

# **Diverse Berichte**

# Geologie.

---

## Physikalische Geologie.

F. Omori: On the After-Shocks of Earthquakes. (Journ. College of Scienc. Imp. Univers. Japan. VII. 2. 1894. 111—200. Pl. 4—19.)

Heftige Erdbeben haben in der Regel eine grosse Zahl kleinerer Stösse im Gefolge. Diese „Nachbeben“ sind bei den drei grossen Erdbeben von Kumamoto 1889, Mino-Owari 1891 und Kayoshima 1893 in Japan näher auf ihre Stärke, Zahl und Vertheilung untersucht. Bei dem von Mino-Owari hat man in den nächsten zwei Jahren nicht weniger wie 3365 Stösse beobachtet. Es ergiebt sich nun, dass die Zahl der Nachbeben von Erdbebenherden radial rasch abnimmt und dass mit der Zeit ihre Stärke sinkt, freilich derart, dass zunächst ein rascher Abfall der Intensität erfolgt, später die Curve beinahe zur geraden Linie wird. In guter Übereinstimmung mit den Beobachtungen hat Verf. auch rechnerisch Resultate zu erhalten gesucht. Er gelangt zu der Formel  $y = \frac{k}{h + x}$ , wo  $y$  die Zahl der Stösse in einer Zeit  $x$  nach dem Hauptbeben,  $k$  und  $h$  Constanten darstellen, deren Werth [wie, das ist nicht gesagt. D. Ref.] aus den Beobachtungen zu entnehmen sind. Diese Formel führt dann von selbst weiter zu der Frage, wie viel Nachbeben überhaupt zu erwarten sind bei einem bestimmten Hauptstosse. Die gefundenen Zahlen nähern sich einigermaassen den durch Beobachtungen gefundenen. Verf. behauptet ferner, dass 10 000 die höchste Grenze darstelle. Auch bei diesen Nachbeben lassen sich tägliche, monatliche und jährliche Schwankungen in der Intensität nachweisen. An den einzelnen Tagen treten drei Maxima und Minima hervor; bei monatlicher Gruppierung liessen sich solche erkennen, die in dem einen 7—9, in dem anderen Falle 4—8 Monate von einander entfernt lagen, was aber doch nur auf eine beschränkte Periodicität hindeutet. Hervorzuheben ist, dass sich, wie auf einer Reihe von Tafeln graphisch zur Anschauung gebracht wird, bei dem Mino-Owari-Stosse die Nachbeben besonders weit in zwei Richtungen bemerkbar machten, die mit einander einen Winkel von ca.  $40^\circ$  einschliessen, was jedenfalls mit Spaltenbildung

im Boden zusammenhängt. Diese Nachbeben scheinen als Auslösung untergeordneter, theils neuer, theils älterer, durch den Hauptstoss nicht zum Austrag gelangter Spannungen zu betrachten zu sein. Verf. stellt schliesslich noch die These auf, dass einem heftigen Anfangsstosse meist schwächere Erschütterungen folgen, dass aber nach einem schwächeren ersten Beben ebenso starke oder gar heftigere Zuckungen des Bodens eintreten können. Die Arbeit ist mit grossem Fleisse angefertigt, bringt sehr viel Material, das nach den verschiedensten Richtungen gruppirt und verwerthet ist, und verdient deshalb Beachtung.

Deecke.

**S. Arcidiano:** Fenomeni geodinamici che precedettero, accompagnarono e seguirono l'eruzione etnea del Maggio—Giugno 1886. (Atti dell' Accad. Gioenia di Sc. nat. di Catania. Ser. 4. 6.)

Der Tod O. SILVESTRI's liess die von ihm begonnenen Studien über den Aetnaausbruch von 1886 unvollendet. ARCIDIANO, der als Assistent im geodynamischen Observatorium diese Studien gemeinsam mit SILVESTRI angestellt hatte, ist aber in der Lage, eine genaue Beschreibung des Ausbruches zu veröffentlichen. Mikroseismische Bewegungen der Erdrinde wurden nicht wahrgenommen. Verf. glaubt die Ursache davon in den grossartigen Erschütterungen suchen zu müssen, welche bei dem kleinen Ausbruch von 1883 stattfanden und den weit grösseren Ausbruch von 1886 vorbereiteten. Verf. macht auch auf den Umstand aufmerksam, dass am 18. Mai 1886 Vollmond war, und dieser ziemlich in der Stunde der beiden Ausbrüche (der centrale um Mittag und der excentrische zwölf Stunden später) im Zenith resp. Nadir von Catania stand. Auch der Luftdruck war sehr hoch und 11 mm höher als der normale. Das Erschütterungsgebiet war sehr beschränkt und verbreitete sich am leichtesten längs der Linie Biancavilla-Giarre-Riposto, welche beinahe zu der Spalte des Ausbruches von 1883 senkrecht ist. Die Erschütterungen zerfallen in zwei grosse Gruppen: die eine verbreitete sich im östlichen Gebiete, die andere in der beinahe entgegengesetzten Richtung von SW.

Vinassa de Regny.

**E. Svedmark:** Meddelanden om jordstötär i Sverige. (Geol. Fören. Förh. 16. 193. 1894.)

Der Verf. berichtet über die Erderschütterungen in Schweden in den Jahren 1892 und 1893. Ein bedeutenderes Beben betraf die skandinavischen Länder dann am 2.—4. Januar 1894; die Bewegungen verbreiteten sich über ein Gebiet von langelliptischer Form, dessen längere ungefähr O.—W. streichende Axe von Nedre Eker in Norwegen bis Fredrikshamn in Finnland 950 km lang war, während der Abstand in der Richtung SW.—NO. ungefähr 250 km betrug; dabei verschob sich der Stosspunkt im Laufe von 54 Stunden von Westen nach Osten. Die Zusammenstellung der in früherer Zeit in diesem Gebiete eingetretenen Erschütterungen lässt

unzweifelhaft erkennen, dass die skandinavische Halbinsel vom südlichen Norwegen über Wermland, Dalarne, Vestmanland und Upland von einer vielleicht bis Finnland in ostwestlicher Richtung fortstreichenden Linie tektonischer Beben durchsetzt wird. Am 5. Januar fanden Erschütterungen in Södermanland und in Östergötland statt auf einer deutlichen Bruchlinie, die sich vom Bråvik über den Vetter- bis zum Vener-See fortzieht; die aus diesem Gebiet aus früherer Zeit bekannten Beben werden ebenfalls angeführt.

Ernst Kalkowsky.

**F. de Montessus de Ballore:** Le monde scandinave sismique. (Geol. Fören. Förh. 16. 225. 1894.)

Wenn in einem Gebiete von der Fläche  $S$  in  $p$  Jahren  $n$  Erdbeben beobachtet sind, so wird der Quotient  $\frac{p \cdot S}{n}$  einen wenn auch nur annähernden Werth für die „sismicité“ eines grösseren Gebietes ergeben. Nach ungefähr 1000 Beben zeichnet der Verf. eine seismische Skizze der skandinavischen Länder und giebt folgende Zahlen:

1. Lurö (norw. Küste von Bodö bis Hemnes) . . . . .	1363
2. Söndmöre . . . . .	16847
3. Island . . . . .	18286
4. Schwed. Küste am Bottn. Meerbusen . . . . .	26273
5. Rest Norwegens (ausser 7) . . . . .	60500
6. Dänemark . . . . .	68278
7. Christianiagebiet bis zur Südspitze Norwegens . . . . .	91854
8. Rest Schwedens . . . . .	221000

Ernst Kalkowsky.

**R. Sieger:** Flottholmen i sjön Ralången och vattenståndets oscillationer. (Geol. Fören. Förh. 16. 231. 1894.)

Die Vergleichung der Wasserstandshöhen in den schwedischen Binnenseen mit dem Auftreten der schwimmenden Insel ergibt den Satz, dass lange anhaltendes niedriges Wasser dem Emportauchen und besonders dem Verweilen der Insel günstig ist; auch Unbeständigkeit des Wasserstandes scheint das Aufsteigen der Insel zu begünstigen. ÖBERG's Vermuthungen (Geol. Fören. Förh. 16. 96) werden bekräftigt.

Ernst Kalkowsky.

**C. A. Lindvall:** Om flottholmens i sjön Ralången uppkomst. (Geol. Fören. Förh. 16. 438. 1894.)

Der Ralång-See hat mindestens in seinem südlichen Theil eine Senkung seines Bodens in den letzten Jahrhunderten erfahren; die schwimmende Insel ist ein Stück der aus Wurzeln, Torfmull, Baumstümpfen u. s. w. bestehenden Bodenbedeckung, das zuerst einmal durch Frühlingseis emporgehoben wurde. Seitdem hat sich die Grösse der Insel nicht verändert und ihr periodisches Aufsteigen wird durch Gasentwickelungen verursacht;

das Aufsteigen geschieht dann schnell, wenn im Laufe einiger Jahre sich genügend Gas angesammelt hat; das Verweilen der Insel an der Oberfläche hängt von meteorologischen Verhältnissen ab, sie sinkt, nachdem die Gase langsam entwichen sind.

Ernst Kalkowsky.

**J. S. Diller:** Revolution in the Topography of the Pacific Coast since the Auriferous Gravel Period. (Journ. of Geol. 2. 32—54. 1894.)

Die fortschreitende Erosion führt nach Erweiterung der Cannons, Abschleifung der Terrassen etc. schliesslich zur Bildung fast wagerechter Ebenen, den baselevel of erosion; allerdings setzt dies voraus, dass während der Erosion keine Niveauänderungen eintreten, was ziemlich selten zutrifft. Verf. verfolgt ein solches ehemaliges baselevel vom Sacramento zu den Klamath Mountains, zum Westabhang der Sierra Nevada und in die inneren Theile des nordöstlichen Californien; es scheint sich früher über das ganze Mittel- und Nord-Californien und die angrenzenden Theile von Oregon ausgedehnt zu haben. Nach Ablagerungen am Rande dieses baselevel muss die Erosion, welche zu seiner Bildung führte, stattgefunden haben in einem Theile des Intervalles von der Hebung des Landes am Ende des Chico bis zur Bildung der älteren goldführenden Kiese. Letztere sind in flachen Thälern des baselevel abgelagert und sind nach ihren fossilen Pflanzen nicht allein als sehr wahrscheinlich Miocän zu erkennen, sondern geben auch Kunde von einem Klima so warm, wie es damals in der jetzigen Höhenlage dieser Ablagerungen nicht sein konnte. Den Beweis für die späteren Störungen des baselevel liefert einmal seine jetzige wechselnde Höhenlage, dann auch die Verbreitung der Jone-Sedimente, die, ursprünglich unterseeisch am Rande des baselevel abgelagert, jetzt ebenfalls in wechselnden Höhen angetroffen werden, darunter z. B. goldführende Kiese in Höhen von 5000—7000 Fuss. Die Folge dieser beträchtlichen Niveauänderungen war natürlich eine erhebliche Verstärkung der Flusserosion; bei den mächtigen Ablagerungen lockerer Massen, die auf den baselevel stattgefunden hatten, wurden jetzt aber die Flüsse mit Geröllen überladen, so dass in ihren alten Betten die goldführenden Kiese abgelagert werden konnten.

O. Mügge.

**N. Kosmin:** Über ewig gefrorene Bodenschichten in einigen Gegenden von Ostsibirien. (Iswestija d. Ostsibir. Abth. d. K. R. Geogr. Ges. Irkutsk. 1892. Bd. XXIII. No. 4—5. 46—72. Mit 2 Taf. Russisch mit deutschem Resumé.)

Verf. giebt eine Reihe von Daten über den Eisboden aus zwei fast um 10° von einander getrennten Goldwäschereibezirken Ostsibiriens: aus Transbaikalien (Bergbezirk von Nertschinsk, Flussgebiet des Onon) unter ca. 50° n. Br. und 130° ö. L. und aus dem Gouvernement Jakutsk (zwischen den Flüssen Witim und Olekma). Die Mächtigkeit des gefrorenen Bodens



ist im südlichen der beiden Gebiete nicht grösser als 20 m, im nördlichen 40—50 m, welcher Unterschied durchaus zu erwarten war. Aber in beiden Gebieten ist der Eisboden durchaus keine beständige Erscheinung, sondern hier wie dort wechseln gefrorene und ungefrorene Schichten häufig mit einander ab. Verf. führt den ungefrorenen Boden auf das Vorhandensein von warmen Quellen zurück, die besonders in ihrem Auftreten von vulcanischen Gesteinen (?), welche in Form von Gängen und Stöcken die metamorphischen Schiefer durchsetzen, abhängig sein sollen. Die Unregelmässigkeit im gefrorenen Boden soll von der Unregelmässigkeit der Circulation des Grundwassers abhängig sein. Sehr interessant ist ausserdem die Beobachtung über die Aufeisbildungen. Kosmin lehrt einen zweiten Typus dieser Bildungen kennen, der ausser den von A. v. MIDDENDORFF beschriebenen Aufeisbildungen in den Eisthälern neben diesen und unabhängig von ihnen vorkommt; das sind die in Folge von Quellen entstehenden sogenannten „Blasen“, Erhebungen unter dem Schnee innerhalb des rund herum gefrorenen Bodens, aus welchen den ganzen Winter über Wasser emporquillt.

Im deutschen Resumé findet sich wieder ein Beispiel für die häufige Verwechselung von Bodeneis und Eisboden. Verf. des Resumés nennt den gefrorenen Boden durchweg Bodeneis statt Eisboden. E. von Toll.

## Petrographie.

C. A. McMahon: The Rape of the Chlorites. (Geol. Mag. (4.) 1. 111—114. 1894.)

Eine Kritik der von C. CALLAWAY für Gesteine der Malvern Hills angenommenen Umwandlung von Chlorit zu Biotit (dies. Jahrb. 1894. II. -257-). Es wird als sehr unwahrscheinlich hingestellt, dass bei der hohen Temperatur, welche zum Austreiben von Wasser aus Chlorit erforderlich ist, Eisen und Alkali demselben zugeführt und gleichzeitig Magnesium weggeführt sein sollte, es sei denn, dass man vollständige Schmelzung annehmen will, die dann aber nicht zu Gneiss, sondern zu Granit geführt haben würde.

H. Behrens.

C. Callaway: On Chlorite as a Source of Biotite. (Geol. Mag. (4.) 1. 217—220. 1894.)

Replik auf die Kritik von C. A. McMAHON.

Mehrere der dort angeregten Bedenken werden durch Hinweisung auf die Möglichkeit der Infiltration und Anhäufung von Eisenoxyd und Alkali bei niedrigen Temperaturen entkräftet. [Freilich sieht man immer noch nicht ein, wie ansehnliche Mengen von Alkali festgelegt sein sollen, während eine noch grössere Menge von Magnesia fortgeführt wurde, um so weniger, da bekanntlich Magnesiumsilicate ausnehmend wenig Beweglichkeit besitzen.]

H. Behrens.

**C. A. McMahon:** On the alleged Conversion of Chlorite into Biotite by Contact Action. (Geol. Mag. (4.) 1. 270—274. 1894.)

**C. Callaway:** How Chlorite is converted into Biotite. (Geol. Mag. (4.) 1. 320—322. 1894.)

In dem ersten Artikel wird die Frage gestellt, ob nicht die Umwandlung von Biotit zu Chlorit wahrscheinlicher sei, als die Entstehung von Biotit aus Chlorit? In dem zweiten Artikel wird hierauf geantwortet, dass im vorliegenden Fall die Hornblende des Diorits in Chlorit übergeht, und dass sich zwischen dem Chlorit Glimmerblättchen einfinden, und zwar stufenweise, der Pressung und Streckung des Diorits entsprechend.

H. Behrens.

**W. Branco:** Schwabens 125 Vulcan-Embryonen und deren tufferfüllte Ausbruchsröhren, das grösste Gebiet ehemaliger Maare auf der Erde. Mit 2 geologischen Karten und 115 Textfiguren. XV. 816. 8°. (Sep.-Abdr. aus „Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturkunde in Württemberg“. Jahrg. 1894/95.)

In der Umgegend von Urach findet sich auf einem nur 20 Quadratmeilen grossen Gebiete eine Anzahl selbständiger vulcanischer Ausbruchspunkte, an denen allen aber die vulcanische Thätigkeit in einem embryonalen Stadium schon wieder erlosch. Es sind daselbst durch Gasexplosionen etwa 125 senkrecht die Erdrinde durchsetzende Canäle von kreisförmigem oder elliptischem Durchschnitt ausgeblasen worden, welche von Tuffbreccien, reich an Fragmenten der durchbrochenen Schichten, erfüllt sind. Oben auf der Hochfläche der Alb enden die Röhren in mehr oder weniger gut erhaltenen Maarkesseln, während am Steilabfall der Alb und in deren Vorlande sich schöne Längs- und Querschnitte der Ausbruchscanäle vorfinden. Diese Aufschlüsse sind bis jetzt die einzigen, in welchen man die Füllmasse der Eruptionscanäle von Maaren studiren kann, und hierin, sowie in der grossen Zahl der Maare — von denen man auf der ganzen übrigen Erde nur etwa 50 kennt — liegt die grosse Bedeutung des Uracher Vulcangebietes.

Zuerst werden nun die allgemeinen geologischen Verhältnisse der Schwäbischen Alb und ihres Vorlandes besprochen, besonders die Entstehung des steilen Nordwestrandes durch Erosion in senkrechten Schnitten, die Entstehung der Halbinseln, Sporne und der Inselberge des Vorlandes. Das Auftreten von Resten jurassischer Gesteine im Schwarzwalde — bei Alpertsbach und Langenbrücken — im Elsass und in Lothringen beweist den früheren Zusammenhang des Schwäbischen mit dem Lothringischen Jura. Dass die Schichten dieses Systems zur Zeit der Eruptionen bei Urach, die im Mittelmiocän stattfanden, noch grössere Verbreitung als heute besaßen, beweist das Tuffvorkommen von Scharnhausen bei Stuttgart. Dasselbe setzt im Keuper auf, enthält aber Fragmente des Weissen Jura  $\alpha$  und  $\beta$ , welcher demnach zu jener Zeit dort noch angestanden haben muss. Es ist somit seit der mittleren Miocänzeit der Rand der Alb mindestens um

die Strecke nach SO. zurückgewichen, um welche Scharnhausen jetzt vom Albrand entfernt ist, ca. 23 km. Aus dem Umstande, dass in keinem der Tuffe sich Fragmente von jüngeren jurassischen Gesteinen als Weisser Jura  $\zeta$  und von cretaceischen Gesteinen gefunden haben, geht hervor, dass dieselben wohl überhaupt nie auf der heutigen Alb zur Ablagerung gekommen sind. In ihrem Untergrunde treten auf, wie eben wieder die Tuffe beweisen: Granit und Gneiss, Rothliegendes, Buntsandstein, Keuper; Muschelkalkfragmente wurden nur in den nördlichsten Tuffpunkten beobachtet, so dass hieraus auf das Fehlen des Muschelkalkes unter der eigentlichen Alb zu schliessen ist. Vollständig scheint das Carbon zu fehlen.

Da frühere Bearbeiter des Uracher Vulcangebietes (DEFFNER, QUENSTEDT) die Mitwirkung von Eis oder fliessendem Wasser bei der Entstehung der Tuffe angenommen haben, untersucht BRANCO die Frage nach der einstigen Vergletscherung der Alb, glaubt aber, dieselbe verneinen zu müssen, ebenso wie die Existenz fluvioglacialer Schotter auf der Alb. Auch scheinen ältere Schotter als altdiluviale in den Albthälern zu fehlen.

Ein Bohrloch, das zur Aufsuchung von Steinkohlen in den Jahren 1832—1839 bei Neuffen unweit Urach bis in eine Tiefe von 340 m niedergebracht wurde, liess nach den Beobachtungen des Grafen v. MANDELSLOH eine abnorm hohe Wärmezunahme erkennen. Die betreffenden Angaben werden eingehend untersucht und kritisirt; es scheint nach Anbringung gewisser Correcturen sich in der That die aussergewöhnlich niedrige geothermische Tiefenstufe von 10,46 m zu ergeben, die niedrigste, welche jemals beobachtet worden ist. Hieraus kann man aber auf relativ grosse Nähe eines vulcanischen Herdes schliessen.

Die Schwäbisch-Fränkische Alb enthält ausser dem Uracher noch drei andere Gebiete einstiger vulcanischer Thätigkeit, deren nördlichstes die Basalte in der Gegend von Culmbach darstellen. Hier fehlen aber Tuffe völlig. Im Rieskessel, der auf jene nach SW. zu folgt, finden sich nur lose Eruptionsproducte und Aschen, Schlacken und Bomben, reichlich vermengt mit Bruchstücken der durchbrochenen Gesteine. Den südlichsten vulcanischen Punkt der Alb bildet das Hegau, in dem ausser massigen Basalten und Phonolithen auch deren Aschen und Tuffe, z. Th. noch in Form von Kegeln auftreten.

Das Ries und das Hegau sind grosse Kesselbrüche; bei Urach ist die Existenz eines solchen noch nicht erwiesen, obwohl sie von DEFFNER und Anderen behauptet wird. Auffällig ist die petrographische Verschiedenheit des Eruptivmaterials an den genannten 4 Stellen: im Hegau basaltisches und phonolithisches; bei Urach basaltisches; im Ries liparitisches und bei Culmbach wieder basaltisches.

BRANCO unterscheidet: Tuffmaare, deren Ausbruchscanal bis zu ansehnlicher Tiefe mit Tuffbreccie erfüllt ist; Basaltmaare, bei denen er bis oben hin nur Basalt enthält, so dass der Tuff ganz fehlt; Maartuffgänge, die Ausbruchscanäle, bei denen das Maar und auch mehr oder weniger das obere Ende der Tuffsäule abgetragen sind, und Maar-



basaltgänge, d. h. die basalterfüllten, z. Th. zerstörten Röhren und die in den Maartuffgängen aufsetzenden Basaltgänge. Die Beschreibung der einzelnen Eruptionspunkte füllt etwas über 300 Seiten.

Im Ganzen tritt im Uracher Vulcangebiet an 121 Stellen Tuff auf; an 13 derselben zugleich auch Basalt; an 7 Stellen Basalt allein; dazu kommen noch 5 fragliche Punkte, so dass im Ganzen 133 einzelne Eruptionscanäle vorhanden zu sein scheinen!

Oben auf der Hochfläche der Alb liegen von diesen 38 (an 3 Stellen Basalt allein). An manchen dieser Punkte ist der Tuff gegenwärtig nicht anstehend zu sehen und nur der grössere Wasserreichthum der betreffenden Orte deutet auf seine Gegenwart im Untergrunde hin, da der sehr feste Tuff im Gegensatz zu den stark zerklüfteten Kalksteinen wasserundurchlässig ist. Gut erhaltene Maarkessel sind selten (Donnstetten, Hengen, Dottingen, Apfelstetten). Fossilführende Süswasserabsätze auf dem Tuff kommen in dem Maar von Laichingen und in dem südlich von Hengen vor. Bei Laichingen und Böttingen finden sich als Absätze heisser Quellen auf Spalten, die z. Th. wohl ausserhalb des Tuffes liegen, schöne, bunte Marmore. Merkwürdig ist das Basaltmaar des Eisenrüttel dadurch, dass es durch einen Sporn von Jurakalk fast ganz in zwei Theile getheilt wird.

Am Steilrande und in den Thälern der Alb liegen 32 Tuffpunkte. Eigentliche Maarkessel oder deren Reste sind hier sehr selten. Dafür bietet aber der Steilrand der Alb die schönsten Quer- und Längsschnitte der Tuffsäulen. Am wichtigsten ist das z. Th. noch auf der Hochfläche liegende Randecker Maar, dessen Kessel noch grossentheils gut erhalten ist, während zugleich der tufferfüllte und auch basaltführende Eruptionscanal angeschnitten ist. Im Kessel findet sich über dem massigen ein fossilführender, geschichteter Tuff und auf diesem fossilführende (obermiocäne) Süswasserbildungen, nämlich Dysodil und mergelige oder dolomitische, z. Th. auch kieselige Schichten. Der Tuffgang des Jusiberges hat einen dreiseitigen Querschnitt, während die der übrigen Tuffgänge kreisrunde oder elliptische Formen besitzen. Von einer Ecke des Dreiecks bis zur Mitte der gegenüberliegenden Seite gemessen, beträgt der Durchmesser des Canales etwa 1 km. In der ungeschichteten Tuffmasse finden sich hier Schollen geschichteten Tuffes, welche wohl auf subaërische Schichtung in diesem gewaltigen Vulcanschote zurückzuführen sind. Auch die Jusikuppe trägt geschichtete, hier aber wohl durch Wasser sedimentirte Tuffe.

Im Vorlande der Alb und an ihrem Fusse finden sich 53 Tuffpunkte. Dieselben sind durch Erosion in Folge ihrer grösseren Widerstandsfähigkeit aus den jurassischen Schichten herausgeschält, so dass sie jetzt vielfach Kegelberge bilden, unter denen eine grosse Anzahl Kappen und Mäntel von Blöcken und oft sehr bedeutenden Schollen von weissen Juragesteinen trägt. Dieser Mantel ist nach BRANCO nicht durch eine Anreicherung der im Tuff vorhandenen Weissjurablöcke in Folge der Wegspülung des ursprünglich zwischen ihnen befindlichen Tuffes zu erklären, da sonst zwischen denselben auch Fragmente anderer jurassischer und fremder Gesteine vor-

kommen und die Kalke wenigstens z. Th. contactmetamorphische Beeinflussung zeigen müssten; es besteht vielmehr der Mantel aus denjenigen Weissjuramassen, die in das ursprüngliche Maar hineingebrochen und dann, als der Tuffgang aus dem Körper der Alb herausgeschält wurde, auf seinem Scheitel liegen blieben oder an seinen Flanken herabglitten. Je weiter entfernt vom heutigen Albrande die Tuffpunkte liegen, um so stärker ist auch der Schuttmantel zerstört worden. Mit der Entfernung vom Albrande verringert sich auch die Anzahl der im Tuff als Fragmente auftretenden Stufen des Weissen Jura, so dass in dem nördlichen Vorkommen, bei Scharnhausen nur noch die Stufen  $\alpha$  und  $\beta$  sich finden. Bei manchen der im Vorlande der Alb gelegenen Tuffpunkten ist der kreis- oder ellipsenförmige Umriss der Canäle gut erkennbar, besonders gut an der Sonnenhalde. Bei dem vom Höslsbühl und einigen anderen ist das gangförmige Auftreten des Tuffes dadurch bewiesen, dass der letztere auf dem Boden ganz recenter Thäler ansteht, so dass hier die Möglichkeit, die Tuffkegel als Erosionsreste einer Tuffdecke aufzufassen, ausgeschlossen ist. Dasselbe Resultat wurde durch eine Anzahl von Bohrungen nahe dem Rande der Tuffvorkommen festgestellt, welche stets im Tuff blieben, während, falls der Tuff zu einer Decke gehört hätte, deren Liegendes hätte erbohrt werden müssen. Unter diesen Tuffgängen führen 12 Basaltgänge; zwei weitere, von früheren Beobachtern aufgeführte, sind zweifelhaft. Ausserdem tritt an 3 oder 4 Stellen Basalt gangförmig ohne oder doch fast ohne Tuff auf; bei Grabenstetten ist ein Basaltgang von ca. 550 m Länge zu beobachten, dessen Mächtigkeit nur 1 m beträgt.

Die Basalte gehören zu den Melilithbasalten; nur die vom Eiseurüttel und vom Gaisberg sind Nephelinbasalte. Einen Feldspathbasalt beschrieb ENDRISS von Grabenstetten, während BRANCO in dem Gestein nur Nephelin fand. Die Tuffe haben deutlichen Brecciencharakter mit chondritischer Grundmasse. Das Cäment zwischen den vulcanischen Bestandtheilen und den fremden Gesteinsfragmenten wird von Kalkspath gebildet. Olivin ist häufig im Tuff; grössere Basaltbrocken fehlen demselben. Seine Structur ist fast stets massig; geschichtete Tuffe finden sich nur auf dem Kopfe einiger Tuffsäulen und in einigen besonders weiten Eruptionsschlotten (Jusi, Aichelberg). Die Absonderung des Tuffes ist bankig, mit einem Einfallen im Sinne des Bergabhanges. Local kommt auch kugelige Absonderung vor.

Unter den Fremdgesteinen der Tuffe sind am häufigsten die des Weissen Jura. Rothliegendes und Buntsandstein treten spärlich auf, Muschelkalke nur an den nördlichsten Tuffpunkten. Häufig sind wieder Granite (pinitreich) von Typen, die weder aus den Alpen, noch aus dem Schwarzwalde bekannt sind. Die meisten Fundgesteine sind scharfeckig, die Granite öfters stark gerundet, bisweilen auch mit geglätteten Flächen versehen, die DEFFNER durch das Auf- und Abschleudern der Fragmente im Eruptionscanal entstanden denkt. Auch Einschlüsse von Tuff kommen vor, so dass man wohl local mehrere, kurz aufeinanderfolgende Eruptionen annehmen muss. Zweifelhaft sind Einschlüsse von Kohle. Von Mineralien finden sich: Biotit, Hornblende, seltener Augit, Olivin, schlackiges Magnet-

eisen, secundärer Kalkspath und Zeolithe. Stellenweise ist der Tuff stark polar magnetisch. Die Festigkeit verdankt das Gestein dem reichlichen Kalkspathcäment, das sich durch Einwirkung des Wassers auf die ursprünglich losen Füllmassen der Eruptionsschlote bildete. In Folge ihrer Festigkeit sind die Tuffe im Gegensatz zu den stark zerklüfteten Kalkschichten des Albplateaus undurchlässig für Wasser, so dass man auf der Alb stets unter wasserreichen Gebieten auf die Anwesenheit von Tuff schliessen darf. Bei der Verwitterung dagegen liefert der Tuff einen losen, dunklen, trockenen Boden, welcher weder Wein noch Laubholz trägt. Wegen seines Phosphorsäuregehaltes ist aber der Tuff als Meliorationsmittel für die Kalkböden brauchbar.

Die aus dem Weissen Jura stammenden Kalksteinfragmente des Tuffes zeigen oft graue oder schwarze Färbung, durch Verkohlung der in ihnen enthaltenen organischen Substanzen; andere sind rothgefärbt. Experimentell wurde nachgewiesen, dass solche Erscheinungen beim Erhitzen der betreffenden Gesteine auf ca. 600° eintreten. Manche Kalke sind krystallinisch und hart, stark klingend geworden. Die Sandsteine des Braunen Jura sind roth gebrannt. Die stärkste Umwandlung zeigen aber die Granitfragmente, unter denen viele gefrittet wurden. Aber nicht nur an den Fragmenten, die im Tuff eingeschlossen sind, finden sich contactmetamorphische Einwirkungen, sondern auch am Nachbargestein, wenn auch stets nur in sehr schmalen Zonen, die höchstens 10 Schritt breit werden, oft aber nur  $1\frac{1}{2}$  Fuss.

Nach dieser Besprechung der petrographischen Beschaffenheit der Tuffe werden nochmals die Gründe für ihre Gangnatur dargelegt. Sodann wird betont, dass alle Tuffgänge, auch die am Steilabfall und im Vorlande der Alb Eruptionscanäle ehemaliger Maare seien und dass sich die vulcanische Thätigkeit nie über ein ganz embryonales Stadium erhoben habe, besonders, dass nichts für die frühere Anwesenheit von Aschenkegeln spreche, da sich ja nirgends auf der Alb ausserhalb der Maarkessel und der Eruptionsröhren vulcanische Auswürflinge finden, während doch im Hegau, das gleiche Niederschlagsmengen wie die Alb hat, noch gut erhaltene Aschenkegel auftreten. Die Maare der Alb sind im Gegensatz zu vielen anderen, so z. B. denen der Eifel, nicht trichter-, sondern kesselförmig; ihre Durchmesser schwanken von 250—1000 m, ihre Tiefe von 20—80 m. Die Querschnitte der Ausbruchscanäle sind im Allgemeinen kreisrund oder elliptisch, nur in zwei Fällen spaltenförmig. Ihre Durchmesser sind bei den Tuffröhren im Vorlande weit geringer (28—210 m), als bei denen oben auf der Alb (200—1000 m). Diese Erscheinung spricht dafür, dass die Eruptionscanäle nach unten zu enger werden, denn die Querschnitte der Canäle im Vorlande der Alb liegen in einem bis über 500 m tieferen Niveau, als deren ursprüngliche Mündung. Mehrfach sind ganz dicht benachbarte, aber völlig selbständige Tuffgänge zu finden.

Das Maargebiet von Urach liegt in der Nähe eines ehemaligen Meeres, welches sich bis an die Verwerfung erstreckte, welche die Alb nach Süden zu abschneidet. Der nördlichste Tuffpunkt ist nur 60 km von jener alten



Küste entfernt. Es können demnach die Gase, durch deren Explosion die Eruptionscanäle wahrscheinlich ausgeblasen worden sind, aus dem Wasser des Tertiärmeeres stammen. Die Wirksamkeit der Gase muss eine ganz kurze gewesen sein, da Aschenkegel fehlen. Die Eruptionscanäle scheinen ganz unabhängig von grösseren Spalten zu sein, da sich in dem Uracher Gebiet keine bedeutenden Störungen nachweisen lassen; einer der Tuffgänge an der Gutenberger Steige ist völlig unabhängig von einer in der Nähe vorbeistreichenden kleinen Verwerfung. DEFFNER nimmt zwar an, das Uracher Vulcangebiet liege in einem Einsturzkessel, ohne aber diese Behauptung sicher erweisen zu können. Das Alter der Maare lässt sich nach den im Randecker und einigen anderen Kesseln gefundenen Insecten, Schnecken, Säugethieren und Pflanzen als mittelmiocän bestimmen; denn die Süßwasserschichten, die den Tuff im Randecker Maare überlagern, führen obermiocäne Fauna und Flora (Öninger Stufe), die im Laichinger Maare mittel- bis obermiocäne (Steinheimer Stufe), während in den darunter liegenden, geschichteten Tuffen Schnecken auftreten, die theils für Unter-, theils für Obermiocän charakteristisch sind.

Sucht man Analogien für die Uracher Tuffe, so könnte man an den Peperin denken. Während aber die ersteren Trockentuffe sind, ist der Peperin nach BRANCO ein Schlammuff, welcher unter der Einwirkung von schmelzendem Schnee gebildet wurde und seine heutige Beschaffenheit durch nachträgliche Umwandlung annahm.

Die Entstehung der Maare im Allgemeinen wird nach MONTLOSIER und v. STRANTZ, deren Ansicht sich HUMBOLDT anschloss, auf Gasexplosionen zurückgeführt. VOGELSANG dagegen suchte die Maarbildung durch Einschmelzung der Gesteine und spätere Einstürze zu erklären. DAUBRÉE'S Untersuchungen über die Wirkung explodirender Gasgemenge auf Gesteinsplatten, welche hierdurch cylindrische, längsgefurchte Durchbohrungen erhielten, sprechen für die erstgenannte Theorie, ebenso die Beobachtungen E. NAUMANN'S an den Vulkanen Shirane und Bandai in Japan, an denen in den Jahren 1882 und 1888 unter gewaltigen Explosionen maarähnliche Bildungen entstanden. Nach BRANCO'S Definition sind allerdings diese letzteren keine echten Maare, da er für jedes Maar Unabhängigkeit von einem Vulcan fordert und nur in grosser Tiefe Zusammenhang mit einem Schmelzherde.

Vergleicht man die Uracher Tuffgänge und Maare mit ähnlichen Gebilden, so können die Tuffe des Ries und der Rhön nicht in Frage kommen, da dieselben nachträglich in klaffende Spalten eingeschwemmt zu sein scheinen. In dem berühmten Maargebiet der Eifel kommen zwar wahrscheinlich schlotförmige Tuffgänge vor, sind aber nicht aufgeschlossen. Die italienischen Vulcangebiete zeigen keine Aufschlüsse in gangförmigen Tuffen; dagegen beobachtete DAUBRÉE bei Puy-en-Velay cylinderförmige Tuffsäulen. Ebenso zeigen die im Carbongebiete Schottlands auftretenden Tuffgänge, die GEIKIE untersuchte, viele Ähnlichkeit mit denen von Urach, weit mehr aber noch die 17 diamantführenden „Diatremata“ in Transvaal, welche durch Bergbau bis in eine Tiefe von 150 m aufgeschlossen sind.



[Ref. möchte hier kurz auf die von ihm in den Erläuterungen zu Blatt Schaafheim-Aschaffenburg der geologischen Karte von Hessen beschriebenen Tuffe von Klein- und Grossostheim aufmerksam machen, ebenso auf die von C. CHELIUS in den Erläuterungen zu den Blättern Gross-Umstadt und Neustadt-Obernburg besprochenen Tuffe vom Otzberg und vom Hasenberg bei Mömlingen, welche sowohl in ihrer petrographischen Ausbildung, als in ihrem Auftreten die grösste Übereinstimmung mit den von BRANCO geschilderten zeigen.]

