalayatrias im allgemeinen als eine Cephalopodenfazies zu bezeichnen. Die cephalopodenführenden Horizonte sind geringmächtig und durch gewaltige Massen fossilärmer Gesteine getrennt. Die Untertrias hat vier, der Muschelkalk zwei Ammonitenhorizonte geliefert. Diese beiden Abteilungen der Trias dürfen in der Tat als Cephalopodenfazies angesprochen werden. In der oberen Trias dagegen kann man Hunderte von Metern von Schiefen oder Kalksteinen durchqueren, ohne auf ein Cephalopodenlager zu treffen. In der Tat ist auch die Zahl der obertriadischen Ammonitenzonen im Himalaya vorläufig noch geringer als in den Alpen. Aus der karnischen Stufe sind zwei, ebenso aus der norischen Stufe zwei, aus der ladinischen nur eine Ammonitenzone bisher sichergestellt.

Den Schluß der Arbeit bildet eine Diskussion der Stellung der indischen Triasprovinz im Rahmen der marinen Triasbildungen und ihrer Beziehungen zu den Nachbarprovinzen.

Diener.

Lothar Krumbeck: Obere Trias von Buru und Misol. (Die Fogi-Schichten und Asphaltschiefer West-Burus und der Athyridenkalk des Misol-Archipels.) (2. Abteilung [Abschn. 1] der „Beiträge zur Geologie von Niederländisch-Indien“ von G. BOEHM. Palaeontographica. Supplement IV. Stuttgart 1913. 161 p. 11 Taf. 11 Textfig.)

In der Landschaft Fogi auf der Molukkeninsel Buru wurde von G. BOEHM, WANNER (1904) und DENINGER (1906) aus schwarzen Mergelschiefen, dunklen Mergelkalken und Kalksandsteinen (Fogi-Schichten) ein reiches Fossilmaterial gesammelt, das ursprünglich auf Grund der irrtümlichen Bestimmung der leitenden Ammoniten als *Tissotia* für obercretacisch galt.

Die Fogi-Schichten, die an zahlreichen Stellen anstehend getroffen und im Bilkofan-Profil im direkten Schichtverband mit der Serie der Burukalke (Norische Stufe — Tithon) gefunden wurden, sind neritische Bildungen und durch ihren Reichtum an Bivalven und Gastropoden ausgezeichnet, während die Ammoniten fast nur durch das allerdings sehr individuenreiche Subgenus *Neotibetites* vertreten erscheinen. Dieses neue Subgenus wird vom Verf. für die Gruppe des *Tibetites Wetteringi* n. sp. aufgestellt, die einen Formen-

kreis von analoger Entwicklung und Formbreite wie die Tibetiten des Himalaya umfaßt, die der Verf. gleichfalls in ein einziges Subgenus (*Paratibetites*) zusammenfassen möchte. Die Ähnlichkeit mit *Tissotia* besteht vorwiegend in der Ausbildung der Suturlinie, weniger in der Skulptur. Wichtige Merkmale der Tibetiten, insbesondere die Lateralkiele und Lateralknoten und der mediane Doppelkiel fehlen den Tissotien, wenigstens im Normalstadium. In vorgeschrittenen Altersstadien freilich verschwinden bei *Tibetites* die lateralen Kiele und Knoten, es persistiert nur noch ein von Marginalkielen begleiteter Mediankiel, so daß sich dann eine täuschende Ähnlichkeit mit ausgewachsenen Tissotien herausbildet. Durchaus zutreffend ist KRUMBECK'S Kritik des von STEINMANN behaupteten phylogenetischen Zusammenhanges der beiden, zeitlich so weit auseinanderliegenden Ammonitengattungen. Das nach Hunderten zählende Material von gut erhaltenen Exemplaren der Gruppe des *Neotibetites Welteringi* ließ eine Sonderung in einzelne Arten nicht zu. Verf. bedient sich daher für eine systematische Gliederung der Gruppe der trinomischen Benennungsart. Unterschieden werden vier Unterarten, die durch fortlaufende Übergänge miteinander verbunden sind.

