

Diverse Berichte

Geologie.

Physikalische Geologie.

A. Venturi: Terza campagna gravimetrica in Sicilia nel 1905. (Rend. Accad. Lincei. (5.) 16. Sem. 1. 91—105. Roma 1907.)

Die Schwere ist bestimmt in Mazzara, Sciacca, Girgenti, Terranova. Die Anomalien sind folgende:

Mazzara + 0,039 cm	Sciacca + 0,055 cm
Girgenti — 0,027 „	Terranova + 0,049 „

Diese Resultate passen ganz gut zu dem, was Ref. (dies. Jahrb. Festband p. 150) auseinandergesetzt hat.

Deecke.

G. Costanzi: Abbozzo di una carta delle Isanomale della gravità nell' Europa centrale e nel Giappone meridionale. (Riv. Geogr. Ital. 14. Heft 6—7. Firenze. 1907. 7 p. 2 Karten.)

Verf. hat zwei Karten mit Kurven gleicher Schwere hergestellt, die erste für das südliche Japan, die andere für das mittlere Europa, umfassend das nördliche Italien, die Alpen, Süddeutschland und Österreich-Ungarn. Er hat z. T. anscheinend eine andere Basis gewählt für die Nulllinie. Das ist aber einerlei, da es sich für geologische Dinge nur um die Differenzen handelt. Sehr schön tritt der unregelmäßige Verlauf in Japan hervor. Eine Region geringerer Schwere liegt über N.-Kiushiu und SW.-Shikoku sowie im südlichen Nipon. Beide werden getrennt durch ein vom Stillen Ocean eindringendes Areal größerer Schwere, das von Shikoku bis Kioto reicht, so daß die Nulllinie eine große Schleife nach Süden und einen Bogen nach Westen beschreibt. In Zentraleuropa macht sich der Gebirgsbogen der Alpen auch in den Schwerelinien deutlich bemerkbar. Alpen und Zentralapennin sind Gebiete des Minus, zwischen die sich die Po-Ebene und die Schwereinsel Piemonts einschieben.

Deecke.

A. Riccò: Anomalie della gravità e del Magnetismo terrestre in Calabria e Sicilia. (Ann. Ufficio centr. meteorol. e geodinam. ital. 19. P. 1. 1907. 10 p.)

Dieser Aufsatz ist eine Zusammenstellung der neueren Resultate der Schweremessungen in Sizilien. Aus der Karte ergibt sich ein Minus bei Caltanissetta und zwar von elliptischer, NO.—SW. verlängerter Gestalt. Bedeutendes Plus herrscht längs der ganzen Nordküste und besonders im Südosten, sowie unmittelbar nördlich vom Ätna. Dieser ist ein Gebiet für sich.

Deecke.

A. Riccò: Sur l'activité de l'Étna. (Compt. rend. Paris. 22. Juli 1907.)

Man kennt 138 Ausbrüche des Ätna, diese sind nun geordnet nach Jahreszeiten, Intervallen etc. Dabei ergibt sich, daß die Monate Oktober bis März von den Ausbrüchen bevorzugt sind, nicht aber wegen der Winterregen, auch nicht wegen der Sonnennähe; denn gerade die Monate Januar und Dezember sind arm an Eruptionen. Mit den Syzigien fällt ungefähr $\frac{1}{6}$ zusammen. Jetzt hat der Ätna 15 Jahre Ruhe gehabt, was wohl damit zusammenhängt, daß 1892 die Lava sehr tief ausgeschöpft wurde.

Deecke.

A. Riccò: Attività dello Stromboli. (Boll. Accad. Gioenia d. Sc. Nat. 94. Giugno 1907. Catania. 6 p.)

—: Les paroxysmes du Stromboli. (Compt. rend. Paris 12. August 1907.)

Beide Aufsätze besprechen die Resultate einer statistischen Zusammenstellung der Beobachtungen über die Tätigkeit des Stromboli seit 1891. Es ergibt sich, daß im Durchschnitt alle 9 Monate ein heftiger Ausbruch erfolgte, daß ein Maximum in den August fällt, daß ein kleines Plus sich für den Einfluß von Sonne- und Mondanziehung herausstellt. Mit den kalabrischen Beben hat der Stromboli genetisch nichts zu tun. Der Mondeinfluß ist so zu deuten, daß vielleicht durch diese Anziehung eine bereits vorhandene Spannung im Vulkanschlote zur Auslösung gebracht wird.

Deecke.

G. Mercalli: Sulla stato attuale della Solfatara di Pozzuoli. (Atti Accad. Pontaniana. 37. Mem. No. 6. Napoli 1907.)

Die Solfatara ist wieder einmal genauer untersucht; als Resultat ergibt sich: 1. daß die Fumarolen jetzt hauptsächlich am SO.-Rande liegen; im 17. Jahrhundert befanden sie sich im NO. 2. Daß alle Fumarolen nicht direkt aus dem Zentralschlote gespeist werden, sondern von Radialspalten, auf denen Trachyte dereinst aufgestiegen sind. 3. Daß die Solfatara in ihrer Tätigkeit nicht langsam abstirbt, sondern daß Schwankungen deutlich hervortreten, was auf einen ruhenden, nicht auf einen erloschenen Vulkan hinweist. 4. Die genauen, von MERCALLI vorgenommenen Temperatur-

messungen, die zu 153° führten, zeigen, verglichen mit den Beobachtungen von BREISLACK und DE LUCA, daß sich eine leichte Steigerung seit 1880 bemerkbar macht. 5. Auf dem Boden der Solfatara haben sich mehrere kleine Schlammkrater gebildet, die auch photographiert wiedergegeben werden; diese werden gedeutet als ein Anfang zu einem schlammigen Teiche, der einst den Boden einnahm. 6. Irgend ein Zusammenhang zwischen Vesuv und Solfatara hat auch bei dem Ausbruch von 1906 sich nicht ergeben.

W. Deecke.

G. de Lorenzo: Il Neck subetneo di Motta S. Anastasia. (Rend. Accad. dei Lincei. (5.) 16. Sem. 2. 15—25. Roma 1907.)

Seit langem kennt man vor allem an der Südseite des Ätna Spuren einer vulkanischen Tätigkeit, die in das Postpliocän fällt und vor die Entstehung des Hauptvulkans. Dahin gehören die Cycloopeninseln, die Basalte bei Aci Castello, der Hügel von Paternò und der Fels von Motta S. Anastasia. Auf dem pliocänen Mergel des Siele-Tales und der Gegend von Catania ruht ein Konglomerat diluvialer Schotter, eine deutliche Terrasse am Ätnafuße bildend. In diesem Schotter sind Knochen von *Hippopotamus maior* und *Elephas antiquus* gefunden. Durch diese Konglomerate hat sich basaltische Lava einen Weg gesucht und den Fels von S. Anastasia geschaffen. Es ist dort keine maarartige Bildung entstanden, sondern ein in dem Tuffkrater erstarrter Lavapfropf nach Art der schottischen Necks. Der eigentliche Aschenkegel ist zum größten Teil abgetragen, aber Abschnitte haben sich erhalten und bestehen aus Trümmern der pliocänen Mergel und der jüngeren Konglomerate. Innerhalb dieses Explosionskegels ist der Basalt aufgestiegen, hat die Auswurfsmassen mit zahlreichen schmalen dunklen Gängen durchsetzt und verfestigt und ist selbst in dem Schlote oben kugelig abgesondert, tiefer unten in regelmäßige Säulen zerlegt, erstarrt. Ein Strom wurde nicht ergossen, aber durch die Basaltmassen der Tuff des Explosionskegels gestaucht und verbogen, was man heute noch sehr schön unterhalb des Ortes erkennt.

Deecke.

A. Serra: Studio litologicochimico delle rocce del Coloru (Sardegna Sett.). (Rend. Accad. Lincei. (5.) 16. Sem. 2. 353—356. Roma 1907.)

Coloru (Schlange) heißt ein 10 km langer Lavastrom zwischen Ploagke und Rio de Montes in Nordsardinien. Derselbe ist innen dicht, außen blasig mit Calcit und Aragonitmandeln; er enthält größere Olivineinschlüsse. Im Schliff erkennt man Plagioklasleisten, Augit, Olivin, einzelne Biotite, Ilmenit und Magnetit. Die Analyse ergab: SiO₂ 50,29, Al₂O₃ 18,81, Fe₂O₃ 1,79, FeO 4,91, MnO 0,58, TiO₂ 0,89, P₂O₅ 0,51, CaO 8,49, MgO 3,42, K₂O 1,45, Na₂O 2,86, CO₂ 3,12, S 0,19, Cl 0,03, H₂O bei 100° 1,09, H₂O bei Glühen 2,65; Sa. = 101,08. Das Gestein gehört zu den Deckenbasalten DANNENBERG'S.

Deecke.

G. Dainelli: Contemporaneità dei depositi vulcanici e glaciali in provincia di Roma. (Rend. Accad. dei Lincei. (5.) 15. Sem. 2. 797—801. Roma 1907.)

In den Monti Simburini hat 1896 Viola ein Tal aufgefunden, das Spuren von quartärer Vergletscherung zeigt. Es ist das Becken von Filettino, erfüllt von einem auf altem eingeschnittenen Talboden liegenden Konglomerate. Für die Bildung des letzten ist nach DAINELLI ausgeschlossen fluviale und lakustre Entstehung; es kann nur glazial sein und wäre das Produkt eines Gletschers, der bis 1200 m herabreichte. Weiter oben finden sich Moränen einer jüngeren kleineren Vereisung, ungefähr bei 1540 m. Das Interessante ist nun, daß das Zement dieser jüngeren Moränen Feldspat, Glimmer, grünen Augit, Titaneisen und anscheinend zersetzten Leucit enthält, also Mineralien der zu den Albaner Vulkanen gehörigen Aschen. Daraus ergibt sich, daß Eruptionen dieser Vulkangruppe in der Würmeiszeit erfolgt sind.

Deecke.

E. H. L. Schwarz: The Coast-Ledges in the South-West of the Cape-Colony. (Quart. Journ. Geol. Soc. London. 62. 70—87. 1906.)

Die Arbeit zeigt, daß in Südafrika oberhalb und unterhalb des Meeresspiegels Küstenterrassen von großer Ausdehnung in Länge und Breite und von z. T. sehr erheblich verschiedener Höhenlage vorhanden sind.

Die auffallendste dieser Terrassen erstreckt sich von Caledon im Westen bis Port Elizabeth im Osten. Sie steigt von 600 bis zu 800 Fuß Meereshöhe an. Sie ist im Westen in die devonischen Bokkeveld-Schiefer eingeschnitten und wird von so zahlreichen steilwandigen Schluchten durchzogen, daß sie jetzt eigentlich nur noch aus einer großen Zahl schmaler Rücken („ruggens“ im Holländischen) besteht. Die Oberfläche dieser Rücken wird von jungen Bildungen bedeckt und zwar in der Nähe des gebirgigen Hinterlandes der Terrasse von Ablagerungen großer, vom Wasser gerundeter Gerölle, die oft durch ein kieseliges Zement miteinander verkittet sind. In größerer Entfernung von dem gebirgigen Hinterland beginnen Kieslager, die gleichfalls eine Verkittung und zwar entweder durch Kieselsäure oder durch Eisenverbindungen erfahren haben können. In noch größerer Entfernung stellen sich sandige Lehme ein, die stellenweise an der Oberfläche entweder zu „ironstone“¹ oder zu einem Quarzit („burrstone or freshwater quartzite“) erhärten.

In der östlichen Strecke von George Town bis Port Elizabeth wird der Plateau-Charakter der Terrasse deutlicher. Die Gesteine, in welche sie eingeschnitten ist, sind hauptsächlich Tafelbergsandstein und Granit; und diese beiden widerstehen der Verwitterung viel länger als die Bokkeveldschiefer. Der Charakter des Bodens und infolgedessen auch der Vegetation ist in den beiden Teilen des Plateaus ganz verschieden. Der west-

¹ Wörtlich „Eisenstein“, vielleicht Ortstein? Vergl. S. -47-. Ref.

liche Teil, das „Ruggensveld“, hat nur sehr wenig, aber guten „süßen“ Boden. In dem östlichen Teile ist der Boden sauer; die Vegetation hat Haidecharakter. „Unter dem Sand entsteht auf dem sauren Veld gewöhnlich ein Eisenstein, der sich dadurch bildet, daß das Wasser die Eisenverbindungen aus den Gesteinen herauslöst. Dieser Eisenstein läßt die Wurzeln der Pflanzen nicht in das Gesteinssubstratum eindringen. Wo dies Granit ist, der doch Pflanzen die beste Mineralnahrung bietet, wie Kalke, Phosphate, Kali, ist die Oberflächenvegetation gerade so arm wie auf dem Tafelbergsandstein.“ Auch ein Profil auf p. 71 erläutert diese Verhältnisse. Man sieht darin unter einer Humusschicht eine Lage von „grauem sandigem Boden, darunter eine Lage von Eisenstein“, dann eine ganz dünne Lage von Bruchstücken von Quarz und darunter erst die festen Gesteine, in diesem Falle Granit mit einer Quarzader. [Ref. muß bekennen, daß die ganze Schilderung des Eisensteins und seines Verhaltens zur Vegetation ihn dermaßen an die Ortsteinbildungen unserer Klimate erinnert, daß er den Wunsch nach einer Prüfung des „Eisensteins“ auf humose Substanzen in dem Kitt aussprechen möchte. Gegen eine wirkliche Übereinstimmung spricht allerdings die Angabe des Verf.'s, daß der eisenschüssige Sand nach Entfernung des darüber liegenden Bodens härter und schließlich zu einer massiven Lage von festem Eisenstein wird. Ortstein verhält sich bekanntlich umgekehrt. Daß der dem „Eisenstein“ gelegentlich gegebene Name „Laterit“ unzutreffend ist, hebt auch Verf. hervor. Seine Entstehung dürfte wohl noch am ersten der unseres allerdings unter anderen Bedingungen entstehenden Raseneisensteins entsprechen.]

Die geschilderten jungen Bildungen auf der Terrasse wurden bisher für Flußablagerungen gehalten, die Terrasse selbst für „the base-level of river-erosion“, also etwa ein durch Flußerosion übrig bleibendes Peneplain. Man stützte sich dabei auch darauf, daß in Komgha, im äußersten Osten der Kolonie, einige der Süßwasserquarzite *Chara*-Samen enthalten. ANDERSON hat aber dieselben Samen auch in Ablagerungen eines Lagunenstrandes der Zuluküste gefunden. Und die betreffende Lagune liegt zweifellos auf einer eben erst über das Meeresniveau gehobenen marinen Abrasionsterrasse.

Die Breite der besprochenen Terrasse ist bei Caledon und Swellendam etwa 15—20 (engl.) Meilen, am Fuße der Zitzikammaberge aber nur 3 bis 4 Meilen. Eine Skizze erläutert ihr Aussehen. Verf. zeigt nun in sehr überzeugender Weise, daß es sich hier offenbar um eine marine Abrasionsterrasse handelt und daß die Kiese, Sande und Schotter die Ablagerungen des an dem gebirgigen Hinterland brandenden Meeres sind.

Eine Stütze für diese Auffassung ist auch die folgende Tatsache. Östlich von Port Elizabeth beginnt eine zweite Terrasse. Ihre gegen das Meer gerichtete Front ist 150—200 Fuß hoch. Sie steigt rückwärts langsam an und erreicht am Fuße der nächst höheren Terrasse eine Höhe von 460 Fuß. Sie ist nun ganz von unzweifelhaft marinen Kiesen bedeckt; ja diese sind mitunter mit Muschelablagerungen verknüpft, für die ein großer *Pectunculus* charakteristisch ist. Die meisten darin gefundenen Muscheln gehören Spezies an, die noch heute dort an der Küste leben.

Die größeren Formen aber kommen heute nur noch an der Küste von Natal vor.

Verf. unterscheidet die erst beschriebene höhere Terrasse von dieser zweiten als das Uplandplateau.

In den Bergen, welche die höhere Terrasse landeinwärts begrenzen, sind Reste eines noch höheren Plateaus erhalten. Sie sind von genau denselben Kies-, Eisenstein- und Quarzitbildungen bedeckt wie das Uplandplateau und sind in einer besonderen Abhandlung „High-Level Gravels of the Cape“ beschrieben¹. Hier werden sie nur kurz erwähnt.

Bei einer Besprechung der Dünen von Bredasdorp, Riversdale, George und Knysna wird hervorgehoben, daß die Küstensande des südlichen Afrika Muschelsande sind. Die Schalen werden so lange von der Brandung zerkleinert, bis der Wind sie forttragen und als Dünen anhäufen kann. Aber dieser Muschelsand verfestigt sich sehr leicht durch darin zirkulierendes Wasser zu einem festen Kalkstein, der sogar als Baustein benützt werden kann. Es ist nun bemerkenswert, daß die Basis der kolossalen bei Cap Infanta gelegenen Dünen von etwa 100 Fuß über dem Meere nach Westen unter das Meeresniveau heruntergeht. In den verfestigten Dünensand aber sind an mehreren Stellen, z. B. an der Küste von George verschiedene Strandlinien oder Terrassen in geringem Vertikalabstand übereinander eingeschnitten, und man kann den Nachweis führen, daß diese Terrassen nicht bloß über dem Meeresniveau, sondern auch darunter vorhanden sind. Dabei kann kein Zweifel darüber bestehen, daß sie durch die Meeresbrandung eingeschnitten wurden.

Die Kaphalbinsel erstreckt sich von Cape Point bis zur Tafelbai als eine steil abfallende Sandsteinmasse, die mit der gebirgigen Hauptkontinentalmasse durch eine flache Niederung, die Cape Flats, verbunden ist. Auch die Entstehung dieser Ebene, deren felsiger Untergrund entweder mit dem jetzigen Meeresniveau zusammenfällt oder doch nur wenig davon abweicht, wird vom Verf. der Meeresabrasion zugeschrieben. Dabei wird allerdings nicht erklärt, warum dann nicht auch die Berge der Halbinsel und des benachbarten Kontinentalgebirges eine entsprechende Abrasion erfuhren.

Bei Cape Point befindet sich eine gehobene Strandterrasse in etwa 100 Fuß Höhe über dem Meeresniveau, und ROGERS beschreibt einige in ähnlichem Niveau liegende Geröllablagerungen von der Westküste nahe dem Van Rhy'n's-Dorp-Gebiet. Dort liegt an der Basis ein sehr eisenschüssiges Konglomerat mit Geröllen von bis zu einem Fuß Durchmesser, aus sehr verschiedenartigen Gesteinen zusammengesetzt. Darüber folgt ein eisenschüssiger, stellenweise verkieselter Sandstein. In Bamboes Bay geht dasselbe Konglomerat nach oben in Sandstein und dieser wieder in eine kalkige Küstenablagerung mit noch jetzt an der Küste lebenden Muschelspezies über.

Außer den durch die angeführten Beobachtungen bewiesenen Terrassen in ungefähr 700 Fuß Höhe über dem Meeresniveau bzw. wenig abweichend vom jetzigen Meeresniveau ist noch eine submarine Terrasse nachweisbar.

¹ Trans. Phil. Soc. South Africa. 15. 1904.

Lotungen nahe der SW.-Ecke von Südafrika weisen in sehr geringem Abstand von der Küste bereits Tiefen von 40—50 Faden nach. Dann folgt ein langsamerer Abfall des Seebodens bis zu 90 oder 100 Faden. Dabei scheint aber auch dieser Abfall kein gleichmäßig geneigter Hang zu sein, sondern es folgen eine Reihe von schmalen Terrassen untereinander. Würde sich das Land um 600 Fuß heben, so würde es sich etwa 150 Meilen weiter nach Süden ausdehnen, seine Spitze würde sich etwas mehr nach Osten verschieben. Man würde dann über dem Meere eine ausgeprägte Plateauterrasse in etwa 600, eine andere in 1300 Fuß haben. Die submarine Terrasse heißt nach dem Cap Agulhas die „Agulhas Bank“. Ob unter ihr noch Terrassen vorhanden sind, ist zweifelhaft und dem Verf. nicht wahrscheinlich. Er bezeichnet ihr Niveau daher mit einem neugeprägten Terminus als „the absolute base-level of erosion“, „that level beyond and below which the action of running water was never effective“ (absolutes Basisniveau der Erosion, das Niveau, jenseits dessen [sc. vom Festlande aus gerechnet] und unter dem das fließende Wasser niemals tätig war).

Dabei bezieht sich Verf. natürlich nur auf die Zeit, in der die wesentlichen Züge in der Form der Kontinente bereits vorhanden waren, also in Südafrika auf posttertiäre Zeiten.

Außer den bereits angeführten Beobachtungen gibt es nur noch eine Reihe von mehr vereinzelt, die auf die Existenz einer noch größeren Anzahl von Strandplateaus deuten. Sie müssen in der Originalarbeit verglichen werden. Hier sei dagegen die Tabelle mitgeteilt, in der Verf. seine Beobachtungen zusammenfaßt.

Tabelle der wichtigeren Strandterrassen in der Kapkolonie.

Name der Terrasse	Westgebiet	Mittelgebiet	Ostgebiet	Native Territories
Cyphergat . . .	5000—6000' (?)	5000—6000' (?)	5450' (?)	—
Sterkstroom . . .	3500—4000 (?)	4000 (?)	4406 (?)	4500' (?)
Kentani	—	—	2500	2500
De Vlugt	1500	1000	1500	1500
Uplands	700	463	467	600
Bamboes Bay . . .	50—100	200	157	50—200
Seeniveau	—	—	—	—
Agulhas	— 600	—	—	—

Jedenfalls geht aus dieser Tabelle hervor, daß eine Anzahl von Abrasionsküstenebenen rings um Südafrika existieren und daß die Niveaus dieser Ebenen an den verschiedenen Örtlichkeiten nicht unbeträchtlich wechseln. Die mit Fragezeichen versehenen Fußzahlen beziehen sich auf Terrassen, bei denen die Entstehung durch marine Erosion dem Verf. noch zweifelhaft ist.

Zum Vergleiche mit Südafrika werden entsprechende nordamerikanische, europäische und nordafrikanische Küstenplateaus herangezogen. Verf. erwähnt das Plateau der britischen Inseln, dessen Rand als die „100 Fadenlinie“ bekannt ist. Er hebt hervor, daß es an seinem Rande steil bis zu

7—8000' abfällt und faßt diesen Boden als das absolute Basisniveau der Erosion auf. Südwestlich von Spitzbergen liegt ein Plateau 2418' unter See mit Tiefen von 8100' unmittelbar außerhalb seines Randes. Noch weiter weg senkt sich der Ozeangrund bis 15 900'. Zwischen Grönland und Island ist das versunkene Plateau 1500' tief.

Die ertrunkenen Täler Europas öffnen sich gegen den Meeresboden in Tiefen von 7—9000'. Südlich der Straße von Gibraltar liegt das Kontinentalplateau in 7200' Tiefe. Im nördlichen Atlantischen und im Arktischen Ozean sind Litoralmscheln aus Tiefen von 8500' gedredt worden.

Auf Grund aller dieser Angaben nimmt Verf. das absolute Basisniveau der Erosion für die Ostseite des nördlichen Atlantischen Ozeans zu im Durchschnitt 9000' an.

HULL hat nun eine Karte des Meeresgrundes westlich der Kongomündung publiziert und weist dort ein ertrunkenes Tal nach, das erst in 12 600' Tiefe in das absolute Basisniveau übergeht. Südlich dieses Punktes hebt sich aber nach den Untersuchungen des Verf.'s dasselbe Niveau bis zu 1000' unter den Meeresspiegel.

Auf der Westseite des Atlantischen Ozeans existiert ein entsprechendes kontinentales Plateau, das 200—250' unter dem Meeresspiegel liegt und einen äußeren Saum hat, der noch ein paar hundert Fuß tiefer liegt. Außerhalb dieses folgt ein langer allmählicher Abstieg zu Tiefwasser, meist ohne Unterbrechung durch Terrassen. Nur das „Blake Plateau“ unterbricht ihn an einigen Stellen durch eine Terrasse von 2500—3500, im Durchschnitt etwa von 2700' Tiefe. Die submarinen Täler, welche diese Plateaus durchschneiden, erreichen Tiefen von bis zu 12 000' unter dem Spiegel. Selbst in diesen großen Tiefen aber sind anscheinend Ebenen vorhanden, welche vermutlich einmal von der Brandung gebildet wurden z. B. südöstlich von New Jersey in 9000—10 500' Tiefe. Die noch größeren Tiefen hält auch Verf. für Depressionen, die unter das Basisniveau der Erosion heruntergehen.