Auch die vulcanischen Bildungen des Mondes scheinen zum grossen Theil Maare zu sein; wenigstens stimmen dieselben in keiner Weise mit den Vulcanen vom „Vesuvtypus“ überein, und unterscheiden sich auch in manchen Stücken von denen des „Hawai'schen Typus“. Vielleicht sind manche derselben gewaltige Maare, in welchen später noch kleine Eruptionskegel aufgeschüttet wurden, während die kleinsten der auf der Mondfläche beobachteten Vertiefungen wohl als echte Maare aufgefasst werden könnten.

Den Schluss des Werkes bildet ein auf 3 Tage berechneter Excur-sionsplan zum Besuche der wichtigsten Punkte des Uracher Gebietes.

G. Klemm.

F. Becke: Olivinfels und Antigorit-Serpentin aus dem Stubachthal (Hohe Tauern). (Min.-petr. Mitth. 14. 271—276. 1894.)

An dem genannten Orte zwischen Hopfbachalm und Enziger Boden tritt im Centralgneiss eingelagert und von Amphiboliten begleitet, ein Olivinfels auf, von dem man zwei Varietäten unterscheiden kann, deren eine wesentlich aus Olivin und Picotit besteht, während die zweite graue körnig-streifige Partien von Diopsid enthält. Die Olivine zeigen z. Th. kataklastische Erscheinungen und sind häufig theilweise oder gänzlich in Antigorit ohne Maschenstructur, begleitet von Klinochlor und Magnetit, umgewandelt.

Zu diesem Olivinfels sollen die Olivinkrystalle im körnigen Kalk vom Kalser Tauern in Beziehung stehen.

G. Linck.

A. Rosiwal: Petrographische Notizen über Eruptiv-gesteine aus dem Tejšovic'er Cambrium. (Verh. geol. Reichsanst. 1894. 210—217, 322—327.)

Enthält kurze Beschreibungen der von J. JAHN bei Tejšovic in Böhmen gesammelten Handstücke von „Aphaniten“ und „Porphyren“. Die Handstücke werden als Diabas-Diorit, Diabas, Felsitporphyrit, Labradorporphyrit, Melaphyr bestimmt. Der Diabas-Diorit ist ein dunkles dichtes Gestein aus kleinen braunen Hornblendesäulchen und ganz zersetztem Feldspathbestandtheil. Diabas, Labradorporphyrit, Melaphyr (von Tholeiit-, Navit- und Weiselbergittypus) sind von normaler Beschaffenheit. Unter dem Namen Felsitporphyrit werden sehr stark veränderte Gesteine beschrieben, die nach der Schilderung Verwandtschaft zum Keratophyr vermuthen lassen.

Bemerkenswerth ist der Mangel an Einsprenglingen, der Reichthum an Na in der Grundmasse, die relativ leichte Schmelzbarkeit. In der zweiten Publication wird ein Einsprenglinge von Na-reichem Orthoklas (+ 10° Auslöschungsschiefe auf M) und Oligoklas führendes Gestein dieser Art beschrieben, dessen Ähnlichkeit mit Keratophyr der Verf. selbst hervorhebt. Ausserdem werden noch zwei sehr stark umgewandelte Melaphyre beschrieben; ein dichter mandelsteinartiger und ein sehr zersetzter von Tholeiit-Structur.

F. Becke.

**C. von John:** Noritporphyrit (Enstatitporphyrit) aus den Gebieten Spizza und Pastrovicchio in Süddalmatien. (Verh. geol. Reichsanst. 1894. 133—135.)

Das Gestein tritt in Verbindung mit Tuffen auf, die dem Wengener Niveau, also der Trias angehören. Sein Auftreten steht mit einer NW.—SO. gerichteten Aufbruchlinie in Zusammenhang. Es ist ein hyalopilitischer Enstatitporphyrit mit Einsprenglingen von Plagioklas, einem hellgefärbten rhombischen Pyroxen, der öfter mit monoklinem Augit verwachsen ist, und einer mit Mikrolithen von Feldspath und monoklinem Augit erfüllten, theilweise globulitisch entglasten Basis, somit ein typisches Aequivalent der tertiären Pyroxenandesite. Dass sich das Gestein von den Noritporphyriten durch die Structur der Grundmasse unterscheidet, ist dem Autor nicht entgangen. Er hat dabei vermuthlich in erster Linie die Noritporphyrite von Klausen im Auge, welche freilich als Intrusivgesteine und Randfacies eines Tiefengesteins von Ergussgesteinen, die mit Tuffen zusammen auftreten, gesondert werden sollten. Ref. würde daher die Bezeichnung Enstatitporphyrit vorziehen, wenn nicht vielleicht Bronzitporphyrit noch richtiger wäre.

Analyse: SiO<sub>2</sub> 57,25, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 16,35, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 1,30, FeO 6,75, MgO 7,06, CaO 7,25, Na<sub>2</sub>O 2,69, K<sub>2</sub>O 0,44, Glühverlust 1,17; Sa. 100,26.

F. Becke.

**A. Verri ed E. Artini:** Le formazioni con ofioliti nell' Umbria e nella Valdichiana. (Giornale di mineralogia etc. 4. 244—260. 1894.)

Zwischen den oligocänen und miocänen Schichten des inneren Umbriens liegen die Schiefer und Mergel mit Ophiolithlinsen (d. h. Linsen von Serpentin und zugehörigen Gesteinen, besonders Gabbro und Diabas), die man an den östlichen Bergen des umbrischen Subappennins zwischen Città di Castello und Valtopina antrifft. In der westlichen Kette der Valdichiana liegen die Ophiolithe in einer Schichtenreihe, die von den Pariser Schichten überlagert wird. Nach dem Aufschlusse in dem Schachte Zoccolisso am Mte. Amiata gehen die mesozoischen Schichten in die ophiolithischen über, die ihrerseits wieder von den Nummulitenschichten des unteren Eocän überlagert werden. Im oberen Tiberthal bei San Stefano sind die Ophiolithe deutlich dem mittleren Eocän aufgelagert. Somit ge-

hören jene Gesteine am oberen Tiber dem oberen Eocän, die am Mte. Amiata und in der Valdichiana der Kreide, und die des inneren Umbriens dem Miocän an. Der Verf. (A. VERRI) schildert die geologischen Verhältnisse etwas genauer.

Der zweite Verf. beschreibt die Gesteine der betreffenden Gegenden in Beziehung auf ihre petrographische Beschaffenheit, und zwar in geographischer Anordnung. Vom Mte. Amiata wird ein Glimmer-teschenit besprochen, der in den Schieferen des oberen Indovinathales ansteht. Das röthlichgraue Gestein ist stark zersetzt, hat einen fremdartigen Charakter der Structur und besteht aus Augit, Biotit, Serpentin und Feldspath mit accessorischem Apatit, Ilmenit, Amphibol und Kalkspath. Es ist ein diabasartiges Gestein mit der Structur und dem Aussehen des Teschenits; vom letzteren unterscheidet es sich nur dadurch, dass der Biotit an die Stelle der Hornblende getreten ist, daher der Name. Ein schwärzlichgrünes Gestein gleicher Art, aber noch stärker verwittert, findet sich im oberen Sennathale. Mit dem letzteren zusammen kommt ein Gestein von basaltischem Aussehen vor; es ist schwärzlich und roth und grau gefleckt und vollkommen dicht. Dem zuletzt erwähnten Gestein ist es mikroskopisch sehr ähnlich und ist also kein wirklicher Basalt, sondern ein dichter Biotitteschenit. — Castiglioncello del Trinoro (westliche Kette des Val di Chiana). Hier in dem Thal des Fosso gragnano findet sich ein Mikrotteschenit, ein Gestein, sehr ähnlich dem zuletzt erwähnten, fast schwarz, sehr dicht, mit weissen und hellrothen Flecken und zahlreichen kleinen, mit Kalkspath gefüllten Mandeln. Die Structur ist durch Krystalle zersetzten Olivins u. d. M. porphyrisch, die Grundmasse besteht aus Augit, daneben Biotit, Magneteisen und Apatit (?). Durch weitgehende Zersetzung wird das Gestein grünlich grau, die weissen Kalkspathflecken haben zugenommen, der Augit ist ganz in Serpentin, der Biotit in chloritische Substanz übergegangen. Das Endproduct dieser Umwandlung ist eine Art breccienartigen Ophicalcits, wie er auch in der Nähe ansteht und der aus vorwiegend Kalkspath- und Quarzkörnern und kleinen Täfelchen serpentinartiger Substanz mit viel Magneteisen besteht. — Alleronia (Westkette des Chianathales). Die Gesteine von hier haben das Aussehen von Ophicalciten, oder auch von Breccienmarmoren von grünlicher und röthlicher Farbe, oder auch wohl gelb gefleckt und sind alle von weissen Adern oder Knollen von Kalkspath durchsetzt. — Berge zwischen der Hochfläche von Gabbio und dem Tiberthal. Das Gestein ist ein Gabbro, sehr ähnlich dem von Morano im oberen Tiberthale. In diesem Gestein giebt sich die Dynamometamorphose besonders deutlich zu erkennen; alle Bestandtheile sind davon ergriffen: Diallag und Hornblendekrystalle sind gekrümmt und zerbrochen und in den Bruchklüften ist neue Hornblende von körniger Beschaffenheit gebildet. Der Plagioklas ist vollständig zertrümmert und auch hier sitzt auf den Klüften ein secundärer Amphibol, wahrscheinlich licht gefärbter Strahlstein. — Candeggio. Ein schwarzes, grau und dunkelgelb geflecktes Gestein ist vollständig zersetzt, so dass die ursprüngliche Zusammensetzung und die Structur nicht mehr zu erkennen sind. Jetzt sind es Platten

von Serpentin mit zwischengelagerten Kalkspathlinsen; der Structur nach zu urtheilen ist der Serpentin aus Pyroxen hervorgegangen.

Max Bauer.

---

**Italo Chelussi:** Studio petrografico di alcune arenarie della provincia di Aquila (Abruzzi). (Giornale di mineralogia etc. 4. 277—282. 1894.)

Der Verf. hat eine grössere Anzahl von Sandsteinen und anderen Gesteinen derselben Art einer eingehenden makroskopischen und mikroskopischen Untersuchung unterworfen, deren Resultate er hier mittheilt. Bezüglich der Einzelheiten sei auf die Abhandlung selbst verwiesen.

Max Bauer.

---

**Italo Chelussi:** Appunti petrografici sopra alcune rocce della provincia di Parma. (Giornale di mineralogia etc. 4. 282—285. 1894.)

Der Verf. beschreibt einen Quarzporphyr aus dem Dordonathale, den Granit des Monte Formigare bei Berceto im oberen Tarothale und den Granit von Groppo bei Terrarossa (Val Magra); die beiden letzten Gesteine stammen aus der Ophiolithzone.

Max Bauer

---

**Rina Monti:** Studi petrografici sopra alcune rocce della Valle Camonica. (Giornale di mineralogia etc. 5. 44—71. Taf. 2—4. 1894.)

Die Verfasserin beschreibt Gesteine, die A. COZZAGLIO gesammelt hat. Sie stammen speciell aus dem Theil des genannten Thales zwischen Esine und Malonno und aus einigen Seitenthälern. Es sind meist Dioritporphyrite, sodann der sog. Servino, Amphibolite, eine Porphyrbreccie und einige Sandsteine. Der Dioritporphyrit bildet im Odeola-Thälchen bei der Brücke von Malonno zwei sich kreuzende Gänge, der Dioritporphyrit von Mignola findet sich im Talkschiefer, der ober- und unterhalb Grevo im Glimmerschiefer. Dasselbe Gestein von Forno bei Cemmo durchsetzt den „Servino“ (s. unten), ebenso der von Zeita und Paspardo. Der Dioritporphyrit von Cimbergo bei der Brücke enthält Orthit, wie es von CROSS und IDDINGS in einigen solchen Gebirgsarten aus Amerika beschrieben worden ist und wie es BRUGNATELLI in Dioritporphyriten von Rabbi gefunden hat. Bei Pescarza durchsetzen drei Gänge den „servino“, auch der Gang im Val Clegna setzt in letzterem Gestein auf. Im oberen Theil des Thales von Ono S. Pietro bildet der weisse Kalk des Concarenaaberges das Muttergestein von vier Gängen. Den Kalk von Monte Concarena durchbricht noch ein anderer Porphyrit. Alle diese Gesteine und noch einige andere werden eingehend beschrieben; auf diese Beschreibung muss hier für das Detail verwiesen werden. Amphibolite werden beschrieben



von Saletto oberhalb Cedegolo, vom Dosso unterhalb der Kirche von San Zenone und sonst aus der Gegend der letzteren Ortschaft. Der „servino“ ist ein grüner, dichter Schiefer, der dem Werfener Schiefer entspricht und der in der Hauptsache aus weissem Glimmer und Chlorit mit accessorischem Turmalin, Rutil, Quarz, Eisenoxyden etc. besteht. Bei Cemmo unweit Capo di Monte ist dieser grüne Schiefer von Gängchen von Kalkspath durchsetzt, der zuweilen von Quarz begleitet ist; auch jenseits des Oglio bei der Brücke von Paspardo findet sich in diesem Gestein ein Gang gelben Kalkspaths. Unter den Sandsteinen über Grevo findet man neben überwiegendem Quarz und etwas Feldspath kleine Geschiebe von Felsitporphyr, es ist also ein Porphyrconglomerat mit glimmerigem und quarzigem Bindemittel; andere Sandsteine werden aus der Gegend von Cimbergo erwähnt. Eine Porphyrbreccie von bräunlich rother Farbe wurde bei Malonno beobachtet. Auch für alle diese letzteren Gesteine findet man eingehende Schilderungen, bezüglich deren ebenfalls auf den Text verwiesen werden muss.

Max Bauer.

**A. Lacroix:** Étude minéralogique de la Lherzolite des Pyrénées et de ses phénomènes de contact. (Nouv. Arch. du Muséum d'Hist. Nat. (3.) 6. 209—308. pl. 5—10. Paris 1894)

Die Lherzolithen der Pyrenäen, schon mehrfach der Gegenstand petrographischer Untersuchungen, treten in gruppenweise angeordneten Vorkommen auf; LACROIX unterscheidet zwei Hauptgruppen im Departement Ariège, die Vorkommen von Prades und Viedessos Lherz; zwei in der Haute-Garonne, die Vorkommen von Coulédoux und das Massiv von Moncaup-Arguénos, und schliesslich einige isolirte Vorkommen in den Hautes- und Basses-Pyrénées. In allen diesen Gruppen lassen die zahlreichen Lherzolithvorkommen mehr oder minder ihre primäre Zusammengehörigkeit erkennen; die räumlich bedeutendsten sind das Vorkommen vom Weiher Lherz mit einer Länge von 2200 m in westöstlicher und 800 m in nordsüdlicher Richtung und das Massiv von Moncaup-Arguénos, das in der Richtung Südwest—Nordost 3300 m zu Tage tritt und 1500 m breit ist.

Alle Lherzolithen treten in den Kalkketten auf, die wesentlich aus weissem krystallinem Kalk bestehen, den Formationen vom oberen Lias bis zum Neocom zugerechnet werden und auf mittelliasischen schwarzen Kalken ruhen. Bis jetzt galten die Lherzolithen für jünger als die weissen Kalke; durch den Nachweis von Lherzolithgeröllen im Kalk am Contact mit dem Eruptivgestein bei völliger Abwesenheit irgend welcher Contacterscheinungen beweist LACROIX das höhere Alter des Lherzolithes, andererseits fand LACROIX die schwarzen mittelliasischen Kalke im hohen Grade durch den Lherzolith metamorphosirt, so dass dessen Alter ziemlich genau bestimmt ist.

Die Gemengtheile des Lherzolithes, Olivin, Bronzit, Chromdiopsid, braune Hornblende und Picotit bieten wenig Bemerkenswerthes. Bronzit und Diopsid treten häufig in inniger Verwachsung auf, zahlreiche

Lamellen des einen Minerals befinden sich in einem Individuum des anderen; gewöhnlich enthält der Bronzit Lamellen von Diopsid, doch findet sich auch die umgekehrte Anordnung. Der Druck bringt im Bronzit häufig eine schon von BÜCKING am Bronzit des Ulthenthaler beobachtete Zwillingsbildung noch (014) hervor; die einzelnen Individuen sind dann entweder polysynthetisch nach einer Dömenfläche oder fächerförmig angeordnet.

Die Hornblende, ausser im Hornblende-Lherzolith von Caussou nur in mikroskopischen Individuen entwickelt, zeigt deutlichen Pleochroismus:  $\alpha$  hellgelblich bis fast farblos;  $\beta$  hellgelb;  $\gamma$  tief goldgelb.

Die meisten Lherzolithe sind körnig, dabei kein Gemengtheil idiomorph, der herrschende Typus ist charakterisirt durch gleiche Korngrösse der verschiedenen Componenten und Fehlen oder Zurücktreten der Hornblende; die gewöhnliche Folge der Ausscheidung ist: Olivin, Bronzit, Diopsid; doch sind Ausnahmen nicht selten. Neben der regellosen Anordnung dieser Gemengtheile findet sich streifenförmige Anordnung des Chromdiopsids mit Spinell und Bronzit, an anderen Stellen, besonders am Weiher Lherz und zu Prades finden sich rundliche Anhäufungen des Chromdiopsids. Im Massiv von Moncaup-Arguénos wird der Lherzolith durch Ausbildung grosser Krystalle von Diopsid und Bronzit porphyrisch; nach LACROIX ist wenigstens ein Theil dieser Einsprenglinge jünger als die Grundmasse des Gesteins. Ein Theil des Massivs von Caussou ist gebildet durch einen Hornblende-Lherzolith: zu den gewöhnlichen Mineralien gesellen sich grosse säulenförmige Krystalle von Hornblende. Mit den Ophiten der Pyrenäen stehen die Lherzolithe in keinem Zusammenhang, da sie völlig feldspathfrei sind; es fehlen ihnen auch die Übergänge zu Gabbro und Noriten.

Von Umwandlungen des Lherzoliths wird zunächst eine intensive Röthung beschrieben, hervorgebracht durch Oxydation des im Olivin enthaltenen Eisenoxyduls, sodann sehr ausführlich die Serpentinisirung behandelt. LACROIX unterscheidet als Chrysotil-Gruppe optisch positive Serpentine und bezeichnet in ihr als Chrysotile im engeren Sinne Serpentine mit biegsamen Fasern, als Metaxite solche mit starren Fasern; als Antigorit-Gruppe bezeichnet er optisch negative Serpentine. Für die erste Gruppe giebt er den Winkel der optischen Axen in Luft ( $2E$ ) als schwankend zwischen  $16^\circ$  und  $50^\circ$ , für die Antigorite als schwankend von  $17^\circ$  bis über  $120^\circ$  an.

Unter den ausführlich beschriebenen Serpentinien beansprucht ein Mineral, das LACROIX als krystallisirten Antigorit bezeichnet, besonderes Interesse. Das Mineral spaltet nach drei auf einander senkrechten Richtungen; senkrecht zur besten Spaltbarkeit (100) steht die erste Mittellinie  $\alpha$ , die Ebene der optischen Axen liegt in der zweitbesten Spaltbarkeit (010),  $2E > 120^\circ$ . Das Mineral ist schwach pleochroitisch in grünen und hellgelben Farben, spec. Gew. 2,585. Kleine Krystalle dieser Art treten nach verschiedenen Gesetzen zu grösseren Einheiten zusammen; in seinem ganzen Verhalten ist das Mineral dem von G. FRIEDEL aus Brewster (New York) beschriebenen sehr ähnlich.

In dem stark serpentinisirten porphyrischen Lherzolith von Moncaup fand sich auf Klüften concentrisch-strahlig struierter Garnierit.

Amphibolisirung der Lherzolithe tritt in verschiedener Weise auf; Uralitisirung findet sich auch in Gesteinen, die von mechanischen Phänomenen nur undulöse Auslöschung des Olivin zeigen. LACROIX schliesst daraus, dass Uralitisirung nicht nur durch dynamometamorphe Vorgänge hervorgebracht wird. Eine andere Art der Amphibolisirung beginnt mit der Ausfüllung schmaler Spalten durch Amphibol und Dipyrr; die Salbänder werden von Amphibol, das Centrum durch Dipyrr mit Amphibolnadeln gebildet. Durch Verbreiterung dieser Adern wird das ganze Gestein in Amphibol und Dipyrr umgewandelt; dann treten beide Mineralien auch in grösseren Gebilden auf. Der Alkaligehalt des Dipyrr zwingt zur Annahme, dass Substanz von aussen zugeführt ist; LACROIX denkt zur Erklärung an die Factoren, die auch die Contactwirkungen des Lherzolith hervorgebracht haben, so dass also endomorphe Umwandlungen eines Eruptivgesteins, hervorgerufen durch das Eruptivgestein selbst, vorlägen.

Eine dritte Art der Amphibolisirung wird vom Tuc d'Ess beschrieben. Kleine Partien normalen Lherzoliths werden umgeben von grünen compacten Massen, die nur aus Amphibol, Anorthit und Spinell bestehen. Der Amphibol hat eine spitzenartige Structur und ist durchspickt von grünem Spinell, die Maschen der Spitze sind erfüllt von Anorthit. Auch bei diesem Vorkommen betont LACROIX das Fehlen mechanischer Deformationen.

## Analysen.

	1.	2.	3.	4.
Si O <sup>2</sup> . . . . .	42,00	41,50	49,10	44,90
Al <sup>2</sup> O <sup>3</sup> . . . . .	3,19	6,93	8,48	17,25
Cr <sup>2</sup> O <sup>3</sup> . . . . .	—	Sp.	0,57	—
Fe <sup>2</sup> O <sup>3</sup> . . . . .	2,81	2,19	{ 5,79	1,71
Fe O . . . . .	4,41	6,69		4,30
Mn O . . . . .	Sp.	Sp.	Sp.	Sp.
Ca O . . . . .	3,30	5,80	12,90	10,89
Mg O . . . . .	40,40	35,90	20,85	20,41
K <sup>2</sup> O . . . . .	0,29	0,30	0,56	1,22
Na <sup>2</sup> O . . . . .	1,20	1,37	1,67	0,56
H <sup>2</sup> O . . . . .	1,66	0,32	0,23	0,33
Spinelle . . . . .	1,90	—	—	—
	<hr/> 101,16	<hr/> 101,00	<hr/> 100,15	<hr/> 101,57
	Anal. BRUNET	BRUNET	STROESCO	BRUNET

1. Lherzolith von Prades.
2. Hornblende-Lherzolith von Caussou.
3. Lherzolith mit Feldspath- und Hornblendetupfen (umgewandelte Partien) vom Tuc d'Ess.
4. In Feldspath und Hornblende umgewandelte Partien aus 3.

In diesen Lherzolithen, besonders in den Massiven von Prades, Lherz und Moncaup treten zahlreiche schmale Gänge von verschiedenen Gesteinen auf. Die Mächtigkeit dieser Gänge schwankt von 5 cm bis über 1 m, sie bestehen sämmtlich wesentlich aus Pyroxenen und Amphibol in wechselndem Verhältniss, gemeinsam ist ihnen das Fehlen des Olivin als wesentlicher Gemengtheil. Es treten in ihnen herrschend auf: Bronzit und Chrom-Diopsid wie in den Lherzolithen, eisenhaltiger „Diallag“ und braune, stark pleochroitische Hornblende; als accessorische Gemengtheile Pleonast, in den diopsidreichen Gesteinen Picotit, stark pleochroitischer, fast einaxiger Biotit, sehr selten Olivin und Pyrop.

Die Structur der Gesteine ist holokrystallin-körnig, die meisten besitzen grobes Korn. Für die Systematik dieser Gesteine giebt LACROIX folgende Tabelle:

Pyroxen herrschend: Pyroxenolithe.

	Componenten	Name	Vorkommen
Bronzit herrschend: Bronzilit	{ Bronzit allein Bronzit, Chrom-diopsid	Bronzilit Diopsid-Bronzilit	Neu-Caledonien Pyrenäen, Piemont, Neu-Caledonien, Nord-Carolina, Maryland etc.
	{ Bronzit, Chrom-diopsid, Granat, Glimmer	Granat- (oder Glimmer-) führender Diopsid-Bronzilit	Lherz, Süd-Afrika
Diallag herrschend: Diallagit	{ Diallag, Bronzit	Diallagit	Pyrenäen, Piemont, Neu-Seeland
	{ Diallag, Hornblende, Bronzit	Hornblende-Diallagit	Lherz
	{ Diallag, Granat, Bronzit	Granat-Diallagit	Prades, Moncaup

Amphibol herrschend: Amphibolithe.

	Componenten	Name	Vorkommen
Hornblende herrschend: Hornblendit	{ Hornblende mit sehr wenig Biotit und Pyroxen	Hornblendit	Lherz
	{ Hornblende, Granat (Glimmer, Pyroxen)	Granat-Hornblendit	Lherz

Für die Literatur, betreffend die Vorkommen dieser Gesteine ausserhalb der Pyrenäen, muss auf S. 276—280 der LACROIX'schen Arbeit verwiesen werden. Da „Diallag“ nicht eine Species des Pyroxen, sondern



eine durch secundäre Einflüsse hervorgebrachte Erscheinungsform ist, so ist der Name „Diallagit“ zu verwerfen.

Locale Anhäufungen von Bronzit und Diopsid mit Ausschluss der anderen Mineralien finden sich auch im Lherzolith der Pyrenäen; ebenso treten in ihnen parallele Streifen von monosymmetrischem Pyroxen und Spinell mit oder ohne rhombischen Pyroxen auf. Diese letzteren Streifen gehen in vollständige Gänge über, so dass für die Gangbildungen zwei Entstehungsweisen möglich erscheinen: die Differenzirung, die zur Bildung dieser Gesteine führte, kann stattgefunden haben, als das Magma schon den Platz einnahm, an dem es später auskrystallisirte (Schlierenbildung), oder die Differenzirung fand in grösserer Tiefe statt und der Rest injicirte in flüssigem Zustande Spalten, die sich in der bereits auskrystallisirten Hauptmasse des Gesteins gebildet hatten.

Mechanische Deformationen, Mörtelstructur etc. sind in diesen Gesteinen sehr verbreitet; hingegen treten mineralogische Umwandlungen, die bei den Lherzolithen eine grosse Rolle spielen, bei den Gängen stark zurück. Serpentinisirung fehlt fast ganz; Uralitisirung findet sich nur ausnahmsweise. In den Gesteinen von Moncaup lassen sich ungewöhnlich schöne Kelyphitrinden um Granat nachweisen, der in diallagisirtem Augit eingeschlossen ist: Hornblende und Spinell liegen schriftgranitisch angeordnet in Anorthit; die gleiche Mineralcombination findet sich mit derselben Structur auf Klüften im Augit, so dass sich also die Kelyphitrinde nicht nur auf Kosten des Granats gebildet zu haben scheint.

Wie bereits oben erwähnt, sind die vom Lherzolith durchbrochenen Liasgesteine, weisse und hellgelbliche Kalke, schwarze Kalke, reich an organischer Substanz und thonige Kalke, in hohem Grade metamorphosirt. LACROIX beschreibt die von ihm entdeckten Contactgebilde ausführlich; da er aber im Laufe der Arbeit noch zahlreiche neue Punkte entdeckt hat und eine ausführliche zusammenfassende Beschreibung in Aussicht stellt, genügt vorläufig ein kurzes Referat.

Neben der Marmorisirung finden sich als charakteristische Neubildungen Dipyr, Biotit, Turmalin, Pyroxene, Amphibole, Anorthit und Kalifeldspath, die in ganz verschiedenen Mengenverhältnissen und in sehr wechselnder Anordnung zusammentreten; die verschiedensten Gesteine finden sich an demselben Contact, sogar im Streichen einer und derselben Schicht und sind durch Übergänge verbunden. Im Contact von Bois du Fajou, nahe bei Caussou, unterscheidet LACROIX ausser reinen Marmoren ohne neugebildete Silicate:

Glimmerkalke (Calcaires micacés),

Knotenglimmerschiefer (Schistes micacés tachetés),

Amphibolgesteine,

Hornfelse (Cornéennes).

Die Glimmerkalke sind charakterisirt durch Parallelordnung neugebildeter Glimmerblätter; der Glimmer ist fast farblos bis hellgelb und beinahe einaxig, bisweilen begleitet von farblosem Pyroxen.

Die Knotenglimmerschiefer gleichen äusserlich auffallend den Andalusit-Schiefern des Granitecontacts: in einem durch Biotitputzen dunklen Gestein liegen weisse rundliche oder längliche Knoten. Die Knoten bestehen in einem Theil der Gesteine aus Dipyr, in einem anderen aus Feldspath; demgemäss lassen sich Dipyr-Knotenglimmerschiefer und Feldspath-Knotenglimmerschiefer unterscheiden. Die Dipyre sind durchspickt von Glimmer, Turmalin und besonders Pyroxen; die Grundmasse des Gesteins besteht herrschend aus stark pleochroitischem Biotit, zu dem Pyroxen und Turmalin tritt, letzterer im Gegensatz zu den übrigen Componenten krystallographisch gut ausgebildet. Bisweilen findet sich etwas Calcit. Auch in diesen Gesteinen ist nicht selten durch die Anordnung des Biotit Schieferung entwickelt. Das Verhältniss von Knoten und Grundmasse ist sehr wechselnd, Überwiegen der Knoten führt zu Hornfelsen.

Die Feldspath-Knotenglimmerschiefer bestehen aus Biotit, Anorthit und Pyroxen; die Knoten sind Anhäufungen von Anorthit und Pyroxen, die Schieferung ist in der Regel gut entwickelt. Auch hier finden sich zahlreiche Übergänge zu Hornfelsen.

Die Amphibolgesteine bestehen aus grünem, lang säulenförmigem Amphibol mit Turmalin und Anorthit, bisweilen auch mit Glimmer.

Die Hornfelse variiren nach Korngrösse und Farbe in hohem Grade; LACROIX unterscheidet einerseits grobkörnige Varietäten, andererseits feinkörnige violette und graue oder weisse Hornfelse. Die Hornfelse bilden Linsen in den Knotenglimmerschiefern und Glimmerkalken und gehen in die ersteren durch Zunahme des Glimmers, in die letzteren durch Aufnahme von Kalkspath über. Häufig zeigen sie Bänderstructur.

Die grobkörnigen Hornfelse, deren Gemengtheile über 1 cm gross werden, enthalten stets etwas Kalkspath und bestehen wesentlich aus Pyroxen, Anorthit und Dipyr bei Fehlen oder starkem Zurücktreten des Glimmers.

Im Hochthal Suc treten im Forst von Freychinède östlich von Escourageat ausser den aus der Gegend von Fajou beschriebenen Gesteinen interessante Hornblendefelse auf: in den Kalken des Contacts reichert sich grüner, stark pleochroitischer Amphibol bis zur Verdrängung des Calcits an; es entstehen geradezu Amphibolite, an deren Aufbau sich häufig noch Anorthit und Turmalin beteiligt, bisweilen auch Pyroxen in kleinen Körnchen und Rutil. Andere, äusserlich dunklen Hornfelsen ähnliche Gebilde bestehen aus kleinen Amphibolnadeln mit Labradorit und Dipyr; sie sind nach LACROIX den in derselben Gegend anstehenden, hoch metamorphosirten Diabasen überaus ähnlich.

Östlich von Lordat treten den oben beschriebenen durchaus analoge Gesteine auf, ohne dass Lherzololith an Ort und Stelle aufgeschlossen ist; bemerkenswerth sind hier die Kalke mit Silicaten, die ausser Dipyr, Biotit und Amphibol auch Titanit, Rutil, Magnetit, Andesin und Albit enthalten.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.
SiO <sub>2</sub> . . . .	37,58	49,10	47,35	41,50	44,22	43,02
Al <sup>2</sup> O <sub>3</sub> . . . .	11,20	24,19	13,20	15,95	13,90	14,83
Fe <sup>2</sup> O <sub>3</sub> . . . .	12,44	2,21	2,65	—	—	5,72
FeO . . . .		4,50	—	7,07	6,05	
MnO . . . .	—	Sp.	—	—	—	—
CaO . . . .	15,30	11,20	18,15	8,40	17,55	12,72
MgO . . . .	16,79	1,82	12,06	16,95	12,26	14,13
K <sup>2</sup> O . . . .	1,60	5,70	3,20	8,89	1,85	3,57
Na <sup>2</sup> O . . . .	1,20	1,38	3,42		1,18	5,38
Gl.-V. . . .	2,50	0,68	0,94	1,25	1,05	1,25
	98,61	100,96	101,47	100,01 <sup>1</sup>	99,06	100,63
Anal.	FAVRE	BRUNET	BRUNET	BRUNET	FAVRE	JOUKOWSKY

1. Amphibolfels von Forst Freychinède.
2. Hornfels mit wenig Glimmer von Bois du Fajou.
3. Hornfels von Bois du Fajou.
4. Dipyr-Knotenglimmerschiefer (sehr feinkörnig) von Lordat.
5. Knotenglimmerschiefer von Bois du Fajou.
6. Knotenglimmerschiefer von Bois du Fajou.

Sehr interessant ist das Fehlen des Granats, Vesuvians und Epidotes, die herrschend oder wesentlich in den analogen Contactgebilden der Insel Elba und der Alpen auftreten.

Auf den Klüften der Contactgebilde finden sich Zeolithe in weiter Verbreitung; der häufigste ist Chabasit in einfachen Rhomboëdern oder in Durchwachsungszwillingen mit Drehung um die Hauptaxe, seltener, nur auf Klüften der Amphibolgesteine im Forst von Freychinède beobachtet, nach R (10 $\bar{1}$ 1) verzwillingt.

Während Chabasit an allen Contacten beobachtet wird, sind der Thomsonit und der Christianit auf Fajou und Freychinède beschränkt. Thomsonit, gewöhnlich in kugelig strahligen Gebilden entwickelt, fand sich nur auf den Knotenglimmerschiefern; Christianit tritt in kleinen Kristallen von circa 1 mm auf; einmal fand sich im Bois du Fajou auch Stilbit, der an Pufferit aus Tyrol erinnerte.

Thomsonit und Christianit finden sich stets mit Chabasit zusammen, der stets älter als Christianit und jünger als Thomsonit ist. **Milch.**

**S. Traverso:** Contribuzioni allo studio delle rocce vulcaniche. (Giorn. di min., crist. e petr. 5. 1894. 194—207.)

Der Verf. hat chemisch und mikroskopisch eine Anzahl vulcanischer Gesteine von den verschiedensten Gegenden untersucht, die von dem Capitän DE ALBERTIS auf den Reisen der beiden Schiffe „Violante“ und „Corsaro“ gesammelt worden sind. Bezüglich der Einzelheiten muss auf die Abhand-

<sup>1</sup> nicht 100,00.

lung verwiesen werden. Die untersuchten Gesteine waren die folgenden: 1. Basalt vom alten Krater von Rico (Azoren). 2. Augittrachyt (Sanidinit) von der Insel San Miguel (Azoren). 3. Basalt von der Caverna di Lanzarote (Kanaren). 4. Schlackiger Basalt, Insel Graciosa (Kanaren). 5. Leucittephrituff von ebendaher. 6. Labradorit von der Insel Alboran in Spanien. 7. Labradorittuff von ebendaher. 8. Basalt vom Cap Passero in Sicilien. 9. Basalt aus der Nähe der Casa degli Inglesi am Aetna.

Max Bauer.

**H. Bäckström:** Tvenne nyupptäckta svenska klotgraniter. (Geol. Fören. Förh. 16. 107. 1894.)

Bei Kortfors im Kirchspiel Karlskoga, Gouv. Örebro, findet sich in losen Blöcken ein Kugelgranit, dessen Kugeln basischer sind, als die spärliche Zwischenmasse von Hornblendegranitit, und aus vier Zonen concentrisch aufgebaut erscheinen und zwar so, dass die basischeren Gemengtheile mehr nach aussen, die kieselsäurereichen und der Quarz im Kern auftreten. Sie sind von den Kugeln im Granit von Slättnessa dadurch verschieden, dass sich in letzteren eine Recurrenz der dunklen Mineralien einstellt. Die Anordnung der Gemengtheile in den Kugeln von Kortfors lässt sich nach der vom Verf. vertretenen Liquefactionstheorie erklären, nach der die Kugeln sich schon im flüssigen Zustande als „Tropfen“ eines Theilmagmas ausgeschieden hatten.

Ein zweiter Kugelgranit wurde auch nur in losen Blöcken bei Balungstrand im Kirchspiel Enviken, Dalekarlien, gefunden. Hier liegen in einer grobkörnigen, fast nur aus Mikroklin und Quarz bestehenden Grundmasse grosse Oligoklasssphärokrystalle, denen besonders randlich etwas Biotit eingelagert ist; sie erweisen sich als ältere Krystallisationen.

Ernst Kalkowsky.