Von Cephalopoden haben sich in den Fogi-Schichten noch folgende gefunden: Eine neue Art von *Sagenites*, zwei neue Arten von *Sibirites*, eine neue Art von *Indonautilus*, sämtlich nur durch sehr wenige Exemplare vertreten. Sehr dürftig ist auch das Material an Korallen (eine *Phyllocoenia* aus der Verwandtschaft der *Ph. incrassata* der Zlambach-Schichten), Serpuliden und Brachiopoden (eine neue an *Spirigera* (?) *Nötlingi* BITT. erinnernde Form der Gattung *Misolia* SEIDL.). Weitaus am stärksten vertreten sind in der Fogi-Fauna die Bivalven und zwar durch nicht weniger als 40 Spezies. Zwei unter ihnen (*Pecten Cligneti* n. sp. und *Anodontophora Griesbachi* BITT.) sind identisch mit solchen aus der norischen Stufe der Himalaya-Trias. Bemerkenswert ist das Vorkommen der von MIß HEALEY in den Napeng-Schichten Oberburmas nachgewiesenen Gattung *Burmesia* und einer dünnchaligen, ziemlich indifferenten Muschel, für die das neue Genus *Fogiella* aufgestellt wird. Die Gastropoden sind durch 10 Spezies repräsentiert. Nur eine unter ihnen läßt sich einer Art aus der karnischen Stufe der alpinen Trias (*Promathildia Ammoni* WOEHRM.) ungefähr gleichstellen.

Sowohl unter den Bivalven als unter den Gastropoden ist neben einheimischen Elementen eine nicht geringe Anzahl von Typen vorhanden, die auf Beziehungen zur mediterran-alpinen Obertrias hinweisen. Unter ihnen herrschen solche der karnischen Stufe vor, was nicht befremden kann, da die norischen Faunen der alpinen Region überhaupt keine der Fogi-Fauna ähnliche Vergesellschaftung von Tiergruppen aufweisen. Jedenfalls rechtfertigen die engeren faunistischen Beziehungen zu den indischen *Juvavites*-Schichten von Spiti eine Zuweisung der Fogi-Schichten in die untere norische Stufe.

Den Fogi-Schichten gleichzustellen sind auch die Asphalt-schiefer am Sifu (NW. Buru), deren chemische Analyse eine fast vollständige Übereinstimmung mit den Asphalt-schiefern von Seefeld (Nordtirol) ergeben hat (KOSSMAT), ferner der Athyridenkalk des Misol-Archipels, unter dessen 16 allerdings zumeist mangelhaft erhaltenen Arten *Pecten Cligneti* sicher mit

einer Form der Fogi-Schichten identifiziert werden konnte. Für unternorisches Alter spricht auch das Vorkommen eines *Heterastridium* und einer *Aulacothyris* aus der Verwandtschaft der *A. compressa* BRITN. Erwähnung verdient die eigentümliche neue Gattung *Jillua*, wahrscheinlich eine Hydrocoralline, die eine auffallende Ähnlichkeit mit gewissen devonischen Stromatoporidaen zeigt.

Das Schlußkapitel dieser interessanten Monographie der drei genannten indomalayischen Triasfaunen enthält außer einer Analyse derselben Bemerkungen über den Bestand einer besonderen Austral-Asiatischen Faunenprovinz zur Zeit der Obertrias. Aus dieser Provinz sind bis heute 237 Arten beschrieben worden, der 395 Arten der Indo-Chinesischen Provinz NÖTLING'S (Typus Himalaya) gegenüberstehen. Referent möchte dazu bemerken, daß die letztere Zahl mit Rücksicht auf die seit 1905, dem Jahre der Publikation von NÖTLING'S „Asiatischer Trias“, beschriebenen neuen Arten entschieden zu niedrig gegriffen ist. Die große Anzahl der beiden Provinzen eigentümlichen Arten und die verschiedene Beteiligung der einzelnen Tiergruppen an der Fauna jeder dieser beiden Provinzen scheint dem Verf. deren Aufrechterhaltung als selbständige tiergeographische Regionen zu rechtfertigen. Allerdings sind beide durch eine Reihe stratigraphisch und faunistisch bemerkenswerter Formen verbunden, die zur alpin-mediterranen, arktischen und zirkumpazifischen Fauna der Obertrias keine sicheren Beziehungen aufweisen.

C. Diener.

Juraformation.

V. Uhlig: Die Fauna der Spiti-Schiefer des Himalaya, ihr geologisches Alter und ihre Weltstellung. (Denkschr. kais. Akademie d. Wissensch. Wien. Math.-nat. Klasse. 85. 1910. 531—609.)

Obwohl bereits zwei Jahre seit dem Erscheinen dieser Publikation verstrichen sind, hat sie an ihrer Aktualität nichts verloren, da der letzte Teil von UHLIG'S Monographie der Fauna der Spiti shales in der Palaeontologia Indica (ser. XV. Himalayan Fossils. 4) noch immer nicht zur Ausgabe gelangt ist, für eine wissenschaftliche Verwertung der Hauptergebnisse somit die vorliegende hochinteressante Arbeit die einzige Quelle bleibt.