Es scheint also, daß das absolute Basisniveau der Erosion an der Westküste des Nordatlantischen Ozeans um 4000' tiefer liegt als an der Ostseite. Die folgende Tabelle stellt die Tiefen der Hauptküstenebenen dar.

Nordatlantischer Ozean		Nordatlantischer Ozean		Südafrika	
Westseite		Ostseite			
				Kentaniplateau	2500'
				De Vlugt-	
				plateau . .	1500
				Uplandsplateau	700
Meeresniveau	—	Meeresniveau	—	Meeresniveau .	—
Kontinental-		Kontinental-		Agulhasplateau	— 600
terrasse .	— 300'	terrasse .	— 600'		
Blake Plateau	— 2700	Island-		Abs. Basis-	
		terrasse . .	— 1200	niveau . .	— 1200
Abs. Basis-		Abs. Basis-			
niveau .	— 12000	niveau . .	— 9000		

Auf Grund der vorstehenden Ausführungen über die Lage des absoluten Basisniveaus der Erosion kommt Verf. zu einer Reihe sehr interessanter Ausführungen, die auch noch wiedergegeben zu werden verdienen, wenn auch gegen vieles Einwürfe erhoben werden dürften.

Alle Landmassen sind einer oszillierenden Bewegung unterworfen. Der atlantische Teil von Europa und Amerika sind in der niedergehenden Bewegung bis zu beinahe dem tiefsten Niveau gelangt („have very nearly reached bottom“). Südafrika hat dagegen in der aufwärts gerichteten Bewegung nahezu den höchsten Punkt erreicht. Dementsprechend seien nun auch die topographischen Charaktere verschieden. In Europa stoßen benachbarte Flußsysteme nahe am Kamme der trennenden Rücken zusammen. In Südafrika sind die Strombetten durch große Flächen von Plateauland getrennt, und die jetzigen Ströme bilden nur schmale V-förmige Schluchten. „In Europa sind die Täler weit, große Flächen von Alluvionen dehnen sich längs der Stromränder aus und bilden Deltas an den Mündungen. In Südafrika sind die Täler fast immer in den Fels eingeschnitten, die Flüsse münden durch Felsentore in das Meer. In Europa reicht ein niedriger Staudamm aus, um enorme Wassermengen zu sammeln“. In Südafrika müßten, um entsprechende Wassermengen zu stauen, die Dämme so hoch und dick werden, daß sich ihre Erbauung meist nicht lohnt. In Europa sei das Land so lange Zeit im Sinken, daß die Flüsse dauernd behindert und ihre Tiefenerosion zum Stehen gebracht sei. In Südafrika ist die Hebung so anhaltend gewesen, daß die Flüsse energische Tiefenerosion ausübten und oft sich nicht in gleichem Maße einschneiden konnten, wie die Hebung wirkte, so daß dann Wasserfälle entstanden.

Man sieht, daß diese geistvolle Gegenüberstellung etwas schematisch ist und darum in manchem Punkt zum Widerspruch herausfordert.

Wilhelm Salomon.

E. J. Garwood: The Tarns of the Canton Ticino (Switzerland). (Quart. Journ. Geol. Soc. London. 1906. 62. 165—194. Pl. VII—XXI.)

Die reich mit Tafeln ausgestattete Arbeit enthält ein topographisches Kärtchen des Piora- und des ganzen Gotthardgebietes, gut gelungene Photographien der Laghi Ritom, Tom, Cadagno, des Lago Scuro, Lucendro, Tremorgio, Sella und einiger anderer Punkte des Gotthardgebietes, sowie sehr willkommene topographische, mit Isobathen versehene Spezialkärtchen der Laghi Ritom, Tom, Cadagno, Scuro, Lucendro.

Die Seen des untersuchten Gebietes zerfallen nach dem Verf. in zwei Gruppen, in die ganz oder teilweise von losem Material abgedämmten und in die von festem Fels abgeschlossenen Becken. Die erstere Gruppe (I) besteht aus: a) Lago Camoghè, L. Lisera, L. Pettano, L. d'Elvio, b) Lago di Murinaschio, L. Lucomagno, L. Orsirora, L. Orsino und den St. Gotthardseen. a) sind die ganz, b) die teilweise von losem Material abgedämmten Seen.

Die zweite Gruppe, die eigentlichen Felsseen, werden eingeteilt in

d*

solche, die durch Auflösung (a) und solche, die durch selektive Verwitterung (b) entstanden seien.

II a) Lago Ritom, Tom, Cadagno, Tremorgio, b) Lago Scuro, Taneda, di Lucendo, della Sella.

Auch von den Seen der Gruppe Ib wird übrigens zugegeben, daß sie, wenn auch nicht in der ganzen Höhe der Umrandung, Felsbecken sind.

Was nun die eigentlichen Felsbecken der Gruppe IIa betrifft, so liegen sie auf der Grenze von leicht auflösbaren Rauchwacken und anderen kalkigen Gesteinen mit Gneisen oder gleichfalls schwer löslichen Silikatschiefern. Verf. folgert daraus, daß sie ihre Entstehung der chemischen Auflösung der kalkigen Gesteine und nicht der Gletschererosion verdanken. Er steht hinsichtlich dieser überhaupt noch etwa auf dem Standpunkt von HEIM's Gletscherkunde, d. h. fast ganz negierend. Die vergleichend morphologische Methode, die Gegenüberstellung der Oberflächenformen ehemals vergletschelter und nicht vergletschelter Gebiete kennt Verf. entweder nicht oder will sie doch nicht anwenden. So kommt es, daß er auch bei der letzten Gruppe zu einem rein negativen Ergebnis gelangt. Er stützt sich darauf, daß auch diese vier Seen auf der Grenze zweier verschiedener Gesteine liegen. „Es ist daher möglich, daß selektive Verwitterung längs der Grenze zwischen Gneis und Biotitschiefer in präglazialer oder interglazialer Zeit die Ursache ungleicher Materialräumung durch das Eis der Glazialzeiten gewesen ist. Die beiden übrigbleibenden Seen dieser Gruppe, nämlich Lago Scuro und Lago Taneda, welche innerhalb Steinwurfsentfernung von der Hauptwasserscheide auftreten und 140 Fuß tiefe Bassins ausfüllen, bringen sicher in große Verlegenheit (are very puzzling). Denn obwohl sie auf der Grenze von Schiefer und Gneis liegen, ist doch die Auflösungstheorie hier nicht anwendbar. Ihr Auftreten wenige Meter unter der Wasserscheide und die Anwesenheit von unter dem Wasser verborgenen Riffen, die um das Südende des Lago Scuro herumlaufen, scheinen die Möglichkeit der Exkavation durch Eis auszuschließen.“

Aus dem Kärtchen des Verf.'s geht aber hervor, daß als Sammelbassins für diese beiden Seebecken auch die Hänge der Punta nera und des Tanedagipfels in Frage kommen, womit die Schwierigkeit, die Verf. hatte, wegfällt. Vor allen Dingen aber läßt sich die Frage nach der Möglichkeit der Seebildung durch Eiserosion überhaupt nicht einwandfrei in Gebieten mit so wechselnder Gesteinsbeschaffenheit, wie der Gotthard, beantworten. Man wähle dazu Gebiete von großen einheitlichen Gesteinsmassen und wird finden, daß sie in ehemals vergletscherten Regionen ganz von Seen erfüllt sind (Tonalitarea des Adamello), in nicht vergletscherten Gegenden nur ganz ausnahmsweise Seen enthalten (Granitgebiete des Erzgebirges). Das aber scheint dem Ref. das schwerwiegendste und von den Antiglazialisten zu wenig beachtete Argument zugunsten der Seebildung durch Glazialerosion zu sein.

Auf die Einzelheiten der durch ihre zahlreichen Lotungen und sonstigen Beobachtungen wertvollen Arbeit kann hier natürlich nicht eingegangen werden.

Wilhelm Salomon.

J. E. Marr: The Influence of the Geological Structure of English Lakeland upon its present Features. — A Study in Physiography. (Proceed. of the Geol. Soc. Quart. Journ. Geol. Soc. London. 1906. 62. LXVI—CXXVIII.)

Der englische Seendistrikt ist ein Gebirgsland von annähernd kreisförmiger Begrenzung mit einem Durchmesser von 35 englischen Meilen. Er besteht aus Gesteinen des älteren Paläozoicums.

Auf der SO.-Seite ist er mit der Penninekette durch einen Ausläufer dieser Gesteine verbunden. Die zentrale Region, die aus diesen alten Bildungen besteht, wird von einem Gürtel jüngerer Ablagerungen, hauptsächlich carbonischen Alters umgeben. Doch liegt auf einer kurzen Strecke des Westrandes New-Red-Sandstone auf dem älteren Paläozoicum direkt auf. Die Penninekette geht annähernd Nord—Süd und wird von dem Seengebiet durch das gleichfalls von New-Red-Sandstone-Gesteinen eingenommene Edental getrennt. Eine entsprechende und von gleichalterigen Gesteinen bedeckte Depression findet sich auf der SO.-Seite und bildet Morecambe Bay und den unteren Teil des Lunetales bei Lancaster.

Verf. beschreibt zunächst die petrographischen Charaktere der älteren paläozoischen Gesteine, soweit sie für die Morphologie des Gebietes von Bedeutung geworden sind. Die unterste Abteilung, die Skiddaw-Tonschiefer (slates) sollen nach CLIFTON WARD 10—12 000 Fuß mächtig sein. Es sind fast ausschließlich tonige Gesteine. Massige Sandsteine kommen darunter vor, sind aber nur wenig mächtig. So kommt es, daß die aus dieser Abteilung bestehenden Landschaften durch große Gleichförmigkeit charakterisiert sind. Über den Skiddaw Slates folgt die Borrowdale-Serie, nach CLIFTON WARD in einer Mächtigkeit von 12 000 Fuß. Die Gesteine dieser Abteilung sind erstens im ganzen härter als die der vorigen. Zweitens aber wechsellagern in ihnen mehr und weniger widerstandsfähige Lagen von oft erheblicher Mächtigkeit. Laven und Tuffe alternieren, und so bilden sie wesentlich abwechslungsreichere Landschaften. Die obere Abteilung, hier als „Upper Slates“ bezeichnet, von CLIFTON WARD auf 14 000 Fuß geschätzt, erinnert in mancher Hinsicht an die untere. Allerdings ist hier ein viel stärkerer Wechsel in petrographischer Hinsicht vorhanden als bei den Skiddaw Slates, und schon die Bezeichnungen einzelner Unterabteilungen, wie Coniston Limestone, Coniston Flags und Coniston Grits zeigen das. Dennoch sind die Unterschiede, die diese Bildungen in landschaftlicher Hinsicht hervorbringen, viel geringer, als man erwarten könnte, und so ist auch das Gebiet der Upper Slates landschaftlich einförmig.

Die drei beschriebenen Gruppen bilden nun in dem Seendistrikt eine ONO.-streichende Antiklinale, so daß nördlich und südlich der Skiddaw Slates die Borrowdale-Series nach außen fällt. Der Bau der Gegend wird aber außerdem in sehr hohem Maße von Verwerfungen beeinflusst. HARKER und Verf. haben darüber schon bei früheren Gelegenheiten Mitteilungen gemacht, die hier kurz rekapituliert werden. Die Grenze zwischen den Skiddaw Slates und der Borrowdale-Serie ist fast überall ein Verwerfungs-

kontakt; aber die Verwerfungsfläche liegt fast horizontal. Dennoch ist sie keine Überschiebung. Eine solche kommt nur in tieferem Niveau, nämlich an der Basis der Skiddaw Slates vor. Verf. und HARKER stellen sich den Bewegungsmechanismus so vor, daß bei dieser Überschiebung die Gesteine des Gebietes in etwa nördlicher Richtung auf der Zerreißungsfläche bewegt wurden, daß dabei aber die unteren Lagen stärker vorgestoßen wurden als die oberen. Diese letzteren blieben hinter den unteren zurück, und zwar die Borrowdale-Gruppe hinter den Skiddaw Slates, die Upper Slates hinter der Borrowdale-Gruppe. Für die flachen Zerreißungsflächen, die so innerhalb der überschobenen Masse entstanden, gebrauchen sie das Wort „lag-faults“ (Verzögerungsverwerfungen). Eine größere Bedeutung für die Morphologie des Gebietes kommt diesen Verwerfungen nicht zu, wohl aber den sehr zahlreichen Blattverschiebungen (tear-faults). Längs dieser sind die Gesteinsmassen oft in mannigfaltigster Weise zerstückelt, so daß Riesenverwerfungsbreccien entstehen, z. T. aus Stücken von mehreren miles im Durchmesser gebildet. Derartige, die Blätter begleitenden Zonen zerstückelten Gesteins werden als „shatter-belts“ (Trümmerzonen) bezeichnet. Trümmerzonen finden sich aber keineswegs immer an Blättern, sondern vielfach auch an Stellen, wo keine eigentlichen Verwerfungen nachweisbar sind. Die Gesteinsmassen der Trümmerzonen werden leichter zerstört als die der zwischen ihnen liegenden Gebiete, sie werden von Eisenlösungen leichter imprägniert, bedecken sich rascher mit Vegetation und sind infolgedessen leicht erkennbar. In ihnen liegen nun eine große Anzahl von Depressionen und Tälern.

Die Trümmerzonen folgen im großen und ganzen zwei zueinander rechtwinkeligen Richtungen, nämlich SSO. und ONO., die mit dem allgemeinen Streichen und Fallen, welches das ältere Paläozoicum im Devon erhielt, übereinstimmen. Auch das spricht dafür, daß sich die beschriebene Orientierung und Dislozierung der drei besprochenen Abteilungen im Devon vollzogen hat.

Die Gesteinsmassen des Seengebietes waren während des Devons intensivster Denudation unterworfen, so daß das jüngere Paläozoicum diskordant über sie transgrediert. Vom höchsten zentralen Teil des Gebietes müssen damals über 20 000, ja vielleicht sogar über 30 000 Fuß mächtige Massen entfernt worden sein.

Das Untercarbon, bestehend aus Kalksteinen und Schiefertonen, breitete sich ursprünglich über die ganze Gegend aus; und darüber folgten der Millestone Grit und die Coal Measures des Obercarbon. Aber vor der Ablagerung des Perms begann von neuem eine Periode des Emporsteigens (upheaval) und der Denudation. Die Krustenbewegungen erzeugten die N.—S. streichende Pennineantiklinale und eine zweite, O.—W. streichende, durch Nord-Lancashire und Nordwest-Yorkshire verlaufende Antiklinale. Um die Zeit der Ablagerung des ältesten Perm begannen auch Verwerfungen eine Rolle zu spielen. Nordengland wurde durch sie in Schollen zerschnitten, zwischen denen sich in Depressionen der New-Red-Sandstone zu bilden begann. Es ist aber sehr wahrscheinlich, daß am Ende der

Triasperiode das ganze Seengebiet und die ganze Penninekette von den permotriadischen Bildungen bedeckt war. Ebenso ist es dem Verf. wahrscheinlich, daß während der Zeit des Jura, der Kreide und des älteren Tertiär sich Sedimente über der älteren Decke ablagerten und daß erst zur Zeit des Miocän die Bewegungen stattfanden, die das Seengebiet domartig emporwölbten. Für diese Annahme werden eine Anzahl von Beobachtungen ins Feld geführt, darunter unter anderem auch die unfertige Beschaffenheit der Täler, die bei einer älteren Erhebung des Landes schon längst ins Reifestadium getreten sein sollten.

Eine sehr interessante Argumentation ist auch die folgende. „Regelmäßig domartige Erhebungen von der Symmetrie des Lake-Distrikt-Domes entstehen, soweit wir sichere Kenntnis haben, nur auf eine Weise, nämlich durch die Intrusion einer linsenförmigen, einen Lakkolithen bildenden Intrusivmasse in der Tiefe. Nach der Ablagerung des New-Red-Sandstone ist in England kein Anzeichen von Intrusionen plutonischer Gesteine bis zum älteren Tertiär, in dem die Tiefengesteine von Skye, Rum, Ardnamurchan Mull und Arran intrudierten. Diese aber bilden eine Linie, welche in südlicher Fortsetzung unter dem Lake-Distrikt durchgeht.“

Übrigens ist das Alter der Dombildung für die in der Arbeit behandelte Frage nicht einmal von großer Bedeutung. Jedenfalls ist sie jünger als die Ablagerung des triadischen New-Red-Sandstones und bedingt die heutige Verteilung der älteren und jüngeren paläozoischen Bildungen, sowie der Triasgesteine. Ein kleines Schwarzkärtchen erläutert die Verteilung dem Leser und zeigt, daß das ganze Zentrum des Seengebietes vom älteren Paläozoicum eingenommen wird. Rings um dies herum legt sich in der im Eingang des Referates beschriebenen Weise ein Gürtel von Carbon und ein C von New-Red-Sandstone.

Die Form des Altpaläozoicum-Gebietes und die Verteilung des Carbon zeigen aber ferner, daß außer dem Hauptdom noch wenigstens ein zweiter Nebendom, südöstlich von jenem, vorhanden ist. Verf. nimmt an, daß lakkolithische Intrusionen ihre Emporwölbung veranlaßt haben und glaubt, daß die plutonischen Massen die bereits erwähnte Überschiebungsfläche unter den Skiddar Slates als „plane of weakness“ zum Eindringen benützt haben. Seit HOPKINS aber ist es allgemein anerkannt, daß die domförmigen Auftreibungen die Orientierung der hydrographischen Hauptlinien des Gebietes bedingt haben. Die Hauptwasserscheide fällt nämlich nicht etwa mit der Antiklinalenachse der älteren paläozoischen Erhebung, sondern mit dem höchsten Punkt des posttriadischen, wahrscheinlich tertiären Domes zusammen. Verf. beschreibt nun im einzelnen die Orientierung der Haupttäler, wobei es schwierig ist, seinen Ausführungen ohne die von ihm selbst zum Vergleich empfohlenen Karten der geologischen Landesaufnahme zu folgen. Er hebt noch einmal hervor, daß, als die Bildung des hydrographischen Systems begann, das ganze Gebiet noch von mesozoischen oder tertiären Schuttmassen bedeckt war, daß also ein erheblicher Teil der Täler in unserem Sinne als „epigenetisch“ zu bezeichnen ist.

Durchgreifende Änderungen entstanden aber nach der Abtragung der

jüngeren Bildungen bis einschließlich des Carbons. Diese Änderungen sind z. T. durch die bereits angedeuteten Differenzen in der petrographischen Beschaffenheit der drei Abteilungen des älteren Paläozoicums bedingt. z. T. beruhen sie auf der leichten Zerstörung der Gesteine der „shatter-belts“ (Trümmerzonen). Besonders diese letzteren bedingen vielfach eine Änderung in der Zahl, Richtung und Anordnung der Täler, indem die in ihnen nach der Abtragung des Deckgebirges besonders rasch fortschreitende Erosion neue Talfurchen erzeugt. Auf die raschere Erosion längs der Trümmerzonen wird auch hauptsächlich die Bildung übertiefer Täler im Gegensatz zu Hängetälern zurückgeführt. „Eine große Anzahl von Hängetälern des Gebietes kommen dort vor, wo eine starke Wahrscheinlichkeit für die Existenz von Trümmerzonen längs des Haupttales, nicht aber längs der Nebentäler vorhanden ist.“ Diese Trümmerzonentäler sind durch das Fehlen mäandrischer Windungen besonders ausgezeichnet. „Wo Täler auf der Domoberfläche zuerst nicht unter dem Einfluß von Trümmerzonen eingeschnitten wurden, da bildeten sie Mäander.“ „Wo diese Täler später durch Erosion längs Trümmerzonen modifiziert wurden, sind die modifizierten Teile durch ihren geraden Verlauf ausgezeichnet. Für alle diese Behauptungen werden eine große Anzahl von Beispielen angeführt, die man nur an der Hand von genauen Karten verfolgen kann. [Ref. vermißt nur die Erklärung des sonderbaren Faktums, daß in ehemals nicht vergletscherten Gebieten die Hängetäler fast ganz oder ganz fehlen (z. B. Rheinisches Schiefergebirge). Man wird doch wohl nicht annehmen wollen, daß die „shatter-belts“ nur in ehemals vergletscherten Gebieten vorkommen. Bis zum Beweise dieser Annahme aber wird man die Erklärung der Hängetäler durch MARR'S Hypothese wohl kaum als wahrscheinlich ansehen dürfen. Damit soll aber die lokale Bedeutung der Zertrümmerungszonen für Talbildung und eventuelle Herausbildung einzelner übertiefer bzw. Hängetäler gar nicht bestritten werden.]

Der Wirkung der Vergletscherung wird keine große Bedeutung zugeschrieben. Verf. gibt zu, daß viele der U-förmigen Täler durch Eis bis zu einem gewissen Maße vergrößert (widened) wurden; aber er glaubt nicht, daß das Eis sie übertieft habe. Dagegen nimmt auch er an, daß eine Anzahl von Trockenlegungen von Tälern und von Flußverlegungen durch Bildung von Staudämmen durch die Gletscher bewirkt wurden. Auch die Existenz echter Felsbecken wird zugegeben und gesagt, daß viele Seen z. T. in Felsbecken liegen, und zwar nicht ihre Entstehung, wohl aber eine Vergrößerung den Glazial-Staudämmen verdanken.

Wilhelm Salomon.

J. J. Jahn: Eine eigene Art wellenförmiger Furchen (ripple marks). (Zeitschr. d. mähr. Landesmuseums. Jahrg. VI. Brünn 1906. 2. Mit 1 Taf. Böhmisch.)

Auf den Schichtflächen der roten Schiefer und Sandsteine der Permformation von Zbejsov in Mähren hat Verf. eine neue Art Furchen sicher-

gestellt, die von den Strandwellen verursacht werden. Ripplemarks zeigen zwei sich kreuzende Systeme der Furchen, von denen das eine, vielleicht primär, mehr über das zweite hervorragt, das vielleicht sekundär, infolge der Windveränderung entstanden ist. Es sind drei Abbildungen der interessantesten Exemplare beigelegt.

B. Zahálka..

1. R. Bréon: Galets et sables du Pas-de-Calais. (Compt. rend. 144. 759. 1907.)

2. Thoulet: Sur la marche des sables le long des rivages. (Ibid. 938.)

1. In den Sandflächen am Strande von Berck findet man außer den Feuersteinen der Kreide nicht selten z. T. noch scharfkantige, häufiger aber abgerollte Bruchstücke kristallinischer Schiefer und älterer Eruptivgesteine, die erst in 250—300 km Entfernung an der Küste der Bretagne anstehen; die vielen Milliarden Kubikmeter Küstensand bestehen sogar ganz hauptsächlich aus Gemengteilen dieser Gesteine. Während Verf. für die größeren Bruchstücke eine Verschleppung durch Eisberge für möglich hält, scheint ihm für den Transport der Sandmassen bisher eine befriedigende Erklärung zu fehlen.

2. THOULET macht darauf aufmerksam, daß jede Welle, welche ja im allgemeinen nicht genau senkrecht zum Strand auftritt, die von ihr auf- und abwärts bewegten Sand- und Geröllmassen auch etwas seitwärts verschiebt, indem sie diese zuerst etwas schräg zur Strandlinie aufwärts, dann aber beim Rückfluß der Welle genau in der Fallrichtung des Strandes abwärts bewegt. (Die Erscheinung ist in Deutschland bekannt als „Strandversetzung“ [„Küstenversetzung“, PHILIPPSON, dies. Jahrb. 1894. II. - 42 -]). Die Sandteilchen beschreiben also eine Zickzacklinie mit sehr spitzen Winkeln, die nach Messungen von THOULET ca. 8000mal länger sein soll als die seitliche Verschiebung selbst. Die von BRÉON erwähnten Sande hätten danach mindestens 1 Million Kilometer zurückgelegt und erst dieser lange Weg erklärt nach THOULET ihre starke Abrollung, die nach seinen Versuchen bei 170 km Wegelänge selbst für nicht sehr harte Silikate noch unmerklich sein soll.