**P. J. Holmquist:** Om diabasen på Ottfjället i Jemtland. (Geol. Fören. Förh. 16. 175. 1894.)

Am Ottfjäll und dem kleinen Middagsvåla, 3 Meilen südlich vom Åreskutan, treten unzählige bis 100 m mächtige Diabasgänge zwischen steil aufgerichteten Quarziten der Sevegruppe auf; die Diabasgänge nehmen ungefähr die Hälfte der Masse des Ottfjäll ein und streichen miteinander streng parallel. Die zwischenliegenden Quarzite sind verschiedenartig zerklüftet, zeigen aber keine stoffliche Beeinflussung durch das Eruptivgestein. Die mikroskopische Untersuchung von 28 Proben lässt die Eruptivgesteine bestimmen als kies- und titanomagnetitreichen, aber apatitfreien Olivindias, der jedoch in Bezug auf Structur, mineralische Zusammensetzung und Umwandlung in sehr verschiedenen Formen erscheint. Besonders interessant sind darin Augite mit eigenthümlicher undulöser Auslöschung. Die Analyse einer Durchschnittsprobe frischer Gesteine ergab:  $\text{SiO}_2$  47,97,  $\text{TiO}_2$  1,68,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  11,26,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  9,09,  $\text{FeO}$  5,46,  $\text{MnO}$  0,87,  $\text{CaO}$  11,76,  $\text{MgO}$  3,95,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  5,14,  $\text{H}_2\text{O}$  2,54; Summe 99,72.

Ernst Kalkowsky.



H. S. Washington: On the Basalts of Kula. (Amer. Journ. of Sc. (3.) 47. 114—123. 1894.)

Beschreibung jüngerer Eruptivgesteine von Kula, am linken Ufer des Hermos, 125 km. ONO. von Smyrna. Die Eruptivgesteine haben tertiären Kalkstein durchbrochen und zuerst ausgedehnte Decken gebildet. Einer zweiten Eruptionsperiode gehören mehr als 30 eingesunkene und mit Vegetation bedeckte Kegel an, der dritten drei grosse Kegel, deren Abhänge und Lavaströme durch Kahlheit und Schwärze an den Aetna und Vesuv erinnern. Die Laven der zweiten und dritten Periode enthalten Bytownit, in zweien kommen kleine gut ausgebildete Leucitkrystalle vor. Ferner enthalten sie sämtlich grünlichgelben Augit und ganz vorherrschend braune Hornblende, hin und wieder zu Aggregaten keulenförmiger rothbrauner Kryställchen umgewandelt, die als Hypersthen erkannt wurden. Magnetit kommt in kleinen Körnern vor, in den glasreichen Varietäten ist er nicht zur Abscheidung gelangt. Olivin ist sehr spärlich vertreten. Die beschriebenen Gesteine werden unter dem Namen „Kulaït“ zu einer neuen Unterabtheilung der Basaltgesteine zusammengefasst. [Man fragt sich, ob es nöthig war, die Eintheilung dieser Gesteine noch verwickelter zu machen, als sie es schon ist, da es doch näher zu liegen scheint, diese olivinarmen Amphibol-Plagioklasgesteine als olivin- und leucitführende Abänderungen zum Amphibolandesit zu stellen.] H. Behrens.

## Lagerstätten nutzbarer Mineralien.

G. Löfstrand: Gångformiga malmbildningar i Norrbotten. (Geol. Fören. Förh. 16. 131. 1894.)

Wie Pegmatit, Granit und Quarzmassen als saure gangförmige Ausscheidungen aus eruptiven Magmen aufgefasst werden, so giebt es auch dergleichen basische Ausscheidungen. Dazu gehören zunächst die meisten Apatitgänge in Norwegen und in Norrbotten, nämlich diejenigen, die Titaneisen bis Titanit enthalten, während in den pneumatolytisch gebildeten Apatitvorkommnissen Rutil auftritt. Von Eisenerzlagerstätten gehören in diese Kategorie die Vorkommnisse vom Gellivara, wo der Erzberg gerade auf dem Contact zwischen einem Gabbrocomplex und dem Granit gegen Norden erscheint. Auch die Eisenerze von Kierunavara-Luossavara sind solche basischen Ausscheidungen; dasselbe gilt von dem Vorkommniss von Routivare, dessen Erz sich als ein magmatisch aus Olivingabbro ausgesonderter Magnetit-Spinellit darstellt. Gangförmige Lagerstätten sind auch die Kupfererzvorkommnisse vom Svappavara, Raggisvara, von Skiangeli und vom Allagisvara: Die Kupferglanz und Eisenerz führenden sollen die ältesten sein, dann kommen die mit Buntkupferkies und Quarz und endlich die mit Kupferkies und Quarz. Wegen der mineralogischen Ähnlichkeit mit dem Gellivara-Erzberg sind auch die Erze bei Grängesberg nicht lager-, sondern gangförmige basische

Ausscheidungen, die auf Contractionsklüften in dem noch nicht völlig verfestigten Gestein abgesetzt wurden; die Art der Aneinanderreihung der einzelnen Massen von Linsenform kann durch einen Versuch erläutert werden: zerreisst man einen Stoff unter spitzem Winkel gegen Kette oder Einschlag, so bilden sich zunächst auf einander folgende linsenförmige Auflockerungen oder Löcher.

**Ernst Kalkowsky.**

**Hj. Sjögren:** Om Sulitelmakisernas geologi. (Geol. Fören. Förh. 16. 394. 1894.)

Im Sulitelma-Gebiet kommen folgende Gesteine vor: 1. Sulitelma-Schiefer; a) normaler Sulitelma-Schiefer, ein ebenflächiger graubrauner Glimmerschiefer; b) milder, bisweilen graphitführender Schiefer; c) Quarzit und quarzitischer Schiefer; d) granatreiche Schiefer. 2. „Grünsteine“, d. h. dunkelgrüne Hornblende oder chlorithaltige, massige oder nur wenig flaserige Gesteine; es gehören dazu: a) Saussuritgabbro; b) Amphibolitschiefer; c) „Granulitgabbro“; d) Grünsteinbreccie; e) Chloritschiefer. Alle diese „Grünsteine“ sind Umwandlungsformen von Gabbro. 3. Granit.

Aus der eingehenden Beschreibung einer Anzahl Profile, die mitgeteilt wird, ergibt sich, dass überall dieselben Hauptzonen über einander folgen; zu unterst normale Sulitelma-Schiefer, darüber die Grünsteinzone, dann Schiefer, Granit und wieder Schiefer. Die Erze der König Oskars-Gruben gehören allein einer noch tieferen Zone milder Schiefer an. Die anderen Erzlager auf der Nordseite wie auf der Südseite des Langvaud gehören den verschiedensten Niveaux der Grünsteinzone an.

Nach weiteren Mittheilungen über die Erze und deren Auftreten in den einzelnen Gruben bespricht der Verf. die Genesis der Sulitelma-Erze. Obwohl noch weitere, eingehendere Untersuchungen auszuführen sind, kann er sich über einige Hauptpunkte doch schon mit völliger Sicherheit aussprechen. Entgegen den Auffassungen von VOGT und STELZNER hält er die Erze für jüngere Bildungen. Dafür sprechen folgende Umstände. Die Gesteine, in denen die Erze vorkommen, haben oft Breccienstructur mit dem Charakter der Frictionsbreccien; die Erze haben die deutliche Geneigtheit, in der Nähe des Contactes zwischen der Grünsteinzone und den unterlagernden Schiefen aufzutreten; die „Grünsteine“ sind, wie erwähnt, aus Gabbro (einem Eruptivgestein) entstanden: die Erze treten regelmässig da auf, wo die Umwandlung am weitesten vorgeschritten ist. Die Umwandlung der Gabbros ist aber durch hydrochemische Processe vor sich gegangen, und die Erzlösungen circulirten längs einer Verschiebungsebene; Eisen und Kupfer stammen her aus dem Gabbro.

Der Hauptsache nach werden auch andere mit Gabbro in Verbindung stehende Kieslagerstätten, wie Röraas, Ytterö, Wignäs und Bosmo in ähnlicher Weise entstanden sein; diese Anschauung lässt sich aber nicht anwenden auf die schwedischen, dem Urgebirge angehörigen Vorkommnisse, wie Falun, Nya Kopparberg, Ätvidaberg, Solstad, die übrigens auch jünger sind, als die sie umgebenden Gesteine.

**Ernst Kalkowsky.**

**J. H. L. Vogt:** Über die Kieslagerstätten vom Typus Røros, Vigsnäs, Sulitelma in Norwegen und Rammelsberg in Deutschland. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1894. Februar—Mai.)

Gegenüber der in Deutschland fast allgemein angenommenen Anschauung, dass die Rammelsberger Lagerstätte durch Sedimentation entstanden sei, vertritt der Verfasser die ganz entgegengesetzte Ansicht, nämlich dass die Entstehung der Kieslagerstätten der oberwähnten Typen, sowie wahrscheinlich auch jener von Huelva in Spanien in unmittelbarem Zusammenhang mit eruptiven Processen steht, d. h. dass die Kiese nicht gleichalterig mit den Schieferen sind, in welchen sie auftreten, sondern erst später durch Eruptionsvorgänge — Pneumatolyse oder Pneumatohydrogenese — in dieselben eingedrungen sind.

Er bespricht zunächst eingehend die Mineralogie der Kieslagerstätten vom Typus Røros-Rammelsberg, erörtert ferner das Auftreten der norwegischen Kieslagerstätten, wobei besonderes Gewicht auf die Beziehungen zwischen denselben und den in den einzelnen Grubenfeldern auftretenden, stets stark gepressten, basischen Eruptivgesteinen (Saussuritgabbro) gelegt wird; giebt weiter einige beachtenswerthe Bemerkungen zur Geologie der Rammelsberger Kieslagerstätte und erläutert schliesslich die Genesis der Lagerstätten von demselben Typus nach seiner oben angedeuteten Auffassung. Die Begründung dieser letzteren ist in vieler Beziehung überzeugend, zumal die Sedimentationshypothesen zu mancherlei Annahmen ihre Zuflucht nehmen müssen, die wenig Wahrscheinlichkeit für sich haben; namentlich müssten viele beachtenswerthe Eigenheiten der Kieslagerstätten, die bei denselben stets wiederkehren, als reine Zufälligkeiten erklärt werden, wie z. B. der Umstand, dass die Kiesvorkommen in Norwegen, Spanien und im Rammelsberg nur in dynamometamorphen oder doch sehr stark gepressten Schichten auftreten; dass sie sehr häufig von tektonischen Flächen begrenzt sind; dass die Kiese selbst bei schwebender Lagerstellung in viel höherem Grade gefältelt sind, als es bei wirklichen Sedimenten der Fall zu sein pflegt; dass die Kiese zuweilen massenhaft mit Schwerspath, oder mit Flussspath und Chondroit vermengt sind, und hauptsächlich die wenigstens in Norwegen absolut unleugbare genetische Verknüpfung der Kiese mit Eruptivgesteinen. Dies alles und manches andere kann nicht auf Zufälligkeiten beruhen. Dagegen lässt sich eine der Hauptstützen der Sedimentationshypothese, nämlich die Concordanz zwischen der Lagerstätte und den einschliessenden Schichten, sowie die gebänderte Structur der Erze sehr wohl dadurch erklären, dass die „Erzlösungen“ entlang von Schieferflächen emporgedrungen sind, auf welchen starke Störungen und Gleitungen stattgefunden haben. Und in der Annahme, dass die Gleitungen in bestimmter Richtung erfolgt sind, können auch die verschiedenen Formen der Kieskörper ihre Erklärung finden.

**Katzer.**



**A. Gautier:** Sur un gisement de phosphates de chaux et d'alumine contenant des espèces rares ou nouvelles et sur la genèse des phosphates et nitres naturels. (Ann. des min. (9.) 5. 1—53. 1894.)

Die Untersuchungen GAUTIER's beziehen sich auf die mächtigen Phosphatlager, welche von ihm und seinem Bruder GASTON GAUTIER im Jahre 1882 im äussersten Südwesten des Départements Hérault entdeckt wurden und seitdem in der Literatur mehrfach Erwähnung gefunden haben. Die dortige hügelige, von weiten unfruchtbaren Plateaus, den sog. Causses, überragte Gegend besteht wesentlich aus dem unteren Mitteleocän angehörigen Nummuliten- und Alveolinenkalken, welche discordant auf devonischen (bezw. permischen?) Schichten auflagern. Zwischen beide Gesteine schiebt sich, sozusagen als Ausfüllung der Unebenheiten der Devonunterlage und der Aushöhlungen des auflagernden Eocäns, eine sehr verschieden mächtige Schicht von bläulichem oder röthlichem Thon ein, welchem Gyps- und Kalkconcretionen beigemischt sind, und eben auf dieser Formationsscheide sind zahlreiche Höhlen vorhanden, deren Decke und Seitenwände aus Nummulitenkalken, der Boden aber — abgesehen von der erwähnten Ausfüllungsmasse — aus Devonschichten besteht. Die vornehmste dieser Höhlen ist schon lange unter dem Namen Minerva- oder Coquille-Grotte bekannt. In ihr wurde 1883 ein gelblich-weisses Mehl gefunden, dessen Analyse dieselbe chemische Zusammensetzung ergab, wie sie dem seltenen Brushit zukommt. Diese Entdeckung veranlasste die Brüder GAUTIER, Schächte abteufen zu lassen, wodurch das Vorhandensein eines mächtigen Lagers von erdigen und concretionirten Phosphaten nachgewiesen und zahlreiche Überreste quaternärer Thiere und prähistorischer Gegenstände zu Tage gefördert wurden.

Die Grottenausfüllung besteht bis zu einer Tiefe von 0,10—0,50 m aus einer erdigen Masse, die 2—18% Phosphorsäureanhydrit enthält, worauf bis zu einer Tiefe von 2—3 m ein etwas sandiger Thon folgt, in welchem zahlreiche Knochen, sowie Kalkconcretionen und Gypsknollen eingebettet sind. Der Thon enthält ein Gemenge von Calcium- und Aluminiumphosphat, welche an der Oberfläche zuweilen auch in fast reinem Zustande angetroffen werden. In einer Tiefe von 3—4 m wird der Boden der Grotte fest, und diese harte, gelblich gefärbte, knollige Schicht von 2—9 m Mächtigkeit schmiegt sich regelmässig an alle Unebenheiten des palaeozoischen Untergrundes an. Das ganze Gestein erweist sich als ein Gemenge von Thon, Aluminiumphosphat (28,327, in einem anderen Falle 30,53%), Calciumphosphat (24,251, bezw. 27,69%) und Calciumfluorid (4,319, bezw. 3,12%). Es ist demnach ein grosser Theil der Phosphorsäure stets an Thonerde gebunden, und es stellen daher die knolligen Aluminium-Calcium-Phosphate der Minervagrotte einen neuen Typus von Phosphoriten dar. Die ähnlich zusammengesetzten seltenen Minerale: Cirrolith, Herderit und Tavistockit besitzen ein gänzlich verschiedenes Aussehen.

In einer Tiefe von 3,5 m wurde eine 50—80 cm mächtige Ader einer milchweissen plastischen Masse angefahren, welche an der Luft getrocknet,



in Staub zerfällt, der sich unter dem Mikroskop aus winzigen Kryställchen, Prismen und Blättchen bestehend erweist. Die Analyse zweier Proben von verschiedenen Punkten ergab:

	I.	II.
Wasserverlust bis zu 180° . . . . .	21,40 %	22,74 %
Wasserverlust in Rothgluth, sowie etwas stickstoffhaltige organische Substanz . . . . .	7,89	5,92
Quarzsand . . . . .	0,36	7,38
Thon . . . . .	11,14	
Thonerdephosphat $P_2O_5 \cdot Al_2O_3$ . . . . .	52,35	57,30
Thonerdeüberschuss, in Säuren löslich . . . . .	4,71	3,10
Eisenphosphat $P_2O_5 \cdot Fe_2O_3$ . . . . .	0,24	0,41
Magnesiaphosphat $P_2O_5 \cdot 3MgO$ . . . . .	Spur	1,17
Calciumfluorid $CaF_2$ . . . . .	2,00	2,29
Cl, $SO_3$ . . . . .	Spur	Spur
	<hr/> 100,09	<hr/> 100,31

Sieht man von den Beimengungen ab, so erweist sich die reine Masse als ein wasserhaltiges Aluminiumphosphat, entsprechend der Formel:  $P_2O_5 \cdot Al_2O_3 \cdot 7H_2O$ . Es ist entstanden durch Einwirkung sich zersetzender thierischer Stoffe auf den umschliessenden Thon und steht dem Osteolith, Calainit und Gibbsit oder Zepharovichit am nächsten. Für das Mineral wird der Name Minervit vorgeschlagen. Es ist mikrokristallinisch, löslich in verdünnten Säuren und Alkalien, sowie in ammoniakaler Lösung von Ammoniumcitrat.

Ausser diesem neuen Thonerdephosphat wurde in der Minervagrotte auch der seltene Brushit  $PO_4 \cdot CaH \cdot 2H_2O$ , bzw. Metabrushit  $(PO_4 \cdot CaH)_2 \cdot 3H_2O$  gefunden, welche bislang nur aus den Guanolagern der Inseln Avas und Sombrero bekannt waren. Das Mineral bildet ein gelblichweisses Mehl, oder bröckelige Stücke, in deren Mitte man in der Regel einen Kern des ursprünglichen, noch nicht völlig umgewandelten Kalkgesteines antrifft, oder auch Krusten auf Kalkstein. Aber der reinste Brushit der Minervagrotte bildet ein weisses mikrokristallinisches Pulver, welches lufttrocken folgende Zusammensetzung aufwies:

	I.	II.
Glühverlust (Wasser und etwas organische Substanz) . . . . .	21,53 %	21,92 %
$P_2O_5$ . . . . .	41,41	40,58
$SO_3$ . . . . .	Spur	Spur
$CO_2$ . . . . .	1,35	1,20
$CaO$ . . . . .	34,04	33,42
$MgO$ . . . . .	Spur	Spur
$Al_2O_3$ . . . . .	1,70	2,10
Kieselerde, Thon . . . . .	0,15	0,76
Eisenoxyd, Nitrate . . . . .	Spur	Spur
	<hr/> 100,18	<hr/> 99,98

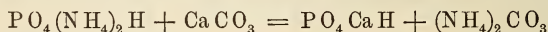
Daraus erhält man für das reine Mineral:

	I.	II.	im Mittel
$P_2O_5$ . . . . .	43,15 %	42,85 %	43,00 %
$CaO$ . . . . .	34,16	33,99	34,08
$H_2O$ . . . . .	22,57	23,15	23,36

welche Zusammensetzung der Formel des Metabrushits  $(PO_4 \cdot CaH)_2 \cdot 3H_2O$  sehr gut entspricht.

Was den Ursprung der natürlichen Kalkphosphate anbelangt, so verweist GAUTIER zunächst auf die drei verschiedenen Arten des Vorkommens von Phosphaten in der Natur, denen drei verschiedene Entstehungsweisen entsprechen. Die Einschlüsse von Phosphaten in eruptiven Gesteinen (zu denen Verf. auch Gneiss stellt) seien durch Oxydation von Metall-Phosphorverbindungen in der Erdtiefe entstanden. Die Phosphate auf Gängen und in Schichten sind aus Lösungen abgelagert, bezw. hydrothermalen Ursprunges. Endlich die dritte Art von Phosphaten, die eigentlichen Phosphorite, welche häufig in Knollen, oder in erdiger, sandiger Form erscheinen und meistens von etwas Kalksulphat und Carbonat, sowie von stickstoffhaltigen organischen Substanzen begleitet werden, sind unzweifelhaft thierischen (oder pflanzlichen) Ursprunges. Diese Phosphate trifft man nur in verhältnissmässig jungen geologischen Formationen, und hieher gehört nebst den Guanolagern von Peru, Patagonien und der Antillen auch das Phosphatlager der Minervagrotte, welches entstanden ist aus Anhäufungen von Überresten quaternärer Vierfüssler und des prähistorischen Menschen, die durch Einwirkung von Zersetzungsfermenten (Bakterien) sich allmählich in Nitrate, Sulphate und Phosphate umgewandelt haben. Es dürfte das Phosphatlager der Minervagrotte das erste in Europa entdeckte Guanolager sein, dessen Gesamttergiebigkeit auf mehr als 400 000 t geschätzt werden kann.

Die nähere Bildung der Phosphate erläutert GAUTIER eingehend unter Zugrundelegung der Wirkung von Zersetzungsfermenten auf thierische und pflanzliche Eiweissstoffe. Die dadurch entstehenden Ammoniumphosphate werden von Sickerwassern aufgenommen, imprägniren den Kalkstein und ergeben Kalkphosphat neben Ammoniumcarbonat nach der Formel:



Das hiebei entstandene Ammoniumcarbonat oxydirt sich am Contact mit Kalkstein durch Zuthun von Nitrificationsfermenten und giebt Calciumnitrat, wodurch die Bildung natürlicher Nitrate erklärt werden kann. Dieser ganze Vorgang wurde experimentell geprüft, indem in eine ammoniakale Lösung von Ammoniumphosphat Kreide im Überschuss eingetragen und die Mischung in offenem Gefäss 80 Stunden lang auf 85° C. erwärmt wurde, wobei stetig Ammoniak und Kohlensäure entwichen. Das Product dieses Experimentes ergab bei der Analyse: unzersetzte Kreide 5,66, dreibasisches Calciumphosphat 11,28 und zweibasisches Calciumphosphat 82,78 %. Es ist durch dieses Experiment erwiesen, dass sich Tricalciumphosphat und Brushit gleichzeitig bilden; da letzterer aber leichter löslich ist, so wird

er vom Wasser fortgeführt und am Contact mit Kalkstein gleichfalls in Tricalciumphosphat umgewandelt.

In analoger Weise, d. h. durch Einwirkung von Ammoniumphosphat auf Thon und Hydrargillit haben sich die Aluminiumphosphate gebildet, die bislang nur von wenigen Fundorten bekannt sind. Ihre Entstehungsweise wurde ebenfalls experimentell geprüft und eine Substanz erzeugt, die genau die Zusammensetzung des oben gedachten Minervites hatte. Die so erwiesene Bildungsweise der Phosphate bietet auch den Schlüssel für die Vorgänge im Ackerboden, wo Ammoniumphosphat mit Kalk und Thon in Berührung kommt. Es entsteht ein Gemenge von Kalk- und Thonerdephosphat. Die grosse Löslichkeit dieses letzteren in schwachen Alkalien gestattet einen leichten Nachweis seiner Menge im Boden. So wurde gefunden in 100 Theilen eines ungedüngten Kalkbodens 0,069  $P_2O_5$ , und zwar 0,061 an Kalk und 0,008 an Thonerde gebunden; in einem Boden vulcanischen Ursprunges 0,216 % Gesamtphosphorsäure, wovon 0,209 auf Kalk, 0,007 auf Thonerde entfiel.

Auch Eisenphosphate entstehen durch Einwirkung von Ammoniumphosphat auf Eisencarbonat, was gleichfalls durch einen Versuch erwiesen wurde, und in völlig analoger Weise (wenn Eisencarbonat durch Kupfercarbonat, Hydrat oder Oxyd ersetzt wird) entstehen die Kupferphosphate.

Mit der Entstehung der Phosphate ist die natürliche Bildung des Kalk-, Kali- und Natron-Salpeters enge verknüpft. Die Entstehung des Kalknitrates ist oben angedeutet worden. Tritt derselbe mit Steinsalz in Wechselwirkung, so resultirt Calciumchlorid und Natriumnitrat, wovon man sich durch ein Experiment überzeugen kann. Es ist wohl möglich, dass die Salpeterlager von Peru auf diese Weise entstanden sind.

Katzer.

**Lodin:** *Étude sur les gîtes métallifères de Pontgibaud.* (Ann. des min. (9.) 1. 389—505. 8 pl. 1892.)

Die Erzzone von Pontgibaud, westlich von Clermont, im Département Puy de Dôme, besitzt bei einem nord-südlichen Streichen entlang des linken Ufers des Gioule-Flusses eine Länge von 14 und eine Breite von 4,5 km. Die wesentlich silberhaltiges Blei führenden Erzgänge setzen, stets in Begleitung von saueren Eruptivgesteinen, in krystallinischen Schiefern auf, welche unten aus granulitischem Gneiss, oben aus chloritischem Glimmerschiefer [beide wahrscheinlich metamorphosirt. Ref.] bestehen, gegen West einfallen und im Süden an Granit anstossen. Der Verf. behandelt alle Verhältnisse dieser Erzlagerstätte sehr eingehend, es können hier jedoch nur die Hauptresultate kurz zusammengefasst werden.

Die Erzgänge von Pontgibaud sind hauptsächlich durch das Wiederaufreissen von die krystallinischen Schiefer durchsetzenden Granulitgängen entstanden; sie sollen sich wahrscheinlich nach Beginn der Miocänzeit gebildet haben, ihre Erzausfüllung wird aber für älter erklärt als die in

der Gegend auftretenden Basalte. Die Streichungsrichtung der Gänge ist auf die Erzführung fast ganz ohne Einfluss, das Einfallen dagegen scheint die Erzführung wenigstens in gewissen Fällen derart zu beeinflussen, dass die steileren Gänge erreicher sind als die flachen, wobei die Mehrzahl der Gänge gegen Ost und nur zwei nach West einfallen. Eine Zunahme des Erzgehaltes der Gänge in der Tiefe ist im Allgemeinen nicht nachweislich, wohl aber eine derartige Abhängigkeit von dem Feldspathgehalt der Granulit- und Mikrogranulitgänge, an welche die Erzadern gebunden sind, dass je feldspathreicher diese Gesteine sind, desto reicher die Erzausfüllung wird. Die ebenfalls feldspathreichen Porphyre des Erzrevieres von Pontgibaud dagegen verursachen ein Ablenken und Vertauben der Erzgänge; das Wiederaufreissen der mit Porphyr ausgefüllten Spalten war nirgends productiv. Immer stehen die Erzgänge mit Granulit oder Mikrogranulit im Zusammenhange, dessen häufig dislocirte Schollen von ihnen durchsetzt werden. Sie führen Bleiglanz mit wenig Blende in meist quarziger, selten barytischer Gangart und ihr relativer Silbergehalt scheint mit der Tiefe nicht abzunehmen, da der grössere Silberreichthum der oberen Teufen auf atmosphärische Einwirkungen in der Oxydationszone zurückzuführen ist. Die im Gneiss und Glimmerschiefer aufsetzenden Gänge sind stets taub.

Katzer.

## Geologische Karten.

**Erläuterungen zur geologischen Specialkarte des Königreichs Sachsen.** Herausgegeben vom Königl. Finanzministerium. Bearbeitet unter der Leitung von **Herm. Credner**.

**G. Klemm:** Section Baruth-Neudorf. Blatt 39 u. 24. 33 S. 1893.

Das vorliegende Blatt liegt im nordöstlichen Theile der sächsischen Lausitz; ungefähr  $\frac{1}{6}$  des ganzen Gebietes gehört dem Königreich Preussen an; die nördliche Hälfte der Section ist der norddeutschen Ebene, die südliche dem Lausitzer Hügel- und Berglande zuzurechnen. Eine mächtige Decke von Schwemmland ist über dem festen Untergrunde, der nur im südlichen Antheile an wenigen Punkten hervorragt, ausgebreitet.

Die nordsächsische Grauwackenformation bildet den grössten Theil des Untergrundes, welcher aus Grauwacken, Quarziten und Conglomeraten besteht; sie tritt an der Ostseite des Blattes in zwei unterbrochenen Hügelzügen zu Tage, wovon der eine sich bis zum Westrande hinzieht; sie wird als untersilurisch aufgefasst und ist sonst in der Lausitz versteinerungsleer; bei Grossradisch wurde jedoch *Lingula Ronaulti* gefunden und von H. B. GENITZ 1872 beschrieben.

Der Lausitzer Granit ist als Granitit ausgebildet, der drei Varietäten, und zwar eine mittelkörnige, eine porphyrisch-mittel- bis grobkörnige und eine feinkörnige aufweist. An mehreren Punkten zeigt der Granit Druck- und Zermalmungserscheinungen, die in



der Umgebung des mächtigen (100 m) Quarzgangess bei Belgern besonders stark auftreten, wodurch oft schieferartige Bildungen entstehen.

Im Contacte mit dem Granite ist die Grauwacke in Knoten- und Fleckengrauwacke, sowie in Quarzbiotitschiefer umgewandelt; bei Weissenberg nimmt diese metamorphe Grauwacke auch Feldspath auf, weshalb sie früher als „Weissenberger Gneisse“ bezeichnet wurde, wahrscheinlich stellt sie eine grössere Scholle im Granite dar.

Die gangförmigen Eruptivgesteinesind: 1. Diabase, von denen 18 Gänge auf der Südwestecke der Section im Granite bei Dober-schütz, Kleinbautzen und Kreckwitz beobachtet wurden; sie sind theils olivinfrei, theils olivinführend.

Die Braunkohlenformation ist miocän und besitzt im Untergrunde eine ausgedehnte Verbreitung; sie wird aus Thonen, Braunkohlenflötzen, Sanden und Kiesen zusammengesetzt; nach H. ENGELHARDT sind in den Flötzen: *Pinus resinosa* LUDWIG, *Livistona Geinitzi* ENGELH., *Myrica granulosa* LUDWIG, *Cupressinoxylon subaequale* GÖPP., *C. Protolarix*, *Taxites Aykii* und Früchte von *Anona cacaoides* ZENK. beobachtet; die Flötze sind bis 10 m mächtig und in weisse Thone, die von den weissen Sanden überlagert werden, eingebettet.

Ein Feldspathbasalt mit kleinen, wallnussgrossen Olivinknollen tritt bei Guttau in einem kleinen Hügel auf; bei Baruth ist ein Nephelinbasalt vorhanden, der in kurzen Säulen theilweise abgesondert ist.

Das Diluvium ist 1. ein Höhendiluvium, das sich gliedert in: a) Präglaciale Schotter (pliocän), b) altdiluviale Schotter, Kiese, Sande und Geschiebelehm, c) Decksand, d) Lösslehm. 2. Das jüngere oder Thaldiluvium gliedert sich in: a) Thalsand, b) Thalgrand und c) Thallehm.

Im Alluvium bei Kleinsaubernitz im Spreethale kommen zwei 0,4 m mächtige Lagen von Diatomeenerde vor, die recente Formen führen.

O. Herrmann: Section Welka-Lippitsch. Blatt 23 u. 38. 45 S. 1893.

Als älteste Formation ist auf diesem Blatte, das an das vorige grenzt und südlich bis in die Nähe von Bautzen heranreicht, das Silur in einem isolirten Quarzitvorkommen im nordöstlichen Sectionstheile vertreten; der übrige Felsuntergrund der Section besteht aus dem Lausitzer Hauptgranit nebst gangförmig in ihm aufsetzenden Eruptivgesteinen. Im Südosten der Section herrscht der feinkörnige Lausitzer Granit, im übrigen Gebiete die mittel- bis grobkörnigen Varietäten, wovon die letztere Art porphyrisch ausgebildet ist; sie ist im nördlichen Sectionstheile zu einem schneeweißen Kaolinthon verwittert. An vielen Stellen zeigen sich ostwestlich oder nordöstlich verlaufende Deformationszonen im Granite. Von den Ganggesteinen sind Aplite, Diabase, Hornblendediabase und Diorite vertreten. Aplite erreichen (bei Löschau ostwestlich strei-

chend) eine Mächtigkeit von circa 100 m. Diabase und Diorite sind sehr zahlreich im Gebiet vorhanden und sind mehr als 60 solcher Gänge durch Steinbrüche aufgeschlossen worden; beide Gesteinsarten werden als Endglieder einer Reihe, welche als Zwischenglieder augitreiche Diorite und Hornblende-Diabase aufweist, betrachtet. In über 10 m mächtigen Gängen sind die Gesteine mittelkörnig, in schmäleren feinkörnig bis dicht. Bei Grossbrösern wurde ein feinkörniger bis dichter olivinführender Diorit gefunden, der ein eigenthümliches Glied der beiden Gesteinsreihen darstellt und neben Hornblende, Feldspath, Augit porphyrisch Olivin führt. Im Bohrloch von Kaupa wurden unter dem Diluvium mergelige Glimmersande, die vielleicht den Meeressanden der oberen Oligocänstufe des westlichen Sachsen entsprechen und grünlich- und bläulichgraue, sowie rothe Schieferletten durchsunken, die entweder dem Rothliegenden, dem Buntsandstein oder dem Keuper zugehören können.

Die obere Braunkohlenformation ist durch Sande, Thone und Braunkohlen vertreten; sie ist an sechs Punkten aufgeschlossen und führt als liegende Schicht abbauwürdige Braunkohlenflötze zwischen Merka und Brehmen. Nach H. ENGELHARDT besitzt die Braunkohle untermiocänes Alter.

Über den miocänen Bildungen folgen grobe Kiese, die nach ihrer Lagerung und petrographischen Zusammensetzung jünger als das Tertiär und älter als das glaciale Diluvium sind; sie werden als präglaciale Schotter bezeichnet und werden als Flussabsätze aufgefasst.

Das Diluvium gliedert sich demnach in: 1. Präglaciale Schotter und Lehme, 2. Geschiebelehm, 3. altdiluviale Schotter, 4. Lösslehm, Löss und Decksand, 5. Thalsand, Thal-, Grand-, Thallehm.

Das Alluvium ist im Spreethale und im Thale des Schwarzwassers als Auelehm und Thalsand, wozu zuweilen Raseneisenstein, Torf und Moor treten, ausgebildet, die kleinen Thälchen führen meist nur lehmige Bildungen.

**R. Beck:** Section Königstein-Hohnstein. Blatt 84. 44 S. 1893.

Der grösste Theil des Blattes gehört der sächsischen Schweiz an und nur der nordöstliche Theil desselben entfällt auf das Lausitzer Granitgebiet. Die Grenze beider Gebiete wird von der Lausitzer Hauptverwerfung gebildet, welche von Oberau bei Meissen über Hohnstein bis zum Jeschkengebirge verfolgt werden kann; sie verläuft auf dem Sectionsgebiete von NW. resp. WNW. nach SO. resp. OSO. am Huthberge bei Hohburkersdorf, Rathewalde, Hohnstein, den Waitzdorfer Berg nach Gossdorf.

Das Granitgebiet wird vom Lausitzer Granit, in dem zahlreiche Gänge von Diabasen, sowie Gänge von quarzführendem Porphyrit und Quarzporphyr aufsetzen, gebildet. Bei Hohnstein enthält der Granit eine Scholle von Quarzbiotitfels. Die obere Kreideformation gliedert sich folgendermaassen:

	3	Oberster Quadersandstein von Zeichen und Naundorf (Bärensteine).
Turon	Stufe der Scaphiten	Scaphitenthon von Zeichen, Naundorf und Lohmen.
	Stufe des <i>Inoceramus Brongniarti</i>	Quadersandstein mit <i>Inoceramus Brongniarti</i> Sow., <i>Lima canalifera</i> GOLDF. und <i>Vola quadricostata</i> Sow. sp. ( <i>Brongniarti</i> -Quader = Ober-Quader von H. B. GEINITZ).
		Sandiger Pläner von Langhennersdorf und des Bielathales ( <i>Brongniarti</i> -Pläner = Ober-Pläner von H. B. GEINITZ).
		Glaukonitischer Sandstein von Langhennersdorf des Biela- und Krippenbachthales mit <i>Rhynchonella bohemica</i> SCHLÖNB.
	Stufe des <i>Inocer. labiatus</i>	Quadersandstein mit <i>Inoceramus labiatus</i> SCHLOTH. sp. im Bielathale und bei Krippen ( <i>Labiatus</i> -Quader = Mittel-Quader bei H. B. GEINITZ).
Cenoman	Stufe der <i>Ostrea carinata</i>	Sandsteine und kalkige Conglomerate an der Lausitzer Dislocation, bei Zeschnig mit <i>Cidaris Lorigneti</i> DES., <i>Rhynchonella compressa</i> LAM. und <i>Ostrea diluviana</i> L.

Bezüglich der Verbreitung dieser Stufen verweisen wir auf Karte und Text; die Lagerung des Quadergebirges ist, abgesehen von der Nähe der Lausitzer Dislocation, nahezu horizontal. Angaben über die Zerklüftung desselben und die Erosionserscheinungen folgen. Ein längeres Capitel wird der erwähnten Lausitzer Dislocation nebst dem durch dieselbe emporgehobenen und eingeklemmten Jura und dem Cenoman gewidmet. Die älteren Beobachtungen von v. COTTA, NAUMANN, GUTBIER, GEINITZ etc. werden eingehend berücksichtigt und mit den eigenen, denen nicht mehr so günstige Aufschlüsse zur Verfügung standen, zu einem erschöpfenden Gesamtbilde vereinigt; die Gliederung des Jura wird nach den Untersuchungen von G. BRUDER gegeben; bekanntlich sind bei Hohnstein nach diesem Forscher der Dogger, Malm und Kimmeridge mit den dafür leitenden Versteinerungen vertreten.

Drei Nephelinbasalte stehen zwischen Lohsdorf und Gossdorf an, ein Feldspathbasalt setzt als stockförmiger Gang am Gorischstein auf.

Das Diluvium gliedert sich: 1. in glaciale Schotter, Kiese und Sande, 2. altdiluviale Flussschotter der Hochflächen, 3. Lehme der Hochflächen und der Gehänge, 4. jungdiluviale Schotterterrassen der Thäler.

Das Alluvium wird unterschieden in: 1. das Alluvium des Elbthales und 2. das Alluvium der Seitenthäler.