Die zu besprechende Publikation gründet sich auf eine Bearbeitung des gesamten Fossilmaterials aus den Spiti shales. Sie hebt mit einer kurzen Darstellung der bisherigen Ergebnisse der paläontologisch-stratigraphischen Erforschung der Spiti-Fauna an, die auf H. F. BLANFORD, J. W. SALTER, F. STOLICZKA und A. OPPEL (1863—1865) zurückgeht. Allen diesen Arbeiten haftet der Fehler einer Verwechslung obertithonischer und neocomer Typen mit solchen des Kelloway an. ZITTEL hat 1868 zuerst auf die Möglichkeit einer Vertretung des Tithon in den Spiti shales hingewiesen, WAAGEN vermutete, daß in ihnen Oberjura vom Oxford bis zum Tithon entwickelt sei und sah in der Ausbildung des Jura in Spiti und Cutch einen ähnlichen Gegensatz wie zwischen dem mediterranen und dem mitteleuropäischen Jura. Die nächste Phase ist durch die Polemik zwischen NEUMAYR und NIKITIN

über Alter und Beziehungen der Spiti-Fauna gekennzeichnet. Der erstere Forscher dachte an eine autochthone Entwicklung der Spiti-Fauna in einem Meeresbecken, das von Norden her besiedelt wurde, der letztere schränkte die moskowitzisch-boreale Verwandtschaft der Spiti-Fauna stark ein und betonte die Beziehungen zum mediterranen Kimmeridge und Tithon.

In die vorliegende Arbeit ist von UHLIG fast das gesamte Material aus den Spiti shales einbezogen worden, das bis 1900 im Himalaya gesammelt worden ist. Doch ist nur das von der Expedition GRIESBACH-DIENER-MIDDLEMISS (1892) stammende Material nach Horizonten aufgesammelt worden. Die untere Grenze für das Alter der Spiti shales ist durch die Kelloway-Fauna des Grenzhorizonts der *Sulcacutus* beds gegeben, bezw. des Tagling limestone (STOLICZKA) in Spiti. Für die Spiti shales selbst gab DIENER (1895) folgende Gliederung:

3. Lochambel beds = Obertithon und unterste Kreide.
2. Chidamu beds = Kimmeridge und Untertithon,
1. Bivalven-Schichten mit *Belemnites Gerardi* OPP. = Oxford.

Nach diesen drei Horizonten sind nur die allerdings sehr reichhaltigen Funde der Expedition des Jahres 1892 geordnet.

Die paläontologische Bearbeitung hat 218 Ammonitenarten, 4 Arten von Belemnoidea, 35 Lamellibranchiata und 2 Gasteropoda nachgewiesen. Eine Analyse der Fauna ergibt eine sehr schwache Vertretung von *Phylloceras*, *Lytoceras* und *Haploceras*. Unter den vier selbständigen Stämmen der Gattung *Oppelia* zeigt nur die *Tenuilobata*-Gruppe (*Streblites*) eine reiche Entfaltung. Eine wichtige Rolle spielt die von KILIAN auch im südfranzösischen Berriasien nachgewiesene Gattung *Spiticeras*, ferner *Himalayites*. Selten sind *Astieria*, *Macrocephalites*, *Simbirskites* und *Kossmatia*. Unter den Perisphincten wetteifern die beiden Untergattungen *Aulacosphinctes* und *Virgatosphinctes* an Artenreichtum. *Grossouria* liegt in einer, *Paraboliceras* in drei Arten vor. Zu den überraschendsten Ergebnissen gehört die überaus reiche Entfaltung der Hoplitiden, insbesondere in den Lochambel beds. Sowohl die primitiven, perisphinctoiden Typen des Obertithons und Infravalanginiens (*Beriasella*, *Blanfordia*, *Kilianella*, *Thurmannia*) als auch die vorgeschritteneren des echten Valanginiens (*Sarasinella*, *Neocomites*, *Acanthodiscus*) sind vertreten.

Keine einzige Form läßt Beziehungen zu solchen des Kelloway erkennen. Als Oxfordformen können die Macrocephaliten, ferner *Belemnites Gerardi* angesprochen werden. Eindeutige Kimmeridge-Typen sind nur spärlich vorhanden, dagegen sehr zahlreiche, die nach ihrem paläontologischen Charakter ebensogut dem Kimmeridge wie dem Untertithon angehören können. Die Hauptmasse der Ammoniten entfällt auf Obertithon und Infravalanginien. Die Existenz des Valanginiens ist sichergestellt, jene des Hauteriviens unwahrscheinlich.