O. Mügge.

A. Rzebák: Bergschläge und verwandte Erscheinungen. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 14. 1906. 345—350; 15. 1907. 23—25.)

Es liegt bereits eine stattliche Reihe von Beobachtungen über die in den verschiedenartigsten Gesteinen und in allen Teilen der Erde beobachteten plötzlichen Spannungsauslösungen vor. Verf. unterzieht diese einer eingehenden Besprechung. Er empfiehlt, für derartige, auf orogenetische Vorgänge zurückführbare Erscheinungen bloß die eine Bezeichnung „Bergschläge“ (französisch „bendons“, englisch „bumps“) anzuwenden

und die sonstigen Synonyma (Knallgebirge, Pfeilerschüsse etc.) unberücksichtigt zu lassen. Vergl. auch „Neue Beiträge zur Kenntnis der Bergschläge“ (Zeitschr. f. prakt. Geol. 15. 1907. 285—293). **A. Sachs.**

Fr. Salmojrighi: L'avallamento di Tavernola sul Lago d'Iseo. (Atti della Soc. Ital. di Scienze Naturali. 46. Milano 1907. 45 p. u. 4 Taf.)

Am 3. und 4. März 1906 rutschte in dem Orte Tavernola am Lago d'Iseo ein breiter Uferstreifen mit Gebäuden in den See. Die Untersuchungen haben ergeben, daß irgendwelche Erdbebenbewegungen nicht die Ursache sein können, ebensowenig Temperatur- und Barometerschwankungen oder ein besonders tiefer Stand des Sees. Sorgfältige Lotungen ergaben, daß gerade dort der Boden des Sees steil abfällt, so daß vielleicht der normale Schüttungswinkel überschritten war. Tavernola steht auf einem alten Schuttkegel. Dieser war bis hart an den See bebaut und wohl an der Kante überlastet. Durch Hineinwerfen von Unrat und Schutt, die auf dem steilen Abhänge rasch in die Tiefe gleiten mußten, kann eine Reihe von Furchen ausgegagt und die Basis der Häuser geschwächt worden sein. Dazu kommt, daß die Sickerwasser in dem lockeren Boden gegen den See drängen und damals besonders drängten und die schon länger vorhandene Spannung auslösten. Ähnliche Rutschungen haben sich wiederholt gezeigt, wenn der Ufersaum durch Neubauten, vor allem durch schwere Ufermauern überlastet war. Die Tafeln geben einen Situationsplan, die Resultate der Lotungen und Ansichten des geschädigten Uferstreifens.

Deecke.

H. Sjuts: Über die Bedeutung der Verwitterung für die Umgestaltung der Erdoberfläche. Diss. Bonn 1907. 101 p.

Verf. gibt eine übersichtliche Zusammenstellung der bekannten Erscheinungen. Über die Gliederung des Stoffs erteilt das Inhaltsverzeichnis Auskunft:

I. Die Ausgestaltung der Erdoberfläche im kleinen, die Entstehung der Verwitterung im eigentlichen Sinne. 1. Auswitterungsformen und herausgearbeitete Formen. A. Auswitterungshöhlungen, Tafoni, Pilzfelsen, Felsenschalen. B. Herauspräparierte Felsmassen und -klippen. 2. Spül- und Erosionsformen. A. In leicht erodierbaren Gesteinen. a) Regengraben. b) Erdpyramiden und Schutzwälle. B. In festen, aber größtenteils löslichen Gesteinen. a) Karren oder Schratten. b) Dolinen und ähnliche Oberflächenformen des Karstes, Zusammenhang zwischen Karren und Karstphänomen. c) Gipsschlotten, Einsturzercheinungen über Gips- und Steinsalzlager. C. In anderweitigen kompakten Gesteinen.

II. Die Modellierung der Erdoberfläche im großen, die Herausbildung der Gipfel- und Gehängeformen. 1. Im gemäßigt- oder warmfeuchten Klima: Die Entstehung der Mittelgebirgsformen (Heraustreten der här-

testen Gesteine, Ausarbeitung kompakter und zerklüfteter Schichtentafeln, allgemeine Abrundung der Erhebungen durch die Abspülung). 2. Im trockenheißen Klima: Die Entstehung der Wüstenformen (Wadis, Amphitheater, Zeugen- und Inselberglandschaften). 3. Im kaltfeuchten Klima: Die Entstehung der Hochgebirgsformen (Gegensatz zwischen Kalkstein und Urgesteinen, die Entstehung der Kare und der Denudationsebene an der Schneegrenze; die Formen der Schuttlagerung und die Schuttlandschaften).

R. Brauns.

Petrographie.

F. E. Suess: Das Grundgebirge im Kartenblatte St. Poelten. (Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 54. 389—414. 1905.)

Verf. beschreibt die Gesteine der Ausläufer der böhmischen Masse, die über die Donau bis in das Blatt St. Poelten der Spezialkarte 1:75 000 reichen; nämlich das Südgehänge des Dunkelsteiner Waldes, die Hügel an der Pielachmündung bei Melk und der östliche Teil des Hiesberges.

An ein Granulitgewölbe, dessen südlicher Rand zwischen Ober-Mammau und Windschnur, im östlichsten Teil des Vorkommens, in das genannte Blatt fällt, folgt konkordant zunächst ein Diopsid-Amphibolit, mit aplitischen und glimmerarmen Gneisen wechsellagernd. Auf diese folgt eine breite Zone eines Plagioklasgneises, welche noch die Pielach überschreitet und sich bis nahe an die Donau erstreckt. Das Streichen ist anfangs OW., später NW., biegt aber an der Donau nach W. um, das Fallen steil S. resp. SW.

Eine kleine Scholle dieses Gesteines liegt auch im äußersten O. bei Wernersdorf. Dem Plagioklasgneise sind zwei Lagen von kristallinischem Kalkstein, in deren Nähe sich auch einige Graphitvorkommen befinden, sowie zahlreiche Züge von Amphibolit eingeschaltet.

Der Felsen, auf dem das Stift Melk liegt, besteht aus einem zersetzten, kataklastischen Quarzdiorit mit amphibolitischen Zwischenlagen, sich damit den mit Augengneisen wechsellagernden Amphiboliten abwärts von der Pielachmündung anschließend.

Der östliche Teil des Hiesberges, der noch mehr als obige Gebirgsteile von jüngeren Bildungen verdeckt ist, besteht aus einem glimmerarmen Biotitgneis, mit glimmerreicheren Gneisen und Amphibolitschiefern wechsellagernd. Das Streichen der Schieferung ist NNW. oder NS., das Fallen senkrecht oder steil nach WNW. oder NW. entgegengesetzt wie die gegenüberliegenden Gesteine. Die NW.-Ecke des Kartenblattes, jenseits der Donau gegenüber Melk, besteht wieder aus Granulitgneis, die Donau folgt hier einer Störungslinie.

I. Granulitgneis von Emmersdorf (linkes Donauufer). Unterscheidet sich vom typischen Granulit durch das Zurücktreten der Parallelstruktur und ungleiches, meist gröberes Korn. Die Bestandteile sind Orthoklas (meist Mikroperthit bis Kryptoperthit), Quarz, Oligoklas mit

eigentümlichen Verwachsungserscheinungen, wenig Biotit und im Schliffe farbloser Granat, selten Disthen. Von akzessorischen Gemengteilen ist Apatit auffallend häufig.

II. Granulit NW. von St. Poelten. Er zeigt scharf linierte Parallelstruktur. Von Interesse ist das Auftreten dunklerer, dichter Einschlüsse mit gleichsinniger Parallelstruktur wie der Wirt. Diese sind plagioklas-(andesin-)reicher und führen z. T. Hypersthen, der dann an Menge sogar den Granat übertrifft. Auch „viriditähnliche Flecken“ treten auf. Erwähnenswert ist die Anreicherung an Anorthit in der Nähe des Granates. Weiter beschreibt Verf. die schon von LEHMANN in den sächsischen Granuliten beobachtete Erscheinung, daß der Biotit dort, wo er in den Granat eindringt, von einem schmalen Anorthitsaume eingefäßt ist. Er erklärt dies aber nicht durch eine Entstehung aus Granat sondern dadurch, „daß die Kristalloblasten von Granat und Biotit im Grundgewebe gleichzeitig gewachsen sind, daß beide in vorliegendem Falle in chemischer Hinsicht sehr nahe verwandt sind und daß, wo sich ihre Ränder sehr genähert haben, der Gehalt der Substanz in der kapillaren Lösung nicht mehr ausreichte: Der wachsende Biotit entzog dem unmittelbar benachbarten Granat die Nahrung und verursachte so eine Einbuchtung der Granatumrisse...“.

Die Perimorphosen nach Granat sind nach innen zu idioblastisch begrenzt, die umschlossenen Feldspatkörner zeigen größere Perthit- resp. Antiperthitspindeln. Der dem Granat anliegende Saum ist anorthitreicher und frei von Orthoklas. Alle diese Erscheinungen deuten auf einen Austausch der Substanz in unmittelbarer Nähe.

III. Aplitische und glimmerarme Gneise des Dunkelsteiner Waldes. Sie unterscheiden sich vom Granulit ähnlich wie der Granulitgneis von Emmersdorf, ferner durch die Seltenheit des Granates. Der Hauptgemengteil ist Mikroperthit, mitunter weicht er aber einem sauren Oligoklas.

IV. Weißer Gneis im Süden (Hiesberg etc.). Dem vorigen sehr ähnlich, aber mit großschuppigen Biotitfasern. Oligoklas tritt in mymekitischen Zapfen im Mikroperthit auf.

V. Diopsidamphibolit, wechsellagernd mit den Aplitgneisen. Wesentlich aus Plagioklas (Labrador, seltener Bytownit), Diopsid und Hornblende bestehend mit richtungslos oder durch diopsid- resp. hornblendereichere Lagen bandstreifigem, kleinem Korn. Der Diopsid enthält viele Einschlüsse von Plagioklas, nicht selten auch poikiloblastische Durchwachsung der letzteren. Der blaßrote Granat ist ebenfalls mit Einschlüssen, namentlich Diopsid, überfüllt. Kelyphitische Ränder oder Pseudomorphosen aus Diopsid oder Amphibol bestehend, sind häufig. Von Nebengemengteilen wäre in einem Gestein von Hafnerbach Skapolith zu erwähnen. Von den übrigen Amphiboliten, die keinen Pyroxen, dafür aber mitunter Quarz enthalten, sei nur das Auftreten von Antiperthiten bemerkt.

VI. Plagioklasgneis. Dieser ist nach dem Verf. ein echter Paragneis. Er besteht aus Oligoklas, Quarz und bankweise verschieden zahlreichem Biotit. Der Oligoklas zeigt selten Zwillingsbildung; bestimmt wurde er durch Vergleich des Brechungsindex am Quarz ($\omega = \gamma$). Einige

Varietäten, bei Osterburg z. B. sind sehr feinkörnig, kornubianitähnlich, aber mit den gleichen Bestandteilen. An Nebengemengteilen seien erwähnt: Rotbrauner Granat, in einigen Vorkommen Fibrolith; die Felsen an der Pielach bei Spielberg zeigen Hypersthen und Amphibol, bei Anwesenheit des ersteren fehlt der Granat. Orthoklas ist nur sehr wenig vorhanden. Oberwähntes, sowie die von der Pielachmündung abwärts auftretenden Gesteine zeigen nachträgliche dynamische Beeinflussung; bemerkenswert ist das Auftreten von feinen Adern, die mit Albit ausgefüllt zu sein scheinen, diese löschen innerhalb eines Oligoklaskornes einheitlich, aber vom Wirt verschieden aus. Die bei den Granulitgneisen beschriebenen Verhältnisse an der Grenze von Biotit und Granat, sowie Myrmekite fehlen.

VII. Kristallinischer Kalk und Kalksilikatfels. Die Marmore zwischen Kornig und Häushug enthalten Phlogopit, Pyrit, Quarz, Diopsid, Hornblende (hellbrauner Pargasit), Oligoklas-Andesin und Skapolith. Die Kalksilikatfelse, in Blöcken an der Straße von Hafnerbach zur Ruine Hohenegg zu finden, sind meist Skapolith-Augitfels. Der Felsen der Ruine zeigt Bänke von Paraaugit und Paraamphibolgneise mit quarzreichen und calcitführenden Zwischenlagen. Der stark saussuritisierte Plagioklas ist sehr basischer Labrador.

VIII. Quarzdiorit vom Stifte Melk. Dieses Gestein besteht hauptsächlich aus Plagioklas (Oligoklas oder Andesin), Quarz und meist in Chlorit umgewandelter Hornblende und Biotit. Der Habitus wechselt stark, es treten amphibolitähnliche, bandstreifige, im Westen auch gneisähnliche Lagen auf, in denen der Biotit den Amphibol überwiegt. Diese Gesteine zeigen starke Kataklase, was mit der benachbarten Dislokation zusammenhängen dürfte.

IX. Ganggesteine. Dieselben dürften zur Ganggefölschaft des Granitit und Amphibolgranitstockes von Zelking (Blatt Ybbs) gehören. Erwähnt seien zahlreiche Aplitgänge im ganzen Gebiete, turmalinföhrende Pegmatitgänge; an einigen Orten, wie unterhalb Spielberg, bei Albrechtsberg unweit Mauer sowie im östlichen Gehänge des Hiesberges treten Pilit-Kersantitgänge auf, und an der Straße vom Stift Melk zur Pielachmündung ein als Dioritporphyrit bezeichnetes Gestein. Außerdem spricht im vorhergehenden Absatz Verf. von Blöcken von lamprophyrischen Ganggesteinen.

Zum Schluß bezeichnet Verf. die Granulite, aplitischen Gneise etc. als Orthogneise, die Diopsidamphibolite in ihrer Wechsellagerung mit aplitischen Gneisen als Randaufzies des ursprünglichen Batholithen. Hingegen ist der Plagioklasgneis mit seinen Kalkeinschaltungen ein Paragneis, die granitoiden Lagen sollen nach SAUER aus mehr sandigen Partien des ursprünglichen Sedimentes hervorgegangen sein. Alle Gesteine gehören, wie die Gneise des Schwarzwaldes, der tieferen Umwandlungsstufe an. Verf. betont hier das Fehlen des Muscovites und die gleichsinnige Schieferung der Granulite und der Paragneise.

C. Hlawatsch.

H. V. Graber: Geologisch-petrographische Mitteilungen aus dem Gebiete des Kartenblattes Böhmisches-Leipa und Dauba, Zone 3, Kol. XI der österreichischen Spezialkarte. (Jahrb. geol. Reichsanst. Wien. 54. 431—460. 1905.)

Diese Arbeit ist eine Beschreibung des oben genannten Bereiches, der zum größten Teil ($\frac{3}{4}$) der böhmischen Kreideplatte, zu $\frac{1}{4}$ dem böhmischen Mittelgebirge angehört.

Auf der Südabdachung der Kreideplatte von Aschendorf, welche von einer Anzahl Verwerfungen begrenzt ist, ist dieselbe durch zahlreiche tief eingeschnittene SO.—NW. streichende, wasserlose Furchen in eine große Zahl von Rücken und Platten zerschnitten. Gegen den Nordrand biegen diese Rücken in westöstliche Richtung um. Verf. betrachtet diese Täler als Deflationsfurchen, den Denudationsminimis des vorherrschenden Clivagensystems folgend. Erosion durch Wasser schließt Verf. wegen der enormen Wasserdurchlässigkeit des Bodens aus. Am Maschwitzberge tritt ein stark dynamometamorpher Keratophyr, der in einen ebensolchen Quarzkeratophyr übergeht, als Unterlage des Cenomansandsteines auf, von diesem stellenweise durch eine deutliche Brandungsbreccie mit *Ostrea carinata* getrennt.

Verf. wendet sich ferner gegen die Zuweisung eines Teiles der Quadersandsteine zur Chlomeker Stufe und weist die Existenz einer an Übergußschichtung erinnernden schrägen Strandschichtung nach.

Es werden sodann limonitreiche Sandsteine beschrieben, welche zur Bildung von Röhren, Schalen und sogen. Gewitterkugeln Anlaß geben. Verf. erklärt diese Bildungen durch Diffusionswirkung durch gefälltes amorphes Eisenhydroxyd, ähnlich der sogenannten TRAUBE'schen Zelle und sucht diese Erklärung durch das Experiment zu beweisen, indem er in einen Brei von Sand und Eisenvitriollösung Stückchen von Ätznatron steckte, wodurch er kugel- bis birnförmige Gebilde mit 2—3 mm dicker harter Rinde erhielt.

Weiters werden eine Reihe von Brüchen nachgewiesen, welche das Leipaer Senkungsfeld und den Grabenbruch der Talung von Grünau bei Niemes begrenzen. Die phonolithischen und basaltischen Gesteine finden meist keine detaillierte Beschreibung, hingegen wird der Reichtum an großen Olivinknollen, darunter ein individualisierter, kindesfaustgroßer, im Basalt des Kahlsteines hervorgehoben. Dieser Basalt führt auch metamorphosierte spinell- und cordieritführende Granititeinschlüsse, Sandstein und unveränderte Noritbrocken. Von Interesse sind ferner große eingeschlossene Massen schwärzlicher Mergel mit der Zwergfauna der *Inoceramus Cuvieri*-Stufe im Basalt des Hölzelberges.

Verf. weist ferner nach, daß der Wilhoscht trotz seiner Kuchengestalt kein Lakkolith ist, der vertikal geklüftete Gipfelphonolith bildet nur die oberste flache Kuppe.

Die alte Beobachtung, daß die Decken, Strom- und Gangbasalte aus Olivinbasalt, die Schlotausfüllungen als Hornblendebasalt entwickelt sind, findet Verf. überall bestätigt.

Schließlich werden noch einige Korrosions- und Verwitterungserscheinungen besprochen:

C. Hlawatsch.

K. Hinterlechner: Vorlage des Kartenblattes „Deutschbrod“. (Verh. k. k. geol. Reichsanst. 1904. 159—161.)

Der Vortrag ergänzt zuerst die Angabe über Faserkieselknauern von Deutschbrod¹ dahin, daß diese in einem 6 km langen Horizont von Chrast über Schenkelhof bis über das linke Sazawaufer bei Hammer auftreten. Sodann werden die Biotit- scil. Fibrolithgneise der Umgebung von Chotěboř—Frauental—Přibislau besprochen, und aus ihrer Struktur (geradlinige Begrenzung der Komponenten, tropfenförmige Biotiteinschlüsse im Quarz) wie aus dem Auftreten von Carbonaten und Kalksilikatfelsen in den Amphibolitlagern im Gneise, endlich aus der grau-wackenähnlichen Beschaffenheit der Biotitgneise in größerer Entfernung von den Granitinseln auf eine kontaktmetamorphe Bildung geschlossen.

In der Tat bewegt man sich in einem großen Teile des Kartenblattes „Deutschbrod“ an der Grenze zwischen einem jüngeren Zweiglimmergranit und einem älteren Cordierit-, scil. Biotit- und Fibrolithgneis.

C. Hlawatsch.

K. Hinterlechner: Beiträge zur Kenntnis der geologischen Verhältnisse Ostböhmens. II. Das kristallinische Gebiet bei Reichenau a. d. Kn. Blatt Reichenau und Tyništ Zone 5. Kol. XIX. (Jahrb. geol. Reichsanst. Wien 1905. 595—611.) [Vergl. dies. Jahrb. 1903. I. -244-.]

Das genannte Gebiet nimmt die nordöstliche Ecke obigen Blattes ein, im Westen fast nordsüdlich begrenzt, im Süden läuft die Grenze bogenförmig von Habrowa über Bründlbad nach Jawornitz (schon auf Blatt Senftenberg gelegen); gehört zum Adlergebirge und schließt sich im Westen und Süden an das ostböhmische Kreidebecken an. Lokal ruht die Kreide als Denudationsrest auf den kristallinen Schiefern. Stellenweise finden sich ältere vermutlich permische Einschaltungen zwischen Kreide und kristallinem Gebiete. Die sedimentären Schichten des Kartenblattes werden von J. J. JAHN aufgenommen. Nach einer genaueren Schilderung der Grenzverhältnisse geht Verf. zur Beschreibung der Eruptivgesteine und der kristallinischen Schiefer des Gebietes über.

1. Amphibolgranit von Studánka (Bründlbad). Dieses östlich von Studánka im Walde nur durch einen Steinbruch aufgeschlossene Gestein besteht aus rotem, stellenweise farblosem Orthoklas, dunkelgrüner Hornblende und makroskopisch wenig, unter dem Mikroskop aber reichlich nachweisbarem Quarz. Selten findet sich ein sehr saurer Plagioklas. Akzessorischer Gemengteil ist Apatit. Aplitähnliche Bildungen wurden nur in Blöcken gefunden.

2. Amphibolgranitit von Lukawitz—Benatek. Aufgeschlossen wurde das Gestein nur im oberen Teile des Dorfes Lukawitz, aber sehr zersetzt, und in einem Straßengraben angetroffen, sonst nur in Lesesteinen.

¹ Verh. 1903. p. 79.

Vom vorigen unterscheidet es sich durch Zurücktreten der Hornblende, das Vorhandensein von viel chloritischem Glimmer; z. T. tritt Gneisstruktur auf. Aplitische Gesteine wurden in Lesesteinen gefunden, ebenso ein Gestein mit porphyrischen Feldspäten, in der Grundmasse Orthoklas und Plagioklas, Quarz, grüne Hornblende, Biotit und Apatit.

3. Melaphyr. Er ist außerordentlich stark zersetzt und so limonitreich, daß er früher vielfach als Eisenstein betrachtet wurde. Auch die Mandeln sind mit Limonit erfüllt. Sein Aussehen erinnert an Laven, doch andererseits auch an Tuffe.

4. Phyllitgneis a. d. Jawornitzer Tale. Das dunkelgraue, auch braun bis grüne, teils dünnschieferige, teils hornfelsartige Gestein ähnelt im ersteren Falle stark einem Phyllit oder einem Glimmerschiefer. Makroskopisch ist der Feldspat meist nicht erkennbar, in den hornfelsartigen Varietäten von Sv. Ivan wurde er nur durch Ätzung mit HF und Färbung nachgewiesen. Saurer Plagioklas wurde erkannt, ob Orthoklas ist nicht gesagt. Der Quarz zeigt, wie auch die übrigen Elemente in diesen Varietäten, keine an Kontaktmetamorphose gemahnende Ausbildung.

Von Glimmern treten Biotit und Muscovit auf, ersterer ist oft in Chlorit umgewandelt.

An übrigen Gemengteilen seien Zoisit und zwar Thulit (nicht mit Sicherheit identifiziert) Zirkon, Fibrolithaggregate und Pyrit erwähnt. Auch bei Habrova am östlichen Gehänge des Kněžnatales u. a. O. wurde ein feldspatreiches, schieferiges, schuppiges bis körniges Gestein gefunden.

5. Phyllitische Gesteine. Sie scheinen mit den vorigen Gesteinen durch Übergänge verbunden zu sein. Über das Alter erklärt Verf., wegen der Kleinheit des Gebietes nichts sagen zu können. Die dünnblättrigen, oft deutlich gefältelten, vielfach stark eisenschüssigen Gesteine zeigen u. d. M. Quarz, Biotit, Muscovit und Chlorit. Feldspat ist mitunter reichlich (selten mit Zwillingbildung) vertreten; kohlige Substanzen sind ebenfalls häufig, stellenweise so, daß man von Graphitschiefern sprechen kann. Magnetit und Pyrit sind meist verwittert, aber reichlich vorhanden.

6. Grünschiefer. Unter diesem Namen faßt der Autor alle hornblendereichen Gesteine¹ des Gebietes zusammen. Von H. WOLF² findet sich eine Analyse eines grünen Schiefers aus dem Včelnywalde östlich von Reichenau.

SiO₂ 53,7, Al₂O₃ 14,8, FeO 13,2, CaO 9,6, MgO 6,5, Glühverlust 2,6; Sa. 100,4. D = 2,79.

Die Gesteine sind dicht- bis feinkörnig, meist dünnschieferig, hier und da gefältelt, bisweilen aber dickschieferig bis -körnig. Die konglomeratartige Struktur, die WOLF angibt (l. c. p. 481) fand der Autor nicht. U. d. M. lassen die körnigen Varietäten 3 Arten von Struktur erkennen; 1. unregelmäßig körnig, 2. Pflasterstrukturähnlich, 3. filzig. Zwischen

¹ Scil.: die obigen Granite ausgenommen [Anm. d. Ref.].

² Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1864. p. 479.

wirr gelagerten Hornblendenadeln liegen Felder, in denen Quarz und Feldspat ein schwer unterscheidbares Gemenge bilden. Die wesentlichen Gemengteile sind 1. Hornblende: teils schwach gefärbter Aktinolith, teils blaugrüner Karinthus. 2. Quarz. 3. Feldspat. Saure Plagioklase scheinen vorhanden zu sein, von Orthoklas ist nichts erwähnt, da die geringe Größe sowie die Zersetzung eine optische Untersuchung sehr erschweren. 4. Akzessorische Gemengteile: Magnetit, Ilmenit, Titanit (Leukoxen) und Biotit. Sekundär dürften sein Calcit, Epidot (mit verschieden starker Doppelbrechung, stellenweise zonar gebaut), Chlorit und Limonit.

Im Jawornitzer Tal, im Rehberggraben wie im Kněžnatal ist das Streichen teils NO.—SW., teils OW., das Fallen NW. oder N., meist 50—70°, diese Änderungen vollziehen sich allmählich. Im Albatat wechselt das Fallen bei NO.—SW.-Streichen wiederholt zwischen NW. und SO. N. von Beranec Svinna, Wiska und Roudné ist das Streichen NS., Fallen W. In der Nähe des Lukawitz Benáteker Granites herrscht teils NO.—SW.-Streichen mit NW.-Einfallen, teils, im W. bei Debřec, OW.-Streichen, Fallen N. bis Streichen NW.—SO., Fallen SW. Verf. ist geneigt, diese Änderungen auf Störungen zurückzuführen.

C. Hlawatsch.

W. Hammer: Geologische Aufnahme des Blattes Bormio—Tonale. Zone 20, Kol. 3. (Jahrb. geol. Reichsanst. Wien. 55. 1—26. 1906. 1 Taf. 4 Profile.)

Diese Arbeit beschäftigt sich hauptsächlich mit dem Bezirke zwischen dem Hintergrunde des Martelltales, dem Torrente Rabies, dem Noci, dem Vermigliobache und der Landesgrenze, da über die anderen Teile in früheren Publikationen (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1904. 3—4.; Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. 1902) berichtet wurde. Die hauptsächlichsten Gesteine sind Gneise und Phyllite. Erstere teilt Verf. in 3 Gruppen:

1. Die Tremenescagruppe, in der die Gneisglimmerschiefer vorherrschen.
2. Die Tonalegruppe, in der quarzitisches Gesteine und Kalke stark vertreten sind. (Zwischen Pejo und Vermigliota.)
3. Phyllitgneise. (Südgehänge des Hauptkammes.)

Zuerst wird die Gruppe 2 beschrieben und unter den quarzitischen Gesteinen auftretende schwarze Schiefer als grauwackenähnliches Gestein bestimmt, dessen Pigment z. T. Magnetit, z. T. graphitisch ist. Eine besondere Erwähnung finden die häufig auftretenden, oft recht mächtigen Marmorlager, welche als bestimmt gleichalterig mit den Gneisen, in denen sie auftreten, angesehen werden. Die Ansicht SALOMON's, daß es sich bei den „Tonaleschiefern“ um dynamometamorphe Trias handelt, wird bekämpft. Es werden ferner als Richtigstellung zu den früheren Angaben Verf.'s (Über die Pegmatite der Ortlergruppe in Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. 1903. p. 345) einige Kontaktgesteine aus Sahlit, Feldspat mit wenig Titanit und Quarz an der Grenze der Kalke von Cima Cady und den Pegmatiten beschrieben; ferner verdient das Auftreten eines lagenförmigen

Wollastonit-Plagioklasgesteines vom Hauptkamme des Cima Cady als Seltenheit in der dortigen Gegend Erwähnung.

Von Interesse ist ein nicht mit Sicherheit als kontaktmetamorph bezeichneter turmalinreicher Quarzit vom Mte. Mandriole. Als fernere Einlagerungen in den Phyllitgneisen seien hervorgehoben: Olivinfels (strahlsteinführend) zwischen Val di Strino und Val Albiolo; ein Erzlager, das früher abgebaut wurde, oberhalb Comasine, im wesentlichen aus einem an Pyrit und Magnetit stellenweise angereichertem Ankerit bestehend. (Von gleicher Art ist das Erz der alten Grube Ronco oberhalb Celedizzo.) Ferner Amphibolite, die sowohl in den Gneisen als im Marmor auftreten. Verf. hält ihre Natur für eine intrusive.

Im Phyllit treten Chloritschiefer und Epidotchloritschiefer auf. Von Eruptivgesteinen sind außer einer großen Anzahl kleinerer Massive erwähnt: 1. Der Biotitgranit der Cima Verdignana, der eine lakkolithähnliche Form, verändert durch Faltung, besitzt. Dieses häufig durch Streckung gneisartig struierte Gestein besteht hauptsächlich aus Kalifeldspäten (Mikroklin) und Biotit, mit Granat als Übergangsteil. An der Basis dieses Granitites tritt eine hornblendereiche, gneisähnliche Abart auf. Das Verhältnis zwischen Hornblende und Biotit wechselt, die Plagioklase sind meist in Zoisit und Muscovit umgewandelt. 2. Das Doppellager von Granit am Mte. Polinar, konkordant eingelagert den steil SW. bis S. fallenden Gneisen. Diese Granite sind bemerkenswert dadurch, daß das südliche Lager im W. zweiglimmerig ist und gegen O. in einen reinen Muscovitgranit (oberhalb Malga Soprasasso) übergeht, das zweite am Polinar von einem reinen Biotitgranit bei Camposecco ebenfalls in einen Muscovitgranit (am Gipfel des Mte. Polinar) übergeht. Der Glimmergehalt ist im allgemeinen aber klein, die Struktur schwach schieferig.

Die Pegmatite und die Porphyrite sind in früheren Arbeiten des Autors (Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. 1903) und (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1903. 65) näher beschrieben.

Es folgt sodann eine Beschreibung der glazialen Bildung und sodann ein Kapitel über die Tektonik. Das Hauptelement des Aufbaues scheint eine vom Ultener Hochjoch an dem Kamme parallel laufende Mulde mit anschließendem Sattel zu sein, deren Achse nördlich nahe unter dem Kamme verläuft. An diese schließen sich kleinere Mulden. An dem Abfall im obersten Martell und Madrilochtal vermutet Verf. in den konstant nach S.—SÖO. fallenden, OW.—ONO.—WSW. streichenden Phyllitmassen eine Art Schuppenstruktur. Südlich der Linie Rabbi Cercen—Pejo Sforzellina treten zahlreiche Störungen auf. Die Tektonik ist durch 8 Profile und eine kleine Kartenskizze erläutert.

C. Hlawatsch.

Th. Ohnesorge: Die vorderen Kuchetaier Berge (Hochedergruppe). (Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. 1905. 175—182.)

Die Hochedergruppe, zwischen Stuibenbach, Inn und Melach gelegen, besteht im wesentlichen aus Phylliten, Glimmerschiefern und Gneis-

glimmerschiefern, in denen nicht wenige stark metamorphosierte Granitintrusionen, namentlich im südlichen Teile, auftreten. Der nördliche Abschnitt zeigt folgende Gesteine, in der Reihenfolge von oben nach unten geordnet:

1. Quarzphyllit mit Einlagerungen von Bänderkalk, dolomitischem Kalk, Cipollin, karbonatreichen Chlorit- und Epidotschiefern und Porphyroiden-Muscovitgneisen mit Orthoklasaugen.
2. Phyllitglimmerschiefer, granatführend, mit eingelagertem, weißen grobflaserigen Muscovitgneis. Durch Übergänge mit dem vorhergehenden und dem folgenden Gliede verbunden.
3. Granatglimmerschiefer und Biotitgranitgneis (Augen- oder Flasergneis).
4. Staurolith- und granatführender Muscovitschiefer.
5. Glimmergneis (Glimmeraugengneis).
6. Staurolith- und granatführender Glimmergneis. In diesem tritt auch eine bis zu 1 dm lange cyanitführende Lage auf.

Diesen Komplex ergänzt Verf. aus dem südöstlichen Teile noch durch

7. Glimmeraugengneise (glimmerreicher und flaseriger als 5).
8. Amphibolite sehr mannigfaltig entwickelt.
9. Staurolitharme Glimmergneise.

7 und 8 zeigen eine schuppenartige, einmalige Wiederholung. Das Fallen ist steil nach S. gerichtet.

In dieser Schichtgruppe treten intrusive, stark metamorphosierte Granite auf, ferner zwei Vorkommen von Porphygranit und Porphygranitgneis, am Ostabhange des Parder Brechtenrückens und am Kreuzlehner Sonnberge.

Ersterer zeigt große Orthoklaseinsprenglinge in einer Grundmasse von Orthoklas, Plagioklas, Cordierit, Biotit und Quarz; das Korn scheint sehr grob zu sein, denn der Cordierit, zu Pinit umgewandelt, bildet bis zu 1 cm lange Säulchen.

Im Porphygranitgneis zeigen alle diese Gemengteile Auflösung in Körneraggregate, die Orthoklaseinsprenglinge z. B. bienenwabenähnliche Aggregate von Mikroklin, Korngröße höchstens 0,5 mm (die Einsprenglinge erreichen 1 dm Länge).

Der SW.-Abschnitt ist viel komplizierter, und namentlich an linsen- und lagenförmigen Granitintrusionen reicher.

Zum Schlusse behandelt Verf. noch die Entstehung der alpinen Andalusit- und Cordieritlagerstätten, die er, wegen ihres nachweisbaren Zusammenhanges mit den Granitgneisen, für pegmatitische Intrusionen erklärt. So liegt die bekannte Fundstelle am Loibiskogel genau in der westlichen Fortsetzung des Porphygranits (pinitführend) vom Nordgehänge des Gamskogels bei Langenfeld.

Die Cordierit- scil. Andalusitsubstanz soll dabei von den Schiefer-schollen herrühren, die sich nicht selten in den Graniten, resp. Granitgneisen finden.

Einen einzelnen Dioritgang führt Verf. an, der sich von der Hämmerwaldalpe bis zum Nordostabhange der Parderspitzze verfolgen läßt. (OW.-Streichen.)

C. Hlawatsch.

Lagerstätten nutzbarer Mineralien.

L. de Launay: Observations géologiques sur quelques sources thermales. (Ann. des mines. (10.) 9. 1906. 5—46.)

Als „Beweis für die Theorie, nach welcher die Thermalquellen, wenigstens zum größten Teil, das Resultat einfacher, fast oberflächlicher Wasserzirkulation ohne irgendwelche Anzeichen eruptiver Herkunft aus mysteriöser Tiefe sind“, beschreibt Verf. die geologischen Verhältnisse der Thermen von Cestona in der Gegend von San Sebastian in den Pyrenäen, von Bagnoles an der Grenze des Pariser Beckens und des alten Massivs der Bretagne, von Chaudes-Aigues im Cantal und solche am Mont-Dore. Sie stehen alle im Zusammenhang mit tektonischen Spalten, aus denen das in höher gelegenen Gebieten gefallene atmosphärische Wasser wieder zutage tritt. Die Quellen von Cestona treten in überkippten Kreideschichten auf; sie sammeln sich in einem wasserlosen, karstartigen, aus Urgonkalken bestehenden Hochland und entspringen mit einer Temperatur von 31° und einem bemerkenswerten Gehalt an NaCl, Na₂SO₄ und CaSO₄ längs der Grenze der Neocom-Schiefer. Der Mineralgehalt der Quellen soll nach Verf. mit Vorkommnissen von „Ophiten“, die sich als Einlagerungen in den verschiedensten Horizonten finden, und mit dem gelegentlichen Auftreten gips- und steinsalzführender Triaslinsen innerhalb des weiteren Sammelgebietes im Zusammenhang stehen. Um die Temperatur zu erklären, nimmt DE LAUNAY an, daß die Erwärmung in der Tiefe von etwa 1000 m stattgefunden habe, von wo die Wässer nach der Oberfläche zurückkehrten. Ein großer Teil der Beschreibung bezieht sich im übrigen auf die Technik der Quellfassung.

Die an gelösten Stoffen sehr arme Quelle von Bagnoles ist seit dem Mittelalter bekannt. Sie liegt in einem weithin thermenfreien Gebiet, ist eine sehr ergiebige Spaltenquelle, deren Sammelgebiet silurische Sandsteine und Schiefer bilden, und tritt mit einer Temperatur von nur 26° zutage. Trotzdem in der Gegend im Silurschiefer Eisensteinlager anzutreffen sind, enthalten die Wässer doch kaum Spuren von Eisen, während kalte, in der Nachbarschaft von Bagnoles und sogar nur 50 m von der Therme auftretende Quellen reich daran sind. Verf. schließt daraus, daß die Wasserzirkulation bloß auf Spalten des Sandsteins stattfindet. Die Therme selbst liegt 172 m über dem Meere und etwa 150 m tiefer als die Sandsteinhöhen der Nachbarschaft. Nach Verf. erlangen die im Sandstein sich verlierenden Niederschlagswässer die erwähnte Temperatur dadurch, daß sie aus einer Tiefe von etwa 1000 m an die Oberfläche zurückkehren sollen.

Die Quellen von Chaudes-Aigues brechen aus etwa 25 Öffnungen mit einer Temperatur von $81,5^{\circ}$ hervor und sind ziemlich reich an Kohlensäure, im übrigen aber gleichfalls arm an gelösten Substanzen. Das herrschende Gestein ist gefalteter und vielfach verworfener Gneis, die Quellen selbst entspringen inmitten eines elliptischen Komplexes von Mikrogranitgängen. Ihre hohe Temperatur braucht nach Verf. hier nicht etwa dadurch erklärt zu werden, daß die Wässer eine Tiefe von 2500 m erreicht haben, sondern, da man sich in einer vulkanischen Gegend befinde, so sei jedenfalls die geothermische Tiefenstufe geringer als der bei den anderen Vermutungen zugrunde gelegte Betrag.

Die Quellen von Mont-Dore gehören einer, oberflächlich sich kompliziert verästelnden Quellspalte an, welche dem Verlauf eines bald als Phonolith, bald als „Labradorit“ (d. i. Andesit) bezeichneten Gesteinsganges folgt. DE LAUNAY nimmt an, daß die Wässer auf dem südlich gelegenen Plateau in die Tiefe gesickert seien, die wiederum nicht so sehr bedeutend zu sein brauche, da es sich ja um vulkanisches Gestein handle und die Wasserwärme von $35,3$ — $44,8^{\circ}$ leicht durch die dadurch bedingte abnorme Zunahme des geothermischen Gradienten erklärt werden könne. Der Austritt der Thermen erfolgt auf dem Grunde eines von dem Gesteinsgang durchsetzten Tales. Ihre Hauptbestandteile sind freie Kohlensäure, Alkalicarbonat, Kalk- und Magnesiumcarbonat und Kochsalz. Borate, Jodide, Phosphate, Arseniate und Lithiumsalze sind nur in Spuren, Natriumsulfat gleichfalls nur in geringer Menge nachzuweisen. Ihre Herkunft ist nach Verf. auf das vulkanische Nebengestein zurückzuführen, das Arsen könnte dem Tuffe entstammen, wo es als Arsenkies in geringer Menge nachweisbar ist. Übrigens sind die Quellen von Mont-Dore nicht die einzigen der Gegend; eine ganze Reihe anderer ist u. a. an die große Bourboule-Verwerfung gebunden und sehr jugendlichen, sogar postpliocänen Alters.

Bergeat.

A. Gautier: La genèse des eaux thermales et ses rapports avec le volcanisme. (Ann. des mines. (10.) Mém. 9. 1906. 316—370.)

Nach Verf. herrschen über die Bildung der Thermen drei Anschauungen: die erste, bei den meisten Geologen verbreitete, besagt, daß die Thermen ursprünglich meteorisches, auf Spalten in die heißen Tiefen verfallenes Wasser seien, das sich dort mit Stoffen belade, die es aus dem Gestein auslaugt und dann vermöge seines infolge der Erwärmung geringeren spezifischen Gewichts und des Druckes der durch die Erhitzung entstehenden Gase und Dämpfe an die Oberfläche zurückkehre; die zweite Theorie rührt von E. DE BEAUMONT her, der annahm, daß die Thermen dem Glutfluß der Tiefe entstammen. Als dritte wird die vor einigen Jahren von SUSS geäußerte Meinung zitiert, die sich von derjenigen BEAUMONT's insofern unterscheidet, als die sogen. „juvenilen“ Wässer erst nahe der Erdoberfläche

durch Oxydation des Wasserstoffes entstehen, der aus dem Magma der Tiefe ausgehaucht wird. Die erstere Auffassung lehnt Verf. ganz ab und sucht eine andere zu beweisen, die sich der Theorie E. DE BEAUMONT'S und SUESS' nähert, ohne mit ihnen ganz übereinzustimmen, und die gleichfalls den Thermen und gasförmigen Exhalationen der Vulkane eine gleiche Herkunft zuschreibt.

GAUTIER hält es für eine zweifellose Tatsache, daß fast alle warmen Mineralquellen aus Erzgängen oder doch aus Spalten entspringen, die zu diesen vermöge ihrer gleichen Richtung in engerer Beziehung stehen, oder auf Verwerfungen, welche ehemals der Förderung vulkanischer Produkte dienten oder doch wenigstens mit solchen gleichalterig sind. Zum Beweise begnügt er sich damit, wie das schon andere getan haben, solche Thermen aufzuzählen, welche in erzführenden Gebieten vorkommen, in Erz- oder Mineralgängen oder in vulkanischen Gebirgen entspringen. Als ein Beispiel für die Förderung großer Wassermassen durch Vulkane werden u. a. die Schlammströme am Mont Pelé und das Auftreten warmer Quellen daselbst im Jahre 1902 erwähnt: „man sieht an dieser ganz besonders gut studierten Eruption, wie das Feuer, die Laven und das Wasser am Phänomen beteiligt waren. Das ist die Geschichte der meisten vulkanischen Eruptionen.“ Als Gewährsmann zitiert Verf. LACROIX, der gerade im Gegenteil betont hat, daß Schlammströme und warme Quellen am Mont Pelé atmosphärischen Ursprungs gewesen sind.

Die von manchen vertretene Anschauung, daß das aus den Vulkanen zutage tretende Wasser ursprünglich durch Poren, Kapillaren und Spalten nach dem Magma gesickert sei, für dessen Sitz er eine Tiefe von 30—40 km annimmt, weist Verf. ab. Der Wasserdampf ist vielmehr in den von den Laven durchbrochenen Gesteinen enthalten und wird durch die Hitze des in Spalten aufsteigenden Schmelzflusses daraus frei. Daß diese Gase nicht etwa durch Imprägnation mechanisch in die Gesteine gelangt sind, sondern daß noch bis zur Rotglut nicht unerhebliche Mengen davon darin enthalten sind, folgert GAUTIER aus einer Reihe von Versuchen. Der Wasserverlust betrug, wenn man die Gesteine im Vakuum erhitzte, pro Kilogramm:

	15—200°	200° bis zur Rotglut
Granit von Vire	2,29 g	7,35 g
Porphyr von Esterel	5,80 „	12,40 „
Ophit von Villefranque . . .	—	15,06 „
Lherzolith von Lherz	—	16,80 „

Bei erreichter Rotglut (etwa 400—500°) oder wenig vorher entwickelten sich im Vakuum noch andere Gase, die das 3—18fache Volumen des erhitzten Gesteins einnahmen. Die nachstehende Tabelle gibt Aufschluß über die Zusammensetzung der bei beginnender Rotglut ausgetriebenen Gase und daneben diejenige der Fumarolenprodukte des Mont Pelé (I., nach MOISSAN) und an Santorin (II., nach FOUQUÉ). Die Untersuchung des Gneises wurde von A. TILDEN, die der anderen Gesteine von GAUTIER vorgenommen. (Vergl. Compt. rend. Ac. Sciences, 132. 1900. 60.)

	Granit (Vire)	Porphyry (Esterel)	Ophit (Ville- franque)	Gneis (Seringa- patun)	I.	II.
Freier Wasserstoff . .	77,30	31,09	56,29	61,9	22,30	16,12
Kohlendioxyd mit ein wenig Kohlenstoffoxy- sulfid	14,80	59,15	35,71	31,6	44,20	50,41
Kohlenoxyd	4,93	4,20	4,85	5,4	4,50	—
Methan	2,25	2,53	1,99	0,5	15,7	2,95
Schwefelwasserstoff . .	Sp.	0,0	0,45	0,0	0,0	Sp.
Stickstoff mit Argon .	0,83	2,10	0,68	1,6	12,20	30,32
Ammoniak	Sp.	Sp.	Sp.	—	Sp.	Sp.

Dringen in's Gestein, das obige Mengen chemisch-gebundenen Wassers enthält (Verf. denkt z. B. an den Wasserstoffgehalt der Glimmer oder mancher Amphibole, an das Bindungswasser des Serpentin). plötzlich längs zahlreicher Risse und Bruchspalten glutflüssige Massen, so werden sie ausgeglüht, die Dämpfe entweichen und führen zu vulkanischen Explosionen. GAUTIER berechnet, daß dann ein Kubikkilometer Granit mit dem vorhin erwähnten Wassergehalt 25—30 Millionen Tonnen Wasser oder 43 Milliarden Kubikmeter Wasserdampf bei 100°, 160 Milliarden bei 1100° liefern würde; bei letzterer Temperatur würden ferner die freiwerdenden Gase 28 Milliarden Kubikmeter ausmachen und ein Druck von mindestens 7000 Atmosphären entstehen. Verf. stellt sich vor, daß solches Gestein „par toutes ses fentes et cassures“ von Magma imprägniert werde. Geschähe das in einer Tiefe von 25—30 km, so sei der Druck der entwickelten Gase immerhin noch annähernd hinreichend, um eine Magma-säule von dieser Höhe emporzupressen. Die Spalten entstanden durch Senkungen, indem von den Kontinenten durch die Erosion Material abgetragen und in den Meeresbecken aufgehäuft werde; letztere seien also Senkungs- und Bruchgebiete und deshalb dem Auftreten der Vulkane günstig. Ein durch das Magma ausgeglühter Kubikkilometer Granit ergebe übrigens mehr Wasserdampf, als der Ätna während seiner zweihunderttägigen Eruptionsperiode im Jahre 1865 nach FOURGÉ geliefert haben soll (damals nämlich etwas mehr als 2 Millionen Tonnen). Die Wiederkehr der vulkanischen Eruptionen würde ausschließlich durch diejenige von Brüchen und Einstürzen in den tiefgelegenen Zonen der Erdkruste reguliert.

Auf etwas andere Art soll sich die Bildung und Förderung der Thermalwässer abspielen, denen gleichwohl gleicher Ursprung wie den vulkanischen Gasen und Wasserdämpfen zugeschrieben wird. In einer gewissen „zone sensible“ genügen schon kleine Gleitungen, Faltungen und andere tektonische Vorgänge, um etwa eine Gneis- oder Granitmasse ein wenig in denjenigen Temperaturbereich zu bringen, wo eben die Ausglühung beginnt, oder Verwerfungen und Brüche in tiefer liegendem Gebirge führen dort leicht dazu, daß darin aufsteigende Lava höhere Gesteinslagen eben bis zu jenem Punkte erwärmt. Infolge geringer Tem-

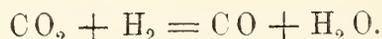
peraturerhöhung werden dort also größere oder geringere Gas- und Dampfmen- genen frei. Die so gebildeten Gase und Dämpfe werden alsbald überall zu entweichen suchen und sogleich dank ihrem enormen Druck die auf- steigenden Laven zurückdrängen. Damit und infolge der Ausdehnung der Gase sinkt wieder die Temperatur des Gesteins; jene werden durch alle Poren und Spalten sich verflüchtigen und dieses wird jetzt vermöge der chemischen Affinität, nicht auf mechanischem Wege, allmählich seinen früheren Gas- und Wasserdampfgehalt wieder erneuern können. Dies ge- schieht durch Übernahme dieser Stoffe aus den höheren Schichten, die selbst wieder von oben her das Abgegebene ergänzen, so daß schließlich in den äußersten Erdschichten mechanisch eingedrungenes Wasser für den Entwässerungsprozeß in der Tiefe in chemische Bindung tritt. Mit dieser wechselnden Erhitzung und Abkühlung, Wasserabgabe und Wasseraufnahme hängen nach GAUTIER „sans doute“ die pulsierenden Ergüsse und Ex- halationen des Karlsbader Sprudels, der Geysire und die strombolianische Tätigkeit mancher Vulkane zusammen. Ein Teil des Wassers stamme auch aus dem glühenden Magma selbst, indem es sich aus dem darin enthaltenen Wasserstoff durch Reduktion von Oxyden bilde.