O. Herrmann: Section Schirgiswalde-Schluckenau. Blatt 70. 37 S. 1893.

Die Section Schirgiswalde-Schluckenau liegt im südlichen Theile des Lausitzer Gebirges und stellt ein reich gegliedertes und stark bewaldetes Bergland, dessen höchster Gipfel der 542,4 m hohe Botzenberg ist, dar. Die Grundfeste des Gebirges wird grösstentheils von Granit zusammengesetzt, den gangförmig Diabase, Diorite, Quarzporphyre durchsetzen. Der Granit tritt in drei Varietäten auf, nämlich als: a) Lausitzer Granit (kleinkörnig und stets muscovitführend); b) Lausitzer Granitit (mittelkörnig, muscovitarm oder muscovitfrei); c) feinkörniger Granitit von Rosenhain, Hainsbach (feinkörnig und muscovitarm).

Die erste Varietät führt in den Biotitputzen häufig Cordierit in kleinen hirsekorngrossen Körnern und Krystallen; ausnahmsweise wurde ein 5 cm langer säulenförmiger Pinakritkrystall im Granit im Steinbruch zwischen Wilthen und Weifa gefunden.

Die zweite Varietät zeichnet sich durch das Vorherrschen von Oligoklas über den Orthoklas und der beiden über den Quarz aus; Biotit tritt dagegen stark zurück. Bei Schluckenau wird in stark gequetschten Granititen der Biotit durch Eisenglanz in Form von kleinen Schüppchen und Täfelchen ersetzt, der schliesslich in Brauneisen sich umwandelt. Eisenglanz findet sich auch auf Klüften des Granits bis in 2 cm breiten Platten.

Einschlüsse von Quarzbrocken, Quarz-Biotitschiefern, Amphibolschiefern und Epidotgesteinen fehlen auch in diesem Gebirgsthelle dieser Granitvarietät nicht. Aplittartige Granite in dünnen, 1—2 dm starken Gängen und Pegmatite in kurzen Trümmern erscheinen zuweilen in den oben erwähnten Graniten. Drückerscheinungen sind in dem Granitgebiete zwischen Königswalde und Hainsbach in einem 30 qkm grossen Flächenraum namentlich als starke Zerklüftung, Zerstückelung, Flaserung und Zermalmung vertreten. Die basischen Ganggesteine, nämlich Diabase und Diorite, bilden eine durch allmähliche Übergänge verknüpfte Reihe, deren Endglieder der normale Diabas und der normale Diorit sind, während ihre Mittelglieder als Hornblendediabase und Augitdiorite bezeichnet werden. Im Sectionsgebiete sind über 40 Gänge dieser Gesteine vorhanden, die in den gering mächtigen auch eine feinkörnige Structur und stets Olivinegehalt besitzen, während die 1—100 m mächtigen Gänge mittelkörniges Gefüge aufweisen. Bei Hainsbach ist Polirschiefer, der durch Schurfe und Bohrungen ein gegen 20 m starkes Lager und offenbar den Basalt des Breitenbusches auch unterteuft, in einer kleinen Partie erschlossen worden. Nach der Bestimmung von H. REICHELT sind folgende Diatomeen-Arten besonders häufig darin enthalten: *Melosira arenaria* MOORE var. nov., *M. undulata* Kütz., *M. crenulata* Kütz. var., *M. granulata* RALFES, *M. distans* Kütz., *Gonophonema intricatum* Kütz., *Navicula stauroptera* GRUN. var., *N. tuscula* GRUN. var.

Die Basalte sind an 13 Punkten, von welchen das Vorkommen am Botzen bei Schluckenau das grösste ist, in Form von Kuppen bekannt; es



sind Feldspathbasalte, die zuweilen reichlich Olivinknollen führen. Als Basis führen die Basalte oft in wechselnder Menge neben Plagioklas Nephelinitoid. Die säulenförmige Absonderung ist bei den meisten Vorkommen vorhanden. Einschlüsse von kleineren und grösseren Granitfragmenten sind namentlich in den Basalten des Wach-, Kreuz- und Hockenberges nicht selten.

Das Diluvium erlangt nur am Nord- und Ostrande des Blattes grössere Verbreitung, in dem übrigen, höher gelegenen Gebiete bleibt es auf die Thalwannen beschränkt; es gliedert sich in: 1. Geschiebelehm; 2. Thonsand und Thon; 3. Sande, Kiese und Schotter; 4. lössartigen Lehm. Geschiebelehm ist nur bei Bahnhof Taubenheim bis zu 3 m mächtig verbreitet; er lagert auf altdiluvialen Schotter oder über Sand und Kies, ebenso ist Thonsand und Thon nur daselbst vertreten. Die altdiluvialen Schotter folgen in einem schmalen Streifen dem Spreethale und zwei Thalwannen, welche durch die Rücken der Kälbersteine und des Dahrnerberges von einander geschieden werden. Nordische Geschiebe und dünne Schotterlappen sind bis zu 450 m über dem Meer an einzelnen Punkten des Sectionsgebietes anzutreffen. Der lössartige Lehm ist auf die grösseren Thalwannen beschränkt und ist ein Aequivalent des echten Lösses der Lausitz; ähnlicher Lehm ist jedoch nur ein Ausschlammungsproduct der Verwitterungsschicht des Granites und Basaltes, und ist Gehängelehm. Das Alluvium besteht aus Auelehm, geneigtem Wiesenlehm, Humus und Raseneisenstein.

**J. Hazard:** Section Moritzburg-Klotzsche. Blatt 50. 66 S. 1892.

Von der nördlich von Dresden gelegenen Section gehört ungefähr die westliche Hälfte dem Meissner Granit-Syenit-Massiv, die östliche Hälfte dagegen dem Lausitzer Granit-Grauwacken-Hügellande und endlich ein schmaler Streifen im SW. der Thalwanne der Elbe an. Das dem Meissner Granit-Syenit-Massiv zugehörige Gebiet besteht nur aus normalem Syenit, der von mächtigen Gängen und schwarmartig von kleineren Trümmern des Granits durchzogen wird. Bemerkenswerth ist das Vorhandensein von Mikroklin und Mikroperthit in manchen Syeniten, deren Entstehung durch Druck aus Orthoklas erklärt wird; auch im Granit sollen Mikroklin und Mikroperthit aus Orthoklas durch dieselbe Ursache entstanden sein. Die zwischen dem Meissner und Lausitzer Granit auftretende, bis 1,5 km breite Gneisszone ist durch Contactmetamorphose an einigen Stellen durch den Syenit insofern beeinflusst worden, als Andalusitknoten, Muscovittafeln und Skelettstructur im feinschieferigen Gneisse bei Bärnsdorf und Berbisdorf sich einstellen.

Gesteine der Gneisszone sind: 1. Biotitgneisse, die aus Quarz, Orthoklas, Biotit, Apatit, Zirkon, Muscovit — selten noch hinzutretend: Magnetit, Staurolith, Schwefelkies — zusammengesetzt sind. Folgende Structurvarietäten sind zu unterscheiden: a) mittelkörnig-flaserige, b) streifige feinkörnig-plattige, c) dichte bis feinschieferige, oft andalusitführend.

2. Muscovitgneisse, aus Quarz, Muscovit, Orthoklas, Plagioklas (Albit), Granat, Apatit, Zirkon, local aus Eisenglanz und Cyanit bestehend; besitzen körnig-schuppige Structur und bilden zwei Schollen im Syenit zu Moritzburg.

3. Amphibolite; sie sind zusammengesetzt aus: Hornblende, Orthoklas, Plagioklas, Quarz, Biotit, Titanit, Titaneisen, Apatit, Zirkon, Epidot und Muscovit; sie bilden theils Einlagerungen im Gneiss (Moritzburg, Berbisdorf), theils Schollen im Syenit (Moritzburg).

Die nordsächsische Grauwackenformation greift von N. her ins Sectionsgebiet zungenförmig über den Granit, um sich nach S. zu in einzelne Schollen aufzulösen; es sind dichte Grauwacken und Grauwackenschiefer, die meist contactmetamorphische Veränderung zeigen.

Der Lausitzer Granit bildet die westliche Randpartie des Lausitzer Granitmassivs und ist durch die beiden Hauptvarietäten desselben, nämlich den feinkörnigen, muscovitführenden Granit und die biotitführende Art (Granit) vertreten. Mineralische Zusammensetzung und Structur der Granite ist die in den Referaten über Lausitzer Sectionen oft erwähnte. Am Lausitz-Granit ist ein Contacthof in der angrenzenden Grauwacke zu beobachten, der aus krystallinen Grauwacken, Flecken- und Knotengrauwacken und Quarzglimmerfelsen besteht.

Von den gangförmigen Eruptivgesteinen sind zu erwähnen: 1. Diabase, die im Granit der Dresdener Haide bei Marsdorf zu Tage treten; es sind olivinführende Diabase.

2. Die Porphyrite setzen in zahlreichen Gängen auf, die im Lausitzer Granitmassiv WNW.—NW. nach OSO.—SO., im Meissner Gebiet NO.—SW. und N.—S. streichen; es sind normale Glimmerporphyrite, glimmerführende Hornblendeporphyrite, quarzführende Hornblendeporphyrite, quarzführende Glimmerporphyrite und quarzreiche Glimmerporphyrite.

Es folgt ein ausführliches Capitel über die Wirkung des Gebirgsdruckes an und in den erwähnten Gesteinen, von denen die Porphyrite aber nicht mitbetroffen worden sind; Verf. schliesst daraus, dass die grosse, das Meissner und das Lausitzer Plateau scheidende Dislocation und die mit ihr in ursächlichem Zusammenhang stehende mechanische Gesteinsdeformation sich in dem Zeitraume zwischen dem Durchbruche der altpalaeozoischen Diabase und der Rothliegend-Porphyrite vollzogen habe.

Von der oberen Kreideformation ist das Cenoman durch eine kleine Conglomerat-Sandsteinpartie am letzten Heller mit *Exogyra columba* LAMK., *Pectunculus obsoletus* GOLDF. und *Turritella granulata* SOW. vertreten; dort ist auch eine kleine Partie von unterturonem Plänersandstein (46—74% kohlensaurer Kalk) vorhanden mit *Inoceramus labiatus* SCHLOTH.

Von der Braunkohlenformation, die ehemals das Sectionsgebiet als zusammenhängende Decke überkleidete, sind erhalten: 1. die untere Stufe der Thone, Sande und Braunkohlenflötze; hierzu zählen die weit verbreiteten Knollensteine, einzelne Thonablagerungen und ein 0,5 m Braunkohlenflötz von geringer Ausdehnung bei Marsdorf.

2. Die obere Stufe der Kiese besteht vorherrschend aus groben Quarzkiesen, die bis 27 m Mächtigkeit erreichen.

Das Diluvium gliedert sich in: 1. präglaciale Schotter, 2. Geschiebelehm, 3. altdiluviale Flussschotter, 4. Heidesand, 5. Decksand und Löss, 6. die lehmigsandigen Ausfüllungsmassen der flachen Einsenkungen des Moritzburger Plateaus und 7. Thalsand und Thallehm.

Zum Alluvium gehören: Flusssande und Kiese, geneigter Wiesenlehm, Torf und Moor, Raseneisenstein und dünenartige Sandanhäufungen.

**R. Beck und J. Hazard:** Section Dresden. Blatt 66. 1—102. 1893.

Das Gebiet von Section Dresden, dessen südlich von der Elbe gelegener Theil von R. BECK und dessen nördlich dieses Flusses gelegener Abschnitt von J. HAZARD kartirt und textlich beschrieben wurde, umfasst die breite Thalweitung des Elbstromes und Striche des Lausitzer Plateau und des Elbthalgebirges. Die Gneiss-Formation, die Silurformation, das Rothliegende, die obere Kreideformation, das Diluvium und Alluvium, sowie ältere Eruptivgesteine betheiligen sich am Aufbaue der Gegend. Die im Priessnitzgrund aufgeschlossenen körnig-flaserigen Gneisse zählen zur Moritzburger Gneisszone (vergl. voriges Referat). Die Silurformation ist unterirdisch durch den Bergbau bei Kleinburgk als metamorphische Thonschiefer, unter dem Rothliegenden lagernd, bekannt geworden. Von den älteren Eruptivgesteinen, die einen grossen Theil des Sectionsgebietes in der Oberfläche einnehmen oder den Untergrund desselben bilden, sind folgende zu nennen:

1. Der Syenit des Plauenschen Grundes ist im Weisseritzthale zwischen Potschappel und Plauen — dem Plauenschen Grunde — sowie südlich am Lockwitzthale verbreitet. Das bekannte Gestein (Orthoklas, Hornblende, Plagioklas, Titanit, etwas Quarz, Apatit, Zirkon, Magnetit, Titaneisen und Eisenglanz) zeigt oft Parallelstructur und porphyrtartige Einsprenglinge von bis 4,5 cm grossen Orthoklaskrystallen; es enthält nesterartige Ausscheidungen und pegmatitische Gänge, deren seltene Mineralien bekanntlich E. ZSCHAU seit langer Zeit gesammelt und beschrieben hat; es sind neben Orthoklas, Oligoklas, Glimmer, Hornblende und Quarz noch folgende: Malakon, Orthit, Titanit, Turmalin, Apatit, Scheelit, Titaneisen, Kupfererze, Pistazit und Chlorit. Die Mineralgänge und Trümer aus Carbonaten mit Quarz, oder aus Quarz und Epidot, oder auch nur aus Quarz bestehend, enthalten Laumontit, Phillipsit, Stilbit, Desmin, Natrolith, Analcim, Baryt, Eisenspath, Aragonit.

2. Der Lausitzer Granit steht nördlich der Elbe im Gebiete der Dresdener Haide an. Über seine Varietäten, seine metamorphischen Schiefereinschlüsse, seine Structur und Druckerscheinungen gilt das im Ref. über Section Moritzburg Gesagte; abweichend ist der Granitit des Gamigühbels südwestlich von Torna, südlich der Elbe zwischen Quadersandstein und Diluvium an einer Stelle hervorragend; er gehört dem Lausitzer Granitgebiete an, der z. Th. zerquetschte, gneissähnliche Gesteinspartien führt.



3. Die Gänge von Lamprophyr und Melaphyr sind von B. Doss seiner Zeit beschrieben (dies. Jahrb. 1891. II. -62-); die ersteren sind Glimmersyenite und Kersantite. Diabasgänge sind an drei Stellen im Lausitzer Granit bei Loschwitz und am Weissen Hirsch bekannt.

Das Rothliegende gehört dem Döhlener Bassin, das von NW. nach SO. zwischen Wilsdruff und Maxen auf 20 km Länge und 7 km grösste Breite sich erstreckt. (Über die Gliederung desselben und die Übersicht über seine Flora und Fauna vergl. Ref. der Section Tharandt 1894. II. 280.) Seine oberflächlichen Ausstriche auf Section Dresden liegen zwischen Potschappel und Burgk und sind sämtliche Stufen des Unterrothliegenden daselbst entwickelt; hierzu gehören noch andere verstreute kleinere Aufschlüsse. Es ist auch im Untergrunde von Dresden erhohrt worden und wird dieses Rothliegende von dem vorigen durch den Syenit des Plauenschen Grundes getrennt. Vom Mittelrothliegenden ist die untere Stufe der bunten Schieferletten und Schieferthone mit einem Steinkohlenflötz aus einem Kalksteinlager (Meiselschacht) und die obere der Conglomerate, Sandsteine und Breccientuffe durch die letzteren Tuffe, bei Boderitz und an der Kohlenbahn gut aufgeschlossen, vertreten.

Ein ausführliches Capitel über die allgemeine Tektonik des Döhlener Beckens wird gegeben; das letztere zerfällt in ein nordöstliches Hauptbecken und ein südwestliches Nebenbecken, die durch einen meist nur unterirdisch gekennzeichneten Schieferrücken getrennt werden. Durch eine von NO. her wirkende Hebung wurde das Becken steil nach SW. aufgerichtet; nordwestlich streichende und steil nach NO. einfallende Verwerfungen gruppieren sich in drei Züge: nämlich der Spaltenzug des „Rothen Ochsen“, der Spaltenzug der Beckenschachter Verwerfung und der Zug der Carolaschachter oder Augustusschachter Verwerfung. Auf Blatt Dresden treten sowohl die „Rothen Ochsen“-Verwerfungen als auch die „Beckenschachter“ Verwerfung über; die erstere ist auch über Tage sichtbar.

Die obere Kreideformation des Blattes ist durch H. B. GEINITZ längst durch die Fundpunkte Strehlen, Plauen und Gamighübel in seinem „Elbthalgebirge“ bekannt.

Cenoman. a) Stufe der *Ostrea carinata* (unterer Pläner und unterer Quader); sie ruht theils auf Syenit und Granit, theils auf Rothliegendem und ist mit 2—4,5° gegen NO. geneigt; sie reicht im Elbthale bis zur Lausitzer Dislocationslinie. Auf der Auflagerungsfläche bildet sie kleinere Kessel oder sackartige Vertiefungen und klaffende Spalten, die mit Sedimenten ausgefüllt wurden. Hierzu gehören die Muschelfelsen von Altcoschütz, die Pläner im Syenit des Hohen Steins bei Plauen, am Forsthaue bei Plauen; am Gamighübel mergelige Schichten in Vertiefungen des Granits; Conglomerate, Sandsteine und Mergel, bald wechselnd in petrographischer Ausbildung. Über die locale Ausbildung und specielle Petrefactenführung müssen wir auf den Text verweisen.

b) Stufe des *Inoceramus labiatus* (Turon). Dazu gehört der Pläner und feinkörnige Plänersandstein, die am verbreitetsten sind von allen Kreidestufen auf Blatt Dresden; erreicht eine Mächtigkeit von 35—40 m.



c) Die Stufe des *Inoceramus Brongniarti* ist durch Mergel mit zwischengelagertem Plänerkalkstein gekennzeichnet; sie ist an mehreren Punkten in Dresden-Altstadt, bei Räcknitz, bei Zschertnitz etc. aufgeschlossen; der jetzt abgebaute Plänerkalkstein von Strehlen gehörte dieser Stufe an.

Das Diluvium gliedert sich in 1. altdiluviale Schotter, 2. Geschiebelehm, 3. Heidesand, 4. Gehängelehm, -löss und -sand, 5. Thalkies, -sand und -lehm der Elbe, 6. Mergelablagerung der Weisseritz und Lockwitz und 7. Schotterterrassen der beiden Flüsse.

Altdiluviale Schotter sind 45—195 m über dem Elbspiegel auf den Höhen südwestlich vom Elbthal verbreitet bei Döltzschen, Gittersee, Altcoschütz, Räcknitz, Gostritz.

Geschiebelehm ist 45—105 m über der Elbe auf den Höhen zwischen Elb- und Weisseritzthal bekannt.

Heidesand ist im Elbthal und auf dem Lausitzer Plateau bei Klotzsche etc. verbreitet und im Elbthal 15—50 m mächtig.

Gehängelöss nebst dem unterteufenden schleppartigen Lehm („Seif“) führen bei Pahlisch Gehäuse von *Pupa muscorum* L., *P. columella* BENZ., *Succinea oblonga* DR., *Helix hispida* L.; auch bei Plauen und Prohlis z. Th. vorgekommen; am letzteren Orte sind die von H. B. GEINITZ beschriebenen Säugethierreste, nämlich *Equus caballus* L., *Elephas primigenius* BLUMENB., *E. antiquus* FALK, *Rhinoceros tichorhinus* CUV., *Cervus tarandus* L., *C. euryceros* ALD. vorgekommen. Bezüglich der Ausbildung Verbreitung der übrigen diluvialen Bildungen, sowie des Alluviums verweisen wir auf Karte und Text. Eine tabellarische Zusammenstellung der Tiefbohrungen sowie der Bodenprofile beschliessen die lehrreichen Erläuterungen.

E. Dathe.

## Geologische Beschreibung einzelner Gebirge oder Ländertheile.

**A. Saitzew:** Geologische Untersuchungen im Nikolai-Pawdinschen Kreise und Umgebung, im Gebiete des Central-Ural und dessen östlichem Abhange. (Mém. du Comité Géolog. Vol. XIII. No. 1. 1892. 97 S. Russisch mit deutschem Resumé.)

Diese Arbeit ist das Resultat einer zweijährigen Untersuchung (im Jahre 1887 und 1888) innerhalb des 137. und 126. Blattes der 10werstigen topographischen Karte Russlands. Im ersten Capitel giebt der Autor eine orographische und hydrographische Übersicht des untersuchten Gebietes, das gegen 5000 Quadratwerst umfasst. Das Gebiet zerfällt in zwei landschaftlich und geologisch gesonderte Theile: einen westlichen, das Gebirgsland, enthaltend den Hauptkamm des Ural mit seinen östlichen Vorbergen, und einem östlichen, die Abdachung des Ostabhanges, die allmählich in die Ebene übergeht. Der erste Theil besteht aus krystallinischen Gesteinen (krystallinischen Schiefer, Syenit-Gneiss, Gabbros und anderen

Massengesteinen), der letztere aus Porphyrit und Tuffen, zwischen welchen isolirte devonische Schollen liegen. Im Südosten begrenzen tertiäre Bildungen, die sog. „Opoka“, das Gebiet. Die höchsten Erhebungen der westlichen Gebiete sind: der Magdalinski- = 709,6 m, Ljalinski- = 852 m, und der Koswinski-Kamen = 1,729 m. Im zweiten Capitel ist die Literatur besprochen, im dritten sind die Beobachtungen und Beschreibung der Profile gegeben, im vierten endlich allgemeine Zusammenfassung. Von den nutzbaren Mineralien sind zu erwähnen: Gold, Zinnober, Platin, Kupfer- und Eisenerze.

E. von Toll.

**S. Simonowitsch:** Geologische Beobachtungen im Gebiet der linken Zuflüsse der Kura zwischen Suram und Gori. (Materialien z. Geologie d. Kaukasus. II. Ser. VI. Bd. 327—393. Mit 1 geol. Karte, 2 Profiltaf. u. 1 palaeontol. Taf. Tiflis 1892.)

Die Untersuchungen beziehen sich auf den meschischen- oder karthli-imeretinischen Gebirgszug, der bekanntlich den Kaukasus mit dem kleinen Kaukasus verbindet und die Wasserscheide zwischen Kur und Rion bildet.

Die Schichtenstörung fand hier in nordwestlicher bis südöstlicher und östlicher bis westlicher Richtung statt, erstere Richtung gilt für die Hauptkette und ihre Vorberge, letztere für den achalzych-imeretinischen und trialetischen Gebirgszug. Die Dislocation des ersten Typus fand zu Ende der Miocänzeit statt. Der Ostabhang des karthli-imeretinischen Gebirges bildet den Südostflügel der riesigen aufgebrochenen meschischen Antiklinale. Das heutige Relief dieses Gebirges ist die Folge von Erosions- und Denudationsprocessen, und die einzelnen Höhen des Gebirges in dem Quellgebiete der Flüsse sind durch Einschartung des Plateaus entstandene scharfkantige Zinken, während am mittleren und unteren Laufe die auf demselben Wege entstandenen Höhen schon ihre scharfkantigen Umrisse verloren haben und abgerundete Hügel bilden.

Der Kern des Gebirges besteht aus Graniten, auf welchen alle jüngeren Bildungen auflagern. Das Granitgewölbe besitzt eine von SW. bis NO. gerichtete Axe, parallel dem Streichen der Kreide- und Tertiärschichten. Die letzteren Ablagerungen sind an beiden Abhängen, dem imeretinischen und karthalinischen, vertreten. Die Melaphyerausbrüche stehen mit den jüngsten Dislocationen im Zusammenhange. Ebenso wie der Melaphyr tritt auch der Diabas in Gängen auf, während Porphyrite an die Granite und Melaphyre gebunden sind und Andesite in diesem Rayon nur als Decken auftreten.

Die Juraepoche ist durch glimmerhaltige Sande und Tuffe des Kimmeridge vertreten. Schön ist die Kreide entwickelt: senonische Kalke mit *Ananchytes ovatus* und *Offaster caucasicus*; turonische Mergel und Thone mit *Inoceramus mytiloides* und *I. labiatus*; cenomanische Glaukonit-Kalksandsteine und Mergel mit *Ostrea carinata*; grüne Gaultsandsteine mit *Hoploceras Beudanti* und Mergel mit *Ostrea Couloni* und *Belemnites semicanaliculatus* (Aptien) und endlich Kalke mit *Caprotina Lonsdalei* (Urgonien). Alle diese Kreideschichten lagern concordant.

Die Schichten mit *Hoploceras Beudanti* sind littoral, die Caprotinenkalke pelagisch. Die Tertiärschichten sind miocäne Sandsteine mit *Tapes gregaria* (sarmatische Stufe) und palaeogene Ablagerungen, zu denen der Fischhorizont und das untere Eocän gehören. Das Posttertiär besteht aus fluvio-lacustrinem Löss und Conglomerat, ferner aus Alluvium und Eluvium.

Von nutzbaren Mineralien finden sich Mangan- und Bleierz im Melaphyr und blätteriger Graphit in dem Glimmersand des Kimmeridge.

E. von Toll.

H. B. Medlicott and W. T. Blanford<sup>1</sup>: A Manual of the Geology of India chiefly compiled from the Observations of the Geological Survey. Stratigraphical and structural Geology. 2. Edition revised and largely rewritten by R. D. OLDHAM. Calcutta 1893. (Mit mehreren Tafeln und Textfiguren und einer grossen geologischen Karte.)

Das vorzüglich präcis und klar geschriebene Buch enthält die Zusammenstellung der Ergebnisse, welche das Geological Survey seit dem Erscheinen der ersten Auflage (1879) erzielt hat. In letzterer waren die Formationen mehr unter Zugrundelegung eines geographischen Planes aufgezählt, während in dem neuen Buch die peninsularen und extrapeninsularen Ablagerungen nach dem geologischen Alter nebeneinandergestellt und der Reihe nach beschrieben werden. Sehr bequem für einen Vergleich der ersten und zweiten Auflage ist der Druck des Inhalts, in dem das ganz Neue oder theilweise Umgearbeitete durch fetten Druck ausgezeichnet ist. Man sieht daraus, dass namentlich die physikalischen Verhältnisse während der einzelnen Perioden eine weitaus eingehendere Beachtung gefunden haben, dass die extrapeninsularen Ablagerungen des Carbon und der Trias fast ganz neu gegeben sind, dass sich im Gondwana-System verhältnissmässig wenig, aber Wichtiges geändert hat durch Hinzutritt der Annahme einer carbonen Eiszeit. Ganz neu ist das VIII. Capitel über die homotaxen Ablagerungen des Gondwana-Systems, eines der wichtigsten und interessantesten des ganzen Buches. Auch Capitel X bringt sehr bemerkenswerthe neue Abschnitte über die Beziehungen der indischen Kreideformation zur europäischen und ihren Contrast der süd-afrikanischen gegenüber. Zwischen beiden wird eine Landbarre angenommen. Während die Beschreibung des Dekkan-Trapps kaum Änderungen erfahren hat, ist die Kenntniss der Tertiärformation bedeutend gewachsen und hat bedeutende Umänderungen und Erweiterungen der betreffenden Capitel (XIII und XIV) nothwendig gemacht. Ganz neu ist Capitel XVIII über das Alter und die Entstehung des Himalaya und das Schlusscapitel (XIX) über die geologische Geschichte der indischen Halbinsel. Die Tafeln bringen theils geologische Ansichten und Profile (Simvo, Vulcane von Burma und Bengalen etc.), theils recht gut ausgeführte Phototypen von Leitfossilien.

<sup>1</sup> Die Namen der beiden Autoren waren auf dem Titelblatt zuerst nicht genannt. Später wurde ein zweites als Carton verschickt, auf welchem sie nachgetragen sind.



Im Text sind noch 27 Figuren mit Durchschnitten, Wiedergabe interessanter geologischer Stellen u. s. w. enthalten.

Dames.

**A. C. Lawson:** The Geology of Carmelo Bay. (University of California. Bulletin of the Department of Geology. 1. Berkeley 1893.)

Von WHITNEY war (Geology of California. 1) von der Carmelo-Bay das Auftreten von Granit, Miocänschichten und contactmetamorphen Veränderungen der letzteren beschrieben worden. Die vom Verf. vorgenommene genauere Untersuchung liess aber die geologischen Verhältnisse in ganz anderem Lichte erscheinen, indem dadurch erwiesen wurde, dass keine Contacthöfe um den Granit vorhanden sind und sich die miocänen Sedimente auf dessen erodirter Oberfläche abgelagert haben.

Die schmale Einbuchtung der Carmelo-Bay liegt 5 Meilen südlich von Monterey-Bay; ihre steilen Ufer werden von den Granitwänden der Santa Lucia Range gebildet. In dem Granitgebiete kommen zahlreiche Ganggesteine: Granitporphyrite und Pegmatitgänge vor, welche aber ebenfalls an der Erosionsoberfläche des Granites abschneiden.

Über dem Granite folgen zunächst Sandsteine oder Conglomerate der sogenannten „Carmelo Series“, die dem Eocän zugerechnet wird und den nicht weit entfernten fossilführenden Sandsteinen von Malpaso Cañon der Tejou-Gruppe äquivalent ist. Auch diese Eocänschichten sind unregelmässig erodirt, so dass an gewissen Stellen die miocänen Sedimente der Monterey-Serie direct auf dem Granite lagern. Das Miocän ist sehr mächtig entwickelt und besteht aus vulcanischem Aschenmaterial; an vielen Stellen sind Diatomeen, Radiolarien und Foraminiferen häufig.

Im Bereiche der Monterey-Formation findet man basaltartige, basische Eruptivgesteine, welche Carmeloite genannt werden und durch ein neues Mineral, Iddingsit, charakterisirt sind.

Obwohl diese Gesteine nach Structur und Composition Unterschiede zeigen, sollen sie doch einem Magma angehören und ihrem Alter nach jungtertiärer, submariner Entstehung sein.

Über dem Miocän kommen noch Conglomerate und Sandsteine der „Terrace-Formation“ vor, welcher pliocänes Alter zugeschrieben wird, und die auch die Eruptivgesteine noch überlagert.

Aus der Einzelbeschreibung der massigen Gesteine und Formationen verdient Folgendes hervorgehoben zu werden.

Der Santa Lucia Granit ist durch seine bis 10 cm grossen, porphyrischen Einsprenglinge von Orthoklas charakterisirt. Häufig zeigen diese selbst eine Art paralleler Anordnung, wie man sie in Fluidalstructures zu finden gewohnt ist; mechanische Einflüsse zeigen sich im Gesteine nur durch viele kleine Risse und Sprünge, sowie die dadurch bedingte geringere Widerstandsfähigkeit. In den grossen Feldspatheinsprenglingen finden sich zahlreiche Einschlüsse von anderen Feldspathen, Quarz, Biotit und Muscovit, welche an den Grenzen des Krystallindividuums mit der Grundmasse sich mengen; die grossen Orthoklase haben auf die von ihnen eingeschlossenen



Mineralien einen orientirenden Einfluss ausgeübt, der sich z. B. beim Quarze so zeigt, dass seine verticale Axe ganz oder nahezu senkrecht auf OP des Orthoklases steht.

Eine Bauschanalyse zeigt folgende Zusammensetzung dieses Granites:

Si O <sub>2</sub> . . . . .	71,63
Ti O <sub>2</sub> . . . . .	Spur
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	13,86
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,46
Fe O . . . . .	2,76
Ca O . . . . .	3,26
Mg O . . . . .	Spur
K <sub>2</sub> O . . . . .	2,65
Na <sub>2</sub> O . . . . .	3,40
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,20
Glühverlust . . . . .	0,59
	<hr/>
	99,11
Spec. Gewicht . . . . .	2,68

In der Monterey Series ist die Bildung der „Weissen Schiefer“ von Interesse. Nach dem Auffinden der zahlreichen Infusorien- und Radiolarienreste hatte man bei dem eigenthümlichen Charakter der ganzen, über 1000 Fuss mächtigen Bildung dieselbe als organischen Ursprungs betrachtet. Die mikroskopische Untersuchung aber zeigte, dass dies nur zum kleinsten Theile richtig ist, und dass ein bei weitem grösserer Theil durch die Anhäufung der feinen, sehr saueren Asche eines vulcanischen Ausbruches entstanden sein muss. Auch die Analyse spricht für diese Auffassung; es wurden gefunden:

Si O <sub>2</sub> . . . . .	86,89
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	2,32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,28
Ca O . . . . .	0,43
Mg O . . . . .	Spur
K <sub>2</sub> O . . . . .	1,26
Na <sub>2</sub> O . . . . .	2,32
Glühverlust . . . . .	4,89
	<hr/>
	99,39

Diese Zusammensetzung entspricht etwa einem sehr saueren Natron-Rhyolith. Bei Berkeley kommt ein derartiger Rhyolith vor über erodirter Kreide und von Kiesen vielleicht pliocänen Alters überlagert.

Das den Carmelait charakterisirende neue Mineral, der Iddingsit, ist ein wasserhaltiges, thonerdefreies Silicat von Eisen, Kalk, Magnesia und Natrium. Es gehört dem rhombischen System an; seine optische Axenebene liegt im  $\infty P \infty$  und  $\alpha = a$ ,  $\beta = c$ ;  $\alpha$  ist spitze Bisectrix. Die Doppelbrechung ist stark; der Brechungsexponent aber niedrig. Es scheint ein Umwandlungsproduct von Olivin, oder ein dem Olivin nahestehendes Mineral zu sein, obwohl noch keine Übergangsstadien bekannt sind.

Der Carmeloit hat folgende chemische Zusammensetzung:

Si O <sub>2</sub> . . . . .	52,83
Ti O <sub>2</sub> . . . . .	Spur
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	17,67
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	7,50
Fe O . . . . .	1,68
Ca O . . . . .	7,35
Mg O . . . . .	2,47
K <sub>2</sub> O . . . . .	2,52
Na <sub>2</sub> O . . . . .	6,61
Glühverlust . . . . .	2,32
	<hr/>
	100,95
Spec. Gewicht . . . . .	2,80

Das Gestein tritt an verschiedenen Punkten auf und trägt den Charakter von Strömen; diese sind jedenfalls jünger als die Carmelo-Series, wahrscheinlich auch jünger als die Monterey-Serie, aber älter als die Terrace-Formation; im Gebiete von San José sind diese Laven nachweisbar submarin im Delta des San José Creek entstanden und zwischen dessen Conglomeraten gelagert.

Von hohem Interesse sind auch die Veränderungen im Stande des Meeresspiegels während der letzten geologischen Zeiträume an diesem Theile der californischen Küste. Bis zu Höhen von 800 Fuss kommen die Spuren ehemaliger Strandbildungen vor: Terrassen, Deltabildungen, Bohrlöcher von *Pholas*, Ablagerungen von Sanden, Kiesen und Conglomeraten.

Während der Hebung der Küste fanden auch Verlegungen der Flussläufe statt, die von Neuem durch den Granit gebahnt werden mussten; die unterseeischen Thäler aber, welche an verschiedenen Stellen der californischen Küste zu beobachten sind, will Verf. lieber auf tektonischen Ursprung als auf reine Erosion zurückführen.

K. Futterer.

**Charles Hayes:** *Geology of a portion of the Coosa valley in Georgia and Alabama.* (Bull. Geol. Soc. Amer. 5. 465. pl. 18. 1894.)

Die dem südlichen Theile der Appalachen angehörige Gegend wird von cambrischen, silurischen, devonischen und carbonischen Schichten zusammengesetzt, die eine Reihe NO., bezw. ONO. streichender Falten bilden. Zu den bemerkenswerthesten tektonischen Erscheinungen gehören Überschiebungen (thrust faults), die in kleinere und in grössere getrennt werden. Die ersteren besitzen bei ziemlich steilem SO.-Fallen meist ein nördliches Streichen. Die letzteren dagegen streichen östlich bis nordöstlich und fallen unter Winkeln von nur 10—15° nach SO. ein. Zu ihnen gehört ausser der vom Verf. schon früher beschriebenen Rome fault noch die erst neuerdings nachgewiesene Coosa fault. Von Interesse ist bei diesen grossen, flachen Überschiebungen, dass während die über der Über-

schiebungskluft liegenden Schichten nur eine verhältnissmässig geringe mechanische Einwirkung erkennen lassen, die unterliegenden stark gestaucht, zerknittert und von Gleitflächen durchzogen, ja stellenweise in eine die Kluft erfüllende Breccie umgewandelt sind.

Der Umstand, dass die kleineren Überschiebungen an den grösseren abschneiden, weist auf ein jüngeres Alter dieser letzteren hin. Nach Verf. hätten sich zuerst die Schichtenfalten, dann die kleineren Überschiebungen gebildet, beide infolge tangentialen Druckes und starker Belastung durch überliegende Schichtenmassen. Erst viel später, nach einer langen Periode der Denudation, die einen grossen Theil der oberflächlichen Schichten beiseitigte, entstanden, ebenfalls durch seitlichen Druck, die flachen grösseren Überschiebungen. Dass auch nach ihrer Entstehung der Seitendruck noch fortgewirkt hat, zeigt die bei der Rome fault nachgewiesene, unebenflächige, wellenförmig auf und ab steigende Beschaffenheit der Überschiebungskluft. [Diese interessanten Ergebnisse stimmen in bemerkenswerther Weise mit denjenigen der Geologen der englischen Survey im schottischen Hochlande (Qu. J. G. Soc. 1888. p. 378) überein. Ref.] Die gebirgsbildenden Kräfte haben nach Verf., allerdings mit Unterbrechung, fast die ganze palaeozoische Zeit hindurch gewirkt, um ihre grösste Stärke gegen Schluss der Carbonperiode zu erreichen.