Die tiefste Stufe der Spiti shales, die Belemnite beds mit *Belemnites Gerardi*, grobrippigen Inoceramen und Limen entspricht jedenfalls dem Oxford. Die Chidamu beds enthalten keine Art von Neocomem und nur wenige Arten von obertithonischem Gepräge, dagegen zahlreiche Spezies, die ebensowohl auf Kimmeridge als auf Untertithon hinweisen. Hier ist das Hauptlager der

Perisphincten. In den Lochambel beds dominiert *Hoplites*. Mehrere Arten dieser weitgefaßten Gattung gehören zu den Leitfossilien des europäischen Infravalanginien und Valanginien. Mit ihnen vergesellschaftet sind 11 Arten von *Spiticeras*, die als Typen des Obertithon und Berriasien zu deuten sind, ferner die obertithonischen Genera *Himalayites* und *Blanfordia*. Das untertithonische Element ist in den Lochambel beds gar nicht, das obertithonische aber hinreichend stark vertreten, um zu beweisen, daß hier neben den beiden tiefsten Stufen der Unterkreide auch Obertithon vorliegt.

Chidamu beds und Lochambel beds zeigen jedoch nur im allgemeinen eine nette Sonderung der Formen. Über die feinere Verteilung der Typen in den Spiti-Faunen wissen wir noch nichts. Die Durchführung einer solchen feineren Gliederung wird aber durch die gleichartige Ausbildung der Spiti shales außerordentlich erschwert. Die Spiti shales bestehen fast ausschließlich aus dunklen Schiefertönen mit Geoden, in denen die Versteinerungen, zumeist als Steinkerne, eingeschlossen sind. Nur in den Belemnite beds liegen die Fossilien frei auf den Schieferungsflächen.

In faunistischer Hinsicht ist die Spiti-Fazies durch die Vorherrschaft der Cephalopoden und deren Vermischung mit einer echt benthonischen, schlammliebenden Bivalvenfauna ausgezeichnet. Der Bildungsraum der Spiti shales war vermutlich ein tieferes, küstenfernes, aber noch mit terrigenem Sediment versehenes Meer. Die Gesamtmächtigkeit der Spiti shales von 500 Fuß für sechs stratigraphische Hauptstufen (Oxford—Basis des Hauterivien) entspricht keineswegs einer sehr reichlichen Schlammzufuhr. Die Ammoniten sind fast immer mit einem Teil der Wohnkammer, häufig mit ganzer Wohnkammer und Mündungsrand erhalten. Auffallend ist der vollständige Mangel an Aptychen. Verf. betrachtet die Ammoniten der Spiti shales als nektonische Cephalopoden, die an Ort und Stelle gelebt haben. Unter den europäischen Ablagerungen der Unterkreide stehen die Wernsdorfer und Teschener Schiefer der beskidischen Karpathen faziell den Spiti shales am nächsten. Vollkommene fazielle Übereinstimmung besteht mit den von G. BÖHM beschriebenen schwarzen, geodenführenden Tönen der Sulu-Inseln im Malayischen Archipel.

Die Fauna der Spiti-Schiefer zeigt eine viel engere Verwandtschaft mit den gleichalterigen mediterranen Ammonitenfaunen, als mit solchen des borealen Reiches. Nur *Aucella* und eine Art von *Simbirskites* weisen auf einen borealen Einschlag hin. Die übereinstimmende Entwicklung der Fauna und Fazies im Himalaya und auf den Molukken drängt zur Aufstellung eines großen, einheitlichen marinen Ablagerungs- und Lebensbezirkes, des Himalayischen Reiches, als dessen neritische Ausläufer der Jura von Cutch und der Salt Range anzusehen sind.

C. Diener.

Marian Salopek: Über den oberen Jura von Donji Lapac in Kroatien. (Mitt. geol. Ges. Wien. 3. 1910. 541—551. Mit 1 Taf.)

Über Dolomit liegen z. T. braungefleckte Kalke des Jura, die als Baumaterial gebrochen werden, und eine nicht sehr gut erhaltene Ammoniten-

fauna geliefert haben. z. T. auch Kalkschiefer und Plattenkalke mit verdrückten Ammoniten. Darüber folgt Rudistenkalk. In den Kalkschiefern, die vielleicht ein tieferes Niveau als die gefleckten Kalke einhalten, fanden sich: *Aulacosphinctes Mörikeanus* OPP. sp., *Idoceras Balderus* OPP. sp. und *Simoceras Doublieri* D'ORB. sp.; die beiden letzteren deuten auf ein Alter = ober- γ bis unter- δ . — In den Fleckenkalcken herrschen *Virgatosphinctes* UHLIG und *Aulacosphinctes* UHLIG, ferner findet sich *Grossoucria* und *Ataxioceras*. *Virgatosphinctes* n. sp. ind., aff. *denseplicatus* WAAGEN erinnert an das indische Tithon; *V. ulmensis* OPP. var. spricht, da *ulmensis* auch in den *pseudomutabilis*-Schichten vorkommt und in Siebenbürgen in den Schichten des *acanthicus* nachgewiesen ist, für höheres Alter als der ursprüngliche Leit-horizont ζ in Schwaben.