Ein ausführlicher Abschnitt behandelt „Die zur Bildung der Minerali- satoren in den Thermalwässern und vulkanischen Exhalationen führenden Vorgänge“. Verf. sagt wiederholt, daß sich diese Darlegungen auf Labora- toriumsversuche gründen. Die bei beginnender Rotglut aus den erhitzten Gesteinen gelegentlich der oben erwähnten Versuche gewonnenen Gase waren nicht als solche darin enthalten, sondern sie bildeten sich unter der Einwirkung des bis dahin im Vakuum ausgeglühten Wasserdampfes auf die im Gestein enthaltenen Ferrosalze. Eisenoxydverbindungen oder Eisenverbindungen einer niedrigen Schwefelungsstufe werden bei Gegenwart des Wasserdampfes in der Rotglut zu Oxyd- oder Oxydoxydul- verbindungen unter Entwicklung von Wasserstoff: $3 \text{FeS} + 4 \text{H}_2\text{O} = \text{Fe}_3\text{O}_4 + 3 \text{H}_2\text{S} + \text{H}_2$ (im Original verdruckt) und $\text{H}_2\text{S} = \text{H}_2 + \text{S}$ (in der Rotglut). In ähnlicher Weise wurde beobachtet $\text{PbS} + \text{H}_2\text{O} + \text{SiO}_2 = \text{PbSiO}_3 + \text{H}_2 + \text{S}$. Schon in der dunklen Rotglut wirkt Wasserdampf oxydierend auf Ferromagnesia- oder Ferrokalkverbindungen, wie sie als Silikate in manchen Gesteinen verbreitet sind, ein:



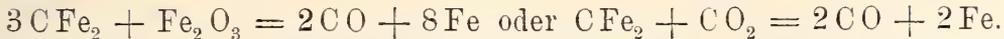
Auf solche Weise bilde sich der Wasserstoff, der samt dem vom glühenden Erdkerne selbst herstammenden, aus der Erdoberfläche und be- sonders aus allen Vulkanschlünden entweiche.

Das Kohlenoxyd entsteht bei lichter Rotglut nach der Formel



Tritt es in der Rotglut mit dem aus dem Magma selbst ausgehauchten Schwefel zusammen, so bildet sich COS und weiterhin: $\text{COS} + \text{H}_2\text{O} = \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{S}$. Außerdem kann H_2S durch eine direkte Vereinigung des Wasserstoffs mit Schwefel bei dunkler Rotglut entstehen.

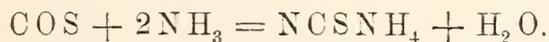
Eine gewisse Rolle können auch Metallkarbide spielen:



Dazu sagt GAUTIER: „Man weiß in der Tat, daß diese Metallkarbide, welche (wie die begleitenden Stickstoffverbindungen) den höchsten Temperaturen widerstehen, in der Tiefe existieren“. Mit Oxyden entwickeln sie in der Rotglut Kohlenoxyd, mit Wasser Methan oder Petrolene. Verf. glaubt damit das Vorkommen von Kohlenwasserstoffen nicht nur an Vulkanen sondern auch in den Petroleumlagerstätten des Kaukasus, Rumäniens und Pennsylvaniens erklären zu können.

Die bezeichneten Reaktionen führen zur Bildung reduzierender Gase, wie Wasserstoff, Kohlenoxyd, Kohlenoxydsulfid und Kohlenwasserstoffe, welche unter enormem Druck das Magma der Tiefe imprägnieren. Zwischen ihnen und dem Wasser- und Schwefeldampf, dem Schwefelwasserstoff und Kohlendioxyd besteht vermöge umkehrbarer Reaktionen ein Zustand unvollkommenen Gleichgewichts, der durch die jeweils herrschenden Temperaturen und insbesondere die reagierenden Massen beeinflusst wird.

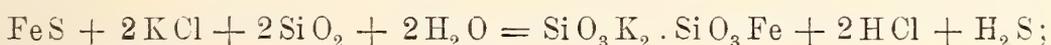
In dem durch Ausglühen der Gesteine gewonnenen Ammoniak waren Spuren von Ammoniumsulfocyanat (Rhodanammonium) nachzuweisen.



Überschuß von H_2S gibt bei der Einwirkung auf Fe_2O_3 Einfach- FeS , H_2O und S , H_2S und CO_2 geben COS und H_2O ; ferner: $2\text{Fe}_2\text{O}_3 + 6\text{H}_2\text{S} = 4\text{FeS} + 2\text{H}_2\text{O} + 2\text{SO}_2 + 4\text{H}_2$, $2\text{H}_2\text{O} + \text{H}_2\text{S} = \text{SO}_2 + 3\text{H}_2$. Daraus wird u. a. gefolgert, daß der Wasserstoff schon in der Tiefe, trotz der Abwesenheit freien Sauerstoffs zu Wasser oxydiert wird.

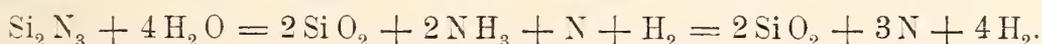
Chlornatrium ist als primärer Bestandteil im Glutfluß des Erdkerns enthalten; es liefert das Chlor der flüchtigen Schwermetallchloride in den Fumarolen: $\text{PbS} + \text{H}_2\text{O} + 2\text{NaCl} + \text{SiO}_2 = \text{SiO}_3\text{Na}_2 + \text{PbCl}_2 + \text{H}_2 + \text{S}$. In kälteren Zonen der Erdkruste wird sich der Wasserdampf konzentrieren, die Schwermetallchloride in Lösung aufnehmen und unter dem Einfluß ausfällender Agentien in Spalten, d. h. unter Bildung der Erzgänge wieder absetzen.

Wie sich unter gleichzeitiger Entwicklung von Chlorwasserstoff und Schwefelwasserstoff kompliziertere Silikate bilden können, soll folgende Formel darstellen:



sie erinnert etwas an den von GAY-LUSSAC und THÉNARD nachgewiesenen Vorgang: $2\text{KCl} + \text{SiO}_2 + \text{H}_2\text{O} = \text{SiO}_3\text{K}_2 + 2\text{HCl}$.

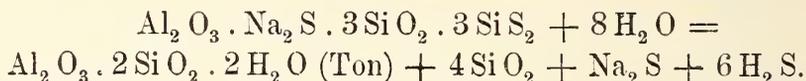
Stickstoffsilicium ist ein bei höchsten Temperaturen sehr beständiger Körper, der sich indessen durch Wasserzutritt folgendermaßen verändert:



Der Luftstickstoff wäre also ein Nebenprodukt der Kieselsäure- und Silikatbildung.

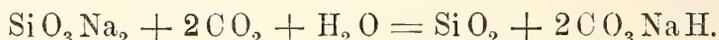
Verf. erinnert weiter an seine im Jahre 1888 ausgeführten Versuche und an diejenigen FRÉMYS, den Sauerstoff der Tonerde und denjenigen

der Kieselsäure durch Schwefel zu ersetzen, wobei u. a. ein sulfokiesel-saures Salz von einer dem Feldspat analogen Zusammensetzung erhalten worden sei. Solche Verbindungen seien im Überschuß von Schwefelwasserstoff und Schwefeldampf bei Rotglut beständig; tritt aber in diesem Zustande eine Veränderung ein oder tritt Wasserdampf hinzu, dann wird das Sulfosalz in Sauerstoffsalz übergeführt:



Dieser Vorgang sei wichtig für die Schwefelalkalibildung in manchen Schwefelquellen; „der Zersetzung der Sulfide und Oxy sulfide des Siliciums verdanken Geysirit und Opal ihre Entstehung, die beide unter Schwefelwasserstoffentwicklung gebildet werden.“ Bei seinen Versuchen hat Verf. selbst in einem Kilogramm gepulverten Granits, wenn es bei Luftabschluß nur mit lauwarmem, abgekochtem Wasser behandelt wurde, keine freien Alkali- oder Erdalkalisulfide nachweisen können. Dagegen gaben schon 20—25 g Granitpulver, in der luftleeren Röhre mit Wasser auf 280—300° erhitzt, eine kohlen-säurehaltige Lösung von Schwefelnatrium, ähnlich den Thermen der Pyrenäen oder des Kaukasus. Verf. glaubt, daß sie nur durch Zersetzung präexistierender Sulfosilikate entstanden sein könne. Da jene Lösung und die erwähnten Thermalwässer nur Spuren von Kalium enthalten, so wird auch ein Zutun des Granitorthoklases für ausgeschlossen erachtet. Das Natriumsulfosilikat sei ein Produkt der Zonen großer Tiefen, das in unmerklichen Mengen von dort in die Gesteine einwandere, sie imprägniere und durch Wasser wieder zersetzt werde.

In der Rotglut bildet sich aus Kieselsäure, Chlornatrium und Wasser Natriumsilikat und Salzsäure. Letztere tritt aus den Vulkanen aus, das Natriumsilikat hinterbleibt teilweise in dem beteiligten Gestein; GAUTIER vermochte mit lauwarmem Wasser u. a. Natriumsilikat aus Granitpulver auszulaugen, das nicht vom Feldspat herrühren könne, der ja ein Orthoklas sei [und auch Oligoklas! Vergl. Granitanalysen! Ref.] Die kiesel-säure- und natronhaltigen Wässer von Plombières, Bains, Nérís, Mont-Dore, Gastein etc. seien auf solche Weise zu erklären. In kühleren Tiefenzonen kann aus dem erwähnten Natriumsilikat unter Einwirkung von Kohlensäure Natriumbikarbonat entstehen:



Es gelang Verf. nicht, durch andauernde Einwirkung kohlen-säurehaltigen Wassers auf die gewöhnlichen gesteinsbildenden Silikate bei 150° merkliche Mengen von Alkalien zu lösen; damit erkläre sich die geringe Menge von Kalium und Lithium in den natürlichen Bikarbonatwässern.

Dem heißen Erdkern entstammen die großen Massen der in der mannigfachsten Weise über die Erde verbreiteten und ihr entströmenden Kohlensäure. Ebenso ist auch der Kochsalzgehalt eigentlicher Thermalquellen, das Kupferchlorür, die Borsäure, das Arsenik, Fluor, Brom und Jod, der Sulfid- und Schwefelwasserstoffgehalt solcher von der zentralen Glutmasse herzuleiten, wobei wie oben auch hier wieder der fast völlige Mangel

an Kali erklärt werden könne. Die ganze Mineralisation heißer Kochsalzquellen widerspricht der Annahme, daß sie den stofflich ganz anders garteten Steinsalzlagerstätten entstamme. Bezüglich des Vorkommens von Ammoniak in den Borsäurelagern, des Wasserstoffes in den Thermen von Bath und Porretta, des Kohlenoxysulfids zu Parad und Harany, auch des Stickstoffs in Thermalwässern und sogar des Sumpfgases, z. B. in den Thermen von Aachen wird eine Herkunft im Sinne des weiter oben Referierten für zweifellos gehalten.

Bei seinen Versuchen hatte Verf. aus den kristallinen Gesteinen außer dem Stickstoff auch Argon gewonnen (s. o.). Stickstoff kann von seinen Verbindungen mit Bor oder Silicium hergeleitet werden; ähnliches gilt vielleicht auch von dem Argon und dem dieses manchmal begleitenden Helium, deren Verbindungen sich infolge abnehmenden Druckes später in jenen Gesteinen zersetzten, in welchen sie sich bei sehr hohem Drucke ursprünglich gebildet hatten. Die Gase der Stickstoffgruppe kommen tatsächlich auch in Thermen vor. Die Schwefelquellen von Panticosa (Pyrenäen) enthalten 20 ccm, die von Cauterets 26—29, die Kochsalzquellen von Inselbad 106 ccm Stickstoffgas im Liter. Von 100 Vol. Gas aus den Thermen von Aachen sind 66—82 stickstoffartig. Nach RAMSAY'S Untersuchungen enthält der von Thermen geförderte Rohstickstoff meistens Argon, Neon und auch Helium. Verf. führt eine größere Anzahl solcher Quellen an. Nach MOUREU bestehen die aus dem Thermalwasser von Maizières (Morvan) hervorsprudelnden Gasblasen zu 8% aus Argon und Helium. Ihr Mengenverhältnis ist ein anderes im Stickstoff dieser Quellen, als im Luftstickstoff, worin insbesondere das Helium nur in Spuren auftritt. Samt Wasserstoff entweichen sie dem glühenden Erdkern und bleiben im Wasser gelöst, das sich bildet, indem der erstere auf die früher beschriebene Weise sich oxydiert. Endlich wird noch der Radiumemanationen Erwähnung getan, die man zweifellos noch in den vulkanischen Ausströmungen nachweisen können, nachdem sie bereits in der Sonnenatmosphäre beobachtet worden sind. Möglicherweise stammt das Radium aus Uranium im Erdinnersten und wandert mit dem Helium, in das es sich umsetzt, auf dem Wege der Thermen nach der Oberfläche.

Die Ähnlichkeit zwischen den Gasen der vulkanischen Exhalationen und dem Stoffbestand der Thermen weisen Verf. auf eine unmittelbare Verwandtschaft beider hin. Während aber dort eine plötzliche Entwicklung durch die Hitze des zwischen die Urgesteine einbrechenden Glutflusses statthabe, finde bei den Thermen nur eine langsame Destillation statt. Dabei liefert sowohl das erhitzte Gestein als auch der dem Erdinnersten entstammende Glutfluß Gase und Stoffe, die aufeinander einzuwirken und zu neuen Gasen zu führen vermögen. Von diesen verflüssigt sich der Wasserdampf, bringt aber nur teilweise die übrigen Stoffe zur Oberfläche, während ein anderer Teil bei der Abkühlung schon in der Tiefe seine Beweglichkeit verliert, so z. B. die Metallverbindungen.

Während das Wasser seinen Weg durch Spalten nehmen muß, quillt ein großer Teil der Gase, unter ihnen besonders Kohlensäure und Wasser-

stoff mit Leichtigkeit durch alle Kapillaren und Poren. Der Wasserstoff läßt sich in allen nahe der Erdoberfläche gesammelten Luftproben nachweisen, fehlt indessen trotz seiner geringen Dichte in den oberen Luftschichten. Dorthin steigt er fortwährend empor, wird aber durch die Sonnenstrahlung im gleichen Maße zu Wasserdampf oxydiert. Es liegt der Gedanke nahe, daß er fortwährend aus dem tiefen Erdinnern nachströmt, indem er vielleicht selbst nur ein Umwandlungsprodukt unbekannter Elemente darstellt.

Bergeat.

K. Vállindas: Der geologische Bau und die Erzlagerstätten von Sérifos. Griechisch. Athen 1906.

Verf. beschreibt kurz die allgemeinen geologischen Züge und ausführlicher die Zusammensetzung der mannigfaltigen Erzlagerstätten der Insel Sérifos, von deren Bau bis jetzt hauptsächlich die älteren Berichte von FIEDLER (Reise durch alle Teile des Königreichs Griechenland. Leipzig 1841. 2) und die Notizen von LEPSIUS (Geologie von Attika. Berlin 1893) Auskunft geben. [Die jüngst erschienene Arbeit von HAUTTECOEUR (L'île de Sérifos. Bull. d. l. Soc. roy. belge de géogr. 1900. No. 6. 533) ist mehr geographischen Inhalts. Ref.]

Die ungefähr rundliche, etwa 66 qkm (nach WISOTZKI) große Insel besteht zum größten Teil aus Biotitgneis; auf diesem dehnen sich hin und wieder 20—25 m mächtige Bänke von kristallinem Kalkstein aus, welcher wiederum von Dolomitbänken überlagert wird; als oberstes Glied treten Amphibolschiefer auf, die mehr oder weniger zersetzt und von Brauneisenerz, dem Zersetzungsprodukt des Amphibols, dunkel gefärbt sind. Auf dem nordöstlichen Teile erscheinen an Stelle der Biotitgneise grünliche chloritreiche Gneise, welche von Glimmerschiefer überlagert sind, auf denen die Kalkstein- und Dolomitbänke sitzen. Quarzporphyr- und zahlreiche Granitgänge durchsetzen diese schichtigen Komplexe.

Die Schiefer streichen im westlichen und südwestlichen Teile der Insel nach N 10—20° W mit einem südwestlichen Fallen von 25—30°, während im nordöstlichen Teile ein N 50° W-Streichen mit nordöstlichem Fallen von 30° wahrnehmbar ist, so daß Verf. eine sattelförmige Wölbung in der Mitte der Insel erblickt, im Gegensatz zu LEPSIUS, welcher einer Schichtenmulde das Wort redet.

Die Erzlagerstätten lassen sich, ihrer geologischen Erscheinungsweise nach, in den drei Klassen der epigenetischen Erzstöcke, der Lager und der Gänge unterbringen, die auch z. T. mineralogisch voneinander zu unterscheiden sind.

Die stockförmigen Erzlager, die jetzt ausschließlich den Gegenstand des Bergbaues bilden, liegen an verschiedenen Orten der Insel zerstreut, hauptsächlich aber im westlichen und südwestlichen Teile bei den Orten Mávra Voládia, Kutalá, Méga Livádi, Krinturon, Avyssalós, Tsemiskópulon. Sie setzen sich hauptsächlich aus Brauneisenerz zusammen, dem noch Quarz, Baryt, Eisenkies und sekundäre car-

bonatische Kupferverbindungen beigemischt sind. Die mittlere chemische Zusammensetzung dieser Brauneisenerze beträgt 50 % Fe, 1—5 % Mn, 10 % SiO₂, 10—12 % H₂O (bis 120° C.), 0,025 % P₂O₅ mit kleinen Mengen von Ca, Ba und mit Spuren von S, As und Cu.

Diese Erze sind ausschließlich mit den Kalksteinen und den Dolomiten verknüpft; sie setzen innerhalb derselben kugelige, ovale oder unregelmäßige Massen von schwankendem, von wenigen bis zu „hundert, tausend und mehr Kubikmeter“ wechselndem Rauminhalt zusammen, welche in den meisten Fällen gegen das Nebengestein scharf abgegrenzt sind; seltener treten solche Massen miteinander durch schmale Erzstreifen verbunden auf. Innerhalb dieser Brauneisenerzstöcke bemerkt man bisweilen leere Hohlräume, deren Durchmesser oft eine Länge von 15 m erreicht, und deren Wände entweder mit Limonitstalaktiten inkrustiert sind, oder eine Austapezierung mit pseudomorphen Bildungen von Limonit nach Kalkspat aufweisen. Dolomitblöcke mit einer Brauneisenerzrinde und gelben und roten Ocker, deren Eisengehalt bis zu 59 % betragen kann, findet man oft in diesen höhlenartigen Räumen.

Die an die Dolomitbänke gebundenen Erze erweisen sich als eisenreicher als diejenigen, welche im Kalkstein vorkommen, die ihrerseits an Kieselsäure reich sind; bei diesen letzteren kann der Quarz bis zur Entwertung der Lagerstätte sich anreichern.

Verf. schreibt die Entstehung eines Teiles dieser Erze einer Verdrängung der Carbonate durch aufgestiegene Eisenerzlösungen zu, z. T. betrachtet er sie aber als Ausfüllungen von präexistierenden Hohlräumen, welche Annahmen durch die oben angeführten Beobachtungen vollständig berechtigt erscheinen. Dafür spricht noch das Vorhandensein von mehr oder weniger großen leeren Hohlräumen innerhalb der Kalkstein- und Dolomitbänke.

Diese epigenetischen Erzstöcke stehen nun in „innigstem Zusammenhang mit den granitischen Gängen“; überall, wo man auf eine bedeutendere Erzmasse stieß, wurde auch ein Granitgang getroffen, und zwar konnte einmal wahrgenommen werden, wie dieser letztere durch die Lagerstätte hindurchsetzte. Weil die mineralogische Zusammensetzung der Erze keine Verschiedenheiten in der Nähe des Granits aufweist, während dieser letztere auf die übrigen Komplexe der Insel eingewirkt hat (wie?), wird der Schluß gezogen, daß „die Bildung der Erzlagerstätten nach der Empordringung des granitischen Magmas erfolgte“.

[Damit bleibt allerdings die Frage nach der Natur des Zusammenhanges zwischen den Erzen und dem Granit unbeantwortet. Ref.]

Was die Erzlager anbetrifft, so sind dieselben dem Gneise in 3—5 m mächtigen Schichten an zwei Orten der Insel eingeschaltet, auf dem Bergplateau von Vouniés in einer Höhe von 550 m ü. d. M. und bei dem Orte Tselepàki östlich des Hafens Livádi. Die Ausbreitung dieser Lager in der Fläche wird nicht angegeben. Magneteisen, von den nicht metallischen Gemengteilen Epidot und Granat begleitet, setzt sie zusammen.

Diese Lager werden als kontaktmetamorphischer Entstehung (*μεταμορφικά κοιτάσματα επαφής*) aufgefaßt, und zwar nicht etwa wegen des Vorkommens von eruptiven Gesteinen in ihrer Nachbarschaft, sondern einfach aus der Tatsache, daß Epidot und Granat dem Magneteisen beigemengt sind. Das Auftreten der beiden Silikate kann aber, nach der Meinung des Ref. zu keinem Resultat über die Natur der Metamorphose führen; diese Mineralien kommen nämlich ebenso gut auch in regionalmetamorphen Lagerstätten vor, wie z. B. in den mittelschwedischen Eisenerzlagern.

[Bei dieser Gelegenheit sei auch des Vorkommens von Lievrit auf Sérifos gedacht, dessen Verf. nicht Erwähnung tut; dieses Eisensilikat ist dem Ref. in kompakten radialstrahligen Aggregaten bekannt; ob es an der Zusammensetzung der epigenetischen Erzstöcke teilnimmt, wie es auf der Insel Elba der Fall ist, oder ob es an die Magneteisenlager geknüpft ist, kann er allerdings nicht angeben.]

Neben den Erzstöcken und den Erzlagern werden auf Sérifos auch Erzgänge unterschieden; auf dem nordöstlichen Teil der Insel, dort, wo die Chloritgneise zutage treten, setzt bei dem Dorfe Kallisti in denselben ein Gang von einer mittleren Mächtigkeit von 0,50 m auf, welcher O.—W. streicht und unter 26° nach N. fällt. Er ist bis zu einer Tiefe von 25 m verfolgt worden, wo die Grubenwässer seinen weiteren Abbau behindert haben. Seine Erze stellen ein massiges Gemisch von Eisenkies, Zinkblende und Bleiglanz (3:2:1) dar. In den oberen Teufen sind als sekundäre Mineralien Eisenspat, Calamin und Cerussit bekannt gemacht worden. In der Nähe dieses Ganges streichen viele Granitgänge zutage aus.

Die in früheren Jahren abgebaute unbedeutende Kupfererzlagerstätte bei dem Dorfe Panagia war nicht mehr zugänglich, so daß Verf. nicht imstande war, darüber zu berichten.

Die Jahresförderung der Insel an Eisenerz betrug in den letzten Jahren durchschnittlich etwa 150 000 t, also etwas mehr als ein Drittel der Gesamtproduktion von Griechenland, die im Jahre 1903 auf 416 711 t stieg.

Ktenas.

Topographische Geologie.

A. v. Koenen: Über scheinbare und wirkliche Transgressionen. (Nachr. d. k. Gesellsch. d. Wiss. zu Göttingen. Mathem.-physik. Klasse. 1906. 1—9.)

Verf. nennt eine größere Anzahl von Fällen aus dem südlichen Hannover und Nachbargebieten, in denen Schichtlücken und Geröllbildungen auf lokale Abtragung von Schichten während der Jura- und Kreidezeit hinweisen. Davon sind folgende Fälle bisher wohl in der Literatur noch nicht enthalten:

Kalkbänke des mittleren Lias enthalten bei Wenzen südlich der Hilsmulde grobe Konglomerate mit Geröllen von Nuß- bis Eigröße.