Kayser.

## Archäische Formation.

**Ferdinand Löwl:** Der Gross-Venediger. (Jahrb. geol. Reichsanst. 44. 515—532. 1894.)

Das Kerngestein der Tauern, für das sich der Name Centralgneiss eingebürgert hat, ist ein echter intrusiver Granit. Der Nachweis für diese Behauptung wird erbracht durch die Beschaffenheit des Gesteins und sein Verhalten zur Umgebung. Basische Concretionen, welche als Leitmerkmal für die Erkennung intrusiver körniger Massengesteine dienen können, finden sich nicht nur in dem granitischen Gestein, welches PETERS als Centralgneiss ausgeschieden hat, sondern lassen sich auch in den druckschieferigen Randpartien als langgezogene Linsen wieder erkennen. Charakteristisch sind ferner die weissen aplitischen Adern. Das Kerngestein hat an manchen Stellen ausgeprägte aplitische Randfacies mit porphyrtartig hervortretenden Orthoklaskörnern; an anderen Stellen ist sie durch eine lediglich concretionsfreie Ausbildung des Gesteins vertreten.

Beweisend für die intrusive Natur des Gesteins ist vor allem das Verhalten zum Nebengestein. Treffliche, leicht zugängliche Aufschlüsse bietet die Birlucke (fälschlich Birnlücke, Übergang vom obersten Krimler in das oberste Ahrn-Thal), an der Südflanke des Kernes gelegen.

Die Felsen NW. vom Joch bestehen aus Biotitgranit, in dem sich lagenweise eine schwache Flaserung ausprägt. In einem Abstände von 50 m vom Joch geht das Kerngestein zunächst in einen knollenarmen, dann in einen knollenlosen zweiglimmerigen Flasergranit über, aus dem

sich auf der Jochhöhe ebenso allmählich ein weisser blätteriger Muscovitgneiss entwickelt. Diese etwa 30 m mächtige Lage ist durch Druckschieferung aus der aplitischen Randfacies hervorgegangen, welche an anderen Stellen, beispielsweise am Nordrand, im Krimler Achenthale besser erhalten und nur von einzelnen als Muscovitgneiss entwickelten Quetschzonen durchzogen ist. Über dem Muscovitgneiss folgt mit concordanter, steil SSO. geneigter Lagerung der Schiefergneiss der Schieferhülle, ein feldspatharmes, glimmerschieferähnliches Gestein, das Hauptgestein zwischen dem Tauernkamm und dem Pusterthal. Im Bereiche des Granites ist dieser Schiefergneiss bis auf 2 km Entfernung durch granitische Lagergänge gebändert, von granitischen Adern durchschwärmt und stellenweise diffus mit Granit durchtränkt. Die Lagergänge und Adern bestehen aus aplitischem Granit. Diese Erscheinungen haben veranlasst, dass man früher von einem Übergang der Schieferhülle in den Centralgneiss gesprochen hat.

LÖWL verfolgt nun im einzelnen den Verlauf der Grenze zwischen der Schieferhülle und dem granitischen Kern. Diese Details, die durch Kartenskizzen und Profile verdeutlicht werden, müssen im Original eingesehen werden. Während der Verlauf der Grenze im westlichen Theil des Südfügels von der Birlucke bis zum Venediger ziemlich einfach ist, werden die Verhältnisse gegen das Ostende verwickelter und erreichen die grösste Complication am Nordrande. Hier ist der Granitkern durch eine im Streichen liegende Verwerfung abgeschnitten, so dass auf der Platte bei Kriml in einem Grabenbruch relativ wenig umgewandelte Glanzschiefer und Kalke, welche schon PETERS als zur Trias gehörig angegeben hat, an Kerngranit stossen. Über die Verwerfungsfläche stürzt die Krimler Ache in den berühmten Wasserfällen 400 m tief herab. Die Sprunghöhe des ganzen Werwurfes ist aber noch viel bedeutender.

Tiefer einwärts, im Krimler Achenthal, wechselt Granit mehrfach mit Gesteinen der Schieferhülle, welche in schmalen Lagen eingekeilt erscheinen, nach Osten an Breite gewinnen, während der Granit in drei Zungen sich ausspitzt. LÖWL bringt den Nachweis, dass die Grenzen dieser Zungen vielfach nicht ursprüngliche Intrusionsgrenzen sind, sondern durch streichende Verwerfungen gebildet werden, die sich aber doch im Grossen und Ganzen in der Nähe der ursprünglichen Intrusionsgrenzen halten. Das Gestein der Schieferhülle zwischen den Granitzungen besteht grossentheils aus Hornblendeschiefern, die ebenso die aplitische Aderung erkennen lassen, wie die Schiefergneisse der Südflanke. Um das Ostende der östlichsten Granitzunge kann man den Übergang der Schiefergneisse in die Amphibolite verfolgen. Die Amphibolite bekunden im Contactbereich die metamorphe Beeinflussung durch einen beträchtlichen Biotitgehalt. Tief im Inneren des Granitkernes erscheint am NO.-Rand des Krimler Keeses eine Scholle von Schiefergneiss in den Granit eingekeilt, welche nichts von der aplitischen Aderung erkennen lässt und nur durch Verwerfung in diese Situation gebracht sein kann. [In wesentlichen Punkten, so namentlich in der Auffassung des „Centralgneiss“ als eines intrusiven Granites stimmt die Darstellung Löwl's mit der jüngst von E. WEINSCHENK publicirten überein. Jedoch sind



mehrere Unterschiede vorhanden. WEINSCHENK findet es schwierig, die Grenze zwischen Granit und Gneiss zu ziehen, weil er vieles als alten Gneiss der Schieferhülle anspricht, was LÖWL als druckschieferige Rand-facies zum Kern zieht. Auch ist die Rolle secundärer Druckschieferung nach LÖWL's Darstellung bedeutender, als WEINSCHENK sie hinstellt. Es scheint dem Referenten, dass WEINSCHENK auch in der Beurtheilung der mineralogischen Zusammensetzung und der Structur die Druckwirkungen nach der Gesteinsverfestigung unterschätzt. Gegenüber der von WEINSCHENK ersonnenen Vorstellung der Piëzokrystallisation möchte Ref. bemerken, dass ihm auch nach Lesung der Darlegung WEINSCHENK's die secundäre, d. h. im bereits starren Zustande des Gesteins erfolgte Ausbildung der Zoisit- und Glimmer-Einschlüsse der Plagioklase wahrscheinlicher vorkommt, und möchte noch hinzufügen, dass möglicherweise das kleinere Molecularvolumen der Neubildungen, verglichen mit dem durch magmatische Erstarrung gelieferten Material, eine Rolle spielt.]

F. Becke.

## Palaeozoische Formation.

**M. L. Cayeux:** Les preuves de l'existence d'organismes dans le terrain précambrien. (Première note sur les radiolaires précambriens.) (Bull. soc. géol. de France. (3.) 22. 197. 1 Taf. Profile.)

—, Sur la présence de Foraminifères dans les Terrains précambriens de Bretagne. (Compt. rend. etc. 18. Juni 1894. 3 S. Mit Textbild.)

Das Vorkommen mächtiger, klastischer Formationen zwischen Cambrium und dem Urgneiss bzw. Urglimmerschiefer ist durch neuere Forschungen in allen Theilen der Erde nachgewiesen. Nachdem NATHORST die häufig wiederholte Hypothese des organischen Ursprungs der Graphite und Kalke des Urgneisses erfolgreich widerlegt hat, bleibt die weitere Frage offen, ob wir möglicherweise in den mächtigen präcambrischen Ablagerungen die Vorfahren der bereits stark differencirten cambrischen Fauna finden können. Dass dem skeletführenden Stadium der verschiedenen wirbellosen Thiergruppen ein skeletloser Urzustand vorangegangen, erscheint vollkommen einleuchtend. Trotzdem besteht die theoretische Möglichkeit, dass das Skeletstadium bereits in den letzten Abschnitten der präcambrischen Aera erreicht wurde, und thatsächlich werden auch aus den präcambrischen Grand-Cañon-Series, sowie aus dem ungefähr gleichalten, die *Olenellus*-Schichten unterlagernden Torridon-Sandstein Schottlands nicht nur Wurmröhren, sondern auch Hyolithen citirt. Bei der unvollkommenen Erhaltung dieser Reste verdient das Vorkommen von Protozoen in den kohligen Kieselschiefern (Phtanites) der Bretagne besondere Beachtung. Rundliche, winzig kleine, organische Körper wurden zuerst von BARROIS entdeckt. CAYEUX hat neben einfachen und zusammengesetzten, nicht näher bestimmbarcn Foraminiferen eine Anzahl von Radiolarien

generisch bestimmen können. Allerdings ist der Erhaltungszustand so ungünstig, dass nur ein einziger Durchschnitt von Ville-au-Roi-en-Maroué (Bezirk Lamballe) die 34 bestimmbaren, auf der beigegeführten Tafel abgebildeten Formen geliefert hat. An dem organischen Ursprung der abgebildeten Formen dürfte nicht zu zweifeln sein; Rüst, einer der besten Kenner fossiler Radiolarien, hält dieselben allerdings wegen ihrer minimalen Grösse für Globigerinen. Verf. hat hingegen die gefundenen Reste in das HAECKEL'sche System der Radiolarien einzureihen vermocht und eine Anzahl von Formen mit Sicherheit bzw. Wahrscheinlichkeit auf bekannte Gattungen oder Familien bezogen. Von der Aufstellung besonderer Arten oder neuer Gattungen wurde abgesehen. Die meisten Radiolarien gehören zu der HAECKEL'schen Legion Spumellaria; unter ihnen ist die Familie Liosphaeridae bzw. die zu ihr gehörige Gattung *Cenosphaera* am verbreitetsten; ferner sind zu erwähnen: *Carposphaera*, *Xiphosphaera*, *Staurosphaera*, *Acanthosphaera*, *Cenellipsis* und *Spongurus*. Zu der weniger häufigeren Legion Nassellaria gehören u. a. *Tripocalpis*, *Tripilidium*, *Archicorys*, *Dictyocephalus* und *Dicolocapsa*. Hervorzuheben ist der Umstand, dass die meisten Gattungen dieser uralten Radiolarien noch in den heutigen Meeren leben, — eine Beobachtung, die von Rüst und Hinde in ähnlicher Weise an den silurischen Formen gemacht worden ist. Im Vergleich mit den letzteren ist die Thatsache bemerkenswerth, dass die präcambrischen Formen höher entwickelt sind, was Verf. in zutreffender Weise durch die Lückenhaftigkeit unserer Kenntnisse erklärt. Eine Tabelle zeigt, dass die Gattungen in den heutigen Meeren etwa zu gleichen Theilen in der Tiefe und an der Meeresoberfläche leben. [Noch wichtiger als die zoologische Stellung dürfte die Beantwortung der Frage sein, ob die Phyllite von St. Lô, in denen die Radiolarien-Kieselschiefer als Einlagerung und Gerölle vorkommen, wirklich präcambrisch sind. Die Phyllite von St. Lô wurden von den älteren Autoren, von DE LAPPARENT und anfänglich auch von BARROIS zum Cambrium gestellt. Später parallelisirte BARROIS (u. a. auch BIGOT) die purpurrothen Conglomerate von Montfort (= poudingue de Fréhel) nebst den hangenden Sandsteinen von Ergny dem englischen Cambrium, speciell den Basalconglomeraten von Llanberis. Die Formation der Phyllite, welche im Norden der Bretagne klastisch entwickelt ist, im Süden durch Dynamometamorphose krystalline Beschaffenheit angenommen hat, rückte also in das Präcambrium hinab. Immerhin ist zu berücksichtigen, dass diese Altersdeutung nun auf petrographischen und tektonischen Analogieen beruht, deren Beweiskraft nicht zwingend ist. Eine cambrische Fauna ist bisher in der Bretagne nicht gefunden worden; die älteste palaeontologisch bestimmte Schichtenreihe ist der tiefuntersilurische Grès armoricain. Das präcambrische Alter der Phyllite und Kieselschiefer, für welches CH. BARROIS eintritt, ist somit wahrscheinlich, aber nicht thatsächlich bewiesen. Ref.]

Frech.

**Fritz Nötling:** On the cambrian formation of the Eastern Salt Range. (Rec. geol. surv. of India. 27. 71—86. 1894. pl. 3.)

Obwohl erst eine vorläufige Mittheilung, enthält der Aufsatz doch eine ganze Reihe wichtiger Beobachtungen, die uns das bisher noch so wenig bekannte, indische Cambrium in einem wesentlich anderen Lichte erscheinen lassen, als die Angaben früherer Forscher.

Verf. gliedert die cambrischen Ablagerungen der Salzkette von oben nach unten folgendermaassen:

4. Bhaganwalla-Gruppe oder Zone der Steinsalz-Krystalloide.

3. Jutana-Gruppe oder Magnesian sandstone.

2. Khussak-Gruppe oder *Neobolus*-Schichten.

1. Khewra-Gruppe oder rother Sandstein.

Die tiefste Gruppe (1) ist 200—400' mächtig, enthält Wellenfurchen und Salz, aber keine Versteinerungen.

Die 20—150' dicken *Neobolus*-Schichten werden in folgende 5 Unterabtheilungen zerlegt:

e) *Olenellus*-Zone mit Trilobiten (wahrscheinlich *Olenellus*), Trimerelliden und anderen Brachiopoden.

d) Zone mit *Neobolus Warthi* WAAGEN.

c) Oberer Anneliden-Sandstein.

b) Zone mit *Hyolithes Winnei* WAAG.

a) Unterer Anneliden-Sandstein.

Die Jutana-Gruppe, die mit Unrecht als Magnesian sandstone bezeichnet wird, da das Gestein ein Dolomit mit beigemengten Quarzkörnern ist, hat dem Verf. zum ersten Male Versteinerungen geliefert. Besonders wichtig ist eine Art der altcambrischen WALCOTT'schen Gattung *Stenotheca*, weil sie für ein untercambrisches Alter der Jutana-Gruppe spricht.

Die oberste Gruppe (4) enthält nach den bisherigen Erfahrungen keine Versteinerungen.

Eine Reihe von detaillirten Profilen schliesst die Arbeit, wonach die *Neobolus*-Schichten noch älter wären als die bisher als der tiefste Horizont des Cambrium betrachtete *Olenellus*-Stufe und überhaupt die älteste bis jetzt nachgewiesene Fauna einschliessen würden. **Kayser.**

**Charles Walcott:** Palaeozoic intra-formational conglomerates. (Bull. geol. Soc. Amer. 5. 1894. 191. pl. 5—7.)

Die Geologen pflegen dem Auftreten von Conglomeraten in einer Schichtenfolge grosse Bedeutung beizulegen, da sie darin einen Hinweis auf plötzliche, meist mit stärkeren Bodenbewegungen verbundene Änderungen der Sedimentationsverhältnisse erblicken. Während daher das Vorhandensein von Conglomeraten an der Basis einer Formation nicht befremdet, so überrascht es, solche inmitten einer stratigraphisch einheitlichen Schichtenfolge anzutreffen. Dennoch sind Beispiele von „intraformationalen“ Geröllablagerungen im nordamerikanischen Palaeozoicum nicht selten. Verf.



beschreibt ihrer eine ganze Reihe und veranschaulicht einen besonders ausgezeichneten Fall aus der Gegend von York in Pennsylvanien durch drei Photographien. Ohne irgendwelche Discordanz tritt hier ein Conglomerat mit grossen Kalkgeschieben inmitten dünngeschichteter Kalksteine auf. Sowohl im Liegenden als auch im Hangenden haben sich Versteinerungen der untercambrischen *Olenellus*-Zone gefunden. — Zur Erklärung derartiger Vorkommen nimmt Verf. eine schwellen- oder kuppelförmige Hebung eines Theils des Meeresbodens über den Seespiegel an, in deren Gefolge eine Zerstörung und Wiederablagerung der trocken gelegten Sedimente stattfand. Der Umstand, dass dabei Conglomerate entstanden, beweist, dass die Umwandlung des ursprünglichen Kalkschlammes in festen Kalkstein sehr rasch eingetreten sein muss. **Kayser.**

**Philip Lake:** The Denbighshire series of South Denbighshire. (Quart. Journ. Geol. Soc. Lond. 51. 1895. 9.)

Zusammenhängend mit den mangelhaften Aufschlüssen der hügeligen, auf weite Strecken mit Heidekraut bedeckten Gegend, der Seltenheit der Versteinerungen und den verwickelten Lagerungsverhältnissen war bisher in ganz England kein altpalaeozoisches Gebiet so wenig bekannt wie dasjenige des südlichen Denbighshire (im nördlichen Wales). Diese Lücke auszufüllen ist der Zweck der vorliegenden Arbeit. Sie lehrt uns, dass die obersilurischen Ablagerungen, mit denen allein sie sich beschäftigt, in Denbighshire wesentlich ähnlich ausgebildet sind, wie im schottischen Seeengebiet und in Schonen, d. h. als eine mächtige Folge von Graptolithenschiefern, eine Entwicklungsform, die zwar von der kalkig-mergeligen Entwicklung des classischen Silur in Shropshire u. s. w. erheblich abweicht, aber trotzdem in Grossbritannien eine viel grössere Verbreitung besitzt als jene.

Die „Denbighshire Series“ wird vom Verf. in aufsteigendem Sinne folgendermaassen gegliedert:

1. Pen-y-glog Slates mit *Monograptus personatus*, *prionon* und *vomerinus*, *Retiolites Geinitzianus*, *Cyrtograptus Murchisoni* etc.
2. Pen-y-glog Grit mit unsicheren Pflanzenresten, *Meristella tumida* etc.
3. Moel Ferna Slates mit *Monograptus Flemingi* und *prionon*.
4. Nantglyn Flags mit *Monograptus colonus*, *Cardiola interrupta*, *Orthoceras primaevum* etc.
5. Upper Gritty beds.
6. *Leintwardinensis* beds mit *Monograptus leintwardinensis* etc.
7. Dinas Bran beds mit *Dayia navicula*, *Rhynchonella nucula*, *Bellerophon expansus* etc.

Die stratigraphischen Beziehungen dieser Schichtenfolgen zu den gleichalterigen Bildungen Mittel-Englands und Schottlands werden durch nachstehendes Schema veranschaulicht:



	Mittel-England	Nord-Wales	Seen-District
Clunian	Downton Sandstone Upper Ludlow Shales Aymestry Limestone Leintwardine Flags	Dinas Bran beds  <i>Leintwardinensis</i> beds	Kirkby Moor Flags  Bannisdale Slates
Salopian	Lower Ludlow Shales  Wenlock Limestone  Wenlock Shale	Upper Gritty beds Nantglyn Flags Moel Ferna Slates Pen-y-glog Grit Pen-y-glog Slates	Coniston Grits Upper } Coldwell Middle } beds Lower } Brathay Flags

Kayser.

**K. A. Penecke:** Das Grazer Devon. (Jahrb. d. geol. Reichsanst. Wien. 43. 1893. 567. 6 Taf.)

Ein 44 Nummern umfassendes Literaturverzeichnis beweist, dass zahlreiche Forscher sich mit der Geologie des Grazer Devongebietes beschäftigt haben. Doch wird hier zum ersten Male der durchaus gelungene Versuch gemacht, die stratigraphischen Verhältnisse des Devon zu schildern und gleichzeitig die in mancher Beziehung von dem westlichen Devon abweichenden Versteinerungen zu beschreiben. Der Gang der Erkenntnis zeigt eine merkwürdige rückläufige Bewegung: v. HAUER hat auf Grund der Bestimmungen F. RÖMER's die Korallenkalke der nächsten Umgegend von Graz dem Mitteldevon zugerechnet und den des Clymenienkalkes von Steinbergen als Oberdevon bestimmt. Die letztere Auffassung hat sich gegenüber einigen neuerdings erhobenen Zweifeln als richtig erwiesen. Verwirrung hat 1884 STACHE dadurch hervorgerufen, dass er die verschiedenen Erhaltungszustände des häufigen *Heliolites Barrandei* mit verschiedenen bekannten Silurarten identifizierte und wesentlich infolge dieses Irrthums in dem einheitlichen Korallenkalk 3 Horizonte des Obersilur, „Übersilur“ (Hercyn), Unterdevon und ? Mitteldevon unterschied. Ref. überzeugte sich 1885 von der Unrichtigkeit dieser Annahmen und stellte wesentlich die ältere Auffassung wieder her.

Dem Verf. ist es im Verlaufe längerer Untersuchungen gelungen, eine weitere Gliederung des Mitteldevon durch den Nachweis der *Calceola sandalina* und des Vorkommens von Aequivalenten des Stringocephalenkalkes am Hochlantsch durchzuführen. Weiter weist derselbe in dem aus Quarzit und Dolomit bestehenden Unterdevon, sowie in dem zum Obersilur gestellten „unteren Crinoidenkalk“ einigermaßen bestimmbare Versteinerungen nach. Den historischen Korallenkalk von Graz mit *Heliolites Barrandei*, dessen Einheitlichkeit er ebenfalls anerkennt, glaubt Verf. jedoch im Sinne einer früher von R. HOERNES vertretenen Auffassung dem Mitteldevon zurechnen zu müssen.

Verf. gliedert Devon und das ältere Palaeozoicum von Graz folgendermaßen:

Untercarbon.	Schwarze Thonschiefer am Eingange des Schlosswastelgrabens	} Concordante Lagerung
Oberes Oberdevon.	Clymenienkalk von Steinbergen und dem Eichkogel bei Reuss (discordant auf Obersilur und Unterdevon)	
Unteres Oberdevon.	Lücke und Discordanz	
Mitteldevon [nach Verf.]	Mitteldevon nach Ansicht des Ref.	} Concordante Schichtenfolge
	(Hochlantschkalk, Bank mit <i>Cyath. quadrigeminum</i> und <i>Alv. suborbicularis</i> <i>Calceola</i> -Schichten mit <i>Hel. porosus</i> , <i>Alv. suborbicularis</i> , <i>Spir. undiferus</i> , <i>Cyst. vesiculosum</i> )	
	Kalkschiefer der Hubenhalt (= <i>Cultrijugatus</i> -Schichten) mit <i>Hel. porosus</i> , <i>Alv. suborbicularis</i> , <i>Cyath. caespitosum</i> , <i>End. elongatum</i>	
	Kalk mit <i>Heliolites Barrandei</i> . (Historischer Korallenkalk von Graz mit der reichen (im Text erwähnten) Fauna von Korallen und Brachiopoden. [Oberes Unterdevon. Verf.]	
Unterdevon.	Quarzitstufe (Dolomite mit <i>Striatopora</i> cf. <i>Suessi</i> , Quarzite; Diabase und Melaphyrdecken im Hangenden)	
Obersilur.	Nereitenschiefer (früher <i>Bythotrephis</i> - oder Chondritenschiefer) und untere Crinoidenkalke mit <i>Pentamerus Barrandei</i>	
Tieferes Silur	Semriacher Schiefer	} Discordanz
	Schöckelkalk (bezw. Marmor)	
	Grenzphyllit mit Crinoiden (Peggau und Deutsch-Feistritz)	
Urgebirge		

Abgesehen von der Einfügung der neuentdeckten, höheren Mitteldevon-horizonte besteht die einzige Abweichung von der früheren Auffassung des Ref. in den Zurechnungen der Korallenkalk mit *Heliolites Barrandei* zum Unterdevon. Ein Blick auf das Verzeichniss der Versteinerungen und die sonst bekannte verticale Vertheilung derselben erweist jedoch das Irrthümliche dieser Anschauung. Wenn man im Sinne der neuerdings von E. KAYSER vertretenen Anschauung die böhmischen *Dalmania*-Kalk (G<sub>1</sub>) noch zum Mitteldevon rechnet, so fehlt überhaupt jeder Beweis für die Zugehörigkeit zu dieser Abtheilung; ein nicht genauer bestimmbarer Rest, der *Strophomena bohemica* ähnelt, kommt gegenüber zahlreichen, z. Th. in das obere Mitteldevon hinaufgehenden Arten nicht in Betracht. Als solche nennt Ref. *Aulopora minor* und *conglobata*, *Cyathophyllum caespitosum*, *Favosites cristatus* (*Pachypora*) und *F. Ottilliae*<sup>1</sup>, *Stromatopora concentrica*,

<sup>1</sup> Im höheren Mitteldevon der *Calceola*-Schichten von Graz.

*Monticulipora fibrosa*, *Cupressocrinus*, *Spirorbis omphalodes*, *Spirifer speciosus*, *Atrypa aspera*, *Murchisonia bilineata*, *Orthoceras victor* ( $G_3$  in Böhmen), deren Vorkommen nach dem Verf. für unterdevonisch spricht. Auch der grosse gerippte *Pentamerus* mit kleinem Zahnstützenapparat gehöre einer Gruppe an, die zwar im obersten Unterdevon (*P. rhenanus*) beginnt, aber erst im unteren Mitteldevon (*P. Oehlerti* in Südfrankreich, *P. baschkiricus*) ihre Hauptentwicklung erlangt. Die vom Verf. angezogene Vergleichung mit der Schichtenfolge der Karawanken beweist ebenfalls das mitteldevonische Alter der Kalke mit *Heliolites Barrandei*; dieselben werden hier nicht von älterem Unterdevon (F), sondern von Kalken mit *Phacops Sternbergi* ( $G_1$ , höheres Unterdevon oder Mitteldevon) unterlagert.

Mit dieser Horizontirung stimmt die Fauna der *Calceola*-Schichten von Graz vortrefflich überein. Das Zusammenvorkommen von *C. sandalina* mit *Spirifer undiferus*, *Cystiphyllum pseudoseptatum*, *Endophyllum elongatum* würde in der Eifel den unteren Stringocephalenkalk kennzeichnen. Ebenso kommen die für die angeblichen „*Cultrijugatus*-Schichten“ der Hubenhalt bezeichnenden Korallenarten (vor allem *Endophyllum elongatum* und *Cyathophyllum caespitosum*) in der Eifel erst von den oberen *Calceola*-Schichten an vor, so dass der Vergleich mit diesem Niveau am nächsten liegt.

In einer „Faunentafel“ wird ein vollständiges Verzeichniss aller bisher bei Graz beobachteten Arten gegeben, während im palaeontologischen Theil die unvollkommen bekannten oder neuen Arten besprochen werden. Das Hauptinteresse nehmen die Korallen in Anspruch, welche bei Graz auch der Zahl nach die übrigen, meist mangelhaft erhaltenen Fossilien überwiegen. Die Fauna der drei höheren Mitteldevonhorizonte stimmt fast durchweg mit der der Eifel überein. Hingegen zeigt die Fauna der älteren Kalke mit *Heliolites Barrandei* schon im Auftreten dieses Leitfossils provinzielle Eigenthümlichkeiten, insbesondere das Auftreten von den eigenthümlichen grossen Pentameren, von *Zaphrentis cornu-vaccinum* PEN. (verwandt mit *Z. gigantea*). Ebenso gehören die meisten Cyathophylliden, Favositiden und je eine *Syringopora*, ein *Amplexus* und ein *Coelophyllum* besonderen Arten an. Bei der weiten Verbreitung, welche devonische Korallenarten sonst besitzen, sind diese Verschiedenheiten erwähnenswerth.

[Die vorstehenden Eigenthümlichkeiten entsprechen der allgemeinen Entwicklung des devonischen Meeres: Das Unterdevon ist eine Periode weitgehender Differencirung einzelner Meeresbecken; das höhere Mitteldevon und Oberdevon ist durch die weltweite Verbreitung einer einheitlichen Fauna ausgezeichnet. Im unteren Mitteldevon (*Calceola*-Schichten, Upper Helderberg, *Barrandei*-Schichten) verschwindet die Differencirung der Faunen.

Einige Korallenbestimmungen des Ref. sind zu berichtigen. Das neue Genus *Thamnophyllum* (= *Fascicularia* DYB. = *Fasciphyllum* SCHLÜTER) entspricht nach Verf. der Gruppe des *Cyathophyllum caespitosum* ex parte. Es bleibt Sache des subjectiven Ermessens, die verschiedenen vom Ref.



unterschiedenen Gruppen von *Cyathophyllum* als Vertreter besonderer Gattungen oder Untergattungen aufzufassen (also *Thamnophyllum* event. = Gruppe des *Cyathophyllum caespitosum*). Doch ist es nach den zahlreichen, vom Ref. veröffentlichten Beobachtungen nicht angängig, die schon im Individuum wechselnde Breite der Blasenzone und andere unbeständige Merkmale des Endothekalgewebes als Gattungskennzeichen zu verwerthen. Ebenso beruht die Gattung *Spiniferina* = *Acanthodes* DYB. auf einem Versehen; Verf. hat zwar die Fischgattung *Acanthodes* gekannt, für welche der Name DYBOWSKI's schon vergeben war, jedoch andererseits nicht beachtet, dass LINDSTRÖM das Zusammenfallen von *Acanthodes* DYB. mit *Pholidophyllum* nachgewiesen hat; *Spiniferina devonia* PEN. gehört nicht zu *Pholidophyllum*, sondern zu *Coelophyllum* F. ROEM. und ist eine wohlcharakterisirte Art. Endlich ist die hinfällige Gattung *Spongophyllum* durch *Endophyllum* zu ersetzen. Ref.] Frech.

**Ch. R. Keyes:** The principal Mississippian Section. (Bull. of the Geol. soc. of America. 3. 1892. 283.)

Für Jemanden, der nicht Specialist im nordamerikanischen Carbon ist, erscheint es fast eine Unmöglichkeit, sich unter der grossen Menge von „Groups“ mit Localnamen zurechtzufinden. Es ist daher eine dankenswerthe Arbeit des Verf., die berühmten Profile im Unter-Carbon am Mississippi zusammenhängend zu besprechen und das gegenseitige Verhältniss der einzelnen Unterabtheilungen in aller Kürze übersichtlich zu behandeln.

Nach einer kurzen historischen Vorbemerkung werden die wichtigsten der genannten Profile gegeben und gezeichnet. Aus ihnen ergibt sich eine Gliederung der „Mississippian series“ in vier Groups nach folgendem Schema:

Mississippian series	Kaskaskia group	{ Chester shales.
		{ Kaskaskia limestone.
		{ Aux Vases sandstone.
	St. Louis group	{ Ste. Genevieve limestone.
		{ St. Louis limestone.
		{ Warsaw limestone (in part; not typical).
	Osage group	{ Warsaw shales and limestone (typical).
		{ Geode bed.
		{ Keokuk limestone.
		{ Upper Burlington limestone.
	Kinderhook group	{ Lower Burlington limestone.
		{ Chouteau limestone.
		{ Hannibal shales.
		{ Louisiana limestone.

In der Kinderhook group sind die beiden unteren Glieder auch bezeichnet worden als „Vermicular sandstone“ und „Lithographic limestone“. Letzterer zeigt nahe Beziehungen zum Devon und ist etwa 60' mächtig.



Die Vereinigung des Keokuk- und Burlington-Kalkes zu einer Gruppe beruht lediglich auf palaeontologischen Gesichtspunkten. Die Coal Measures spielen in dem besprochenen Gebiet nur eine geringe Rolle, es tritt fast nur der basale Sandstein mit den begleitenden Schiefern auf, welcher discordant auf den verschiedenen Schichten des Subcarbon oder auf Devon liegt.

Holzapfel.

**J. C. White:** The Mannington oil field and the history of its development. (Bull. of the geol. soc. of America. 3. 1892. 187.)

Das Mannington-Ölgebiet liegt in Marion-county, West-Virginia, und ist eine Fortsetzung des Mount Morris-Gebietes in Pennsylvanien. Es liegt auf dem Westflügel des Indiana-Sattels. Das Öl befindet sich in dem Pecono-Sandstein, dem tiefsten Gliede des Carbon, welches auch in anderen Gegenden Petroleum, Gas und Asphalt liefert. In Pennsylvanien hat man den Sandstein „Big Injun“-Sand getauft. Das Öl ist nicht gleichmäßig vertheilt, sondern findet sich in „pay streaks“, in einer Tiefe von 60—135' unter der Oberkante des Sandsteins. Die Quellen im Big Injun-Sand liefern 5—600 Barrels täglich. Es wird eine Anzahl genauer Profile mitgetheilt. Weiterhin macht Verf. interessante Mittheilungen über die Entwicklung seiner „Anticlinal-Theorie“ und über die Anwendung derselben. Der geologische Bau des Mount-Morris-Mannington-Öl-Feldes steht in so engem Zusammenhange mit der Ölführung, dass man Schlüsse auf den Ursprung des Öles ziehen kann. Gas findet sich auf der einen Seite des langen Zuges von Sandstein, auf dessen anderer Seite sich Salzwasser befindet, während das Petroleum in der Mitte liegt. Kam nun das Öl von unten und sammelte sich in dem Reservoir, weil es nicht weiter konnte, oder entstand es in dem Sandstein? In dem Sandstein finden sich sowohl marine Reste als auch Landpflanzen, durch deren Anhäufung gelegentlich dünne Kohlenflötzen entstehen können. Das Liegende bilden 1000' mächtige, graue und rothe Schiefer mit Sandsteineinlagerungen. Diese Schichten sind nur schwach bituminös. Es ist unwahrscheinlich, dass das Öl durch so mächtige, geschlossene Gesteinsarten hindurchgedrungen ist. Viel wahrscheinlicher erscheint es dem Verf., dass die organische Substanz mit und in dem Sandstein abgelagert wurde und sich in Öl umwandelte.

Holzapfel.

**E. Kalkowsky:** Über Geröllthonschiefer glacialen Ursprungs im Kulm des Frankenwaldes. (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1893. 69.)

Im oberen Kulm des Frankenwaldes, der aus einem mannigfachen Wechsel von Thonschiefern und Grauwacken besteht, findet sich ein ganz ungeschichtetes Gestein eingelagert, welches Verf. als Geröllthonschiefer bezeichnet. Es ist besonders an der Eisenbahnlinie Eichicht—Probstzella—Stockheim bei der Baslenmühle aufgeschlossen. Der Geröllthonschiefer ist ein grauschwarzes bis schwarzes Thonschiefergestein mit zahlreichen ein-

geschlossenen Quarzkörnern und Geröllen. Die Schiefermasse macht ungefähr  $\frac{1}{3}$  des Volumens aus, ist höchst feinkörnig und enthält wenig authigene Bestandtheile. Die Quarzkörner sind scharfeckig und -kantig, bis 2 mm gross und liegen ohne jede Ordnung in dem Gestein. Die grösseren Gerölle sind stets gerundet, oft geschiebeartig flach, die kleineren sind polyedrisch, mit gerundeten Kanten. Sie bestehen vorwiegend aus Graniten, Quarziten, Grauwacken und Kieselschiefer, haben durchaus den Charakter von Flussgeröllen und liegen ohne jede Ordnung gleichmässig im Gestein zerstreut, und nirgends findet sich in diesem überhaupt eine Spur einer Schichtung oder Parallelstructur. Die Entfernung dieser Gerölllager vom Strande des Kulmischen Meeres beträgt mindestens 15–20 km, und daher können sie nicht durch Wasser dorthin gebracht worden sein. Man kann sich ihre Entstehung nur erklären, wenn man einen Transport der Gerölle durch Eisschollen annimmt. An Gletscher und Moränen darf bei der Beschaffenheit der Gerölle nicht gedacht werden.

---

**Holzapfel.**

**P. Termier:** Sur le Permien du massif de la Vanoise. (Bulletin d. l. soc. géol. de France. ser. 3. 21. 1893. 124.)

Verf. hält an seiner Auffassung fest, dass die glimmerigen Schiefer des oberen Doron-de-Champagny-Thales permisch sind, oder höchstens dem oberen Carbon angehören, im Gegensatz zu einer jüngst geäusserten Meinung ZACCAGNA's, der die fraglichen Schiefer, welche den Grand Bec und Aiguille du Midi zusammensetzen, dem Gneiss und Glimmerschiefer des Praepalaeozoicum zuweist. Über die Schiefer im Sattel der Vanoise, die ZACCAGNA gleichfalls zum Archaicum stellt, lässt sich nur das Eine mit Sicherheit sagen, dass sie älter sind als die Trias, die concordant folgt. Wahrscheinlich sind auch sie permischen Alters.

**Holzapfel.**

---

### Triasformation.

**A. Bittner:** Zur neueren Literatur der alpinen Trias. (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1894. 233–379.)

Verf. erörtert den Begriff „norisch“ und giebt dann eine historische Übersicht über die Entwicklung der Literatur über alpine Trias und Einteilung dieser Formation. Als rother Faden zieht sich durch das Ganze eine gereizte Polemik gegen E. v. MOJSISOVICS.

**Deecke.**

---

**E. Mariani:** Note paleontologiche sul trias superiore della Carnia occidentale. (Annal. r. Istit. tecn. Udine. 2. 1893. 25. 2 Taf.)