Entsprechende Fleckenkalke mit den beiden erwähnten *Virgatosphinctes* finden sich auch in Dalmatien, und sind wohl in beiden Fällen der Zone des *Amm. pseudomutabilis* zuzurechnen; die Entwicklung des Jura schließt sich eng an den schwäbischen Typus an. Durch dieses Vorkommen werden die einst angenommenen scharfen Grenzen der Juraprovinzen NEUMAYR's strittig gemacht.

Wepfer.

Lewinski, Jan: Les dépôts jurassiques du versant occidental des montagnes de Swiety Krzyz. (Extrait des Compt. Rend. de la Société Scientifique de Varsovie. 5. Heft 8. 501—599. 1912.)

Burckhardt, Carlos: Faunes jurassiques et cretaciques de San Pedro del Gallo. (Instituto Geologico de Mexico. 1912.)

Quartärformation.

XI. Congrès géol. internat. Compte rendu, Stockholm, 1912:

3. Les changements du climat postglaciaire.

F. Frech: Über die Mächtigkeit des europäischen Inland-eises und das Klima der Interglazialzeiten. p. 333—357.

Behandelt zwei Fragen: Ob aus den Säugetierformen der älteren Quartär-schichten, der Konchylienfauna des interglazialen Lösses oder aus der Höttinger Flora ein Rückschluß auf wärmeres Klima der interglazialen Perioden berechtigt ist und weiter die Frage nach der Mächtigkeit des norddeutschen Inland-eises. Biologische Beobachtungen führen zu dem Schluß, daß die Mengung von wärme- und kälteliebenden Tieren besser durch das Anpassungs-vermögen der Wärmetiere zu erklären ist; alles spricht für Einheitlichkeit der Wärme während der ganzen quartären Eiszeiten, eine nacheiszeitliche Wärmesteigerung bedingt das Aussterben einiger Tiere. Die postglaziale (eventl. dem Interglazial II angehörende) Flora und Landschneckenfauna von Canth und Ingramsdorf bei Breslau (dem in Norwegen beobachteten postglazialen Klimawechsel entsprechend), die Höttinger *Rhododendron*-Flora (von typisch ozeanischem Klima) und die Lößschnecken erweisen, daß im Postglazial kein arktisches Klima geherrscht haben kann, sondern ein dem heutigen nahe-

stehendes. Das letzte Interglazial und der letzte Gletschervorstoß hatten in Norddeutschland nur geringe Bedeutung. Die Mächtigkeit des Eises in Schlesien betrug, wie aus Beobachtungen am Rummelsberg und Zobten gefolgert wird, nur etwa 200 m.

P. Tutkowski: Das postglaziale Klima in Europa und Nordamerika, die postglazialen Wüsten und die Lößbildung. p. 359—369.

Nimmt hinter dem Rande des zurücktretenden Inlandeises das Vorhandensein von Wüsten (Deflationszone) und Steppen (Inflationszone) an; Löß ist äolische Bildung. In der pleistocänen Vereisung sind zwei verschiedene Areale zu unterscheiden, das der Niederschlagsanhäufung im hohen Norden und das des sich bewegenden Inlandeises. Letzteres bedingte in der Atmosphäre einen scharfen Kontrast der Bedingungen über und außerhalb der Eisdecke: über der Decke erhöhter atmosphärischer Druck, außerhalb „glazialer Föhn“. Dieser kam erst zur Geltung unter den Bedingungen der Abschmelzzeiten und lieferte die Wüstenzone und außerhalb die Steppenzone. Freiwerdende Wasserflächen in den nördlichen Gebieten vernichteten den Charakter der Deflationszone, es entstanden dort Tundren, Moore und Wälder.