Südlich Gerzen bei Alfeld liegen die Coronatenschichten auf etwas steiler einfallenden Posidonienschiefern des oberen Lias unter Ausfall der *Jurensis*-Schichten und des unteren Doggers, der 1,8 km weiter nordwestlich vorhanden ist.

Am Süntel bei Hameln haben wir eine Lücke zwischen Jura und Wälderton.

Am Süden des Hils findet sich oberes Valanginien konkordant über Purbeck-Kalken. Stille.

A. Windhausen: Die geologischen Verhältnisse der Bergzüge westlich und südwestlich von Hildesheim. Inaug.-Diss. Göttingen 1907. 1—33. Mit 1 Tafel, Profile u. geol. Karte 1:50 000.

Die älteste der im untersuchten Gebiete zutage ausgehenden Schichten, der mittlere Buntsandstein, enthält in seinem obersten Teile, der Bausandsteinzone, *Gervillia Murchisoni*. Röt und Muschelkalk sind in normaler mitteldeutscher Entwicklung weit verbreitet. Die Lettenkohlengruppe besteht aus dunklen Tonen, Dolomiten und glimmerhaltigen Sandsteinen, der Gipskeuper aus bunten Letten, die den 10 m mächtigen Schilfsandstein umschließen, und zu oberst aus Steinmergeln, das Rhät aus Quarziten, Sandsteinen und sandigen Tonen. Vom unteren Lias sind die Psilnoten- und Angulatenschichten, erstere als glimmerhaltige Sandsteine und sandige Schiefertone, vom mittleren Lias die Schichten mit *Aegoceras capricornu* Sow. nachgewiesen worden. Oberoligocän mit sehr reicher, bereits von PHILIPPI im Jahre 1843 beschriebener Fauna nimmt einen 3 km langen Streifen am Nordostfuße des Hildesheimer Waldes ein, und zum Miocän werden Quarzsande gestellt, die bei Giesen nördlich Hildesheim in einer Sattelspalte eingebrochen liegen. Das nordische Diluvium wird durch Schotter und Geschiebelehm vertreten und ist bis zur Höhenlage von 220 m nachweisbar, das einheimische durch „Löblehm“ und Kiese.

Die ziemlich komplizierte Tektonik wird außer durch die Übersichtskarte durch eine Reihe von Profilen erläutert. Zwei Antiklinallinien beherrschen den Aufbau; entlang der südlichen, derjenigen des Hildesheimer Waldes, ragt Buntsandstein auf und hier geht das Schichtenstreichen vorwiegend nordwestlich. Auf den Buntsandstein legen sich am Nordflügel entlang dem Südrande des dargestellten Gebietes regelmäßig Röt, Muschelkalk und Keuper, und orographisch tritt namentlich der Rhätkeuper wegen der Festigkeit seiner Schichten hervor. Weiter nördlich erfolgt im Zusammenhange mit allerlei Schichtenstörungen auf dem Nordflügel eine Herauswölbung älterer Schichten nach einer mehr nord-südlich gerichteten Achse, der zweiten derjenigen, die den Gesamtaufbau des untersuchten Gebietes bedingen. Den Kern dieser zweiten Antiklinale bildet Röt und bei Giesen auch unterer und mittlerer Buntsandstein. Durch streichende

und querschlägige Störungen wird sie in eine große Zahl einzelner Schollen zerlegt, und zwischen ihr Südende und die Antiklinale des Hildesheimer Waldes legt sich die Tertiärversenkung von Diekholzen. **Stille.**

A. v. Koenen: Über das Verhalten und das Alter der Störungen in der Umgebung der Sackberge und des Leinetals bei Alfeld u. Elze. (Nachr. d. k. Gesellsch. d. Wissensch. zu Göttingen. Math.-phys. Klasse. 1907. I—9.)

Zwei Phasen sind in der Aufrichtung der Schichten und Entstehung der Störungen im Gebiete der Leine bei Alfeld etc. nachweisbar; die erste ist älter als Hauterivien und entspricht nach Verf. der von H. STILLE in Westfalen nachgewiesenen vorcretaceischen, die zweite ist jungmiocänen bis pliocänen Alters. Vorcretaceisch ist z. B. die Zusammenpressung und Heraushebung des Triassockels der Sackberge, sowie jene Verwerfungen, die heute im Randgebiete der Sackberge Lias, Keuper und Tonplatten gegeneinander abschneiden. Die Heraushebung war eine so beträchtliche, daß mittlerer und oberer Jura der nachfolgenden Denudation anheimfielen und die Kreide weithin auf Lias liegt.

In die jüngere Tertiärzeit wird die Entstehung der Triasantiklinale des Hildesheimer Waldes verlegt, die wiederum etwas älter ist als die nördlich von ihr liegende und süd-nördlich laufende Antiklinale Marienrode-Gießen. Auch die Ausbildung des Leinetalsattels zwischen Freden, Alfeld und Banteln, der eine etwas andere Richtung hat, als die nordöstlich davon liegenden, in vorcretaceischer Zeit aufgerichteten Triaszüge entlang dem Sackwalde, wird für jungtertiär erklärt, da sich entlang der Sattellinie Einbrüche von Kreide, Oligocän und Untermiocän finden, die Verf. nicht auf Erneuerung oder Erweiterung älterer Spalten zurückführen möchte. Die jüngeren Störungen sind für die Sackberge und ihren Triassockel, abgesehen von dessen nördlichem Rande, ohne wesentliche Bedeutung geblieben und dürften nur eine etwas stärkere Aufbiegung und Fältelung der Flügel der heutigen Kreidemulde bewirkt haben.

Nordwestlich von Alfeld und nordöstlich vom Kulf finden sich auffällige Geländeformen, die z. T. auf Auslaugung von Steinsalz und Nachbrechen der Oberfläche zurückgehen dürften. **Stille.**

A. Mestwerdt: Über Störungen am Falkenhagener Liasgraben. (v. KOENEN-Festschrift 1907. 221—230. 3 Textfiguren.)

Der Falkenhagener Liasgraben ist eine ca. 26 km lange, ost-südöstlich gerichtete Grabenversenkung von Lias inmitten des Keupergebietes zwischen Teutoburger Wald und Weser. Die ihn umschließenden Brüche werden von den Südost—Nordwest-Brüchen am Teutoburger Walde weder abgeschnitten, noch verworfen, sondern lenken mit Zwischenrichtungen in

diese ein und begrenzen auch gemeinsam mit ihnen abgesunkene oder gehobene Schollen in solcher Art, daß es nicht ohne weiteres angängig erscheint, für die Brüche der beiden Richtungen verschiedenes Alter anzunehmen. Bei Nieheim legt sich nun braunkohlenführendes Tertiär (Miocän?) über den Lias des Grabens, den Keuper südlich des Grabens und die trennende Verwerfung hinweg, wodurch das vormiocäne Alter der Falkenhagener Störungen bewiesen wird. Da nun diese Störungen mit dem von STILLE als teilweise vorcretaceisch erkannten Sprungsystem entlang dem Teutoburger Walde zusammenhängen, so hält Verf. nicht für unmöglich, daß sie nicht nur vormiocänen, sondern sogar vorcretaceischen (jungjurassischen) Alters sind.

Neben dieser älteren Dislokationsphase gibt sich an den Randsprüngen des Falkenhagener Grabens auch eine unbedeutende jung- oder postmiocäne zu erkennen.

Stille.

K. Papp: Beschreibung der während der Forschungsreisen M. v. DÉCHY's im Kaukasus gesammelten Versteinerungen. Aus M. v. DÉCHY, Kaukasus. 3. Berlin 1907. Mit 10 Taf.

Das Prachtwerk M. v. DÉCHY's über seine Kaukasusfahrten enthält im III. Bande eine Bearbeitung der aufgesammelten Naturalien. Die Versteinerungen, hauptsächlich von v. DÉCHY, SCHAFARZIK und LACZKÓ zusammengebracht, sind von K. PAPP bearbeitet. Sie stammen aus Jura, Kreide und Alttertiär.

Verf. unterläßt es, sein Material mit dem bisher aus dem Kaukasus bekannten in Verbindung zu bringen. Er gibt auch keine Übersicht der einschlägigen Verhältnisse und enthält sich jeder Diskussion. Wir finden daher in der vorliegenden Arbeit nur Versteinerungslisten, Fundortsangaben und eine Beschreibung der neuen und einiger bekannten Arten. Als neu sind angesprochen: *Lytoceras incertum*, *Rhacophyllites Ssemenowi* n. sp., *Stephanoceras Liechtensteinii* n. sp., *Perisphinctes Loczyi* n. sp., *P. daghestanicus* n. sp., *Cyathophora Dechy* n. sp., *Nerinea kubanensis* n. sp., *Montlivaultia Szechenyi* n. sp., *Eriphyla Grigorievi* n. sp., *Parahoplites Dechy* n. sp.

Hierzu ist zu bemerken, daß die Abbildung des *Rhacophyllites Ssemenowi*, wenn sie richtig ist, für die Zugehörigkeit dieser Art zu *Lytoceras* spricht. Die merkwürdigen Formen *Perisphinctes Loczyi* und *daghestanicus* sind, wiederum die Richtigkeit der Abbildung vorausgesetzt, nicht mit *P. Martinsi* aus dem Unteroolith verwandt, wie Verf. will, sondern erinnern an die Gruppe des *P. transitorius* aus dem Tithon. Stammen sie wirklich aus dem Dogger, so repräsentieren sie hier eine ganz neue Formengruppe.

V. Uhlig.

Stratigraphie.

Triasformation.

H. Stille und A. Mestwerdt: Die Gliederung des Kohlenkeupers im östlichen Westfalen. (Jahrb. d. preuß. geol. Landesanst. f. 1906. 27. 210—229.)

Im östlichen Westfalen läßt sich der Kohlenkeuper folgendermaßen gliedern:

B. Oberer Kohlenkeuper.

III. Zone der oberen Letten mit Dolomiten (ca. 12 m).

A. Unterer Kohlenkeuper.

II. Zone des Hauptlettenkohlsandsteins (ca. 7 m).

I. Zone der unteren Letten mit Dolomiten (ca. 30 m).

Die Gesamtmächtigkeit beträgt etwa 50 m und ist damit annähernd gleich derjenigen in Hannover, Thüringen und Franken.

An der Grenze gegen die Ceratitenschichten des oberen Muschelkalks war an mehreren Stellen ein Bonebed zu beobachten. Die „Zone der unteren Letten mit Dolomiten“ besteht aus Letten und Mergeln mit eingeschalteten Dolomiten und dolomitischen Kalken, zurücktretend auch mit Sandsteinen. Im tieferen Teile herrscht in den Letten graue, im höheren dagegen rötliche Färbung vor, weshalb die höheren Letten vielfach mit solchen des Gipskeupers verwechselt worden sind. Die Zone des Hauptlettenkohlsandsteins enthält mürbe, glimmerige, wechselnd gefärbte Sandsteine mit *Equisetites arenaceus* BRONN. Die Zone der oberen Letten mit Dolomiten umschließt die bisher in Westfalen nicht bekannte Vertretung des oberen Kohlenkeupers. Die Dolomiteinschaltungen liegen einigermaßen gleichmäßig inmitten der bunten Letten und es erscheint gezwungen, die obersten Bänke als „Grenzdolomit“ besonders abzutrennen; die gesamte Zone entspricht der „Grenzdolomitregion“ GÜMBEL's. Bei Alverdissen in Lippe enthält sie brotlaibförmige Gipsknollen, was nicht sonderlich überraschen kann, da die petrographische Fazies des „Gipskeupers“ in Westfalen tief in den unteren Keuper hinuntergeht.

Ein Lettenkohlenflöz ist nicht vorhanden.

Stille.

O. Grupe: Der untere Keuper im südlichen Hannover. (v. KOENEN-Festschrift 1907. 65—134 u. Taf. 4.)

E. E. SCHMID hat im östlichen Thüringen den Kohlenkeuper vom Liegenden zum Hangenden bekanntlich gegliedert in: 1. Kohlenletten. 2. Grauer Sandstein. 3. Lichte Mergel und 4. Grenzdolomit. Die süd-hannoversche Entwicklung schließt sich eng an die thüringische an, nur entwickeln sich die auch schon in Thüringen in der Zone der Kohlenletten auftretenden Sandsteine und Dolomite zu konstanten Horizonten, dem

„unteren Lettenkohlsandstein“ und dem „Hauptdolomit“, woraus sich folgende Gliederung ergibt:

Zone des Grenzdolomites (= „Lichte Mergel“ und „Grenzdolomit“ SCHMID'S).

Hauptlettenkohlsandstein.

Bunte Mergel.

Hauptdolomit.

Kohleletten (nur im südlichsten Hannover).

Unterer Lettenkohlsandstein.

Untere Grenzmergel.

Die unteren Grenzmergel sind von den schieferigen und plastischen Tonen des obersten Muschelkalkes durch einen gewissen Sand- oder Dolomitgehalt unterscheidbar und enthalten dolomitische Kalke mit *Anoplophora lettica* QU., *Myophoria Goldfussi* v. ALB. und *M. Struckmanni* v. STROMB., die z. T. den „Kastendolomiten“ KAISER'S und NAUMANN'S im nördlichen Thüringen entsprechen.

Der untere Lettenkohlsandstein bildet in Südhannover einen geringmächtigen, aber konstant wiederkehrenden Horizont mürber Sandsteine, die im Nordwesten stärker kieselig werden.

Die Kohleletten vertreten in 10–20 cm Mächtigkeit im südlichsten Hannover das Lettenkohlenflöz, fehlen aber weiter nördlich im Einbeck-Markoldendorfer Becken, bei Wickensen und im Wesergebiete.

Die „Zone des Hauptdolomites“ besteht aus mehrere Meter mächtigen, fossilreichen, dolomitischen Kalken, die zuweilen (Wickensen) Zwischenschaltungen von Tonen und Mergeln enthalten, wodurch die Zone stärker anschwillt.

Die „bunten Mergel“ fehlen bei Eichenberg fast gänzlich, schwellen nach Norden aber stark an und erreichen in der Einbeck-Markoldendorfer Gegend bis 15 m Mächtigkeit. Hier enthalten sie Einlagerungen von sandigen und kieseligen Platten mit *Anoplophora* („Anoplophoren-Sandstein“) und fossilreiche dolomitische Kalke.

Das beständigste Glied des unteren Keupers ist wohl der Hauptlettenkohlsandstein, der aus Franken („Hauptsandstein“ SANDBERGER'S, „Hauptlettenkohlsandstein“ GÜMBEL'S), Thüringen („Hauptsandstein“ FRANTZEN'S), Hessen, Hannover und Westfalen (s. vorstehendes Ref.) bekannt geworden ist. Die Mächtigkeit beträgt 3,50–14 m. Eingelagert finden sich bunte Mergel und bräunliche Dolomite, wie nach STILLE und MESTWERDT auch in Westfalen. An der Basis finden sich bei Wickensen Roteisensteinknollen.

Die Zone des Grenzdolomites (= Zone der oberen Letten und Dolomite in Westfalen) ist 12–15 m mächtig und enthält, wie in Westfalen, Bänke von Dolomiten und verhärtetem dolomitischen Mergel, deren oberste bei Wickensen vielleicht dem Grenzdolomit im engeren Sinne entsprechen könnte.

Die beiden letztgenannten Zonen finden sich in gleicher Entwicklung in Westfalen wieder, und auch der untere Kohlenkeuper im Liegenden

des Hauptlettenkohlsandsteins zeigt in Südhannover und Westfalen vielfache Übereinstimmung, nur sind die Dolomitbänke in Westfalen in solcher Menge (vergl. die Profile von Nörde und der Hohen Wanne in vorstehend referierter Arbeit) durch die ganze Zone vorhanden, daß die Ausscheidung eines „Hauptdolomites“ nicht angängig erscheint, und fehlt ferner ein konstanter „unterer Lettenkohlsandstein“. [Neuerdings hat Ref. in Lippe-Detmold nahe der westfälischen Grenze im unteren Keuper einige Meter über den Ceratitenschichten einen Sandstein nachweisen können, der nach petrographischer Beschaffenheit und Lage im Profile dem „unteren Lettenkohlsandstein“ O. GRUPE's entsprechen dürfte; weithin in Westfalen fehlt dieser aber, wie GRUPE richtig hervorhebt.]

Verf. hat die einzelnen Zonen und Bänke sehr eingehend auf ihre Fossilführung untersucht und dadurch bestätigt, daß die Fossilien keine leitenden Merkmale für die einzelnen Schichten abgeben. Eine gewisse stratigraphische Bedeutung hat höchstens *Myophoria Goldfussi* v. ALB., die in größerer Häufigkeit nur im Grenzdolomit aufzutreten scheint [wie in Westfalen, wo sie zwar, gleichwie in Hannover, vereinzelt auch schon im unteren Kohlenkeuper auftritt. Ref.]. „Marine“ Formen, wie *Gervillia*, *Myophoria* und *Pseudocorbula*, „brackische“, wie *Anoplophora* und *Estheria* und die „euryhaline“ *Lingula* finden sich beieinander in ein und derselben Schicht und auch in den Sandsteinen. Der Kohlenkeuper ist nach Verf. eine echte Flachsee- und Küstenablagerung mit Andeutungen vielfacher Oszillationen, und zwar bezeichnet die Sandsteinentwicklung jeweilig ein Maximum der Hebung des Grundes, bei dem vielleicht zeitweilig das Meer völlig zurückwich und ein sumpfiges Niederungsgebiet hinterließ, in das Sandmassen durch die Flüsse herbeigeführt wurden und die an Ort und Stelle wachsende Vegetation in sich einbetteten; aber auch solche festländischen Ablagerungen wurden zum mindesten des öfteren durch Meeresüberflutungen unterbrochen. — Aus faunistischen und lithologischen Gründen spricht sich Verf. für Belassung der Lettenkohlengruppe beim Keuper und gegen Zuziehung zum Muschelkalk aus, wenn auch eine Zwischenstellung zwischen Muschelkalk und Keuper in manchen Charakteren unverkennbar ist.

Den Schluß bildet eine Beschreibung der Fossilien, wobei als neue Formen: *Pseudocorbula perlonga*, *Vermetus triadicus* und *Pseudobrochidium germanicum* n. g. n. sp. angeführt werden. Die neue Gattung *Pseudobrochidium* unterscheidet sich vom alpinen Genus *Brochidium* der Cassianer Schichten hauptsächlich durch unregelmäßige Ausbildung der Querskulptur.

Stille.

O. Grupe: Beiträge zur Kenntnis des Wellenkalks im südlichen Hannover und Braunschweig. (Jahrb. d. preuß. geol. Landesanst. f. 1905. 26. 436—466.)

Auf Grund einer Reihe mit großer Sorgfalt aufgenommenener Spezialprofile, die im ersten Teile der Arbeit ausführlich mitgeteilt werden, wird

eine sehr eingehende Darstellung der Stratigraphie des Wellenkalks im südlichen Hannover und angrenzenden braunschweigischen Gebieten gegeben, wobei namentlich die stets wiederkehrenden Züge in der Entwicklung der einzelnen Bänke scharf hervorgehoben werden. Die in den altbekannten Profilen von Hardegsen und Gandersheim noch in der typischen thüringischen Ausbildung vorhandenen 3 Schaumkalkbänke sind am nördlichen Solling stark reduziert oder fehlen z. T. auch, und hier besteht fast die ganze Zone der Schaumkalkbänke aus mergelig-dolomitischen Gesteinen, die solchen des mittleren Muschelkalks gleichen. Im übrigen mag auf die Arbeit selbst verwiesen werden, in der viel wertvolles Beobachtungsmaterial niedergelegt ist.

Stille.

A. v. Koenen: Über Kalksteinkonkretionen und fossilführende Kalke an der Basis des Röt. (Briefl. Mitt. d. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 57. 1905. 156—157.)

„Tigersandsteine“, deren dunkelbraune Manganpünktchen auf Auslaugung von Kalk zurückgehen, der etwas Mangancarbonat enthielt, und „fast roggensteinartige Gesteine“ finden sich im Buntsandstein des südlichen Hannover, letztere namentlich im unteren Buntsandstein. Kalksandsteinkonkretionen, die Wallnußgröße erreichen, wurden im obersten Teile des mittleren Buntsandstein, dem „Bausandstein“, an mehreren Orten in der Gegend von Göttingen beobachtet. Bei Bühle liegt dicht über dem Bausandstein an der Basis des Röt ein brauner, etwas zerfressener, dolomitischer Kalk, der ganz erfüllt von zerbrochenen und abgeriebenen Schalen von Bivalven ist, die z. T. zur Gattung *Trigonodus* gehören dürften.

Stille.

Juraformation.

L. Richardson: The Inferior Oolite and contiguous deposits of the Bath-Doultling District. (Quart. Journ. Geol. Soc. London. 63. (1907.) 383—423.)

Nachdem Verf. die auf den Inferior Oolite des Bath-Doultling-Distriktes (nördliches Somersetshire) bezügliche Literatur kurz besprochen und die geographische Verbreitung der genannten Ablagerung in diesem Gebiete erörtert hat, beschäftigt er sich mit der unteren und oberen Grenze der Unteroolith-Serie: Der Upper *Trigonia* Grit, welcher das tiefste im Bath-Doultling-Distrikt vorhandene Niveau des Inferior Oolite darstellt und zuweilen (z. B. bei Timsbury Sleight) durch ein Konglomerat von der Beschaffenheit des „Maes-Knoll-Conglomerate bed“ ersetzt sein kann, ruht, da das Bajocien und Aalénien in der bezeichneten Region gänzlich fehlen, gewöhnlich auf dem Toarcién auf. In den südlich vom Avon-Tale bei Bath gelegenen Hügeln lagert er auf den oberliassischen Midfordsands, etwas weiter im Süden bei Wellow auf dem „Cephalopod

bed“, welches etwas älter ist als die Midfordsands und noch weiter südlich bei Mells bilden noch tiefere Liasschichten sein Liegendes. In der unmittelbaren Nähe der Mendips keilt er aus, so daß der jüngere, flach lagernde Doulting stone über den White Lias (Rhät) und den stark gefalteten Carboniferous Limestone transgrediert. An der Südseite der Mendip-Hills erscheint bei Doulting abermals der Upper *Trigonia* Grit über liassischen Straten. Das Hangende des Inferior Oolite stellt im ganzen Bath-Doulting-Gebiete die der Zigzag-hemera angehörige Partie der Fullersearth dar.

Der Inferior Oolite des Bath-Doulting-Distriktes umfaßt in absteigender Folge die nachstehenden Glieder, welche Verf. auf Tabelle I (p. 386) den gleichalterigen Ablagerungen von Stroud und Cheltenham gegenübergestellt hat:

- | | | |
|----------------|---|---|
| Doulting beds. | { | <ol style="list-style-type: none"> 6. Rubbly beds, in das obere Globate bed und das untere Rubbly bed geteilt und sehr an den typischen <i>Clypeus</i> Grit der Cotteswold Hills erinnernd. 5. Anabacia limestone, weiß, oolithisch und reich an der kleinen Koralle <i>Anabacia complanata</i> DEFR. 4. Doulting Stone, ein braungrauer, spätiger Kalkstein. 3. Upper Coral beds (= Truelli-hemera) mit Isastraeen und Brachiopoden. 2. Dundry freestone, nur in einem kleinen Teile der in Rede stehenden Region entwickelt. 1. Upper <i>Trigonia</i> Grit (= Garantianae-hemera), zuweilen durch Konglomerate vertreten. |
|----------------|---|---|

Nun macht Verf. die einzelnen Aufschlüsse des Inferior Oolite im Bath-Doulting-Distrikt zum Gegenstande einer eingehenden Schilderung, wobei er das gesamte Gebiet der Übersichtlichkeit halber in 4 Sektionen zerlegt, nämlich in die Doulting Area, Frome Area, Radstock-Bath Area und den Stantonbury-Hill Outlier, dessen Zusammensetzung ihm von J. W. TUTCHER mitgeteilt wurde.

Bei der Erörterung der Beziehungen, welche zwischen den Doggersedimenten des Bath-Doulting-Distriktes und denen des Dundry-Hill bei Bristol bestehen, werden gewisse am Westhange des letztgenannten Hügels anstehende Schichten (Barns-Batch beds), über deren Alter S. S. BUCKMAN und E. WILSON keine Sicherheit gewinnen konnten, dem Doulting stone und Anabacia limestone der Bath-Doulting-Region gleichgestellt.