Verf. hat genauer die Raibler Schichten und die darunter liegenden Dolomite des westlichen Kärnten untersucht. In dem Thal des Rio

Tolina sind die ersteren Schichten zusammengesetzt aus wenig mächtigen Mergeln, Zellendolomiten, Mergeln mit Pflanzenresten, dünnen dunklen Kalkbänken und stärker entwickelten rothen Sandsteinen. Die Facies ist also ähnlich der lombardischen, womit übereinstimmt, dass auch die in den Bergamasker Alpen herrschenden Zweischaler die wichtigsten Fossilien sind. Dazu kommen freilich einige Megalodonten: *Megalodon cassianus* HÖRNES, *M. rimosus* MÜNST., *M. rostratus* MÜNST. Gastropoden sind selten, aber Foraminiferen liessen sich nachweisen, theils in indifferenten Arten von *Nodosaria* und *Dentalina*, theils mit den von v. GÜMBEL beschriebenen Cassianer Species, z. B. *Miliolina raibliana*, *Nodosaria cassiana*, *Cristellaria cassiana*, *Rotalia cassiana*. Unter diesem Complex folgt nun ein Dolomit, der besonders am Mte. Clapsavon ansteht. Er liegt über den Pietraverde-Lagen der Buchensteiner Schichten und ist wahrscheinlich den Wengener und Cassianer Schichten gleichalterig. Er ist reich an Cephalopoden, die theils in der *Archelaus*-Zone, theils in den Esinokalken beobachtet sind. Sie sind begleitet von Chemnitzien und einigen Zweischalern, von denen hier *Posidonia wengensis* WISSM. und *Daonella Moussoni* MAR., *D. Lommelli* WISSM. genannt sein mögen. Brachiopoden sind selten, häufiger ist *Gyroporella annulata* SCHAFH. sp. Auch diese Kalke führen, wie Dünnschliffe darthun, ziemlich viel Foraminiferen, unter denen sogar eine neue Art, *Cristellaria Clapsavonii*, aufgestellt wird. [Meiner Meinung nach sind sie alle unbestimmbar. Ref.] Interessant ist, dass hierdurch zu dem Funde von Foraminiferen im Dachsteinkalk durch PETERS ein Analogon entdeckt ist.

Deecke.

## Juraformation.

**Max Fiebelkorn:** Die norddeutschen Geschiebe der oberen Juraformation. (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1893. 378—451. Taf. XII—XXI.)

Unsere bisherigen Kenntnisse der norddeutschen Geschiebe des Ober-Jura sind sehr dürftig, und es füllt daher die vorliegende Arbeit eine nicht unbeträchtliche Lücke aus.

Nach einer kurzen Einleitung und Literaturangaben bespricht Verf. die Verbreitung der Geschiebe, welche sämmtlich den Provinzen Pommern und Brandenburg und dem Grossherzogthum Mecklenburg entstammen. Am reichsten an Ober-Jura-Geschieben ist die pommersche Localität Retzin, die Geschiebe sind da auch am grössten und kommen häufiger im unteren Geschiebemergel vor. Es sind Geschiebe unbekannter Herkunft zu unterscheiden von solchen, die auf den Fritzower Jurazug bezogen werden können. Die letzteren sind besonders häufig bei Eberswalde, aber auch bei Lebbin und Marienwerder. Bezüglich der ersteren gelangt Verf. zu dem Schlusse, dass ihre Heimath wahrscheinlich in der Nähe der Odermündungen zu suchen sein wird, vielleicht auch im Untergrunde von



Retzin selbst. Unter den Geschieben von unbekannter Herkunft lassen sich unterscheiden:

1. Oolithischer, weisser bis gelbbrauner Kalk mit Nerineen; er enthält 18 Arten, von denen 13 im Ober-Jura von Hannover vorkommen. Die überwiegende Mehrzahl derselben findet sich im Korallenoolith Hannovers vereinigt, mit dem denn auch dieses Gestein zu identificiren ist. Leitfossilien dieses Horizonts sind *Nerinea fasciata* VOLTZ und *Terebratula ventroplana* (= *humeralis*).

2. Oolithischer Kalk mit *Pteroceras oceani*. Enthält ausser dieser Art *Corbis scobinella* Buv., *Mactromya rugosa*, *Terebratula subsella*. Die genannten Formen bezeichnen diese Geschiebeart als ein Aequivalent der *Pteroceras*-Schichten von Hannover.

3. Dichter, weisser Kalk mit *Anisocardia parvula*. Einige der Leitfossilien dieser Geschiebeart sprechen für Korallenoolith, wie *Pholadomya concentrica*, *Pleuromya elongata*, andere für *Pteroceras*-Schichten, wie *Anisocardia parvula* A. RÖM., *Aporrhais cingulata* K. u. D., *Thracia incerta*, *Terebratula subsella*. Eine bestimmte Parallele ist hierdurch sehr erschwert, doch scheint es, dass man eher die Vertretung des höheren Horizontes anzunehmen habe.

4. Grauer Kalkmergel mit *Exogyra virgula*. Er führt 33 Arten, von denen 28 in Hannover vorkommen. Von diesen entfallen wieder 17 Arten auf die *Pteroceras*-Schichten, und so ist dieser Kalkmergel trotz des häufigen Vorkommens der *Exogyra virgula* nicht mit den eigentlichen *Virgula*-Schichten, sondern mit den *Pteroceras*-Schichten zu vereinigen. Dies erhöht übrigens nur die Ähnlichkeit mit den Verhältnissen in Hannover, wo ebenfalls *Exogyra virgula* in den danach benannten Schichten viel seltener ist, als im Horizonte des *Pteroceras oceani*.

5. Graugelber Kalkmergel mit *Gervillia ventricosa*. Aus den vier Arten dieser Bildung ist nicht mit Sicherheit zu entnehmen, ob sie den *Pteroceras*-Schichten gleichzustellen ist, doch ist dies wohl möglich.

6. Brauner, sandiger Kalk mit grossen Planulaten. Die Fauna dieses Kalksteins umfasst 26 Arten, von welchen 16 im Ober-Jura Hannovers vorkommen. Von diesen treten 14 schon in dem Complexe zwischen den Hersumer Schichten und den Nerineen-Schichten des Unter-Kimmeridgien auf, doch sind auch charakteristische Formen der *Pteroceras*-Schichten darunter, und es wird die Gleichalterigkeit mit diesen Schichten dadurch noch wahrscheinlicher, dass gerade die Leitfossilien dieser Geschiebeart, *Exogyra virgula* und *Ostrea multiformis*, in den *Pteroceras*-Schichten häufig sind.

Sonach ist nur der Korallenoolith und das Mittel-Kimmeridgien unter den norddeutschen Geschieben vertreten, und zwar vorwiegend das letztere; dazu kommen noch die Geschiebe von Fritzower Herkunft, welche zum Unter-Kimmeridgien zu rechnen sind.

Die Mehrzahl der beschriebenen Arten, vertheilt auf Anthozoen, Brachiopoden, Bivalven, Gastropoden, Cephalopoden und Vermes, ist abgebildet. Als neu wird beschrieben: *Rhynchonella Jaekeli* n. sp., *Pecten*.



(*Entolium*) *erraticus* n. sp., *Modiola gigantea* n. sp., *Cucullaea Damesi* n. sp., ? *Nucula navis* n. sp., *Pholadomya angusticostata* n. sp., (?) *Sphenia fragilis* n. sp., *Trochus spiratissimus* n. sp., *Perisphinctes compressodorsatus* n. sp., *Serpula squamosa* n. sp.

V. Uhlig. \*

## Kreideformation.

A. Hosius: Über marine Schichten im Wälderthon von Gronau (Westfalen) und die mit denselben vorkommenden Bildungen (*Rhizocorallium Hohendahli*, sog. Dreibeine). (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 45. 34—53. Taf. 2 u. 3.)

Der Wälderthon, im Bückeburgischen und am Deister mächtig entwickelt, verschwindet östlich der Weser nach Westen zu immer mehr. Westlich der Ems tritt er nur noch in sehr vereinzeltten Punkten an der Oberfläche auf. Die am meisten nach Westen und Süden gerückten dieser Punkte sind: der Ochtruper Berg, der Eper Windmühlenberg, die sehr niedrigen Höhenzüge und Erhebungen von Epe nach Gronau und von Gronau zum Kloster Glane, die Ablagerungen von Lünten, nördlich bis nordöstlich von Vreden, und die im Wenningfeld zwischen Vreden und Stadtlohn. Alle Gesteine, die nördlich, westlich und südlich dieser Punkte bisher erhoben worden sind, sind älter als der Wälderthon, der also auch unter Tage in diesem Gebiete sein westlichstes Ende zu erreichen scheint. Früher waren diese Punkte durch Brüche und Gruben aufgeschlossen; jetzt sind diese meistens wieder verlassen und verschüttet worden. Fast alle standen im oberen Wälderthon; neben Thon fanden sich meistens kalkreiche Schichten mit Cyrenen, Melanien, Paludinen, bei günstiger Feinschichtigkeit auch häufig *Cypris*-Schalen, einzelne Zähne und Schuppen von Fischen, Spuren von Kohle etc.

Eine noch betriebene Grube zwischen Gronau und Kloster Glane zeichnet sich vor den übrigen dadurch aus, dass neben mächtigen Thonlagern marine Schichten darin vorkommen, die westlich der Weser sonst nicht im Wealden bekannt sind. Das (abgebildete) Querprofil der Grube, deren Schichten unter 45° nach NO. einfallen, theilt Verf. in drei Schichten-complexe mit zusammen 41 einzelnen Schichten, die ca. 50 m aufgeschlossene Mächtigkeit haben.

Der 1. Complex mit den Schichten 41—15 ist 29,38 m mächtig.

"	2.	"	"	"	"	14—12	"	1,60	"	"
"	3.	"	"	"	"	11—1	"	19,35	"	"

Schicht 41 ist die hangendste, Schicht 1 die liegendste.

Der erste und dritte Complex bestehen nur aus Süßwasserbildungen. Sie setzen sich aus 14 Schichten von blauem Thon und damit wechselagernden, härteren Bänken kalkigen Schieferthons, Thonschiefers oder auch festen Kalkes zusammen, worin zertrümmerte Schalen von *Melania*, *Cyrena*, *Cypris* in grosser Menge, daneben auch Bruchstücke von *Unio*, *Pisidium*,

ferner kleine Gastropoden, wie *Paludina* cf. *Römeri*, und Fischreste vorkommen. Kohle ist namentlich in den unteren Lagen häufig, manchmal nesterartig (16) oder schwach flötzartig (3). In dem Thone wurde auch ein Knochenfragment gefunden, ganz denjenigen gleichend, die gewöhnlich für Schlüsselbeine von *Iguanodon* gedeutet werden.

Der zweite Complex mit den Schichten 14—12 ist eine marine Ablagerung, da sich darin sehr zahlreiche, freilich meistens zertrümmerte Reste von *Ostrea* sp., *Nucula* sp., *Cucullaea* sp. (aff. *C. texta* RÖM.) und *Corbula* sp. neben vereinzelt, kleinen, unbestimmbaren Gastropoden, Fischzähnen etc. finden, während *Melania* und *Cypris* sicherlich, Cyrenen sehr wahrscheinlich fehlen.

Schicht 14 (0,1 m mächtig) besteht aus einigen dünnen Bänken eines festen, theils an Versteinerungen armen, theils nur aus Muschelfragmenten zusammengesetzten Kalkes mit zwischengelagertem blauen Thon. Nur durch eine sehr dünne Thonschicht getrennt, folgt darunter

Schicht 13 (0,2 m mächtig). Sie besteht aus Eisenstein (ca. 75%  $\text{FeCO}_3 + \text{MnCO}_3$ ) und liefert die „Dreibeine“ und verwandte Problematica. Die noch liegendere

Schicht 12 (1,3 m mächtig) ist wiederum blauer Thon, aber mit „Dreibeinen“.

[Wegen dieser Dreibeine zählt Verf. diesen Thon noch zum marinen Schichtencomplex; sie liefern nach meiner Ansicht keine Stütze für die Richtigkeit dieser Zutheilung. Ref.]

Die „Dreibeine“ und zahlreiche andere problematische Gebilde, die in diesem mittleren Complexen sitzen und vom Verf. z. Th. eingehend beschrieben werden, haften an den unteren Schichtflächen des Kalkes (14) und ganz besonders des Eisensteins (13). Oder, wo sie nicht mehr daran haften, sondern isolirt in dem darunter liegenden Thone liegen, da verathen sie doch immer dadurch innigste Beziehungen zu den darüber liegenden Bänken, dass sie stets aus demselben harten Gesteine bestehen wie diese. Es bestehen also z. B. alle in dem Thone 12 liegenden, isolirten Problematica aus dem Eisenstein 13 (sie sind also offenbar sämmtlich erst nachträglich davon abgebrochen).

Die merkwürdige Form des „Dreibeines“, die mit den zahlreichen anderen fragwürdigen Gestalten durch alle Übergänge verbunden zu sein scheint, gleicht einem kleinen, auf drei im Dreieck angeordneten Pfeilern ruhenden Rundbogengewölbe; doch ist der ganze derart begrenzte innere Raum ausgefüllt. Neben den Dreibeinen kommen auch entsprechend gestaltete Vierbeine und Zweibeine vor; und da sich diese letzten auf zurückgekrümmte Einbeine, d. h. auf einfache cylindrische Wülste zurückführen lassen, so ist der Zusammenhang zwischen den einfachen und zusammengesetzten Formen nicht zu verkennen. Er bekundet sich auch in der bei diesen und jenen ganz gleichartigen Beschaffenheit der Oberfläche, die durch zusammenfließende grobe Längsfasern eigenthümlich gezeichnet ist.

Von ähnlichen Vorkommnissen zieht Verf. verschiedene, von SAPIORI beschriebene Miocän-Taunuren und das bekannte, oberflächlich ebenfalls

gefaserte *Rhizocorallium jenense* zur Vergleichung heran. Obwohl er schliesslich zu dem Ergebnisse gelangt, dass die Dreibeine zu den Taonuren, die er für wirkliche Algenreste hält (worin wir ihm nicht beipflichten können), keine Beziehungen haben, wohl aber zu den triassischen Rhizocorallien, dass sie jedoch wahrscheinlich ebenso wie diese nur anorganische Bildungen sind — er lässt es noch dahingestellt sein, ob sie nicht vielleicht zu den Hornschwämmen gehören, weil auch *Rh. jenense* von Manchen jetzt dazu gerechnet wird —, so hält er es doch für angezeigt, ihnen wie echten Fossilien Gattungs- und Artnamen (*Rh. Hohendahli*) beizulegen, und glaubt, dass sie die Zahl der Leitfossilien, die die marine Ausbildung des Wälderthones bezeichnen, vermehren.

[Nach meinem Dafürhalten haben wir es mit stylolithenartigen Bildungen zu thun, denen deshalb weder Gattungs- und Artnamen in botanischen oder zoologischen Sinne, noch eine stratigraphische oder chorologische Bedeutung zukommt. Auf die Begründung dieser Auffassung kann ich hier nicht eingehen; für ihre vorläufige Einschätzung ist es aber vielleicht nicht gleichgültig, wenn ich mittheile, dass Verf., während sein Aufsatz schon im Druck war, die Güte hatte, mir ein „Dreibein“ mit der Anfrage zu übersenden, wofür ich das merkwürdige Gebilde halte. Fast umgehend schrieb ich zurück, ohne über die physikalische Beschaffenheit der betreffenden wechsellagernden Schichten irgend eine Andeutung erhalten zu haben, dass ich die Körper für anorganische Bildungen hielte, die auf der Grenze zwischen einer harten, festen Bank und einer weichen, plastischen Thonschicht sitzen müssten, eine Prognose, die ich in dem Aufsätze des Verf. dann völlig bestätigt fand. Ich hatte meiner Antwort Zeichnungen von verwandten Problematicis aus dem amerikanischen Untersilur beigelegt, die E. O. ULRICH unter dem Namen *Rauffella palmipes* und *filosa* als Lyssakinen beschrieben hat, und die nicht nur durch ein ähnliches, jedoch feineres Fasernetz der Oberfläche ausgezeichnet sind, sondern die ebenfalls theils zusammengesetzte, drei- und mehrarmige (*R. palmipes*), theils einfache cylindrische Formen (*R. filosa*) bilden. Auf sie und auch auf *Rhizocorallium Hohendahli* werde ich in einem der Aufsätze über Pseudoorganismen etc., deren ersten ich soeben vorbereite, zurückkommen. Ref.]

Rauff.

---

A. Frič: Studien im Gebiete der böhmischen Kreideformation. V. Priesener Schichten. 1893. Mit 194 Textfig.

Die Priesener Schichten, von den Teplitzer Schichten (dies. Jahrb. 1891. I. -301-) unterteuft und den Quadersanden der Chlomeker Schichten überlagert, sind graue oder gelbliche Mergel, die in den tieferen Lagen mehr plänerige Platten bilden, in den höheren dagegen immer mehr plastisch werden. Selten treten in den oberen Schichten Sphärosiderit-Concretionen auf, die entweder Petrefacten enthalten oder leer daran sind. Der fossilreichste und zugleich zugänglichste Aufschluss der mergeligen Schichten findet sich am rechten Eger-Ufer zwischen Postelberg und Laun, wo Verf. von unten



nach oben unterscheidet: 1. *Nucula*-Schichten, 2. *Geodia*-Schichten, glaukonitisch, 3. Radiolarienschichten, 4. Gastropodenschichten, 5. Sphärosiderite mit *Acanthoceras dentatocarinatum*<sup>1</sup>, 6. Krabbenschicht. Die unteren, weissen Inoceramenpläner sind am besten bei Repin, Vysoká aufgeschlossen. Schliff- und Schlammungspräparate erläutern die Beschreibung dieser Schichten. Die Gliederung der Stufe wird in 9 Profilen zur Darstellung gebracht. Im palaeontologischen Theile werden 381 Arten aufgeführt, von denen 232 zum ersten Male auftreten. 166 Arten, darunter eine grössere Anzahl neuer, sind abgebildet. Hervorzuheben sind darunter die Embryonalkammern von *Crioceras? membranaceum* Frič und *Baculites Faujasi* var. *bohémica* Frič und der *Aptychus* der letzteren Species. Charakteristisch ist die Häufigkeit an Radiolarien und die verhältnissmässige Armuth an Foraminiferen. Spongien sind sparsam, Korallen sehr wenig, Echinodermen schlecht vertreten. Sehr selten sind Brachiopoden und Bryozoen, unter den Crustaceen überwiegen die Krabben, unter den Bivalven ist reich an Arten und Individuen die Gattung *Nucula*, unter den häufigen Gastropoden stechen die Aporrhaiden hervor. Die Cephalopoden sind durch mehrere, darunter neue Arten vertreten. Von Fischen sind ausser Haifischzähnen nur Schuppen und Einzelknochen zu finden. Ferner wird noch ein *Iguanodon? albinus* Frič aufgeführt.

Joh. Böhm.

---

R. Hörnes: Die Kohlenablagerungen von Radeldorf, Stranitzen und Lubnitzengraben bei Röttschach und von St. Briz bei Wöllau in Untersteiermark. (Sep. aus Mitth. d. nat. Ver. f. Steiermark. Jahrg. 1892. Graz 1893. 23 S.)

Verf. beschäftigt sich in dieser Arbeit mit der neuerdings wieder viel discutirten Frage nach dem Alter und der eventuellen Zusammengehörigkeit dessen, was man Sotzka-Schichten genannt hat. Er hat namentlich in letzter Zeit die Fundstellen bei Gonobitz und dann die bei St. Briz bei Wöllau besucht und eingehend untersucht. Es werden interessante Profile gegeben einerseits von dem Eduard-Stollen bei Stranitzen, andererseits von den kohlenführenden Schichten von Wresie, östlich von St. Agnes. An dem ersteren Orte liegen die Kohlen, wie es scheint, ganz concordant auf Gosau-Mergeln, welche ihrerseits gegen Trias-Dolomit verworfen sind; über den Kohlen folgt bald eine rothe wasserführende Schicht, ein Conglomerat mit Geröllen von Nummulitenkalk. Bei St. Agnes dagegen liegen die Kohlen als Schmitzen, wechselnd mit Gosau-Mergeln, auf Triasdolomit und werden von Rudistenkalk bedeckt. Berichtigend erwähnt auch Verf., dass ROLLE mit den Glanzkohlengebilden von Schönstein mit *Cyrena lignitaria* eben die des Lubellina-Grabens bei St. Briz meint. Der Passus von TAUSCH, dass „deren tertiäres Alter bisher . . . niemals bezweifelt wurde“, kommt also in Fortfall (dies. Jahrb. 1892. I. -140-).

---

<sup>1</sup> A. DE GROSSOUVRE vereinigt diese Art mit *Barroisiceras Haberfelleri* v. HAUER sp.



Am Schlusse werden die Ergebnisse der Untersuchungen folgendermaassen zusammengefasst: Die Sotzka-Schichten gehören einer beträchtlich älteren Stufe an als die Schichten von Sagor und Trifail und ist für einen Theil der Vorkommnisse die Zugehörigkeit zur Kreideformation mehr oder minder sicher erwiesen, während es noch fraglich erscheint, ob andere Vorkommnisse kohlenführender Schichten nicht etwa jüngerer, d. h. eocänes Alter besitzen. Mit den oligocänen Schichten von Sagor und Trifail haben die Sotzka-Schichten ebensowenig etwas zu thun, wie die genannten oligocänen Ablagerungen mit den untermiocänen Kohlenbildungen von Eibiswald-Wies. Die „Schichten von Sotzka und Eibiswald“, wie STUR sie in seiner „Geologie der Steiermark aufgestellt hat, und wie BITTNER sie in seiner Abhandlung über Trifail festhalten zu können glaubt, vereinigen also mehrere, in ihrem geologischen Alter sehr verschiedene Glieder und es erscheint daher gerathen, diese Bezeichnung aufzugeben.“

A. Andreae.

---

A. Bittner: Berichtigung zu R. HÖRNES' neuester Mittheilung über die „Sotzka-Schichten“. (Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. 1893. No. 11. 251—258.)

Verf. wendet sich gegen einige Angriffe, die R. HÖRNES in der vorher besprochenen Arbeit, bei Gelegenheit der Vergleichung von *Unio eibiswaldensis* mit *U. sagorianus*, gegen ihn richtet. Das Wesentliche ist, dass HÖRNES, ebenso wie BITTNER dies schon früher vermuthet hatte, die beiden Arten für verschieden erklärt. Die Behauptung von HÖRNES, dass Verf. mit STUR die Gleichalterigkeit der Schichten von Sotzka und Eibiswald aufrecht zu erhalten suche, wird als vollkommen unbegründet zurückgewiesen.

A. Andreae.

---

A. M. Davies and J. W. Gregory: The Geology of M. Chaberton. (Quart. Journ. Geol. Soc. 50. 303—310. 1894.)

Am Monte Chaberton, N. vom Mt. Genève, sind zu wiederholtenmalen Petrefacten gefunden und von MICHELOTTI als silurisch, von NEUMAYR (Denkschr. d. Wiener Akad. 1880. S. 404, 405) als cretaceisch bestimmt worden. Es ist nunmehr gelungen, den petrefactenführenden Kalkstein östlich vom Col de Chaberton anstehend zu finden, durch eine Verwerfung auf gleiche Höhe mit dem Dolomit gebracht. Das vermeintliche *Cyathophyllum* MICHELOTTI's gehört zu den Asträiden, wahrscheinlich ist es *Calamophylla fenestrata*, charakteristisch für Gosauschichten. Eine beigefügte Kartenskizze mit kurzer Erläuterung giebt eine Übersicht der vielen Verwerfungen am Monte Chaberton.

H. Behrens.

---

Kotora Jimbo: Beiträge zur Kenntniss der Fauna der Kreideformation von Hokkaido. (Palaeontolog. Abhandlungen. 1894. 6. (Neue Folge. 2.) Mit 9 Taf. u. 1 Kartenskizze.)

Hokkaido ist der japanische Name nicht nur für die Insel Jesso, sondern er umfasst auch Tsishima, d. h. die Kurilen, und ausserdem die kleinen Inseln und die Küsten dieser grösseren. Man glaubte früher diese Inseln grösstentheils aus vulcanischen Gesteinen zusammengesetzt; die Sedimentärgesteine nehmen aber ein viel grösseres Areal auf der Hauptinsel Jesso ein als die vulcanischen Massen. Diese wird durch die Niederung, welche sich von der Ishikari-Mündung zum Städtchen Tomakomai hin erstreckt und die Fortsetzung der Depression der Insel Hondo ist, in einen westlichen und einen östlichen Theil zerlegt. Der östliche Theil wird quer von der Fortsetzung der Eruptionszone der Tsishima-Gruppe durchzogen, an die sich im W. die palaeozoischen Sedimentärgesteine vom Cap Ssoya im N. bis zum Cap Erimo im S. anlehnen, worauf nach aussen die Tertiärgesteine folgen. Die Kreidegebiete, deren Verf. 9 angiebt, finden sich theils im Tertiär und theils im Palaeozoicum als Flecken. Ausserdem findet sich noch östlich der Tsishima-Zone ein kleines Kreidegebiet beim Hafen Nemuro und ein weiteres auf der Insel Shikotau. Diese Kreidevorkommnisse unterscheiden sich nur durch die Versteinerungen vom Tertiär und durch ihre petrographische Beschaffenheit vom Palaeozoicum. Die Schichten sind umgebildet als: 1. Sandstein, der zuweilen durch tuffige Substanzen verschieden gefärbt ist. 2. Schieferthon, gewöhnlich dunkel gefärbt, mit unregelmässigem Bruch, wodurch die Masse in eckige, kleine Stücke zerfällt. Mergelknollen, oft sehr reich an Versteinerungen, finden sich mehr oder minder häufig darin. 3. Conglomerat, häufig unmerklich in den Sandstein übergehend. — Die Gerölle sind palaeozoische Gesteine. 4. Breccie, aus Andesitbruchstücken und tuffiger Matrix bestehend. 5. Tuffe, gleichfalls in ihrer Verbreitung beschränkt. Die Stratigraphie ist noch nicht genau untersucht. Im Yubari-Kohlenfeld liegen unter pliocänen Schieferthonen und miocänen Schieferthonen mit Sandsteinen, denen die Kohlenflöze eingeschaltet sind, concordant die Kreideschichten: Sandstein, z. Th. conglomeratisch, mit eingelagerten Schieferthonen. In dem Sandstein findet man Trigonien aus der Undulatae-Gruppe (?), ausserdem Ammoniten und andere Versteinerungen. Ferner finden wir hier den Trigoniensandstein mit Trigonien der Scabrae-Gruppe, sowie die Schieferthone und Sandsteine mit *Ammonites* und eine dünne Einlagerung von *Pectunculus*-Sandstein. Schwierig ist es, verschiedene Horizonte zu unterscheiden. Fast alle Versteinerungen, mit Ausnahme einer *Caryophyllia* und eines *Pentacrinus*, kommen mit einander vergesellschaftet vor. Allerdings findet sich noch ein *Pectunculus* in einem ca. 30 cm dicken Sandsteinlager ohne andere Formen; es ist dies jedoch nur eine ausschliesslich diese Bivalve führende Einlagerung in den gewöhnlichen Kreideschichten.

Im palaeontologischen Theil führt Verf. 52 Formen auf, von denen 43 neu sind. Diese gehören zu den Gattungen *Placenticerias*, *Desmoceras*, *Pachydiscus*, *Acanthoceras*, *Holcodiscus*, *Scaphites*, *Crioceras*, *Olcostephanus*, *Lytoceras*, *Hamites*, *Turritiles*, *Ptychoceras*, *Phylloceras*, *Trigonia*, *Inoceramus*, *Cyrena*, *Cucullaea*, *Helcion*, *Rhynchonella*, *Eucorystes*, *Ananchytinarum* sp. Hervorzuheben sind: *Desmoceras Gardeni* BAILY,

*Pachydiscus Denisonianus* STOL., *Acanthoceras rhotomagense* var. n. *asiatica*, *Lytoceras Sacya* FORBES, *Phylloceras Velledae* MICH., *Inoceramus digitatus* SOW., *I. aff. lobatus* MÜNST., *Cucullaea sachaliniensis* SCHMIDT, *Helcion cf. giganteus* SCHMIDT. Zu dieser Fauna kommen noch 36 von M. YOKOYAMA (dies. Jahrb. 1891. II. -172-) beschriebene Arten.

Beim Vergleich dieser Fauna mit der indischen ergibt sich, dass die Kreide von Hokkaido am meisten das Gepräge des Ootatoo-Systems zeigt. Mit der Kreide von Sachalin hat die Hokkaido-Kreide nur 6 Arten, darunter *Inoceramus digitatus*, *Phylloceras Velledae* und *Lytoceras Sacya* gemeinsam. Die Kreide des übrigen Japan ist in ihrer Fauna völlig abweichend. In British Columbien finden sich nur *Phylloceras Velledae*, *Lytoceras Sacya* und *Desmoceras Gardeni* wieder. An europäischen Formen erscheinen *Acanthoceras rhotomagense*, *Phylloceras Velledae*, *Ptychoceras gaultinum* (mit *Pt. pseudogaultinum* YOKOYAMA verwandt), *Scaphites aequalis* und *Inoceramus digitatus*. Joh. Böhm.

---

## Tertiärformation.

**A. v. Reinach:** Resultate einiger Bohrungen, die in den Jahren 1891—93 in der Umgebung von Frankfurt ausgeführt wurden.

**A. Andreae:** Die Foraminiferen-Fauna im Septarienthon von Frankfurt a. M. und ihre verticale Vertheilung. (Bericht über die Senckenberg. naturforsch. Ges. in Frankfurt a. M. 1894.)

Ein Bohrloch bei Sprendlingen traf unter 270 m unteren Rothliegenden auf Granit. Einige andere Bohrlöcher in der Umgegend von Neu-Ysenburg trafen unter dem Diluvium und z. Th. den von KINKELIN als Ober-Pliocän gedeuteten Schichten die Thone der *Corbicula*-Schichten, ebenso die der Gasanstalten von Bockenheim und Frankfurt, letzteres bis zu 50 m Tiefe, während ein Bohrloch am Übergang der Offenbacher Landstrasse über die Bebraer Eisenbahn Cyrenenmergel antraf. Das Bohrloch der REUTLINGER'schen Brauerei in Sachsenhausen durchteufte 9 m Schutt und Diluvium, 36 m *Corbicula*-Schichten, 10 m Cerithien-Schichten, 91 m Cyrenenmergel und 100 m echten Rupelthon, dann 13 m bunte Thone mit Sand und 24 m röthliche Thone mit Arkose-Geröllen, Quarz und Feldspathkörnern. Die der letzteren Horizonte werden auch dem Rupelthon zugerechnet; darunter folgte Rothliegendes. Eine Liste der in den verschiedenen Abtheilungen des Cyrenen-Mergels angetroffenen Fossilien wird beigelegt, ebenso derjenigen aus dem Rupelthon, von ANDREAE bestimmt, welcher Bemerkungen über die verticale Vertheilung und die Tiefenverhältnisse, sowie über die faunistischen Beziehungen der Foraminiferen anknüpft, auch 2 neue Arten (*Uvigerina oligocaeonica* und *Miliolina Reinachi*) beschreibt und durch Textfiguren abbildet. von Koenen.

---



L. Rey: Succession des assises tertiaires inférieures sur le pourtour de la protubérance crétacée de Saint-Lever. (Comptes rend. Acad. d. Sc. Paris. 119. 1021.)

Der Kreidesattel von Saint-Lever ist auf der Nordseite durch Absenkungen sehr gestört, welche das Eindringen des Oligocän-Meeres begünstigt haben. Es folgt über dem Garumnien: I. Eocän. A. Suessonien. a) Thanétien-Sparnasien. 1. Kalk mit *Operculina Héberti*, reichen Molusken, Yprésien; 2. glaukonitischer Kalk mit *Nummulites planulata* und *elegans*. B. Parisien. a) Lutétien. 3. Kieseliger Sandstein mit Cerithien, *Turritella*, *Natica* etc.; 4. dichter Kalk, arm an Fossilien und 5. weisser Kalk mit Miliolen und oben mit Alveolinen; 6. heller Kalk mit Alveolinen, Echiniden, *Nummulites biarritzensis* und *Guettardi*; 7. glaukonitische Kalke und Mergel mit Alveolinen und vielen Nummuliten und *Orbitoides Fortisi*; 8. kieselige, glaukonitische Mergel mit *Xanthopsis*, Orbitoiden etc.; 9. glaukonitische Mergel mit denselben Formen, *Nummulites irregularis*, grossen Austern etc.; 10. blaue und braune Mergel und Thone mit Operculinen, Orbitoiden, im Westen mit Kalkbänken mit Nummuliten und Assilinen; 11. Grobkalk mit Miliolen, *Alveolina oblonga*, *Orbitolites complanata*, *Nummulites Héberti*, Seeigeln etc. b) Bartonien. Süsswasserkalk mit *Limnea longiscata*, *Planorbis*, *Cerithium*. C. Priabonien. 13. Conglomerat von Palassou. II. Oligocän. A. Sannoisien (Tongrien inf.) fehlt. B. Stampien etc. (Tongrien sup.); 15. Kalke und Mergel mit *Natica crassatina*, *Turbo Parkinsoni*, *Nummulites intermedia*, *Fichteli* etc.; 16. Sande, Molasse und Kalksandstein mit Operculinen. C. Aquitanien. a) inf.; 17. Kalk mit *Potamides margaritaceus*. b) Mittleres und oberes? 18. Blaue Mergel mit *P. plicatus* etc. — Die Schichten 1, 5, 6 und 13 (?) gleichen solchen im Béarn, der Pyrenäen, Corbières etc., 11 und 12 dem Grobkalk von Blaye und dem Süsswasserkalk von Blassac, so dass diese Schichten der Chalosse ein Bindeglied zwischen dem Pariser Becken und dem südfranzösischen Tertiär bilden.

von Koenen.

Gosselet: Quelques observations géologiques aux environs de Guiscard et de Sinceny. (Ann. Soc. Géol. du Nord. 22. 134.)

In Steinbrüchen der Umgebung von Guiscard treten über der Kreide mehrere Bänke grauen und grünlichen Sandes auf, deren Deutung zweifelhaft ist, zu oberst, unter dem Lehm mit Mergelgeröllen etc. In Sandgruben und einem Eisenbahneinschnitt bei Evricourt enthalten ähnliche Sande z. Th. Concretionen mit Fossilien (DE MERCEY unterschied 3 Horizonte in den Sables de Bracheux), darüber die „Marnes de Marquéglise“, grüne Mergel mit *Ostrea bellovacina* und *O. heteroclyta* und grauer Kalk, anscheinend Süsswasserkalk (Calcaire de Mortemer) mit *Chara*-Körnern und einer *Paludina*. Über ähnlichen Gesteinen folgen bei Mélicocq die Thone der Lignites. Mit diesen Mergeln parallelisirte HÉBERT den Kalk von



Rilly. Bei Sinceny folgt über den *Lignites* der Sand mit der bekannten reichen Fauna und dann 1 m grauer Mergel mit *Ostrea bellovacina* und *O. sparnacensis*. Nach Erörterung der Ansichten von HÉBERT, DOLLFUS etc. über diese Schichten wird noch erwähnt, dass bei Roye-sur-Matz in den grünen Sanden unter den *Lignites* Cyrenen auftreten, ähnlich wie bei Laon im oberen Theile der Sables de Bracheux, und dass die Geröllelager bei Rosières etc. über den Thonen liegen, nicht zwischen diesen und den Sanden, wie er vor 4 Jahren angegeben hatte. **von Koenen.**

**G. Trabucco:** Sulla vera posizione dei terreni terziari del Bacino Piemontese. Con 2 Tav. 50 p. Parte I. Pisa 1893. (Atti Soc. Tosc. di Sc. nat. Memor. 13; Proc. verb. Adunanza del 15 febr. e 7 mg. 1893. 8.)

Verf. wendet sich in dieser Arbeit namentlich gegen die von F. SACCO in seinen zahlreichen Arbeiten über das Turiner Tertiär ausgesprochenen Ansichten, besonders aber gegen die 5 in der Arbeit von SACCO „L'âge des formations ophiolitiques récentes“ (dies. Jahrb. 1894. I. -363-) aufgestellten Thesen.

Drei Thatsachen von principieller Bedeutung sind zunächst festzustellen:

- A. Das Alter und die Lagerungsverhältnisse der mergelig-kalkigen Schichten von Gassino.
- B. Gegenseitiges Verhältniss des CH. MAYER'schen Ligurien und Bartonien.
- C. Stellung der jüngeren „ophiolithischen“ Gesteine.

A. Bei Gassino wurden unter dem Namen „Calcari di Gassino“ zwei ganz verschiedenalterige Bildungen zusammengefasst und die Versteinerungen von zwei verschiedenen Fundstellen (Gassino und Bussolino) vermengt angeführt. Die Kalke von Gassino entsprechen den Schichten von Castelgomberto und den Mergeln von Laverdà (Bormidiano = Tongrien). Die Kalke von Bussolino (Defilippi, Cavignone etc.) dagegen sind mittlereocän und gleichalterig dem Kalk von S. Giovanni Ilarione und von Mortola bei Mentone. Gassino lieferte unter anderem: *Nummulites Fichteli* MICHT., *N. Boucheri* DE L. H., *Orbitoides papyracea* BOUB., *O. stella* GÜMB., *Rhynchonella Buchii* MICHT. etc. Bussolino lieferte: *Nummulites complanata* LMK., *N. Tchihatschewi* D'ARCH., *N. contorta* DESH., *N. biarritzensis* D'ARCH., *N. variolaria* LMK. sp., *N. Rouaulti* D'ARCH. u. H., *N. striata* D'OBG., *N. lucasana* DEFR., *N. perforata* DE MONF., *N. Murchisoni* BRUNN., *Orbitoides papyracea* BOUB., *O. aspera* GÜMB., *O. multiplicata* GÜMB., *O. stellata* D'ARCH., *O. stella* GÜMB., *O. dispansa* SOW., *Ranina Marestiana* KÖN., *Serpula spirulaea* LMK. etc.