G. Andersson: Die Veränderungen des Klimas seit dem Maximum der letzten Eiszeit. p. 371—377. Referat.

E. Brückner: Über die Klimaschwankungen der Quartärzeit und ihre Ursachen. p. 379—389.

Verf. betont, daß die Eiszeit ein allgemeines Phänomen war. Die Entwicklung des Glazialphänomens ist abhängig von der Lage der Schneegrenze, dazu kommen geographische Momente (s. schwedische Eisscheide, Antarktis, deren größte Eisausdehnung vielleicht in ein Klimaoptimum fiel). Weiter wird herangezogen die Wiederholung der Eiszeiten sowie die historischen Klimaschwankungen. Die quartären Klimaschwankungen haben sich gleichzeitig auf der ganzen Erde ereignet, ihre Intensität zeigt zonale, regionale und lokale Unterschiede, ihre primäre Ursache können nur Temperaturschwankungen gewesen sein.

A. Woeikof: Les variations du climat depuis la dernière époque glaciaire. p. 391—403.

Betont den Wert der Binnenseen als Gradmesser der Klimaschwankungen, bestreitet eine kontinuierliche Austrocknung der heutigen ariden Gegenden (mit Ausnahme der nordamerikanischen und turkestanischen alten Seebecken); Binnendünen; Ursache der Eiszeit sei nicht bloße Temperaturerniedrigung, sondern Erhebung der Gebirge; die Interglazialzeiten sind ihm ein Stein des Anstoßes.

Diskussion: ARCTOWSKI, SERNANDER, v. KOENEN, LEPSIUS, BLANCKENHORN, JENTZSCH, BROCKMANN-JEROSCH, ANDERSSON. BRÜCKNER, WOEIKOF. (Diagramm der Temperaturentwicklung in Schweden nach Auffassung von ANDERSSON und SERNANDER; lokale Ursachen, wie tektonische Bewegungen, Einwirkung des Golfstromes; glaziale Schollen; Wärmeverhältnisse der letzten Eiszeit den heutigen ähnlich.)

4. L'érosion glaciaire.

W. M. David: American studies on glacial erosion. p. 419—427.

Bespricht unter Bezugnahme auf die amerikanische Literatur die Methoden des physiographischen Problems der Glazialerosion.

A. G. Högbom: Über die Glazialerosion im schwedischen Urgebirgsterrain. p. 443. 429—441.

Die glaziale Denudation hat auf den Urgebirgsplateaus Schwedens keinen sehr großen Betrag gehabt, sie hat sich vorwiegend auf die Zerklüftungszonen, Spaltlinien u. a. beschränkt; ausräumende und zerbrechende Wirkung, Abschleifen haben sie verschärft und abgeputzt; auch die fluvioglazialen Wirkungen sind in Betracht zu ziehen.

A. Penck: Über glaziale Erosion in den Alpen. p. 443—461.

Das charakteristische Gebilde der glazialen Erosion in den Alpentälern ist der Trog, das breite, steilwandige U-Tal mit seiner Übertiefung; seine steilen Wandungen mit der Schliiffkehle laufen bis zur Trogschulter. Im Gebirge kommt in erster Linie die dirigierte Glazialerosion zur Geltung, sie ist von der selektiven grundsätzlich nicht verschieden.

H. Reusch: A few words on the effect of glacial Erosion in Norway. p. 463—467.

In Norwegen ist sowohl die Wasser- als die Eiserosion zu erkennen.

O. Nordenskjöld: Über die Fjorde und Fjordgebiete. p. 469—473.

Fjorde finden sich da, wo Täler in einem gebirgigen, einst stark vergletscherten Küstengebiete vorkommen; ihre Fjordform verdanken diese Täler der Einwirkung des strömenden Eises. Auch bei Bildung der „Strandebene“ hat das Eis mitgewirkt, unten durch Frostverwitterung.

A. Hamberg: Über die Erosionsformen der Talwasserscheiden als Beweis einer glazialen Erosion. p. 475—476.

Im Sarekgebirge verlaufen mehrere Haupttäler quer durch das Gebirge, ursprünglich bestanden oben geschlossene Sacktäler, deren Scheidemauer durch Eiserosion niedergebrochen wurde.

Diskussion: BALTZER, WAHNSCHAFFE, STOLLEY, HAMBERG, PENCK, SEDERHOLM, HÖGBOM, BRÖGGER, REUSCH, SALOMON, DÉCHY, HEIM, HOLST: Fließendes Wasser kann auch mit an der Übertiefung gearbeitet haben. „Eisabtrag“ statt Eiserosion. Frostsprengung, erratische Schollen (nach HÖGBOM bei den quartären Dislokationen entstanden, Analogie mit den tektonischen Überschiebungen). Nach HEIM wird die aushobelnde Tätigkeit der Gletscher zu groß angenommen. DÉCHY verweist auf den Kaukasus, dem Randseen und größere Talseen fehlen, weil die diluviale Vereisung nicht über den Rand des Gebirges hinausreichte; fand auch hier Nachweise von Oszillationen.