An diese interessanten Ausführungen RICHARDSON's schließen sich folgende drei Appendices an:

I. S. S. Buckman: On the Correlation of the Bath Doulting Strata with those of Dorset. (Quart. Journ. Geol. Soc. London. 63. (1907.) 424—426.)

Die wichtigsten Ergebnisse dieses an der Hand einer Tabelle ausgeführten Vergleiches sind: Das Rubbly bed von Sherborne (Nord-Dorset)

entspricht dem Dundry freestone des Bath-Doultling-Gebietes. Der Anabacia Limestone ist in Nord-Dorset sehr spärlich, in Süd-Dorset dagegen besser entwickelt. Der Lower fullers earthclay von Nord-Dorset scheint im Bath-Doultling-District zu fehlen.

II. L. Richardson and J. F. Walker: Remarks on the Brachiopoda from the Fuller's Earth. (Quart. Journ. Geol. Soc. London. 63. (1907.) 426—434. Mit 2 Taf.)

Unter den hier beschriebenen Brachiopoden der englischen Fuller's earth finden sich folgende neue Arten: *Acanthothyris Doultlingensis* n. sp., *A. Midfordensis* n. sp., *Rhynchonella voluta* n. sp., *R. plateia* n. sp., *Rh. Walkeri* n. sp., *Terebratula Lenthayensis* n. sp., *T. Doultlingensis* n. sp.

III. L. Richardson: On new species of *Amberleya* and of *Spirorbis*. (Quart. Journ. Geol. Soc. London. 63. (1907.) 434—435.)

In dieser kleinen Notiz wird eine *Amberleya Hudlestoni* n. sp. und eine *Spirorbis Midfordensis* n. sp. beschrieben. Beide Fossilien stammen aus dem Upper Coral bed von Midford in Somersetshire.

F. Trauth.

L. Richardson: The Inferior Oolite and contiguous deposits of the district between the Rissingtons and Burford. (Quart. Journ. Geol. Soc. London. 63. (1907.) 437—444.)

Die Schichtenreihe im Upland-Distrikt zwischen Rissington und Burford — dieses Gebiet liegt, wie zur allgemeinen Orientierung bemerkt werden möge, an der Grenze von Oxford und Gloucester — umfaßt nach den Beobachtungen des Verf.'s folgende Glieder:

6. Bräunliche, graue und schwarzfleckige Kalksteine des Great Oolite.
5. Tone und harte Kalke mit *Ostrea acuminata* = fullers earth und zwar zigzag-hemera.

[Fehlend: Chiping Norton Limestone.]

4. *Clypeus* Grit = oberer Inferior Oolite; derselbe besteht aus:

B. Bubly beds { b. Globate bed
 { a. Rubbly bed.

A. Massive beds (dem höheren Anabacia Limestone und dem tieferen Doultling Stone des Bath-Doultling-Distriktes äquivalent).

[Fehlend: Upper Coral beds = Truelli-hemera.]

[„ Dundry freestone.]

[„ Upper *Trigonia* Grit = Garantianae-hemera.]

[„ Bajocien.]

[„ Aalénien.]

3. Tone des oberen Lias.

2. Marlstone (mittlerer Lias) bei Dodds Mill etc.

1. „Solid rocks“ (unterer Lias) im Vale of Bourton und Moreton Valley.

Die Abwesenheit des unteren Inferior Oolites erklärt Verf. durch die Annahme einer negativen Bewegung, infolge welcher der tiefere Dogger entweder gar nicht sedimentiert oder nach seiner Ablagerung denudiert wurde.

Zum Unterschiede vom Rissingtons-Burford-Distrikt sind im Bath-Douling-Gebiete Upper *Trigonia* Grit, Dundry freestone und Upper Coral beds vorhanden, der Dundry freestone allerdings nur in sehr beschränkter Ausdehnung, wogegen das Aalénien und Bajocien auch hier vollständig fehlen. Der dem *Clypeus* Grit des Rissingtons-Burford-Gebietes entsprechende „Douling stone“ der Bath-Douling-Region zerfällt in den tieferen Douling stone (= Truelli-hemera), den darüber folgenden Anabacia Limestone und die Rubbly beds (unten Rubbly bed, oben Globate bed, welche beiden eine chronologische Mittelstellung zwischen der Truelli-hemera und der Zigzag-hemera einnehmen.

Die Entwicklung des Inferior Oolites in der Dundry-Timsbury-English Cembe-Area (Grafschaft Hauts, N. der Insel Wight) schließt sich aufs engste an die des Bath-Douling-Distriktes an.

Die besten Aufschlüsse im Rissingtons-Burford-Gebiete stellen die Steinbrüche bei Great Rissington, welche die ganze zwischen Oberlias und Great Oolite befindliche Serie entblößt zeigen, und die bei Little Rissington, in denen man den *Clypeus* Grit in typischer Ausbildung antrifft, dar.

F. Trauth.

A. M. Davies: The Kimeridge Clay and Corallian Rocks of the Neighbourhood of Brill (Buckinghamshire). (Quart. Journ. Geol. Soc. London. 63. (1907). 29—49. Mit 1 Taf.)

In der vorliegenden Publikation hat Verf. die Ergebnisse seiner geologischen Untersuchung des nordöstlich von Oxford gelegenen Gebietes von Brill niedergelegt, dessen Studium infolge der schlechten Aufschlüsse bisher stark vernachlässigt worden war.

Zunächst wird ein durch den Rids-Hill (Nordostausläufer des Brill-Hill) gelegtes Profil beschrieben: Der Gipfel dieses Hügels besteht aus einem erdigen, zum unteren Portlandien gehörigen Sandstein, unter welchem am Südgehänge graue Schiefertone mit Lignit (Jet) und Fossilien des oberen Kimmeridgien zum Vorschein kommen. Auf dem Nordhang trifft man von oben nach unten folgende Schichten an:

8. Graue, crèmefarbig verwitternde Tone mit *Exogyra virgula*, also ein Äquivalent des obersten Kimmeridge.
7. Ganz ähnliche Gesteine, welche in ihren tieferen Lagen dunkler und gipshaltig und an der Basis kalkig werden.
- 6.—4. Zwei crèmefarbige Kalksteinbänke, zwischen welche sich ein gleich gefärbter, kalkhaltiger Ton einschaltet.
3. Ein schwarzgrauer, braun verwitternder Ton mit Phosphatknötchen.

- 2 Ein schwarzer, grauviolett und gelbfleckig verwitternder Schiefer-ton, welcher ganz oder teilweise in Gips umgewandelte Belem-nitenschalen führt. Nach dem Auftreten von *Trigonia Voltzii* scheint er dem unteren Kimmeridgien anzugehören.
1. Zwei durch eine Tonlage getrennte Kalkbänke, welche u. a. *T. Juddiana*, *Perisphinctes plicatilis* und *Cardioceras cordatum* geliefert haben und daher wohl zum Oxfordien gestellt werden müssen.

Der dem Corallien entsprechende Amphill-Clay fehlt in der hier an-geführten Serie.

Aus dem tieferen Kimmeridge (Schichte 2) dürften gewisse mit dem Namen „Doggers“ belegte unreine Kalksteinknollen stammen, welche Verf. in den Ziegeleien am Nordfuße des Rids-Hill angetroffen hat. Dieselben enthalten außer zahlreichen Exemplaren von *Serpula tetragona* die be-zeichnenden Ammonitenarten *Cardioceras alternans* und *C. excavatum*.

Im Brill-Distrikte tritt zwischen der Gravel Pit Farm und Shabbington Wood Lodge sowie zwischen Woodperry und Holton Wood ein zuerst von PHILIPPS (1855) erwähnter dünnbankiger und poröser Felsen auf, welcher durch die Verwitterung in eckige Blöcke zerfällt und an seiner Oberfläche zahlreiche, im Dünnschliffe bald blau und durchscheinend, bald weiß und opak erscheinende, kugelige Spiculae der tetractinelliden Spongie *Rhaxella perforata* HINDE erkennen läßt. Verf. hält diesen „*Rhaxella*-Chert“, welcher nach seiner typischen Entwicklung bei der Arngrove-Farm den Namen „Arngrove-Stone“ erhalten hat, für eine Bildung des untersten Corallien, da er von Oxford-Clay unter- und von Lower calcareous Grit des Corallien überlagert wird. Nachdem aber unter den im Arngrove Stone gefundenen Petrefakten auch *Cardioceras cordatum* und *C. verte-brale* aufgezählt werden, dürfte er nach der Ansicht des Ref. eher ins Oxfordien zu stellen sein.

Zum Schlusse wird eine größere Anzahl von Fossilien beschrieben, welche größtenteils aus den an *Serpula* reichen „Doggers“ der Steinbrüche von Brill gewonnen wurden.

Die der eben besprochenen Abhandlung beigefügte Tafel zeigt einige Dünnschliffe durch einen in Gips verwandelten Belemniten aus der er-wähnten Schicht 2. und durch die *Rhaxella*-Spiculae des Arngrove-Stone.

F. Trauth.

Jean Lewiński: Utwory jurajskie koto stacyi Chęciny i ich fauna. — Les dépôts jurassiques près la station Chęciny et leur faune. (Bull. international de l'Académie des Sciences de Cracovie. 1908.)

Verf. berichtet über die bisher nicht näher bekannten Ablagerungen des Oxfordien und des mittleren Jura am Westabhange des Święty Krzyż Zuges und gibt ein Profil von der Trias zum oberen Jura, das für diese Gegend als maßgebend bezeichnet werden kann.

Die Aufschlüsse befinden sich 3 km westlich von der Station Chęciny an der Eisenbahn Iwangród—Dąbrowa an der Ostseite des Nidatales. Die Schichten fallen konkordant 20—25° NW. und schließen folgende Niveaus auf:

1. Oberes Oxfordien = Zone des *Peltoceras transversarium*, 400 m weiße, kompakte, fein geschichtete, leicht mergelige Kalke.

Die Fauna besteht aus den Ammonitengattungen *Cardioceras*, *Ochetoceras*, *Oppelia* mit *O. Lorioli* n. sp. aus der Gruppe der *O. Anar* OPP., *Taramelliceras* mit *T. Szajnochai* n. sp. (verwandt mit *T. flexuosum* MÜ. sp.), *Perisphinctes* mit *P. Siemiradzki*¹ n. sp. = *P. chloroolithicus* WAAG., den Bivalvengattungen *Modiola* und *Ostrea*, den Brachiopodengattungen *Rhynchonella* mit *Rh. selliformis* n. sp., *Terebratula* und *Zeilleria*, schließlich *Pentacrinus*.

2. 100 m durch diluviale Ablagerungen verdeckt.

3. Oberes Callovien 40 m, grünlichgelbe, leicht sandige Mergel mit unregelmäßigen Schichtflächen, in den höheren Niveaus sehr hart werdend. Die grünliche Farbe ist auf Glaukonitkörner zurückzuführen. In den höheren Lagen fanden sich: *Serpula*, *Belemnites*, *Hecticoceras Michalski* n. sp. und *Pecten*.

4. Bathonien. 25 m schwarze plastische Tone mit Pyritknollen und einer Fauna von vorwiegend kleinen, wohl erhaltenen Gastropoden. Angeführt werden die Gattungen *Serpula*, *Belemnites*, *Macrocephalites?*, *Ataphrus (Monodonta)*, *Littorina*, *Pleurotomaria*, *Trochus*, *Turbo*, *Ctenostreon*, *Nucula*, *Perna*, *Pholadomya* und *Trigonia*.

5. 80 cm sehr harter, gelbgrüner Mergel.

6. Keuper, mehr als 1 km bunte Mergel; im oberen Teile vorwiegend gelblich, grünlich und bläulich, an der Basis rötlich.

7. Muschelkalk, gelbliche Mergelkalke mit zahlreichen Fossilien.

Dieses Profil gestattet, die Ablagerungen des Westabhanges des Święty Krzyż-Zuges mit jenen der Jurakette Krakau—Wieluń zu vergleichen. Die Unterschiede sind untergeordneter Natur. Im westlichen Polen folgen auf den Keuper die Sande mit *Inoceramus polyplocus* des Bajocien, die im Profil von Chęciny nicht vorhanden sind. Diese Lücke führt Verf. auf den Umstand zurück, daß die mitteljurassische Transgression von Westen kommend zur Zeit des Bajocien noch nicht in diese Gegenden eingedrungen war.

Vom Bathonien an sind die Schichten des Profils von Chęciny mit denen des westlichen Polens petrographisch fast identisch. Dieses unterscheidet sich bloß durch das Fehlen der Sphärosideritkonkretionen, die durch Pyritnieren ersetzt sind und durch den Mangel an Cephalopoden, an deren Stelle die zahlreichen kleinen Gastropoden treten. Das Callovien zeigt gleichfalls viel Ähnlichkeit mit dem des Krakauer Zuges und ist nur das Fehlen der dort weit verbreiteten Eisenoolithe zu erwähnen. Die

¹ Da *Perisphinctes Siemiradzki* schon vergeben ist, schlage ich für die erwähnte Form den Namen *P. Lewiński* n. sp. vor. D. Ref.

vom Verf. angegebene Fauna entspricht dem oberen Callovien = den Ornatentonen. Das untere Oxfordien scheint durch diluviale Ablagerungen verdeckt zu sein. Das obere Oxfordien zeigt völlige Übereinstimmung mit dem des westlichen Polen. **J. Oppenheimer.**

Tertiärformation.

Maurice Leriche: Observations sur les terrains tertiaires des environs de Reims et d'Épernay. (Ann. Soc. géol. du Nord. 36. 1907. 367.)

Es wird ausführlich die Verbreitung der einzelnen Horizonte des älteren Tertiärs im nordöstlichen Frankreich besprochen und durch Kartenskizzen dargestellt, daß die älteren Schichten, abgesehen etwa von dem nur in einzelnen Schollen erhaltenen Montien, im allgemeinen von Norden nach Süden immer größere Ausdehnung erlangen, also transgredieren.

von Koenen.

Jean Boussac: Observations sur la faune des couches supérieures de Bracklesham à *Nummulites variolarius*. (Ann. Soc. géol. du Nord. 36. 1907. 360.)

Verf. hat an Whitecliff Bay die Schichten gut aufgeschlossen gesehen und führt aus, daß hier wie bei Bracklesham die Schichten mit *Nummulites variolarius* zu oberst liegen und die Fauna von Auvers enthalten, so daß sie dem Auversien oder Lédien angehören, während die unteren mit *N. laevigatus* den Calcaire grossier vertreten. **von Koenen.**

Jean Boussac: Valeur stratigraphique de *Nummulites laevigatus*. (Compt. rend. Séances Soc. géol. de France. 9 Avril 1908. No. 7. 75.)

Im Pariser Becken ist *Nummulites laevigatus* besonders häufig im unteren Calcaire grossier und geht selten über die Bank mit *Cerithium giganteum* hinauf, auf der Insel Wight aber bis zu den Schichten mit *Nummulites variolarius*; im Adour-Becken findet sich die Art nur im unteren Lutétien, im oberen *N. aturicus*, *N. complanatus*, *N. Brongniarti*, *N. scaber*, bei Biarritz mit diesen zusammen, im Vicentinischen häufig mit diesen, aber auch im unteren Lutétien. Im westlichen Europa nimmt *N. laevigatus* also das ganze Lutétien ein. **von Koenen.**

Jean Boussac: La transgression du Ludien dans le bassin de Paris. (Compt. rend. Séances. Soc. géol. de France. 16 Mars 1908. 60.)

Es wird ausgeführt, daß im Pariser Becken das Ludien sich besonders nach Osten und Südosten um etwa 100 km weiter erstreckt als das Bartonien, und auch aus diesem Grunde, abgesehen von seiner Fauna, als besondere Zone festzuhalten sei.

DOLLFUS und JANET widersprechen dem.

von Koenen.

Jean Boussac: La limite de l'Éocène et de l'Oligocène. (Bull. Soc. géol. de France Séance du 18 Novbr. 1907. (4.) 7. 400.)

Nach einer historischen Einleitung werden die Grenzschichten des Eocän und Oligocän im Pariser Becken, sowie in Hampshire und auf der Insel Wight besprochen und über dem Bartonien (= Wemmelen und Sables de Cresne) das Ludien inklusive der Gipsmassen des Pariser Beckens mit dem glass-house-sand von Long Mead End und den unteren *Headon*-Schichten, sowie dem Aschien? parallelisiert, die mittleren *Headon*-Schichten mit dem marinen Unteroligocän. Endlich wird die Verschiebung von Land und Meer und die Bewegung der Faunen besprochen.

G. RAMOND und L. JANET widersprechen der Abtrennung des Ludien, welches bis auf den oberen Gips dem Bartonien zuzurechnen ist.

von Koenen.

E. Briquet: Sur les relations des sables à lignites du Rhin et les terrains tertiaires marins. (Ann. Soc. géol. du Nord. 36. 1907. 206.)

Verf. meint, in Norddeutschland bestände das Oligocän aus: 1. unterem Meeressand, 2. Septarienton, 3. oberem Meeressand, das marine Miocän sei oberes Miocän, und außerdem fänden sich vielfach Braunkohlensande, welche teils unter, teils über dem Oligocän lägen, die Braunkohlen lägen teils unter, teils über dem marinen Miocän! Ihr Verhalten zu den marinen Schichten wäre aber nicht festgestellt! Die Altersbestimmung der nieder-rheinischen Braunkohlen nach ihrer Flora und nach ihrer Lage über dem Oberoligocän und unter dem Miocän [Mittelmiocän! Ref.] hält er nicht für zuverlässig. Den „unteren Meeressand“ nennt er Unteroligocän, und über dem Rupelton folgen oberoligocäne Sande, welche durch grüne Sande ausgewaschen sind. Diese verfolgt Verf. leicht über Elsloo, den Bolderberg bis nördlich vom Plateau der Campine, wo sie als grüner Sand des Diestien Belgiens erkannt würden, deren lithologische und paläontologische Merkmale gut bekannt wären. Sie wären identisch mit dem oberen marinen Miocän Westfalens etc., würden aber von den belgischen Geologen zum unteren Pliocän gerechnet [dies ist richtig; in Westfalen sind es aber mittelmiocäne Schichten, welche mit dem Diestien Nyst's übereinstimmen, aber nicht mit dem belgischen Pliocän, welches in neuerer Zeit als Diestien bezeichnet wird. Die Folgerungen und die Altersbestimmung einiger Bohrprofile und der rheinischen Braunkohlen sind infolge dieser Irrtümer nicht zutreffend. Ref.].

von Koenen.

Ph. Glangeaud: Les éruptions volcaniques de la Limagne. (Compt. rend. Séances Soc. géol. de France. No. 8. 4 Mai 1908. 86.)

Die Decken, Gänge und Tuffe der Eruptivgesteine der Limagne wurden lange für Oberpliocän gehalten, während MICHEL-LÉVY zuerst miocäne Ergüsse nachwies, und BOULE Sande gleich denen des Velay zwischen zwei Decken anführte. Jetzt werden 7 verschiedene Perioden vulkanischer Eruptionen vom unteren Miocän bis zum unteren Pleistocän nachgewiesen, welche bei 390 m, resp. 287 m, 224 m, 190 m, 165 m, 114 m und 70 m auf alten Alluvionen des Allier endigen und mit tektonischen Vorgängen in Verbindung stehen, aber anscheinend meist unabhängig von den alpinen Bewegungen. von Koenen.

J. Cornet: Sur l'âge des sables blancs de Leval-Trahegnies. (Ann. Soc. géol. de Belgique. 35. 1. Bull. Séances. 81. 1908.)

Die mächtigen weißen Sande 1100—1200 m südlich vom Bahnhofe Leval-Trahegnies mit Kieselholz, welche direkt auf oberer Kreide liegen, waren als oberes Landenien gedeutet worden oder auch als Heersien, werden aber nach dem Vorgange von RUTOT zum oberen Montien gestellt, da sie unter dunklen Tonen liegen, die als Landenien inf., Heersien oder oberes Montien gedeutet werden. von Koenen.

M. Murlon: Compte rendu de l'excursion géologique aux environs de Bruxelles, à l'occasion des grands déblais effectués à Forest pour la création de nouvelles avenues. (Procès-verbaux. 15 Avril 1908. Bull. Soc. belge de Géol. 22. 149.)

Es werden einige Aufschlüsse beschrieben im Yprésien mit *Nummulites planulata*, Bruxellien, Wemmelen und Asschien unter dem Diluvium mit einzelnen Verwerfungen. von Koenen.

Ph. Glangeaud: Continuité des phénomènes orogéniques dans une partie du Massif Central aux époques oligocène et miocène, leurs relations avec les phénomènes volcaniques et hydrologiques. (Bull. Soc. géol. de France. Compt. rend. Séances. 18 Mai 1908. 100.)

Das Plateau Central war bei Beginn der Oligocänzeit an seiner Oberfläche durch tropisches Klima stark gerötet und erhielt dann Depressionen, die oligocänen Mulden von Limagne, Becken des Puy, von Montbrisson, Aurillac, la Sioute etc., welche mindestens zur Zeit des Stampien zusammenhingen. Infolge von Zunahme der Faltung lagerten sich in einzelnen Becken, wie dem der Limagne, sehr mächtige Schichten (über 1000 m) ab, und am Ende des Oligocän tauchten alle diese Mulden aus dem Wasser herauf. Zur Miocänzeit hoben sich die Sättel immer mehr,

besonders im Süden, während die Synklinalen sich senkten und den Wasserläufen die Richtung gaben. Im Burdigalien entstanden so die tonigen Sande des Orléanais und der Sologne. Dann folgten die ersten vulkanischen Eruptionen der Limagne und des Velay. Bei Beginn des Helvétien hebt sich besonders das kristallinische Gebiet (Forez, Cevennen, Margeride) nahezu bis 2000 m, und die Jurabildungen am Rande der Causses und der Ardèche, doch unterlagen sie bald der Erosion, und der Allier bedeckte einen Teil der Limagne bis Nevers (gegen 300 km) mit Geröllen von Quarz und Jura- und Basaltgeröllen. Im Tortonien werden diese Alluvionen durch Verwerfungen (zweite vulkanische Epoche) zerschnitten, und die Unebenheiten bald in der sarmatischen Zeit abradiert, während die pontische Zeit eine dritte vulkanische Epoche darbietet. Zur Zeit der höchsten Erhebung der Antiklinalen erreichte im Becken der Rhone und im Pariser Becken die marine Transgression ihr Maximum und läßt nach mit den ersten Senkungen.

Eine Übersichtstafel erläutert die wichtigsten Episoden der Miocänzeit im Plateau Central und benachbarten Gegenden. von **Koenen**.

Quartärformation.

M. Schmidt: Über Glazialbildungen auf Blatt Freudenstadt. (Mitt. d. geol. Abt. d. k. württ. stat. Landesamtes. No. 1. Stuttgart 1907. Mit vielfachen Beiträgen von K. RAU. 41 p. Mit 4 Abbild. u. 1 Texttaf.)

Der größere erste Abschnitt der Arbeit (p. 1—33) behandelt die Kare des untersuchten Gebietes. Nach einem kurzen Überblick über die schon von CH. REGELMANN ausführlich geschilderte Ausbildung der Kare der Gegend von Freudenstadt folgen allgemeinere Erörterungen. Die Kare der untersuchten Gegend sind an die etwa 100 m mächtige, Steilhänge bildende Zone der geröllfreien Bausandsteine des mittleren Buntsandsteines gebunden, in der kliffähnliche Stellen des Steilhanges oder Quellzirken und Schliffbildungen an der Grenze der Bausandsteine gegen das liegende Eck'sche Konglomerat die erste Anregung zur Karbildung gegeben haben. Die Kare liegen im Bereiche des Blattes Freudenstadt durchschnittlich reichlich 150 m; im benachbarten Nagoldtale sogar bis 275 m unter der bei 850 m anzunehmenden klimatischen Firngrenze dieser Teile des Schwarzwaldes in der Würm-Eiszeit; die tiefstgelegenen dieser Kare liegen dagegen nur etwa 100 m unter der klimatischen Firngrenze der Gegend in der Mindel-Eiszeit. Nach ihrem und ihrer Moränen Erhaltungszustande ist gleichwohl die Mehrzahl der Kare in der Würm-Eiszeit in Tätigkeit gewesen. Verf. zeigt, daß die Kare schon in der Mindel-Eiszeit angelegt worden sind und daß die alten Kare aus dieser Eiszeit dann wieder in der Rib- und in der Würm-Eiszeit Firnmassen und Gletscher erhielten.