Dann wird an der Hand von Profilen gezeigt, dass die palaeontologischen Befunde sich in ihren Resultaten mit der Art der Lagerungsverhältnisse vollständig decken.

Die unter B und C angeführten Sätze werden dann besprochen und

erhärtet. An dem Ligurien wird festgehalten, der angebliche Übergang zwischen Tongrien und Bartonien bei Gassino existirt nicht. Das Vorkommen einzelner Kreidemassen im Flysch gestattet nicht, diese ganze Formation der Kreide zuzuzählen. Die „ophiolithischen“ Bildungen (d. h. Serpentine etc.) liegen im nördlichen Appennin über dem Macigno und den Nummulitenkalken und sind unzweifelhaft Eocän, wie fast alle Autoren bestätigen. Verf. formulirt seine Einwände gegen Sacco in 23 Sätzen, bezüglich deren auf die Originalarbeit zu verweisen ist, und giebt dann folgende Gliederung des Eocän der betreffenden Region:

Eocän	Oberes oder liguriano = priaboniano = Paretiano nov. nom.	{ Ligurische Serie mit <i>Ch. intricatus</i> , <i>Ch. furcatus</i> , <i>Ch. Targionii</i> , <i>Helminthoida</i> . Schichten mit <i>N. biaritzensis</i> , <i>N. Tchiha-tschewi</i> , <i>Clav. Szabói</i> , <i>O. papyracea</i> etc. (Priabona-Schichten).
	Mittleres oder parisiano	{ Sandsteine (Macigno). Schichten mit <i>Ran. Marestiana</i> , <i>N. perforata</i> , <i>N. lucasana</i> , <i>N. variolaria</i> , <i>N. contorta</i> , <i>As. exponens</i> , <i>O. stellata</i> , <i>O. aspera</i> , <i>O. multiplicata</i> , <i>Lith. nummuliticum</i> , <i>torulosum</i> etc.
	Unteres oder suessoniano	{ Bunte Kalke und Schiefer mit Hornsteinen, Sandsteine, Conglomerate und Breccien mit <i>Nemertilites</i> , <i>Chondrites</i> , <i>Gleichenophycus</i> , <i>Zoophycus</i> etc.

Eine kürzere Behandlung erfahren die Miocän-Schichten, und gipfeln die Auseinandersetzungen des Verf. etwa in folgenden Sätzen:

Das Untermiocän des piemontesischen Beckens stellt nach seinen palaeontologischen wie stratigraphischen Merkmalen eine einheitliche, nicht weiter zu theilende Schichtenreihe dar, die dem Tongrien von CH. MAYER (1857) oder Bormidiano von PARETO (1865) entspricht.

Das obere Tongrien (pars) und das Aquitanien von CH. MAYER, sowie das Aquitanien von SACCO in der dortigen Gegend sind mit dem Langhien zu vereinigen.

Das sog. Aquitanien des piemontesischen Beckens ist den Schichten eingelagert, die als oberes Tongrien bezeichnet worden sind und enthält keinerlei typische Versteinerungen des Aquitanien anderer Gegenden, dagegen führt es die für das Langhien (Schlierfacies) bezeichnenden Cephalopoden und Pteropoden.

Die erste Tafel (VIII) enthält Profile, die zweite (IX) Abbildungen von *Lithothamnium Rothpletzi* n. sp., *L. suganum* ROTH., *L. torulosum* GÜMB., *Nummulites perforata* MONF., *N. lucasana* DEFR. und eines Zahnes von *Cryosphrys cincta* AG.

A. Andreae.

**D. Pantanelli:** Sopra un piano del Nummulitico superiore nell Appennino Modenese. (Atti. Soc. Nat. di Modena. (3.) 12. Anno XXVII. 1893.)

Am Nordabhange des Appennin etwas oberhalb Roncosaglia finden sich 2 Bänkchen, welche ganz erfüllt sind von grossen Orbitoiden, ausserdem kleinen Nummuliten und einigen Operculinen und anderen Foraminiferen; daneben finden sich Bryozoenfragmente, Lithothamnien, Echinidenstacheln, Glaukonit und Quarzkörner. Die Nummuliten gehören zu 3 Arten, von welchen jedoch nur *Nummulites intermedia* D'ARCH. sich sicher bestimmen liess. Die weitaus überwiegenden Orbitoiden gehören alle zu *Orbitoides Gumbeli* SEG., sie werden hier meist nicht sehr gross, erreichen nur 4 mm und liegen fast immer parallel der Schichtfläche. Die Schichten enthalten keine Alveolinen, sie dürften der Basis des Obereocän angehören.

A. Andreae.

**C. Patroni:** Fossili miocenici di Baselice in provincia di Benevento. (Rend. Acc. sc. fis. e mat. (2.) 7. 3. Napoli; id. Atti. Acc. (2.) 5. No. 12. Neapel 1893.)

—, Intorno all'età degli strati a lamellibranchie e ad echinidi di Baselice, in provincia di Benevento. (Boll. Soc. geol. Ital. 11. 3. Rom 1893.)

Die zum Helvetian gehörigen Quarzsande bei Baselice enthalten zahlreiche Clypeastriden, wie: *Clypeaster intermedius* DESM. typ. und var. *calabar* SEG., *Cl. Reidii* WRIGHT, *Cl. Scillae* DESM., *Cl. altus* LMK., *Cl. pyramidalis* MICH., *Cl. gibbosus* MAC. D. S., *Cl. marginatus* LMK., *Cl. alticostatus* MICH., *Cl. portentosus* DESM. typ. und var. *elator* SEG., ausserdem *Amphiope perspicillata* AG.; von Mollusken: *Ostrea plicata* CHEM., *O. lamellosa* BROCCI, *O. cuculleata* BORN., *O. cyathula* LMK., *O. crassissima* LMK., *O. cf. crassicostata* SOW., *Hinnites Defrancei* MICH., *H. Bassani* n. sp. (abgebildet), *Chlamys latissima* BROCC. sp., *Ch. scabriuscula* MATH. var. *iberica* KIL., *Pecten solarium* LMK., *Janira Belleri* ANDRZ., *J. Beudanti* BAST., *Cardium turonicum?* MAY., *Lutraria lutraria* (L.) DE GR., *Balanus perforatus* BRNG., *Lepralia pyriformis* S. WOOD.

Die in zweiter Linie genannte Arbeit bietet die geologische Ergänzung zu der ersteren.

A. Andreae.

**G. de Lorenzo:** La fauna benthonektonica della Pietra leccese (Miocene medio). (Rend. R. Acc. Linc. (5.) 2. Roma 1893.)

Die unter dem Namen „Pietra leccese“ bekannten kalkig-mergeligen Schichten lassen sich keiner der bekannten Miocänzonen ohne Weiteres einreihen. Dennoch repräsentiren sie einen eigenen, bathymetrischen oder bionomischen Typus, der sich aus Formen des Nekton und vagilen Benthos, um die WALTHER'sche Nomenclatur zu gebrauchen, zusammensetzt. Die Ähnlichkeit mit dem Typus des Langhien ist grösser als die mit demjenigen des Helvetien.

A. Andreae.



**G. Di Stefano e C. Viola:** L'età dei tufi calcarei di Matera e di Gravina e il sottopiano Materino M. E. (Boll. R. Com. geol. 2. Roma 1892. 125—149. Taf. mit Profilen.)

Diese Arbeit bezweckt zu zeigen, dass die von CH. MAYER aufgestellte Etagenbezeichnung „Materino“, als obere Unterabtheilung des Messiniano, an der Basis der Kalktuffe von Matera keine Gültigkeit besitzt. Verschiedene Profile der Umgebung von Matera, Latera und Ginosa werden besprochen, aus denen hervorgeht, dass der erwähnte Tuff auf Kreidekalken liegt und bedeckt wird von Mergeln mit *Terebratula Scillae* SEGUENZA und dann von gelben sandig mergeligen Schichten. Die Kalktuffe selbst aber enthalten eine durchaus typische Pliocänfauna. Von den genannten über dem Tuff liegenden Schichten enthalten die tieferen Mergel eine Fauna, die wohl der von Gallina (Calabrien), Mt. Mario und Vallebiaia entspricht. Das obere mehr sandige Niveau dagegen dürfte zum Postpliocän gehören.

A. Andreae.

---

**L. Foresti:** Enumerazione dei brachiopodi e dei moluschi pliocenici dei dintorni di Bologna. (Boll. Soc. malac. Ital. 18. 1893. Pisa.)

Verf. gibt eine Neupublication der pliocänen Conchylienfauna von Bologna, resp. seiner Listen derselben, aus den Jahren 1864 und 1874. Der erste Theil enthält die Brachiopoden, die nicht sehr reichlich vertreten sind. Bezüglich der geologischen Lagerungsverhältnisse wird auf die Arbeiten CAPELLINI's verwiesen. Verf. verwirft jedoch die eingehende Altersgliederung des dortigen Pliocän und sieht in derselben nur bathymetrische Unterschiede sowohl in der Fauna wie im petrographischen Charakter der Schichten. Er theilt daher das Pliocän in die Laminarienzone, in die Nulliporen- und Corallinenzone und in die Brachiopoden- und Korallenzone; diese entsprechen jeweils lithologisch den gelben Sanden (sabbie gialle), sandigen blauen Thonen (argille turchine sabbiose) und den thonigen Mergeln (marne argillose).

A. Andreae.

---

**F. Fittipaldi:** La vallata del Basento. (Contributo allo studio della geologia, della meteorologia e della flora lucana. Potenza 1893. 8°. 107 p.)

In dem ersten Abschnitte sind einige geologische Notizen über die Verbreitung des Pliocän im Basento-Thal der Basilicata enthalten, die aber nicht über das von DE GIORGI in seiner Note geologische sulla Basilicata Gesagte hinausgehen.

Deecke.

---

**Peron:** Sur le tertiaire supérieur de l'Algérie. Réponse à la note de M. POMEL. (Bull. Soc. géol. de Fr. sér. III 21. 1893. 84—92.)

Verf. wendet sich namentlich gegen POMEL's étage Sahélien, welchen dieser zum Obermiocän rechnete. In seiner ersten Definition (1872) um-

fasste das Sahélien alle Schichten vom Tortonien bis zum Astien. Die Fassung des étage hat dann später verschiedentlich Abänderungen und Einschränkungen erfahren, und dürfte dieselbe jetzt grösstentheils dem Messinien von CH. MAYER (= Zancleano von SEGUENZA) entsprechen, das meist zum Unterpliocän gestellt wird. Bezüglich aller Einzelheiten muss auf die Controverse selbst verwiesen werden. **A. Andreae.**

---

**Jousseaume:** Examen d'une série de fossiles provenant de l'Isthme de Corinthe. (Bull. Soc. géol. de Fr. (3.) 1893. 21. 394—405.)

Verf. giebt eine reiche Liste, in Allem 150 Species, von Mollusken, welche z. Th. von FUCHS und QUELLENNEC, z. Th. von CHAPER bei der Durchstechung des Isthmus von Corinth dort gesammelt worden sind. Alle Arten, mit Ausnahme des *Murex mediterraneus* (*Murex* ist hier für *Strombus* gebraucht), finden sich heute noch lebend im Mittelmeer. Letzterer entspricht wohl der im Atlantic noch lebenden knotigen Varietät des *Strombus bubonius*. Hierzu kommt noch eine kleine Anzahl neuer Arten, die ganz kurz besprochen werden. Es ist jedoch zweifelhaft, ob diese mit den vorgenannten zusammen in den gleichen Schichten vorkommen. Es folgen dann einige tektonische Speculationen über die Entstehung des Ägäischen und Rothen Meeres und fasst der Autor die Resultate in nachstehenden Schlussätzen zusammen:

Die Conchylien des Isthmus von Corinth gehören zu zwei verschiedenen Faunen.

Die eine ist tertiär und umfasst eine sehr kleine Zahl von Arten, die noch, gerade vor ihrem Aussterben, den Beginn der Quartärperiode erlebten.

Die andere ist quartär und umfasst zahlreiche Arten. Die Artenzahl im Verhältniss zur vorigen ist 20 : 1.

Die jungen Marinbildungen des Isthmus von Corinth und die gehobenen Strandbildungen am Rothen Meer gehören zu der gleichen Epoche und verdanken ihre Trockenlegung den gleichen tektonischen Vorgängen, welche von Griechenland bis nach Centralafrika sich erstreckten.

**A. Andreae.**

---

**G. F. Dollfus:** Observations à la note de M. JOUSSEAUME sur les fossiles de Corinthe. (Bull. Soc. géol. de Fr. (3.) 22. 1894. 286—294.)

Verf. wendet sich mit Recht gegen die von JOUSSEAUME in seiner Liste von Conchylien des Isthmus von Corinth angewendete Nomenclatur, welche durchaus von der üblichen abweicht. JOUSSEAUME benutzt in seiner Liste Namen, die in den öffentlichen Sammlungen der École des Mines figuriren und bisher nicht begründete Manuscriptnamen von BAYLE enthalten, die zu schlimmen Confusionen Veranlassung geben können. So

braucht JOUSSEAU für die Gattung *Murex* den Namen *Purpura*, und den Namen *Murex* für die Gattung *Strombus*, während die Gattung *Purpura* mit dem Gattungsnamen *Stramonita* SCHUMACHER bezeichnet wird. Dieses eine Beispiel mag zur Illustration dienen, bezüglich der anderen ist auf die Arbeit selbst zu verweisen. DOLLFUS erklärt die Gesammtfauna vom Isthmus von Corinth für einheitlich und für alt-pleistocän; sie soll nur zwei ausgestorbene oder ausgewanderte Formen enthalten.

A. Andreae.

---

**Repelin:** Sur les calcaires à *Lithothamnium* de la vallée du Chellif. (Comptes rend. Acad. d. Sc. 119. 1023.)

Kalke oder grobe Sandsteine mit Lithothamniën in Algier galten für Helvétien oder Tortonien (nach WELSCH); sie entsprechen aber dem Sahélien von Mascara und Carnot, in das sie zeitlich übergehen. von Koenen.

---

**E. Fischeur:** Le bassin lacustre de Constantine et les formations oligocènes en Algérie. (Compt. Rend. 7. mai. 1894.)

In einer kurzen, aber interessanten Notiz weist Verf. nach, dass die Oligocän-Periode in Algier durch einen Wechsel von lacustrinen und continentalen Bildungen vertreten ist, während das Eocän und Miocän bekanntlich hier marin entwickelt sind. Diese continentale Ausbildung des Oligocän findet sich auch in vielen anderen Gebieten des Mittelmeerbeckens.

Die Schichtenfolge nördlich von Constantine ist folgende. Zuunterst:

- a) Gypsthone von Hamma und Bizot mit Travertin-Einlagerungen, entsprechend den Thonen vom Polygon in Constantine, welche die gezahnten *Helices* führen: *Helix Semperiana*, *H. subsenilis*, *Bulimus Jobae* etc.
- b) Rothe, lockere Conglomerate, mürbe Sandsteine und thonige Sande bei Bizot, Smendou, Chettaba und Coudiat-Aty.
- c) Thone und Plattensandstein mit Ligniten, darin Süßwasserfossilien: *Unio Dubocquii*, *Anodonta smendovens*, *Melanopsis Thomasi* etc. Im Westen des Beckens mit Travertineinlagerungen.

Jede dieser 3 Abtheilungen ist eine selbstständige Bildung und durch Discordanz von den anderen getrennt. Alle 3 werden 2 km westlich von Mila transgredirend von marinen Miocänschichten (Helvetian) mit *Ostrea crassissima* überlagert.

Ein anderes Profil bei Berroughia zeigt ganz ähnliche Verhältnisse, nur ist c durch marine Sandsteine und Mergel des Cartennien (Untermiocän) vertreten. b soll dem Aquitanien (Oberoligocän) und a vielleicht dem oberen Tongrien (Mitteloligocän) entsprechen.

[Der Nachweis von Land- und Süßwasserconchylien in oligocänen, d. h. discordant unter dem Miocän liegenden Schichten von Constantine, ist von hohem Interesse, ob eine schärfere Parallelisirung schon möglich



ist, dürfte fraglich sein. Man erinnere sich hier der von **MAYER-EYMAR** bei Kairo aufgefundenen brackischen Oligocän-Faunula, bedenke, dass der ägyptische Nicolien sandstein wohl auch zum Oligocän gehört, und dass sich fossilere, fraglich oligocäne Schichten, gewissermaassen oft vom Habitus unseres Keupers, in Kleinasien, in anderen Gebieten von Nordafrika und möglicherweise? auch in Südspanien finden. Ref.] **A. Andreae.**

## Quartärformation.

**W. Upham:** Comparison of pleistocene and present ice-sheets. (Bull. Geol. Soc. Amer. 4. 1892. 191—204.)

Nach einer kurzen Zusammenstellung der wesentlichsten Eigenschaften des antarktischen und grönländischen Inlandeises, sowie des Malaspina- und Muir-Gletschers auf Alaska erörtert Verf. die Schlussfolgerungen, welche sich aus einer Vergleichung der gegenwärtigen mit den pleistocänen Eisdecken ableiten lassen. Die Oberflächenneigung des grönländischen Inlandeises gewährt einen Anhalt, um diese Verhältnisse während der Eiszeit beurtheilen zu können. Die Voraussetzung einer annähernd gleichen Oberflächenneigung für das grönländische Inlandeis und die pleistocänen Eisdecken führt zu der Annahme, dass die Ostküste Nordamerikas um 2000—3000 Fuss, die centralen Theile von Canada dagegen um 5000 Fuss höher gelegen haben müssen, und dass auch Skandinavien während der Eiszeit bedeutend gehoben war. Diese Erhebungen sollen die Ursache für die klimatischen Veränderungen gewesen sein, durch welche die Eisdecken von Nordamerika und Europa entstanden.

Da die Glacialerosion des Felsbettes am Muir-Gletscher 6 Fuss im Jahrhundert beträgt, so soll eine Periode von 10000 oder 20000 Jahren ausreichend gewesen sein, um durch glaciale Erosion und Drifthanhäufung die topographischen Züge des nordamerikanischen Glacialgebietes hervorgerufen zu haben. Aus den Beobachtungen **Holst's** am grönländischen Inlandeis und denjenigen **Russel's** am Malaspina-Gletscher leitet Verf. die grosse Bedeutung des Transportes von Driftmaterial während der Eiszeit im Inlandeis, d. h. in seinem unteren Theile, vermuthlich bis zu einer Höhe von 1000—1500 Fuss über dem Boden ab. Die Abschmelzung der Eisdecken ging nach Ansicht des Verf. am Ende der Eiszeit sehr schnell vor sich, eine Annahme, die mit der Bildungsweise der Eskers, Drumlins und der glacialen Seebecken in bestem Einklange steht.

Am Schluss des Aufsatzes tritt **UPHAM**, wie schon mehrfach in jüngster Zeit, im Gegensatz zu **CHAMBERLIN**, **SALISBURY** u. a. für die Einheit der Eiszeit ein. Seit Beginn der quartären Periode bis zur Gegenwart sollen etwa 100 000 Jahre verflossen sein. **F. Wahnschaffe.**

**H. van Cappelle:** De Nederlandsche eindmorainenreeks van het oudste diluviale landijs. (Die niederländische Endmoränenreihe des ältesten diluvialen Landeises.) (Hand. 4. Nederl. Natuur- en Geneeskund. Congress.)

Der Bischopsberg und Havelterberg bilden ein Bogenstück mit S- und SO.-Concave, welches auf seiner Nordseite und seinem Kamm aus Geschiebelehm resp. -sand, Steinpackung mit metergrossen Geschieben besteht, oft mit geschichteten Sanden, auf der Südseite regelmässiger aus einer Lehmbank gebaut ist. Im Untergrund des Geschiebelehms ist überall bedeutende Schichtenstörung der Sande und Thone nachgewiesen. Der viel steilere nördliche Abfall der Wälle, das Stärkerwerden der Stauchungen in der Richtung vom Südfall her über den Kamm nach dem Fuss des Nordabfalles, die gleichmässige Richtung der Falten, das überwiegende Vorkommen von Steinpackung an der Nordseite, die zahlreichen Scheuersteine lassen die Wälle als Stauchungs-Endmoränen erkennen. Der weitere Verlauf der Endmoräne geht in O.-Richtung von Rhebruggen über Ansen nach Ruinen als Heidesandrücken, die schon in 0,5 m Tiefe Blocklehm zeigen. Dann folgt nach SO. bei Zuidwolde mit N.—S.-Richtung ein blockreicher Wall und weiter nach Unterbrechung durch Thalsandgebiet der Lemelerberg, dessen Moränennatur von LORÉ mitgeteilt worden ist. Dieser ist die nördliche Fortsetzung des langen Zuges, der sich südwärts über Hellendorn, Rijssen und Holten bis Markelo erstreckt. Hier ist zwischen den Präglacialdurchragungen des Paasch- und Lochemerberges und des Zwiepschen und Kalenberges der Geschiebelehm zu fast gleich hohen Wällen aufgestaucht. Alle Moränen sind also Staumoränen, die von Havelte zeigen altglacialen Untergrund, die vom Lochemerberg präglacialen.

E. Geinitz.

**H. v. Cappelle:** Der Lochemerberg, ein Durchragungszug im niederländischen Diluvium. (Mededeel. omtr. Geol. v. Neederl. No. 12. in Verhand. k. Akad. Wetensch. Amsterdam. 3. 1. 1893. 2 Tafeln.)

Der Lochemerberg ist eine 4 km lange, NW.—SO. streichende, aus präglacialen Sand-, Grand- und Lehmschichten aufgebaute Erhebung mit ausgesprochen wallartigem Charakter. Der verschieden mächtige Geschiebelehm geht oft in Geschiebesand über, er führt im Gegensatz zu dem von Markelo nur 7% nordische Geschiebe, dagegen vorwiegend südliche Elemente, nämlich massenhaft weisse Quarzgerölle, Spiriferensandstein und Sphärosideritknollen. Der Berg besteht aus 4 einzelnen präglacialen Hügeln, zwischen die sich der Geschiebelehm in geringer oder grösserer Breite einschiebt. Aus vielen Profilen ergibt sich, dass Stauung und Aufpressung des Untergrundes durch das Gletschereis der Oberfläche ihre heutige Form gegeben haben. Der Lochemer Durchragungszug ist eine endmoränenartige Bildung der ersten Vergletscherung, entstanden während einer längeren Periode des Stillstandes; mit Falten von unterliegendem Tertiär hat er nichts zu thun.

Die jüngeren diluvialen Ablagerungen bestehen nicht bloss aus dem feinen Sand des STARING'schen Zanddiluviums, sondern es treten hier noch Streifen gröberen „Rollsteinsandes“ auf. Derselbe ist oft durch Humus dunkel gefärbt; sein Alter wird als interglacial angegeben, da er jünger als der Lochemer Geschiebelehm ist, welcher die Grundmoräne der ersten Vergletscherung darstellt, und da der jüngere steinfreie Sand nicht alluvial sein soll.

Verf. erhält für seine Betrachtung über das Alter der Diluvialbildungen von Havelte und Lochem folgendes Schema:

		Havelte	Lochem
I. Oberes Diluvium	a. Obere Stufe, am Ende der zweiten Glacialzeit entstanden	Ebenes, aus steinfreiem Sande gebildetes Terrain, Thal- und Decksand („Zanddiluvium“ STARING's).	
	b. Untere Stufe, gebildet theils während der Interglacialzeit, theils beim Anfange der zweiten Glacialzeit	Heidesand	Rollsteinsand
II. Unteres Diluvium	a. Obere Stufe, durch das älteste Gletschereis gebildet	Geschiebelehm, ausschliesslich nördliche Gesteine enthaltend. Grundmoräne des ersten Landeises	Geschiebelehm, mit einem geringen Procent-satz von aus dem Norden stammenden Gesteinen und mit zahlreichen aus dem Untergrunde aufgenommenen, südlichen Gesteinsarten. Grundmoräne des ersten Landeises
	b. Untere Stufe, bei dem Herannahen der ersten Vergletscherung entstanden	1. Geschichtetes nördliches Diluvium 2. Geschichtetes gemengtes Diluvium 3. Südliches oder präglaciales Diluvium	Südliches oder präglaciales Diluvium

E. Geinitz.

H. van Cappelle: Enige mededeelingen over de glaciale en praeglaciale vormingen in Twente en den oosthoek van Gelderland. (Verh. k. Akad. Wetensch. Amsterdam. 3. 9. 1894.)

Um die Grenze zwischen Diluvium und Tertiäruntergrund zu bestimmen, wurde eine grosse Anzahl von Flachbohrungen vorgenommen, von



denen 60 mitgetheilt werden. Nur an drei Stellen wurde das Tertiär constatirt gegenüber anders lautender Auffassung STARING's. Verf. zeigt, dass beinahe überall in Twente und dem östlichen Theil von Gelderland präglacialer Sand und Lehm den Untergrund der Grundmoräne bilden. Das Präglacial hat oft von dem tertiären Untergrund Material in sich aufgenommen. Die jüngeren präglacialen Grande überlagern die älteren Lehme und Feinsande des Präglacials. Bei dem Tankenberg und Lonneker Berg ist in den unteren Schichten starke Schichtenstörung zu gewahren; beide Berge gelten als „Durchragungen“. Die sehr verschiedene Höhenlage der präglacialen Lehmager weist auf spätere Dislocationen hin. In dem untersuchten Gebiet bildet die Bodenoberfläche in allgemeinen Zügen ein Spiegelbild des Reliefs des tertiären Untergrundes. Doch findet sich daneben auch Moränenlandschaft, z. Th. auch Localmoräne. Auch die Verwitterungsformen des Geschiebelehms, die denen des norddeutschen Vorkommens gleichen, werden erwähnt.

E. Geinitz.

---

**G. Andersson:** Om senglaciala och postglaciala aflageringar i mellersta Norrland. (Geolog. Fören. Förhandl. 16. 531 u. 666.)

Durch die bisherigen Arbeiten von LINDSTRÖM, FEGRÄUS und SERNANDER war gezeigt, dass in den Flussthälern des mittleren Norrland Sand- und Thonlager von bedeutender Mächtigkeit auftreten, die bis 800 m über den Meeresspiegel reichen, deren älteste Süßwassersedimente von spätglacialem Alter sind, während die jüngeren, niedriger gelegenen, postglacial sind; dieselben führen bisweilen Grauerle, Kiefer, Birke, Zwergbirke, Espe, Fichte, *Rhamnus frangula* und *Phragmites communis*.

Es werden hier die betreffenden Ablagerungen in den Thälern des Indals-, Ångerman-, Själevad-, Ume- und Vindel elfv eingehend untersucht.

Zur richtigen Auffassung der Natur dieser Ablagerungen werden einige allgemeine Betrachtungen vorausgeschickt. Bei den ungleichförmigen Senkungen, die in Skandinavien stattfanden, stehen die Isobasen im nördlichen Schweden fast rechtwinkelig gegen den Verlauf der genannten grossen Thäler, der Gradient verläuft also parallel mit ihnen. Aus DE GEER's Karte (in NATHORST's Sveriges Geologi p. 281) ergibt sich hierbei, dass der Indals elfv eine Neigung von 1 : 1000 hatte und zur Zeit des höchsten Standes des spätglacialen Meeres einen grossen Fjord bildete, der als Klärbecken für die von den noch eisbedeckten Höhen des Westens kommenden Gewässer diente; in ihm wurde massenhaftes Material sedimentirt. Der Thalboden ist nicht einfach geneigt, sondern es fanden sich beckenartige Vertiefungen in seiner Längserstreckung, welche sich ebenfalls nach und nach mit Sedimenten anfüllten; in denselben kann sich später der Fluss wieder Erosionsfurchen gebildet haben. Es konnten sich also Flussablagerungen in verschiedenen Niveaus bilden. Gleiche Verhältnisse gelten auch für die Thäler der anderen Flüsse. Nach S., N. und O. nehmen die Flussablagerungen immer mehr ab. Dies hat zwei Gründe:

Einmal erhalten die Isobasen nach jenen Gegenden hin allmählich die gleiche Richtung wie der Hauptlauf der Flüsse, also wurde das Flussthal mit der Niveauveränderung gleichförmig gesenkt; zweitens wird das Küstenland immer weniger coupirt, wodurch die Ablagerungen von Meeresboden gleichförmiger und anders als in den engen Flussthalern erfolgen mussten.

I. Fossilfreie Flussthalablagerungen. Es sind supramoräne Ablagerungen, die direct auf Moränen ruhen. Sie bestehen aus Sand und Thon mit folgender Gliederung:

a) Unterer Eismeersand. Oft in gebogenen Schichten, von wirbelnden Wässern gebildet, nicht durch spätere Zusammenpressung.

b) Eismeerthon (ishafs-, hvarfvig-lera), sehr weit verbreitet. In seinen horizontalen Schichten wurden gleiche Kriechspuren gefunden, wie sie HÖGBOM erwähnt.

c) Oberer Eismeersand, oft in ziemlicher Mächtigkeit.

II. Fossilführende Flussthalablagerungen. Bestehen aus wechselnden Sand- und Thonlagern, gebildet aus umgelagerten Spätglacialbildungen. Der Sand ist meist geschichtet, vom allerfeinsten Sand bis groben Grus, in den obersten Partien bisweilen Strandkiesel. Der Thon fast immer geschichtet, etwas abweichend vom Eismeerthon, in verschiedenen sandfreien und sandhaltigen Varietäten. Sand und Thon wechsellagern, doch ist meist zu oberst Sand (der letzten Hebungsperiode entsprechend), darunter Thon (aus tieferem Wasser abgesetzt), bisweilen darunter nochmals Sand. Die Fossilien sind meist Pflanzen-, seltener Thierreste. Es sind zwei Arten zu unterscheiden, Süßwasser- und Salzwasserablagerungen.

Von Thieren finden sich oft massenhaft *Mytilus* und *Tellina*, resp. *Anodonta* und ? *Unio*; ferner Insectenreste, Wintereier der Süßwasserbryozoe *Cristatella Mucedo*, Spongiennadeln und Fischschuppen. Pflanzen sind weit überwiegend, immer als eingeschwemmte Reste von verschiedener Grösse und Erhaltung. Die Hauptmasse bilden Kiefer, Grauerle, Birke, Fichte, seltener sind *Phragmites* und *Carices*, sehr viele Moose und massenhafte Diatomeen finden sich, auch Pilze und *Dictyocha*. Von den Diatomeen werden S. 668 und 682 Listen von Prof. CLEVE veröffentlicht. Aus den Süßwasserablagerungen wurden 119 Süßwasserarten und Formen und 6 marine beschrieben, aus den marinen Lagern 158, von denen 81 marine und 77 Süßwasserformen sind.

Es folgen dann die detaillirten Beschreibungen der einzelnen Vorkommnisse:

A. Fossilführende Süßwasserablagerungen. Vännäs (gebildet zur Zeit des *Ancylus*-Sees, der Sand, welcher hauptsächlich fossilführend ist, wurde in dem späteren Theil der *Ancylus*-Zeit gebildet), Brostugan (*Ancylus*-Thon), Gala, Sollefteå (gebogene Schichtung, wahrscheinlich in hartgefrorenem Zustande zusammengeschoben), Granvåg, Ragunda.

B. Fossilführende Salzwasserablagerungen. Finden sich ebenfalls in allen Thälern, mächtige Sedimente; daneben auch locale marine Thone, der „Åkerlera“ des mittleren Schwedens entsprechend; nach oben meist in

„gyttja“ übergehend, die ihrerseits von Torf bedeckt wird. Beispiele: Umeå, Gene, Nattstudalen, Nordströmsmyren, Holm, Sänga.

Diese fossilführenden Flussthalablagerungen stammen aus der Postglacialzeit. Aus dem Unterschied zwischen den Süßwasser- und marinen Ablagerungen und den Niveauveränderungen jener Gebiete ergibt sich, dass ebenso wie im südlichen Schweden, im mittleren Norrland drei Niveauveränderungen stattgefunden haben:

eine spätglaciale, während welcher die „hvarfvig-lera“ (Bänderthon) gebildet wurde,

eine frühere postglaciale, während der der untere Nordseethon und die *Ancylus*-Thone im baltischen Gebiet entstanden, und

eine spätere postglaciale, zu der der obere Nordseethon und die *Litorina*-Thone des baltischen Gebietes sich absetzten.

Nach den reichen Funden an Planerogamen und Moosen lassen sich für die Entwicklung der norrländischen Flora folgende 4 Perioden unterscheiden, die in der Tabelle nach ANDERSSON's, NATHORST's, TOLF's und KELLGREN's Untersuchungen zusammengestellt sind.

	Torfmoore	Kalktuffe	Flusstha'ablagerungen
Zone der Fichte . . . . .	+	—	+
jüngere } Zone der Kiefer .	+	?	+
ältere }	+	+	—
Zone der Birke . . . . .	+	+ (?)	—
Zone der Dryas . . . . .	+	?	—

Schliesslich werden noch kurz die Moose und das Auftreten der *Anodonta* erwähnt.

E. Geinitz.

A. Blytt: Om de fytogeografiske og fytopalaeontologiske grunde forat antage klimavexlinger under kvartertiden. (Christiania Videnskabs-Selskabs Forhandling. 1893. No. 5. 8°. 52 p.)

Detaillirte Zurückweisung ANDERSSON's Kritik der BLYTT'schen Theorie von dem Wechsel feuchter und trockener Klimate. (Geol. För. Förh. 14. 509.)

BLYTT sagt, dass die Ausbreitung der Pflanzen in Norwegen sich nicht erklären lässt, ohne die Annahme von Klimawechseln. Die geologische Geschichte spiegelt sich in der Flora der Jetztwelt wieder (ED. FORBES); dies zeigt auch die norwegische Flora. Ihr ältester Theil, die arktische Flora, ist in die centralen, continentalen Theile, in die Gebirge zurückgedrängt durch die subglaciale Weiden- und Birkenflora (welche einem feuchteren Klima entspricht); die (continentale) boreale Flora wurde verdrängt von der (insularen) atlantischen, diese von der (continentalen) subborealen und diese endlich von der (insularen) subatlantischen, welche ihrerseits vor der des heutigen trockeneren Klimas weicht — vergl.



Karte S. 4. — Dies wird an Beispielen durchgeführt, auch eine Arbeit von HULT als Bestätigung herangezogen.

Die Kalktufflager von Gudbrandsdal (dies. Jahrb. 1895. I. - 363-) erweisen periodische Wechsel des Klimas; auch in den dänischen Torfmooren ist dieser Wechsel nachzuweisen (die ANDERSSON'sche Eintheilung deckt sich nicht genau mit der STEENSTRUP'schen, man muss auf die Baumstammlager und den Unterschied zwischen Binnen- und Küstenflora achten).

In den Küstengegenden Norwegens hatte BLYTT immer in den Torflagern folgendes Profil gefunden: Zu oberst 4—6' ziemlich unverändertes *Sphagnum*, darunter ein Stammlager von Kiefernstubben; dann guten Brenntorf und unter diesem Eichenstubben mit Haselnuss. In den östlichen Gegenden ebenso; hier bestehen die ältesten Torflager aus 4 Torfschichten mit 3 zwischengelegenen Stammschichten. Die Tiefe der Moore nimmt in den niedrigen Gegenden ab, Eiche und Hasel finden sich nie in den 2 tiefsten Schichten.

Trockenes Klima ist nicht günstig für Torfbildung. Die Gegenwart ist trockener als früher; dies zeigt sich in der Flora, auch Kalktuffbildung geht jetzt nicht mehr vor sich. Wir leben also gegenwärtig in einer Trockenperiode. Diese ist nicht durch locale Ursachen zu erklären.

Dreifache Stubbenlagen finden sich in den Mooren von Norwegen, Schweden, Dänemark, Britannien u. s. w., in Finland sind 2 beobachtet, ältere als boreale konnten wegen der ungünstigen Kälteverhältnisse dort überhaupt nicht entwickelt sein.

Auch auf den norwegischen Mooren ist die Austrocknung weit vorgeschritten; die verschiedenen gleichen Stubbenlager auch in der Tiefe beweisen, dass die Trockenheit nicht dadurch verursacht ist, dass der Torf jetzt zu hoch gewachsen ist. Unter der Oberfläche liegt eine *Sphagnum*-Schicht, mit Geräthen des Steinalters. Darunter fand sich in grösser Regelmässigkeit (fast in der Hälfte aller Moore nachgewiesen) ein Stubbenlager. Dieses entspricht wieder einem früheren trockeneren Klima u. s. w. Die 4 Torfschichten in den ältesten Torflagern beweisen, dass während des Wachsthum des Torfes 4 Wechsel des Klimas stattfanden. Die Stubbenlager und Torfschichten bildeten sich, nachdem sich das Land hob; die Untersuchung der verschieden hoch gelegenen Moore kann ergeben, wie hoch das Land zur Zeit der Bildung der betreffenden Schicht lag; die Stubbenlager entsprechen bestimmten geologischen, in den verschiedenen successiven Meeresständen ausdrückbaren Niveaus (vergl. BLYTT's Tabellen aus dem Jahr 1882). Stubbenlagen und Torfschichten bildeten sich in bestimmten Abschnitten der Landhebung nach der Eiszeit. Landsenkung konnte der Torfbildung nur günstig sein.