5. Glaciers. Phénomènes quarternaires.

R. Lepsius: Die Einheit und die Ursachen der diluvialen Eiszeit in Europa. p. 1027—1033.

Über das Thema ist bereits früher referiert, dies. Jahrb. 1911. I. 122.

W. v. Lozinski: Die periglaziale Fazies der mechanischen Verwitterung. p. 1039—1053.

Behandelt das im Jahre 1909 veröffentlichte Thema. In der Eiszeit war die mechanische Verwitterung durch Spaltenfrost am stärksten; eine Karte zeigt die Verbreitung der diluvialen Blockbildungen in Mitteleuropa.

K. Gorgjanovic-Kramberger: Über eine diluviale Störung im Löß von Stari-Slankamen in Slavonien. p. 1055—1061.

Die Lokalität liegt am östlichen Ende der Fruska gora. Ein älterer Löß mit drei Verwitterungszonen und einer Schotterbedeckung ist geneigt und wird von einem jüngeren diskordant überlagert. — Das Diluvium Slavoniens wird folgenderweise gegliedert:

1. Vorlößzeit. Absätze stehender Gewässer, z. T. mit Konchylienmergeln, 2. Lößzeit in Wechsel von trockenerem und nasserem Klima, 3. Nachlößzeit, am Nordabhang der Fruska gora Niederterrasse.

J. van Baren: Roter Geschiebelehm als interglaziales Verwitterungsprodukt. p. 1063—1068.

Vergl. dies. Jahrb. 1911. I. -300- und 1912. I. -525-.

A. P. Coleman: The lower Huronian Ice Age. p. 1069—1072.

Sucht eine Eiszeit für das Huron Canadas nachzuweisen: weit verbreitete ungeschichtete Grauwacke mit geschrammten Geschieben, übereinstimmend mit dem südafrikanischen Dwyke-Tillit.

A. Jentzsch: Über den Schuppenbau der Glazialbildungen. p. 1073—1077.

Vordringendes Eis zerstört seine früheren Gebilde, bei den Glazialbildungen hat Auftrag und Abtrag wiederholt an demselben Ort gewechselt. Ein ideales Zeitprofil würde daher einen Schuppenbau darstellen, von welchem nur die jüngste Schuppe in unsere Zeit hineinragt. Die distale (zentrifugale) Wanderung der Schuppen erfolgte beim Höhenwachstum des Eisentrums und bei wechselnden Druckspannungen des Eises (fortschreitend und periodisch). Bei geringem Überdruck des Eises sammelt sich unter ihm das Schmelzwasser so lange und so hoch, bis sein Gegendruck wieder eine Bewegung des Eises ermöglicht; auch durch örtliche Wasseranstauungen werden sich Maxima und Minima bilden. Bei geringer Mächtigkeit des Eises wird der Einfluß der subglazialen Wasser stärker; beim Rückweichen des Eises werden sich daher örtliche breite Talgletscher vorschieben, während der allgemeine Eisrand zurückweicht und es kann sich neben den radialen auch laterale Schuppenstruktur

bilden (so erklären sich u. a. auch die sich kreuzenden Schrammen). Wechselagerung von Geschiebemergel mit Sanden oder Ton, aus denen zuweilen einzelne der unteren Bänke flächenhaft zutage treten (sogen. Vorschüttungssande), sind bedingt durch die radiale und laterale Schuppenstruktur des Glazials.

Wegen der Schuppenstruktur darf man auch gleichartige Schichtenfolgen nicht ohne weiteres zeitlich parallelisieren (der Elbinger Yoldienton wird von Moräne des jüngeren baltischen Eisstromes bedeckt, der schwedische liegt über der jüngsten Moräne (vergl. auch die zwischen Geschiebemergeln eingelagerten Süß- und Meereswasserschichten).

H. Menzel: Das Problem der *Anodonta*. p. 1079—1088.

Anodonta ist nicht Leitform für gemäßigtes Klima, wie JOHANNSEN behauptet; sie findet sich zusammen mit arktischen Fossilien. Auf Grund der Binnenmollusken hat MENZEL folgende Zonen unterschieden:

1. Arktische Konchylien (*Dryas*-Zeit).
2. *Planorbis stroemii* (*Ancylus*-Zeit z. T.).
3. *Planorbis umbilicatus* und *Bythinia tentaculata* (*Ancylus*-Zeit letzter Teil bis *Litorina*-Zeit ungefähr).
4. *Planorbis corneus* und *Paludina vivipara* (Ende der *Litorina*-Zeit und Beginn der *Mya*-Zeit).
5. *Dreissensia polymorpha* und *Helix pomatia* (Ende der *Mya*-Zeit und Gegenwart).