Der kleinere zweite Abschnitt der Arbeit (p. 33—41) beschäftigt sich mit den von K. RAU zuerst beobachteten „Stufenbildungen in den Talanfängen“, die bedingt sind durch konzentrisch angeordnete, in nach dem Tale zu konkaven Bögen verlaufende Schuttstreifen. Diese Schuttmassen werden nach eingehender Diskussion verschiedener Entstehungsmöglichkeiten als Gehängeschutt gedeutet, der sich am oberen Rande der Firnflecken beim periodischen Zusammenschrumpfen derselben in der Abschmelzperiode der Würm-Eiszeit staut. Es wird betont, daß die genauere Untersuchung dieser „Stufenbildungen“ von großer Bedeutung für die Erforschung der periodischen sekundären Klimaschwankungen des Eiszeitalters ist.

Wüst.

F. Wahnschaffe: Bericht über gemeinsame Begehungen der diluvialen Ablagerungen im außeralpinen Rheingebiete im April 1907. (S.-A. a. d. Jahrb. d. k. preuß. geol. Landesanst. 28. 3. 462—506. 1907.)

Auf eine Einladung der k. preuß. geol. Landesanstalt hin unternahmen eine Anzahl Vertreter der deutschen geologischen Landesanstalten und einige Schweizer Geologen eine gemeinsame Begehung der diluvialen Ablagerungen im außeralpinen Rheingebiete, um über die Bildung und die Gliederung dieser Ablagerungen „einen Austausch und eine Klärung der Ansichten herbeizuführen“. Die vorliegende Veröffentlichung enthält einen kurzen Bericht über diese Begehung; ein Versuch einer Parallelisierung der für die einzelnen besuchten Gebiete aufgestellten Diluvialgliederungen wird darin indessen leider nicht unternommen.

Sachlich enthält der Bericht naturgemäß zumeist hinlänglich Bekanntes, doch fehlt es auch nicht an einzelnen neuen Tatsachen und Auffassungen, wovon etwa das Folgende hervorzuheben sein dürfte.

F. MÜHLBERG sucht eine Aufteilung von PENCK-BRÜCKNER's Riß-Eiszeit in zwei Eiszeiten zu begründen. GUTZWILLER hält den oberelsäbischen Deckenschotter oder Sundgauschotter nicht wie BRÜCKNER für pliocän, sondern für eine fluvioglaziale Bildung der ersten diluvialen Eiszeit. Auf dem Plettig bei Eppig im Unterelsaße konnte sich die Mehrzahl der Teilnehmer nicht von der von VAN WERVEKE behaupteten Moränennatur der dort vorhandenen pliocänen Blocktöne überzeugen. Bei der Besprechung der Mosbacher Sande wird [von LEPPLA oder von WAHNSCHAFFE? Ref.] die Annahme begründet, daß diese Sande jünger als die niederrheinische Hauptterrasse sind. Wiederholt wird die Bedeutung der Tatsache hervorgehoben, daß in der Hauptterrasse am Unterlaufe des Rheines nordisches Gesteinsmaterial gefunden worden ist. Bei der Besprechung der Aufschlüsse am Rodderberge wird die neue STEINMANN'sche Gliederung des dort vorhandenen Diluviums einer Kritik unterzogen und dabei insbesondere betont, daß die Kieseloolithschotter sich als pliocän erwiesen haben, also nicht, wie STEINMANN vermutete, den älteren Deckenschottern äquivalent sein können.

Wüst.

Paul Michael: Beiträge zur Kenntnis der eiszeitlichen Ablagerungen in der Umgebung von Weimar. (S.-A. a. d. Jahresber. d. großherzogl. Realgymnasiums zu Weimar von 1908. Weimar 1908. 25 p.)

Verf. gibt eine eingehende Beschreibung der während der einzigen nordischen Vereisung der Gegend von Weimar entstandenen Ablagerungen. Er weist für die Gegend zum ersten Male Geschiebelehm und Spatsande nach, die beide nur an wenigen Stellen erhalten geblieben sind. Zu den eiszeitlichen Ablagerungen rechnet er außerdem noch aus nordischem, oligocänem und einheimischem Materiale gemischte Schotter, die die Hauptmasse der eiszeitlichen Bildungen der untersuchten Gegend darstellen. Diese „gemischten Schotter“ „entstammen der Tätigkeit von Wasserfluten, die aus dem Zusammenfluß der aus den eisfreien Teilen unseres Gebietes herabkommenden Bäche und Flüsse mit den Eisschmelzwässern notwendig entstehen mußten (fluvioglaziale Bildungen), sind z. T. auch dadurch entstanden, daß die vom Eise oder seinen Schmelzwässern aufgehäuften Schuttmassen hinterdrein von unseren Lokalgewässern aufgenommen und mit dem von ihnen herbeigeführten Materiale verarbeitet wurden“. Die Verbreitung der „gemischten Schotter“ zeigt, daß die Schmelzwässer des Eises mitsamt den in sie einmündenden Lokalgewässern zeitweise südlich vom Ettersberge entlang nach Westen in das thüringische Zentralbecken abflossen. Im Wassergebiete der Ilm reichen die tiefstgelegenen eiszeitlichen Ablagerungen nur bis zu einem Niveau von mindestens 40 m über der heutigen Ilm hinab. Weiter nach Westen, nach dem thüringischen Zentralbecken zu wird ihr Abstand von der heutigen Talsohle geringer.

Wüst.

Jung: Die Schotterlager in Arnstadts Umgebung. (Jahresber. d. fürstl. Realschule zu Arnstadt v. 1906—1907. Arnstadt 1907. 3—29.)

Eine nur mit viel Vorsicht und Kritik zu verwertende dilettantische Arbeit, die kein klares Bild von den behandelten Schotterlagern gibt.

Wüst.

Albert Reichardt: Abriß der Geländegestaltung und geologischen Verhältnisse der Umgebung Erfurts. (S.-A. aus Erfurt in Thüringen. Erfurt 1908. 11 p.)

Enthält eine kurze Darstellung der noch nicht ausführlicher veröffentlichten Ergebnisse der Untersuchungen des Verf.'s über das Diluvium der Umgebung von Erfurt. Verf. unterscheidet vier Gera-Terrassen, die (durchschnittlich) 63, 48, 33 und 20 m über der heutigen Gera-Aue liegen. Die beiden höheren Terrassen sind noch frei von nordischem Gesteinsmateriale, während die beiden tieferen solches enthalten. In den Schottern

der 33 m-Terrasse wurde *Elephas antiquus* FALC., in denen der Gera-Niederung *E. primigenius* BLUMENB. nachgewiesen. Bei Schmira liegt unter jüngerem Löss älterer Löß mit Laimenrinde. **Wüst.**

L. Henkel: Die Gegend von Kösen. (Globus. 92. 1907. 293—296.)

In einer kurzen Darlegung der Hauptergebnisse seiner schon ausführlicher veröffentlichten Untersuchungen über die Geschichte des Saalelaufes in der Gegend von Kösen und Naumburg sucht Verf. die Auffassung zu begründen, daß die Saale während der Vereisung der Gegend ihren Lauf unter dem Eise bis weit nach Norden fortgesetzt habe.

Wüst.

Ernst Naumann: Über eine präglaziale Fauna und über die Äquivalente der Ablagerungen des jüngeren Eises im Saaletale bei Jena. (Separatabdr. a. d. Jahrb. d. kgl. preuß. geol. Landesanst. f. 1908. 29. 1. p. 167—183. 1908.)

I. Eine Fauna in der untersten präglacialen Saaleterrasse auf dem Galgenberg bei Jena. Verf. hat in tonigen Lagen in den — von nordischem Gesteinsmaterial freien — Schottern der Mittleren Terrasse (im Sinne von HENKEL und WAGNER) einige Fossilien, meist Conchylien (darunter *Succinea Schumacheri* ANDR.) gefunden.

II. Sande und fossilführende Tone im Hangenden der interglazialen Saaleterrasse, die Äquivalente der jüngeren Vereisung. Verf. teilt die — nordisches Gesteinsmaterial führende — Untere Terrasse (im Sinne von HENKEL und WAGNER) in eine „interglaziale“, 20 m, und in eine „postglaziale“, 10 m über der Saale gelegene Terrasse. Auf der „interglazialen“ Terrasse liegen noch bei Kösen Geschiebemergel und bei Weichau Schmelzwasserabsätze der zweiten Vereisung Thüringens, weiter im Süden aber, von Kunitz bis Rutha — z. T. schon von WAGNER beschriebene — z. T. fossilführende Kiese, Sande und Tone, die aus Gesteinsmaterial aus der nächsten Umgebung bestehen. Diese zuletzt genannten Ablagerungen hält Verf. für Äquivalente des nordischen Glazials von Kösen und Weichau, abgelagert von lokalen Gewässern unter der Stauwirkung des Inlandeises. [Es ist ganz ausgeschlossen, daß die Fauna dieser Ablagerungen, welche u. a. *Helix bidens* CHEMN. sp., *H. striata* MÜLL., einen *Napaeus* und eine *Clausilia* enthält, am Rande des Inlandeises gelebt hat. Ref.]

Wüst.

P. Friedrich: Über neue Bohrungen in der Umgegend von Oldesloe in Holstein (Interglazial, Miocän und Eocän). (Mitt. Geogr. Ges. Lübeck. 22. 1908. 24 p. 2 Taf.)

Eine interessante Reihe von Tiefbohrungen ergibt, daß in der Stadt Oldesloe wie bei Lübeck das Diluvium auf Miocän liegt, während bei

Berkenthin, Hollenbeck und Behlendorf Miocän fehlt und die Grundmoräne (z. T. als Lokalmoräne entwickelt) unmittelbar auf paläocänen Tonen und Kalksandsteinen liegt. Am Ritzen fand sich Interglazial analog dem von Elmshorn (während das von Oldesloe den marinen und Süßwasserschichten von Uetersen-Schulau entspricht). Alle Bohrprofile weichen in ihrem Aufbau derart voneinander ab, daß es unmöglich ist, sie zu einem Profil zu vereinigen: neben solchen mit Interglazial (in 25—30 m Tiefe) liegen solche nur mit Glazial, die Höhenlage der Moränen wechselt in unmittelbarer Nähe; in Bohrloch 6 erscheint Dryaston unter 8 m Geschiebemergel in einer 20 m tiefen Auskolkung.

Bei Besprechung der praktischen Ergebnisse wird ein eklatanter Mißerfolg der Wünschelrute mitgeteilt.

E. Geinitz.

O. Grupe: Über glaziale und präglaziale Bildungen im nordwestlichen Vorlande des Harzes. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 28. 507—528. 1907.)

Die diluvialen Ablagerungen bestehen aus „gemischten“ Sanden und Schottern, Grundmoräne (Lokalmoräne z. T.) und Löß. Im Liegenden der glazialen Schotter finden sich präglaziale fluviatile Schuttmassen und Tone. Ausführlicher werden beschrieben das Nettetal zwischen Bornum und Ildehausen, das Gandersheimer Becken, das Gandetal zwischen Gandersheim und Gehrenrode. Präglaziale Buntsandsteinmassen und Tone sind schon im Bereiche des heutigen Nettetales abgelagert, was auf wenig transportfähige Gewässer vom Harz und den benachbarten Hängen hinweist, während in früherer präglazialer oder pliocäner Zeit die Flußgerölle vom Harz her einen weiteren Transport erfahren haben. Aus der Zusammensetzung der präglazialen Schuttbildungen (die nur solche Gesteine enthalten, wie sie noch heute in der Nachbarschaft vorkommen) ergibt sich, daß seitdem die Erosion in der Hauptsache nur die heutigen Täler ausgefurcht haben kann. Die eigentlichen diluvialen Bildungen weisen auf mannigfaltigere Vorgänge hin: die Grundmoräne bedeckt entweder die Schotter oder das ältere Gebirge; die Schotter sind sonach als vorgeschüttete Ablagerungen aufzufassen. Die Schotter (die z. T. eine bis 40 m mächtige einheitliche Ablagerung darstellen) sind Absätze der Schmelzwässer. Das Eis drang von Norden resp. Nordosten vor, die vom Harze und seinen Vorhöhen kommenden Gewässer fanden keinen Abfluß mehr nach Norden und vereinigten sich mit den vom Eisrand ausgehenden Schmelzwässern (zuerst setzten sich die feineren Massen ab, später gröberes Material). Die stauenden Gewässer fanden ihren Abfluß nach Süden und dann weiter westwärts durch das Gandersheimer Becken zur Leine. Bei Gandersheim mündeten außerdem die von Lamspringe herkommenden Schmelzwässer des Gandetales ein und auch die am Nordrande des Harzes gestauten Gletscherwässer flossen z. T. westwärts diesem Strome zu. Das Gandersheimer Becken bedeutet zugleich die südliche Grenze des Vordringens der Schmelzwässer. Diese Schotter setzen sich nicht zu einer einheitlichen Terrasse

zusammen. Nach der Periode der Tätigkeit der Gletscherwässer drang das Eis selbst vor, bis Alt-Gandersheim und Kirchberg-Seesen, z. T. auch bis dicht an den Harzrand, erfüllte die Täler und bedeckte die Vorberge bis zur Höhe von 220—250 m. Das zurückweichende Eis hinterließ die Grundmoräne oder ausgeschlemmte Schotter und Sand auf derselben. Weiter erfolgte Erosion und wurde der Löß abgesetzt (z. T. als aquatische Bildung). Die neuere Ablenkung der Nette in ihre ursprüngliche Richtung mag das Werk jugendlicher Krustenbewegungen sein.

Präglaziale Bildungen im Nachbargebiete von Süd-Hannover sind selten. Ein eigenartiges Vorkommen wird von dem Einbeck-Markoldendorfer Becken am Südrande des Elfas beschrieben. Reste einer bis 40 m über der jetzigen Talsohle aufsteigenden Terrasse = Schotter von vorwiegendem Buntsandsteinmaterial, ferner Flußablagerungen am Rande des Elfas.

E. Geinitz.

H. Schütte: Neuzeitliche Senkungserscheinungen an unserer Nordseeküste. (Jahrb. Oldenb. Ver. f. Altert. u. Landesgesch. 16. 1908.)

Verf. teilt eine Beobachtung mit, aus der gefolgert wird, daß eine noch andauernde Senkung mit dem jährlichen Betrag von 7 mm stattfindet. Beim großen oberahnischen Felde fanden sich Pflugfurchen umgebrochenen Grünlandes 1,80 m unter der jetzigen Inseloberfläche, welche 50—60 cm über Normalhochwasser liegt. Über dem gepflügten Lande liegt eine Seegrodenschicht. Die Insel besteht daher aus gesunkenem Lande, das durch Aufschlickern immer wieder die für das Gedeihen eines geschlossenen Strandwiesenrasens nötige Höhenlage erlangte. Aus Archivstudien ergab sich, daß das Pflugland i. J. 1669 vernichtet und überschlickt worden ist, was einer rezenten Senkung in den 238 Jahren um 1,80 m entspricht.

Gründe und Gegengründe dieser Annahme werden ausführlich erörtert, weitere Bohrungen in Aussicht gestellt.

E. Geinitz.

B. Dammer: Über einige neue Fundpunkte interglazialer Ablagerungen in der Lüneburger Heide. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 28. 3. 1907. 658—665.)

Nachdem im nördlichen Hannover das Vorhandensein von zwei verschiedenen Geschiebemergeln nachgewiesen war, fanden sich bei Deutsch Evern und Steddorf—Bargdorf „interglaziale“ Diatomeenschichten (Süßwasserkalke und Pelite). Die an anderen Stellen unter der Geschiebemergeldecke gefundenen Mergelsande und Tone waren hier unter dem Kalk nicht nachzuweisen, sondern nur neben ihm. Das Liegende bilden Spatsande, das Hangende Geschiebesand oder Talsand. Die Fundpunkte liegen mit einer Ausnahme (Deutsch-Evern) dicht am Rande der heutigen

g*

Alluvionen und werden wegen der Deutung des hangenden Sandes als „Oberer Sand“ als interglazial angesprochen, vielleicht mit den Lagern von Westerweyhe und den Kieselgurlagern der Lüneburger Heide in Zusammenhang stehend.

E. Geinitz.

J. Lorié: De Terrassen langs den rechter Rijnsoever beneden het Zevengebte. (Tijdschr. Nederl. Aardsk. Genootsch. 25. 1908. Mit 2 Karten.)

Am rechten Rheinufer läßt sich 1. eine Hochterrasse erkennen, deren Westrand deutlich, deren östlicher weniger scharf markiert, von einer Breite von 10—16 km, z. T. auf 3,5—5 km verschmälert, ihre Höhe steigt stromaufwärts (an der holländischen Grenze + 41 m, bei Wesel 70, Düsseldorf 90—120, Bonn 136—183 m). Östlich davon finden sich noch drei hochgelegene Grandablagerungen, bei Düsseldorf, Elberfeld und Bonn, vielleicht ursprünglich mit der Hochterrasse in Zusammenhang. 2. Eine Mittelterrasse, z. T. unmittelbar an den Rhein grenzend, im Norden 50—52 m, bei Bonn 62 m hoch, ohne Lößbedeckung. 3. Eine Niederterrasse, an der Grenze 25, bei Bonn 52 m hoch. Das Alluvium ist auf alte Buchten beschränkt. Der weiße Quarz im Schotter nimmt in den Terrassen ab, in der Hochterrasse beträgt er 90 %, in der Mittelterrasse 75 %, im Alluvium 60 %. Die Lage der Unterkante des Rheindiluviums ergibt beträchtliche Stromverlegungen, erhebliche Anhäufung der Schichten an den tiefsten Erosionsstellen, Senkung des Bodens, keine Zunahme der Mächtigkeit der Schotter stromabwärts.

Auch die Ruhr hat eine Hochterrasse, am linken Ufer finden sich skandinavische Geschiebe auf der Terrasse und nicht im Geschiebelehm; da letzterer auf der anderen Seite der Ruhr vorkommt, wird gefolgert, daß das Landeis nicht über den Fluß geschritten ist (die Findlinge sind durch Treibeis verfrachtet). Östlich von Dortmund ist ein Trockental, ähnlich wie das Lippetal von Schmelzwasser gebildet. Die postglaziale Erosion war teilweise nur unbedeutend, weil bisweilen noch sehr niedrig gelegener Geschiebelehm zu finden ist.

Die Hochterrasse rechnet LORIÉ zur vorletzten großen Eiszeit G^{'''}, die Mittel- und Niederterrasse zur letzten, G^{''''}, eine ältere Rheinterrasse mit Kieseloolith zu einer der vorhergehenden (G' oder G'').

E. Geinitz.

J. Lorié: Het Interglacialisme in Nederland. III. (Tijdschr. nederl. Aardrijksk Genootsch. 24. 1907. 405—448.)

Die Abhandlung nimmt die gesamte Literatur des niederländischen Diluviums kritisch durch und wird dadurch zu einer bequemen Orientierung für Geologen, die sich mit diesem Lande beschäftigen wollen. Die Kritik verwirft einige Interglacialdeutungen, z. B. Havelte, Wiernden u. a. und kommt zu der Überzeugung, daß die Niederlande nur einmal von Landeis bedeckt waren. Dieses hat sich aus dem älteren Baltischen Strom zu dem

großen „Fächerstrom“ entwickelt, welcher die ostbaltischen Geschiebe gewissermaßen auf sekundäre Lagerstätte hierher führte. Das jüngere Landeis G''' (Würm) hat nicht bis hierher gereicht; zu seiner Zeit bildete sich die Niederterrasse im Gelderschen Tal. Zum jüngsten Interglazial J'' wird das marine Eemstelsel gerechnet. Der niederländische Geschiebelehme gehört also zur vorletzten Eiszeit G'', entsprechend der alpinen Rissvergletscherung. Zur vorletzten Eiszeit rechnet LORIÉ auch die „oberste grobe Abteilung“ des Gemengten und Rheinischen Diluviums, während die mittlere feine Abteilung desselben (mit Torfzwischen-schichten) ebenso wie das Cromer-Forest bed als ältestes J' schematisiert wird und die unterste grobe Abteilung des Gemengten und Rheindiluviums wie der Weyburn-Crag als ältestes Glazial G' gilt. Nach einer Bohrung von Tegelen scheint es sogar möglich, das unterste Glazial noch in zwei Teile analog dem alpinen Diluvium zu zerlegen (mit einem Günz-Mindel-Interglazial von 17 m Feinsand mit Ton und Torf). (Angesichts dieser bestechenden Systematik muß doch betont werden, daß aus der Schrift kein einwandfreier Nachweis irgend eines Interglazials in Holland zu finden ist).

E. Geinitz.

J. Lorié: La stratigraphie des argiles de la Campine belge et du Limbourg néerlandais. (Bull. Soc. belge de Géol. 21. 1907.)

Die Tone der belgischen Campine und Limburgs sind wohlgeschichtet, mit gleichalterigem Feinsand eng verbunden. Der Ton ist fluviatil, enthält Schichten von Torf und Knochen von Säugetieren, sowie Süßwassermuscheln. In Holland ist das Hangende Grand und Kies rheinischen Ursprungs, in Belgien feiner plastischer Sand, den LORIÉ als Äquivalent des rheinischen Kieses ansieht.

In Holland findet sich auch eine Wechsellagerung von Ton und Kies, LORIÉ glaubt drei fluvioglaziale Lager mit zwei interglazialen unterscheiden zu können. In Belgien tritt dies nur rudimentär auf. Die Tone werden trotz ihrer Säugetierreste von pliocänem Typus, die auch im Forest bed von Cromer bekannt sind, nicht als pliocän, sondern als interglazial angesehen.

E. Geinitz.

J. Lorié: A propos de l'étude critique de M. J. VAN BAREN sur la flore et l'âge géol. des argiles du Limbourg néerlandais. (Bull. Soc. belge. 22. 1908.)

Kurzer Auszug der Arbeit von v. BAREN, mit Liste der Pflanzen des Tones von Tegelen, der trotz der subtropischen resp. tropischen Formen *Magnolia*, *Euryale* nicht als pliocän, sondern als interglazial angesehen wird.

E. Geinitz.

P. v. Calker: Beiträge zur Geologie der Provinz Groningen. Grundbohrungen. (Mitt. min. Inst. Univ. Groningen. 1. 2. Berlin 1908. 139 p.)

Es werden sämtliche Bohrprofile, die aus der Provinz Groningen bekannt sind, mitgeteilt. Keines hat das Quartär durchsunken, trotzdem die tiefsten bis zu — 215 N. A. P. reichen. Wie in den höheren so auch in den tieferen Schichten zeigt sich eine sehr wechselnde Höhenlage und Mächtigkeit, in gleichem Niveau findet sich oft in geringer Entfernung hier feiner dort grober Sand oder Kies oder Ton; auf der alten stark gegliederten präglazialen Oberfläche haben sich die Sedimente in tiefen Betten stark strömender Gewässer als Kies und grober Sand, auf den überschwemmten Flächen als Feinsande, in Buchten als Tone gebildet. Im Hangenden des groben fluviatilen Präglazials kommen (auch wohl mit Tonen verbunden) meist feine Sande vor, die nach oben stellenweise recht bunt und mit Moränengrus gemengt sind (Vorschüttungen des nahen Gletschers). Als lokale Erscheinungen dieser hangenden Schichten werden weiter genannt eine dunkle Tonschicht, bunte tonige und sandige Schichten mit Muschelresten, grobes nordisches Moränenmaterial (letztere beiden Vorkommnisse zusammen auftretend: in einer längs der Nordostseite des jetzigen Hondsrug gebildeten Vertiefung ist Moränenmaterial hinabgesunken und wurde mit marinen Sedimenten vermengt. Als Reste einer älteren Vergletscherung werden sie nicht angesehen).

Im Hangenden dieser Sande und Tone, soweit sie nicht unmittelbar an die Oberfläche treten, findet sich entweder Geschiebelehm und -sand oder Hochmoor, Flachmoor und marine Sande und Tone. **E. Geinitz.**

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

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

Jahr/Year: 1908

Band/Volume: [1908_2](#)

Autor(en)/Author(s):

Artikel/Article: [Diverse Berichte 1043-1062](#)