Die Tiefe der Moore nimmt zu, je weiter man bis zu Gebieten von 4—500' über dem Meere gelangt, die ältesten Torf- und die ältesten Stammschichten (mit subarktischen Pflanzen) waren schon gebildet, als noch die Gegend von Christiania 350' tiefer lag als heute. Die Moore am Christianiafjord zwischen 47 und 110 m Höhe liegen über DE GEER's Postglacialgrenze, ihr Bau spricht gegen die Annahme eines arktischen Klimas;

sie sind nicht älter als boreal: subglaciale, subarktische und infraboreale Schichten sind dort nicht nachgewiesen, der liegende Thon hat keine arktische Flora, ist übrigens marin, im untersten Torf finden sich boreale Pflanzen. Das Klima war dort schon zur Zeit der früheren Hebungen, vor Ablagerung der postglacialen Muschelbänke bedeutend milder als in der arktischen Zeit.

BLYTT weist es zurück, dass ANDERSSON seine Theorie übertreibt; ein Moor, in dem die Baumlagen fehlen, ist noch kein Gegenbeweis. Das Zeugniß STANGELAND's wird verworfen; dagegen sprechen Angaben SER-NANDER's und selbst ANDERSSON's für die Theorie. Auch in Britannien, Dänemark u. s. w. finden sich übereinstimmende Profile in den Mooren, vergl. z. B. die Angaben von J. GEIKIE.

E. Geinitz.

**Högbom:** Om interglaciala bildningar i Jemtland. (Geol. Fören. i Stockholm Förh. 15. 28.)

Östlich vom Storsjö wurden 1883 geschichtete Ablagerungen zwischen Moränen gefunden, die von DE GEER als interglacial erklärt wurden; die erste Vereisung hatte hier eine Richtung aus NO., die spätere theils aus NO., theils aus SO., weiter östlich lag eine neutrale Zone. Während man die zwischen den zwei Moränen eingeschalteten Sedimente auch anders, nicht als typisch interglacial hatte deuten können, theilt HÖGBOM jetzt neue Beobachtungen aus der Gegend von Östersund mit, die er als echtes Interglacial ansieht. Diejenigen Stellen, wo in einer Moräne eine obere und untere Lage zu beobachten war, wurden nicht hierzu gerechnet, die Unterschiede vielmehr auf die Wirkung der Atmosphärrillen zurückgeführt. Dagegen fanden sich zwei andere Stellen mit folgenden Profilen: Unter 1,5 m Moräne 2,5 m geschichteter Sand und Grus, darunter eine andere Moräne; die obere Moräne führt östliches Material, die untere daneben auch westliches. Zwar könnte auch dieses Vorkommen subglacial sein, bei Wechsel der Schubrichtungen des Eises, doch scheint die allgemeine Verbreitung dieser Lagerung mehr für die Annahme einer Interglacialzeit zu sprechen. Ein weiterer Aufschluss (vergl. Bild S. 33) spricht noch mehr hierfür: 5—7 m Moräne von südöstlichem Ursprung (übereinstimmend mit der Schrammenrichtung), darunter, mit scharfer Grenze, bis unter das Niveau des Storsees geschichtete Bildungen, und zwar zu oberst feiner kalkhaltiger Sand, in den oberen Partien mit vielen Verwerfungen, nach unten thoniger Sand und feiner Thon (rostbraun und schwarz), von welchem manche Schichten kalkfrei, andere 10—30 % kohlensauren Kalk führend, mit vereinzelt „marlekör“. In den oberen Partien zeigt der Thon häufig zwei sich kreuzende Querschieferungsrichtungen (Druckwirkung des Landeises ebenso wie die Verwerfungen im Sand). Ähnliches lieferte ein benachbarter Aufschluss. Das Thonlager ist demnach wohl kein Localabsatz, sondern der Rest einer Ablagerung, die früher bei höherem Wasserstand des Storsees gebildet worden war; dem entsprechen ähnliche Befunde am Südrand des Sees, z. B. bei Hackås.

In dem Thon fanden sich Reste von Organismen: wurmartig gekrümmte Larvenspuren, die Kriechspur einer Schnecke und kleine Pflanzenreste, von denen einige Moose bestimmt werden konnten; es sind Arten, die jetzt über ganz Skandinavien verbreitet sind, also über das damalige Klima keinen Aufschluss geben. Diatomeen fehlen; einige als Larvenexcremente gedeutete Dinge fanden sich noch.

Diese Ablagerung ist älter als die letzte Vereisung. Unter ihr wird nach einem weiter abgelegenen Punkte eine Moräne mit grosser Sicherheit vermuthet, mit wahrscheinlich westlichem Material. Man kann sonach das Sedimentlager als interglacial ansehen; ob z. Th. als Bildung eines durch Eis aufgedämmten Sees, oder den schonenschen Hvitåbildungen analog, oder als Absatz eines in den Storsjö mündenden Flusses, bleibt dahingestellt. Schliesslich wird noch erörtert, warum diese Auffassung festgehalten wird und das Lager nicht als bei einer an sich unbedeutenden Oscillation des Eisrandes entstanden anzusehen ist, wobei auf seine unmittelbare Nähe an der damaligen Eisscheide, auf seine Beschaffenheit u. a. hingewiesen wird.

E. Geinitz.

**De Geer:** Om Strandliniens förskjutning vid våra insjöar. (Geol. Fören. i Stockholm Förh. 15. 378.)

Die Strandlinien der Binnenseen scheinen ebenso wie die der Meeresküsten ungleichförmige, aber regelmässige Niveauveränderungen zu erleiden. Für Skandinavien und Nordamerika scheint dies auf localen Ursachen zu beruhen. Spuren dieser Veränderungen müssen am deutlichsten an Seen sein, die in supramarinen Gegenden liegen, weil diese längere Zeit als die Relictenseen an der ungleichförmigen Hebung Theil nehmen. Die Seen des småländischen Hochlandes haben fast alle ihren Abfluss in den am wenigsten gehobenen und am weitesten von der Mitte des Hebungsbereiches befindlichen distalen Theilen, sie liegen ferner oberhalb des marinen Gebietes und in solchen, die von der letzten Vereisung nicht bedeckt waren; sie sind also die ältesten der schwedischen Seen. An ihren am meisten gehobenen nördlichen Theilen finden sich, wie zu vermuthen, Spuren einer grösseren Ausbreitung.

Im småländischen Hochland finden sich vielfach Süsswasserthone längs Thälern, aber in so grosser Höhe, dass sie nicht durch blosse Überschwemmung aus Seen oder Flüssen gebildet sein können. Durch Feststellung der marinen Grenzen ist ihre Bildung aus Süsswasser und zugleich die ungleichförmige Hebung des Landes erwiesen worden. Der Thon findet sich nur an der Nordseite der Seen, d. i. auf der, von welcher bei der Hebung das Wasser weggeschoben worden ist, so dass der alte Seeboden trocken gelegt wurde. So fand Verf. nördlich vom Bohnen- und Vidöstern-See Terrassen und Sedimente, welche eine ungleiche Hebung des Landes erweisen; wegen des hohen Alters jener Seen können diese Strandlinien Aufschluss geben über die Neigungsverhältnisse im Vergleich von sonst und jetzt; wahrscheinlich lagen jene Gegenden viel höher als gegenwärtig. Da aus der gleichzeitigen Nordseefauna des Südbalticums hervor-



geht, dass das Klima der Interglacialzeit nicht wärmer war als jetzt, so kann man annehmen, dass die Fichte in das damalige småländische Hochland einwanderte. Noch wird auf den Zusammenhang dieser ältesten Strandlinien mit den Rullstensåsar und Terrassenbildungen verwiesen; der Kalkgehalt des Thones beweist, dass der Thon von Gletschern abstammt.

Bei den Seen, die ihren Ablauf in dem am meisten gehobenen proximalen Ende haben, sind die Verhältnisse z. Th. ganz anders. Auch hier fand eine Verschiebung des Wassers und der Strandlinien statt, aber da das Wasser an dem Hinderniss, gegen welches es verschoben wurde, keinen Abfluss finden konnte, musste es steigen, so dass sich sein Niveau in gleicher Höhe mit der Ablaufschwelle hielt. Hierzu gehören der Wetter- und Stora-Le in Dalsland, das Ule-Moor in Finland und der Peipus. Die ungleichförmige Hebung im Gebiete der beiden ersteren wird durch mehrere Beobachtungen und Zahlenangaben nachgewiesen. Endlich wird als riesigster Binnen-See der *Ancylus*-See herangezogen, aus dem jetzt die Ostsee geworden ist; seine Grösse wird zu 57 000 qkm berechnet. Nach den Funden von arktischen Pflanzen im nordwestlichen Schonen und Seeland nahe und unter dem Meeresspiegel scheint die spätglaciale Hebung, welche diesen Binnensee zu Stande brachte, fast abgeschlossen gewesen zu sein, als das Klima noch arktisch war und die Verbindung zwischen Ost- und Nordsee schon zeitig unterbrochen worden zu sein. Der Abfluss lag zuerst zwischen dem Karlsborgs- und Nerikepass, also nahe dem später am meisten gehobenen Gebiet; als nun dieser Kanal sich hob, musste das Wasser steigen, was sich aber nur im südlichen und östlichen Theil bemerkbar machte, wo die Hebung nicht gleich stark war. Die Strandlinienverschiebung des *Ancylus*-Sees beschränkte sich nicht auf ein Steigen des Wassers in den sinkenden Landtheilen und ein entsprechendes Sinken des Wasserspiegels in den Theilen, die sich mehr hoben; hierdurch wurde die Wassermenge verschoben, aber nicht vermindert. Anders wurde es, als die Verschiebung endlich so weit reichte, dass das Wasser über die Schwelle des Öresunds und Grossen Belts stieg. Das Wasser erhielt nun freien Ablauf in das Meer; wahrscheinlich stand dann schliesslich das Wasser in Upland nicht höher als gegenwärtig, bei Gotland und Bornholm sogar tiefer.

Die meisten Relictenseen sind von dem *Ancylus*-See abgedämmt und nicht direct von dem Meere.

In einem Zusatz über die Benennungen postglacial und spätglacial weist DE GEER darauf hin, dass während der *Ancylus*-Zeit ununterbrochen Sedimente im Balticum abgesetzt wurden, erst im Meere, dann im Binnensee, die undre grålera also in beiden abgesetzt wurde und hiernach eine Unterscheidung zwischen marin und lacustrin sehr schwierig ist. Deshalb will DE GEER die Zeitgrenze in die grösste Discordanz, d. h. in das Maximum der Hebung legen, welche die spätglaciale und postglaciale Senkung trennte. Als spätglacial bezeichnet DE GEER die ganze Abschmelzperiode, gerechnet von dem Maximum der letzten Vereisung bis zum Anfang der Postglacialzeit; spätglacial sind also die obere Moräne, die Åsar, Torf- und Flussbildungen, nicht allein marine Sedimente. Für

unsichere Fälle empfehlen sich die Benennungen ober-, mittel- und unterglacial, resp. supra-, infra- und intraglacial. **E. Geinitz.**

---

**E. Delvaux:** Nature et origine des éléments caillouteux quaternaires qui s'étendent en nappes sur les plateaux de la Belgique occidentale. (Ann. soc. géol. de Belg. 19; Mémoires 223—266. 1892.)

Verf. sucht den Nachweis zu führen, dass die bisher für quartär gehaltenen Feuersteingeröll-Ablagerungen der Hochflächen (bis 135 m über Meer) des westlichen Belgien tertiären Alters sind. Sie seien nicht durch Diluvialgewässer bewegt und abgelagert, sondern zur Diluvialzeit in situ aus Ablagerungen des „étage distien“ entstanden, deren feinere Bestandtheile durch heftige Regengüsse fortgeführt wurden. Für die Feuersteingerölle der Abhänge, der Wasserläufe und der Ebenen gesteht Verf. einen Transport von den Plateaus durch quartäre Erosion zu. **O. Zeise.**

---

**A. C. Nicholson:** High-level glacial gravels, Gloppa, Cyn-y-Bwch, near Oswestry. (Quart. Journ. Geol. Soc. of London. 48. 86—95. 1892.)

Gloppa, eine kleine Farm, ist ungefähr zwei englische Meilen NO. von Oswestry am östlichen Abhang des Carbon-Rückens (Millstone Grit) gelegen, der die westliche Grenze der nördlichen Shropshire- und Cheshire-Ebene bildet. Hier gewährte eine seit 1888 im Betrieb befindliche Sandgrube Verf. einen prächtigen Einblick in den Aufbau der diluvialen Schichten bis zu einer Tiefe von 60 Fuss. Gloppa hat eine Höhenlage von 1130 Fuss; die Höhenlage derselben Bildungen in der weiteren Umgebung schwankt zwischen 900 und 1160 Fuss. Eine Liste von ca. 80 Molluskenarten wird allein von Gloppa bekannt gemacht, darunter befinden sich 9 arktische und skandinavische Arten, so z. B. *Astarte borealis*, *Tellina calcarea*, *Cardium groenlandicum*, *Leda pernula* u. s. w., die den britischen Meeren fehlen. Mit diesen diluvialen Mollusken kommt auch eine Reihe älterer Versteinerungen vor aus Silur, Carbon, Lias, Gault und der oberen Kreide. **O. Zeise.**

---

**Wm. Shone:** The subterranean erosion of the glacial drift, a probable cause of submerged peat- and forest-beds. (Quart. Journ. Geol. Soc. of London. 48. 96—103. 1892.)

Die in einer Sandgrube nach einem heftigen Regenfall gemachte Beobachtung, dass eine grosse Menge Sand durch subterrane Erosion unter dem ihn bedeckenden Geschiebelehm herausgespült worden war, was diesen zum Nachsinken veranlasste, regte den Verf. an, der Frage näher zu treten, ob dieses Agens nicht auch untergetauchte Torfmoore und Wälder erkläre. Die Frage wird des Näheren erörtert und in bejahendem Sinne beantwortet. **O. Zeise.**

---

**R. M. Deeley:** The glacial succession. (The Geological Magazine. 10. 31—35. 1893.)

Die Parallelisirung der vom Verf. im Trent Basin durchgeführten Gliederung des Quartär mit der allgemeinen Gliederung des Quartär von GEIKIE wird in folgender Tabelle veranschaulicht:

DEELEY		GEIKIE	
Middle Pleistocene	Older Pleistocene	1. Weybourn Crag	
		Ground-moraine of Great	
		Ballic Glacier . . . . .	Glacial
		2. Forest-bed of Cromer. . .	Interglacial
	Middle Pleistocene	3. Lower Boulder-clays of Britain Epoch of maximum glaciation . . . . .	Glacial
	Newer Pleistocene	4. Continental condition of British area . . . . .	Interglacial
		5. Upper Boulder-clay of Britain . . . . .	Glacial
		6. Britain again probably continental . . . . .	Interglacial
		7. Ground moraines, terminal moraines etc., of British mountain regions . . . .	Glacial
		8. Britain again probably continental . . . . .	Interglacial
		9. Local moraines in mountain valleys . . . . .	Glacial
		O. Zeise.	

**T. Mellard Reade:** Eskdale drift and its bearing on glacial geology. (The Geological Magazine. 10. 9—20. 1893.)

Die weite fächerförmige Verbreitung des charakteristischen Eskdale-Granits in den Quartärablagerungen des nordwestlichen Englands und eines Theiles von Nordwales ist dem Verf. ein Beweis dafür, dass nicht Landeis, sondern Treibeis denselben verfrachtete. Landeis könne nur in einer Richtung transportiren. Da Verf. die bis zu Höhen von 400 Fuss über der irischen See vorkommenden marinen, quartären Ablagerungen auf eine ehemalige Senkung des Landes um mindestens diesen Betrag zurückführt, so steht ihm eine genügend grosse, irische See zur Verfügung, um zu eben den Stellen, wo Eskdale-Granitgeschiebe aufgefunden wurden, einstnals Eisberge stranden oder abschmelzen zu lassen. Zwei Kärtchen sind beigegeben, deren eines die Verbreitung der Eskdale-Granitgeschiebe zeigt,



deren anderes die geologischen Verhältnisse von Eskdale und Umgegend giebt.

O. Zeise.

**J. H. Cooke:** Notes on the „Pleistocene Beds“ of Gozo. (The Geological Magazine. 8. 348—355. 1891.)

Beschreibung der zuerst im Malteser Journal „Il Burth“ von FEILDEN und MAXWELL im Jahre 1874 erwähnten quartären Ablagerung mit Landschnecken und Säugethierresten im Dueira-Thal, Insel Gozo bei Malta. Dieses Thal ist nicht, wie bislang angenommen wurde, ein Erosionsthal, sondern ein ausgesprochen tektonisches. Von allgemeinem Interesse ist die Meinung des Verf., die er des Näheren begründet, dass die im Thal und auf der Höhe isolirt vorkommenden Ablagerungen eine einheitliche Bildung darstellen, woraus ein ganz jungdliches Alter desselben resultire.

O. Zeise.

**Hector Lèveillé:** Les terrains d'alluvion à Pondichéry. (Bulletin de la société géologique de France. 19. 99—111. 1891.)

Vorderindien wird an seiner Ostseite von einem Streifen quartärer Alluvionen eingesäumt, der sich in wechselnder Breite vom Ganges-Delta bis zum Cap Comorin mit Ausnahme einer kleinen Unterbrechung bei Vizagapatam hinunterzieht. Stellenweise wird dieser Gürtel fünfzig Meilen breit, aber er verschmälert sich an anderen Stellen auch so, dass die Tertiärhügel fast an die Küste heranrücken. Dies ist der Fall bei Pondichery. Artesische Brunnenbohrungen haben hier nun eine ungeahnte Mächtigkeit der Alluvionen festgestellt, die anderswo, so z. B. bei Madras, nur gering ist. Verf. theilt die Resultate zweier der tiefsten Bohrungen mit, deren eine bei 119,60 m, deren andere selbst bei 175,47 m das Quartär nicht durchsank. Die Hauptmenge der Sedimente (Sande, Thone, verfaulte Hölzer, Tuffe, Lignite, Eisenconcretionen) sind fluviatilen Ursprungs, nur zum geringen Theile betheiligen sich an dem Aufbau Meeresalluvionen.

O. Zeise.

**R. D. Salisbury:** A preliminary paper on drift or pleistocene formations of New Jersey. (Ann. Rep. of the State Geologist for 1891; Geol. Survey of New Jersey. Trenton 1892. 35—108.)

Vorliegender Aufsatz bildet die Einleitung zu der vom Staate New Jersey ins Werk gesetzten geologischen Untersuchung und Spezialkartirung der daselbst auftretenden pleistocänen Ablagerungen. Verf. bietet uns hier eine Übersicht über die Entwicklung der Driftbildungen des Landes, wobei ein Hauptgewicht auf die Entstehungsursachen der verschiedenen Ablagerungen gelegt wird. Zunächst werden ganz im Allgemeinen die charakteristischen Merkmale der Driftbildungen, die Bildung und Bewegung des Gletschereises, die Einwirkungen desselben auf den Felsuntergrund und die von ihm herrührenden Ablagerungen (glacial drift) besprochen.

Der nördliche Theil von New Jersey zeigt die typischen Merkmale

einer ehemaligen Bedeckung durch Inlandeis, welches sich, wie aus den vorhandenen Schrammen auf dem anstehenden Gestein und dem beobachteten Geschiebetransport zu folgern ist, in südöstlicher Hauptrichtung bewegte. Die präglaciale Landoberfläche hatte ihre Gliederung in Berg und Thal durch die Thätigkeit der Flusserosion erhalten und den festen Felsuntergrund bedeckte eine Verwitterungsschicht, der noch unverwitterte Felsblöcke beigemengt waren. Durch die erodirende Thätigkeit des Inlandeises wurden die Conturen der Oberfläche sanfter. Sind die Ablagerungen der Inlandeisdecke nur dünn, so lassen sie die Formen des Untergrundes zuweilen hindurchscheinen, sind sie dagegen sehr mächtig, so können sie ganz regellos über den darunter liegenden Bergen und Thälern ausgebreitet sein und die Conturen des älteren Felsgrundes vollständig verwischen.

Bei der Besprechung der verschiedenen Driftbildungen hebt Verf. hervor, dass der Till in New Jersey vielfach einheimisches Material, namentlich rothe Schiefer und Sandsteine, in sich aufgenommen und dadurch eine röthliche Farbe erhalten hat.

Die Drumlins werden aufgefasst als unter dem Inlandeise angehäuften Grundmoräne, welche in der Bewegungsrichtung des Eises in Hügeln angeordnet wurde. Verf. ist der Ansicht, dass sie sich nicht nur in dem Randgebiete, wo das Eis dünner war, sondern auch unter sehr mächtiger Eisdecke erhalten konnten. Bei sehr mächtigem Eis nimmt der Druck auf die unteren Theile desselben zu; dieselben werden dadurch plastischer, während dabei zugleich ihre Erosionswirkung abnimmt. Von den Drumlins zu unterscheiden sind die „veneered hills“, linsenförmige, beispielsweise bei Newark vorkommende Hügel des älteren Gebirges, welche mit einer dünnen Tilldecke überzogen sind und die Gestalt und Anordnung der echten Drumlins nachahmen. — Der Till, d. h. das unmittelbar vom Gletschereis transportirte Material, kann supraglacial, englacial oder subglacial sein, obwohl der letztere bedeutend an Mächtigkeit die beiden anderen übertrifft. Das beste Merkmal zur Unterscheidung des supraglacialen vom subglacialen Till scheint das bei ersterem reichliche Vorkommen von wenig abgenutzten Geschieben aus weiter Herkunft zu sein.

Zu den Endmoränen wird gerechnet: 1. das Material, welches unter dem Rande des Eises, während dasselbe lange Zeit hindurch stationär oder nahezu stationär war, angehäuft wurde, so dass es mächtige Rücken oder Zonen von Drift bilden konnte, 2. dasjenige, welches auf der Oberfläche des Eises fortgeführt wurde und am Rande herabfiel (dump moraines) und 3. dasjenige, welches durch die Bewegung des Eises am Rande aufgepresst wurde. Das Hauptgewicht wird bei der Charakterisirung der Endmoränen auf die Topographie gelegt, die sich durch kurze Hügel mit dazwischen liegenden, meist von Wasser oder von Torf erfüllten Vertiefungen auszeichnet.

Die Driftbildungen, welche durch Wasser abgesetzt worden sind, werden in zwei Hauptclassen eingetheilt: 1. in solche, die in enger Verbindung mit dem Inlandeise entstanden, und 2. in solche, die vor dem

Rande des Inlandeises abgelagert wurden. Zu ersteren gehören die Åsar oder Eskers und die Kames, zu letzteren die Thaldrift (valley drift) und in einer Ebene ausgebreiteten Absätze (overwash plains).

Südlich von der New Jersey in der Richtung von Belvidere nach Perth Amboy durchkreuzenden Endmoräne wurde ein Till beobachtet, dessen Geschiebe bis auf grosse Tiefe einen hohen Verwitterungsgrad zeigten, dabei aber noch sehr deutlich geschrammt waren. Dieser Till wird als die Grundmoräne einer älteren Vereisung aufgefasst.

F. Wahnschaffe.

**J. W. Spencer:** Ancient shores, boulder pavements, and high-level gravel deposits in the region of the Great Lakes. (Bull. Geol. Soc. Amer. 1. 1889. 71—86.)

—, The deformation of Iroquois beach and birth of Lake Ontario. (Amer. Journ. of Sc. 40. 1890. 443—451.)

Der vom Verf. nach den Eingeborenen genannte Iroquois-Strandwall umzieht mehr oder weniger deutlich den Ontario-See und weist von Hamilton am Westende des Sees bis Fine im Nordosten desselben eine Höhendifferenz von 609 Fuss auf. Diese Verbiegung wird durch eine in nordöstlicher Richtung progressiv fortschreitende Hebung zu erklären versucht. Der Strandwall soll annähernd in Meereshöhe gebildet sein zu derselben Zeit, als der Ontario-See noch ein Golf war, die Adirondack Mountains und New-England Inseln bildeten und die Niagarafälle ihren Anfang nahmen.

F. Wahnschaffe.

**J. W. Spencer:** Deformation of the Algonquin beach, and birth of Lake Huron. (Amer. Journ. of Sc. 41. 1891. 12—21.)

—, High level stores in the region of the Great Lakes, and their deformation. (Amer. Journ. of Sc. 41. 1891. 201—211.)

Zwischen dem Huron-, Ontario- und Erie-See erhebt sich das Land von 582, 573 und 247 Fuss über dem Meere bis zu 1709 Fuss und zeigt nach dem Verf. Wassereinwirkungen bis zu 20 Fuss unterhalb seines Gipfels. Die Erhebung hat auch hier eine nordöstliche Richtung. Für den Algonquin-Wall am Huron-See sind Geschiebeansammlungen (boulder pavements) bemerkenswerth, besonders an der Georgia-Bucht, wo sie zwischen den verschiedenen Rücken des alten Strandwalls vorkommen, der oft in eine Reihe von Hügeln aufgelöst ist. Die Geschiebe entstammen dem Till, auf welchem in diesem Gebiete der Strandwall ruht. Weder im Iroquois- noch im Algonquin-Wall sind Thierreste gefunden worden, jedoch in einer Terrasse 40 Fuss unter dem Algonquin-Wall Süswassermuscheln. Mit der fortgesetzten ungleichmässigen Hebung wurden die Wasser des grossen Lake Algonquin mehr und mehr gesenkt, wie zahlreiche jüngere Strandlinien beweisen, bis der See sich zertheilte und aus ihm der Superior-, Michigan-, Huron- und Georgia-See entstanden. Die Eisdamm-Hypothese hält Verf. für gänzlich ungeeignet, um die gehobenen Strandwälle zu erklären.



Er hat diese Untersuchungen über die alten Strandwälle im Gebiete der nordamerikanischen grossen Seen weiter fortgesetzt und unterscheidet jetzt den Forest-, Arcona-, Ridgeway- und Maumee-Beach, welche sämtlich in nordöstlicher Richtung ein allmählich zunehmendes Ansteigen zeigen.

**F. Wahnschaffe.**

---

**F. Leverett:** On the correlation of moraines with raised beaches of Lake Erie. (Amer. Journ. of Sc., 43. 1892. 281—301.)

Am südwestlichen Ende des Erie-Sees lassen sich in Ohio Strandwälle verfolgen, welche deutliche Beziehungen zu Moränen haben. Der obere oder Van-Weert-Strandwall besteht der Hauptsache nach aus sandigem Grand, hat eine Höhe von 3—5 Fuss, eine Breite von 10—12 Ruthen und nur gegenüber alten Flussmündungen eine Höhe von 12—15 Fuss und eine Breite von 20—40 Ruthen. Seine durchschnittliche Höhenlage über dem Lake Erie kann auf 210 Fuss angegeben werden. Die diesem Strandwall im Osten entsprechende Moräne heisst die Blanchard-Moräne, welche z. Th. unter Wasser abgesetzt sein soll. Es ist dies der Theil der Moräne, der die bekannte Knob- und Bassin-Topographie zeigt und durch die Bewegung des seichten Wassers unter dem schmelzenden Eisrande modellirt wurde.

Der Leipsic- oder zweite Strandwall hat z. Th. dieselbe Höhe wie der obere (203—212 Fuss), was auf eine geringe Hebung zurückgeführt werden könnte. Er ist 6—8 und an manchen Stellen 15—20 Fuss hoch. Sein Grand ist wenig abgenutzt und enthält zuweilen thonige Schichten. Die entsprechende Moräne besteht hauptsächlich aus Till, z. Th. aus Kames. Die Ypsilanti-Terrasse SPENCER's in Michigan entspricht möglicherweise dem Leipsic-Strandwall.

Der Belmore-Beach liegt 30 Fuss unter dem Leipsic-Beach und 1—2, z. Th. 3—5 Meilen von ihm entfernt. In Michigan entspricht ihm nach SPENCER der Ridgeway-Strandwall, der zwischen 161 und 197 Fuss Höhenlage schwankt.

Die Strandwälle des Lake Erie entstanden beim Rückzuge der Eisdecke, welche damals noch den grössten Theil des jetzigen Sees einnahm und nur im Westen desselben eine Anstauung von Wasser zwischen dem Strandwall und der entsprechenden Moräne zuliess. Beim allmählichen Abschmelzen des Inlandeises kam es zur Bildung von drei verschiedenen Strandwällen, welche den Nord-, Süd- und Westrand des glacialen Sees bezeichnen, während die dazu gehörigen Moränen das Ostufer markiren. Die Annahme einer Untertauchung des Landes im Sinne SPENCER's hält Verf. in Übereinstimmung mit der Mehrzahl der amerikanischen Glacialisten für ungeeignet, um die geschilderten Verhältnisse zu erklären.

**F. Wahnschaffe.**

---

**H. W. Turner:** Mohawk Lake Beds. (Bull. Phil. Soc. Washington. 11. 1891. 385—410.)

Das Mohawk-Thal am Ostabhange der Sierra Nevada in Californien stellt ein altes Seebecken dar, dessen niederigere Theile 4500 Fuss, dessen höchste Terrassen 5000 Fuss über dem Meere gelegen sind. Der alte Lauf des Feather-River wurde hier durch einen Strom von Andesitlava, dessen Eruption gegen Ende der Pliocän- oder zu Anfang der Pleistocänperiode zu setzen ist, zu einem See angestaut. Dadurch, dass der Fluss in einer cañonartigen Schlucht die Barrière seit dieser Zeit durchsägte, wurde das Wasser des Beckens abgezapft. Grobe Grande bilden die 4500 Fuss-Terrasse, während darunter ältere, feinsandige und thonige Ablagerungen auftreten. In letzteren fand sich ein dünnes Lager von glasiger Rhyolith-Asche, woraus Verf. den Schluss zieht, dass hierdurch ein älteres Seebecken vor der Pliocänzeit angezeigt werde, weil die Rhyolith-Ergüsse in der Sierra Nevada in diese Periode zu setzen sind und den Andesit-Ergüssen vorausgingen. Auf der Westseite des Thales sind die Abhänge mit Moränen von bedeutender Mächtigkeit bedeckt, und aus ihrer Verknüpfung mit den Seeablagerungen lässt sich nachweisen, dass die Gletscherbedeckung und die Bildung des Sees gleichzeitig stattfanden. Die Seeablagerungen werden von recenten Verwerfungen mit nordwestlichem Streichen durchsetzt, deren Richtung mit der grossen Verwerfungslinie der Sierra Nevada übereinstimmt. Zum Schluss giebt Verf. an der Hand der neueren Literatur eine Übersicht der verschiedenen Ansichten über die Erhebung der Sierra Nevada.

F. Wahnschaffe.

1. W. Krebs: Die Bodensenkungen in Schneidemühl. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 2. 1894. 19—25.)

2. R. Wabner: Die Bodensenkungen in Schneidemühl und die daraus zu ziehende Nutzenanwendung. (Ebenda. 25—27. Mit Zusatz. 29.)

3. F. M. Stapff: Über die vorgeschlagene Entlastung des Schneidemühler Bohrloches durch neue Bohrlöcher. (Ebenda 142—148.)

1. W. KREBS führt aus, dass das Grundwasser in schwer bebauten Stadtgegenden eine wesentlich stützende Kraft besitzt, welche dem Druck der Bodenschichten die Waage hält (Übereinstimmung mit JENTZSCH, gegen- theilige Annahme von STAPFF). Der Einsturz unmittelbar beim Brunnen erklärt sich dadurch, dass der Boden hier durch die Brunnenarbeiten besonders gelockert war; die Lage des ihn zunächst umgebenden Einbruchgebietes erscheint ebenfalls durch besondere Beschwerung (durch die Gebäude) bedingt. Dieser innere Kerntheil ist der zuerst am 15. Juni eingestürzte und am 11. November nochmals nachgesunkene Erdfall in unmittelbarer Nähe des Brunnens. Er liegt in einem Senkungsgebiet, welches eine fast kreisrunde Ellipse bildet, die wieder von der langgestreckten Form des Gesamtsenkungsgebietes und ihre steilere Böschung geschieden ist (vergl. Lageplan S. 20). Für die in Schneidemühl ausgebrochene Bodenwasserlage ist nur an Stauen zu denken; hiermit stimmt, dass die

Richtung des kleineren Senkungsgebietes senkrecht zum Küddowfluss ist. Das allgemeine Senkungsgebiet steht senkrecht zum Mühlenfluss. KREBS meint danach, dass die Senkung im engeren Sinne ihren Ursprung in einer mehr oberflächlichen Grundwasserschicht besitzt. Die Spannkkräfte, welche die Schlamm Massen herausdrückten, hatten ihren Sitz in 11—70 m Tiefe; sie wurden theilweise durch Verstopfen der Ausbruchsstelle gesteigert. Das Vorhandensein zweier verschiedener Senken wird auch auf rechnerischem Wege festgestellt, hierbei ziemlich derselbe Werth für die ausgeworfenen Massen gefunden, der auch von CHUDZINSKI berechnet war, nämlich 5800 cbm.

Die ausgespülten Bodenmassen entstammen einem oberen, wasserführenden Bodenstockwerk, dessen Drainage durch die Vorgänge am Brunnen Beschleunigung erfuhr, während der Einbruch in dem engeren und schwerer bebauten Umkreise des Brunnens vorwiegend den durch die Brunnenanlage gelösten Spannkkräften der Tiefenwasser zufiel.

2. R. WABNER zeigt, dass die Katastrophe gleich im Anfang hätte vermieden werden können durch entsprechende Verlängerung der Bohrröhrentour über die Erdoberfläche. Sicher findet in Schneidemühl unterirdischer Zufluss und Fortbewegung des Wassers statt, das zufließende Wasser stand unter noch grösserem Druck als das schon in den Sandmassen vorhandene; der aufsteigende Strom kann nur Sand mitführen, wenn er eine entsprechende Geschwindigkeit hat. Leicht verständlich ist nun die Bildung von Auswaschungen und Einsenkungen. Man wird also zwar das Emporquellen von Wasser gestatten dürfen, welches ja von ferne her immer wieder erneuert wird, aber das Mitbringen von Sandmassen verhindern müssen. Hierfür giebt es das einfache Mittel, die in das Bohrloch eingesetzte Röhrentour wasserdicht über die Erdoberfläche so weit zu verlängern, bis der Wasserauftrieb hydrostatisch ausgeglichen ist. Verkehrt ist es, das in rascher Bewegung befindliche Wasser durch Einwerfen von Gegenständen plötzlich zur Ruhe zwingen zu wollen.

Erweisen sich die Abdämmungsarbeiten neben der Röhrentour als erfolglos, so bleibt noch übrig, in der zu ermittelnden Richtung des unterirdisch zum Bohrloch hinströmenden Grundwassers ausserhalb der Stadt ein neues Bohrloch bis auf die wasserführende Schicht niederzubringen, um das alte Bohrloch zu entlasten.

3. F. M. STAPFF erörtert aus geophysikalischem Gesichtspunkte auf rechnerischem Wege die Frage, ob und unter welchen natürlichen Bedingungen eine Entlastung des Bohrloches durch neue Bohrlöcher möglich ist. Dies Ziel könnte auf zweierlei Wege erreicht werden: 1. als Entlastung des gegebenen Bohrloches durch ein zweites bei unverminderter Stärke und Ergiebigkeit des artesischen Stromes; 2. durch Schwächung des ganzen Stromes. Er gelangt zu dem Resultat, dass die Entlastung des Schneidemühler Bohrloches durch neue Bohrlöcher aussichtslos erscheint.

Anmerungsweise wendet sich STAPFF gegen die Theorien von JENTZSCH und KREBS und theilt mit, dass das Terrain der jetzigen elliptischen Bodensenkung früher ein Teich gewesen ist.

Referate und Notizen über Schneidemühl finden sich noch auf S. 38



(KEILHACK), S. 111 u. 160 (FREUND), S. 242 (OCHSENIUS, Unterirdisches „Wasserkissen“), S. 399 (KREBS, gegen STAPFF), S. 408 (Vorschlag eines neuen Wasserwerkes).  
E. Geinitz.

---

**John Smith:** The Ardrossan shell-mound, with an account of its excavation. (Transact. Geol. Soc. of Glasgow. 9. Part II. 355—366. 1890—1891, 1891—1892.)

Bericht über die Untersuchung eines 102 Fuss langen und 16 Fuss breiten Kjökkenmödding, in der Nähe der Station Ardrossan der Glasgow-Süd-West-Eisenbahn gelegen. Für den Geologen ist, wie Verf. meint, von Interesse, dass das Kjökkenmödding (vorzugsweise marine aber auch andere Reste) sich in einiger Entfernung von der heutigen Küste befindet, ein Umstand, der als eine Stütze für die Annahme einer negativen Strandlinienverschiebung in recenter Zeit geltend gemacht werden könne.

O. Zeise.

---