A. Pécsi: Théorie de l'âge glaciaire. p. 1107—1108.

Infolge der Insolation kühlt sich die Erde jetzt nicht ab, sondern erwärmt sich mehr (Rückgang der Gletscher!). Die niedrigere Temperatur der früheren Zeit erklärt die Eiszeit.

Ph. Negris: Note sur la régression quaternaire du Péleponèse. p. 1109—1110.

Gehobene Strandlinien in Griechenland (nach Norden an Höhe abnehmend) werden zu erklären gesucht durch Gegenwirkung der polaren Eisbelastung, der später eine (vielleicht mit allgemeiner Senkung des extraglazialen Europa verbundene) Senkung gefolgt sein soll.

E. Geinitz.

R. Bärtling: Das Diluvium des niederrheinisch-westfälischen Industriebezirks und seine Beziehungen zum Glazialdiluvium.

H. Menzel: Die Quartärfauna des niederrheinisch-westfälischen Industriebezirkes. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1912. Monatsber. 155—200.)

Im Gebiet der Ruhr finden sich 5 Terrassen, die drei diluvialen besitzen eine Höhenlage von 10—15, 20—25, 40—50 m über der heutigen Talaue, ihr Zusammenhang mit denen des Rheins ist noch nicht sicher. Sie zeigen eine

gewisse Abhängigkeit von der Tektonik des älteren Gebirges. Auf einigen finden sich große nordische Blöcke. Die altdiluvialen Ruhrschotter und das glaziale Diluvium haben einen großen Altersabstand, in der Zwischenzeit fand die erste Anlage der großen Täler statt. Nach dieser Periode starker Erosion lagerte sich auf den präglazialen Schotter ein älterer Löß in großer Verbreitung ab (mit Schneckenfauna). Darauf folgte eine neue Erosionsperiode, über deren Reste sich dann die Grundmoränendecke legte (Ablagerung der einzigen dortigen Vereisung, zum zweiten Glazial gerechnet), resp. eine Steinsohle an der Basis des jüngeren Löß. Das Glazialdiluvium trägt einen senilen Charakter, einige Endmoränen finden sich; die Südgrenze ist bei Essen, aber auch über die Ruhr greifend. In den Tälern wurde die Grundmoräne teilweise wieder ausgeräumt, unter Hinterlassung von grobem Kies mit Säugetierfauna und Spuren des Menschen. Über den Kiesen folgen horizontale Sande mit Schnecken (besonders *Succinea*), in der Mitte Wärmezunahme anzeigend; in den Schneckenschichten eingelagerte dünne Torflager mit Wasserpflanzen (Interglazial 2). Darauf folgen kreuzgeschichtete Sande (Talsande des Glazials 3). Auf den Hochflächen Entkalkung der Grundmoräne und Absatz von Sandlöß und Löß, mit reicher Fauna, z. T. kälteliebend; nach Süden abnehmende Mächtigkeit, die von 2—10 m schwankt (Äquivalent der letzten Vereisung). In den Tälern entsprechend der kreuzgeschichtete Sand mit Säugetierfauna (Cerviden). Erklärlich ist danach die Verschiedenheit der Täler in den vereisten und nicht vereisten Gebieten. Die beiden höchsten Terrassen sind wohl altdiluvial und oberpliocän. Artefakte und zwei menschliche Schädel wurden in verschiedener Tiefe gefunden. MENZEL beschreibt die Fossilien der einzelnen Horizonte und Fundstellen; das p. 165 gegebene schematisierte Profil gibt Auskunft über die näheren Verhältnisse. Der Menschenschädel aus den Moorschichten bei Herne hat vermutlich ein mesolithisches Alter, der von Oberhausen ist älter als Campignien. Von besonderem Interesse sind die Artefakte, obgleich meistens atypisch, wegen ihrer Fundstelle. Eine Tabelle erläutert die Auffassung des Verf.'s. — Aus den folgenden paläontologischen Bemerkungen sei noch hervorgehoben, daß Mammut und wollhaariges Rhinoceros nicht als Zeugen kalten Klimas angesehen werden, wohl aber Renntier. Bei Bewertung der Tatsache, daß die Fauna des Rhein-Herne-Kanals eine „Mischfauna“ ist, muß berücksichtigt werden, daß es nicht sicher feststeht, ob alle Stücke aus einem Horizont stammen.

E. Geinitz.