

# **Diverse Berichte**

## Geologie.

### Physikalische Geologie.

**A. Nodon:** Recherches sur les variations du potentiel terrestre. (Compt. rend. 145. 1370—71. 1907.)

Verf. fand mittels eines sehr empfindlichen Elektrometers, daß das Potential der Erde nahe bevorstehende Stürme und Erdbeben durch Schwankungen anzeigt, die mehrere hundert Volt pro Sekunde erreichen können; auch bei Vollmond sowie beim Aufgehen des Mondes sollen Potentialänderungen besonders merklich sein. Auf hohen Bergen machen sich die Schwankungen noch stärker geltend als in der Ebene.

**Johnsen.**

**Th. Ohnesorge:** Über Vesuviaschenfälle im nordöstlichen Adriagebiete im April 1906. (Verh. geol. Reichsanst. 1906. 296—297.)

Es wurde eine Anzahl von Aschenproben von der k. k. Seebehörde in Triest und dem k. k. hydrographischen Amt in Pola der k. k. geologischen Anstalt zur Untersuchung übergeben. Und zwar<sup>1</sup>: Amtsbezirk des Hafenskapitanates Triest (darunter auch aus der Umgebung von Aquileja); Seebezirk Rovigno; Brioni (17. April) und Pola vom 18.—20. April; Due Sorelle, Metkovic und Narentamündung im selben Zeitraum; Insel Pelagosa 12.—13. April; Meleda, Calamotta etc., Slano bei Gravosa, Ragusa vecchia, Cattaro 8.—9. April; Lesina 24. April.

Im Gebiet des Hafenskapitanates Zara fiel keine Asche.

Dicke der Aschenschicht kaum mehr als 3 mm, meist 0,5 mm und darunter.

Alle diese Aschenproben ließen Bruchstücke von braunem Glas, grünem bis braunem Augit und von Leucit erkennen, seltener Biotit, Magnetit, Olivin und Nephelin. Lose vollkommene Kristalle waren nur

---

<sup>1</sup> Eine vollzählige Angabe der Fundorte, wie sie in der Notiz gegeben ist, wäre zu weitführend im Referat.

sehr wenige zu beobachten (2 von Augit, 1 von Leucit). Die Korngröße wechselt je nach dem Fundort, bei den größten bräunlichen beträgt sie 0,5 mm, das Mengenverhältnis der Bestandteile bleibt aber ziemlich konstant.

C. Hlawatsch.

A. Riccò: Sur l'activité de l'Etna. (Compt. rend. 145. 289—291. 1907.)

Man kennt vom Ätna 138 Eruptionen; davon sind fünf prä-historisch und 70 nach dem 11. Jahrhundert erfolgt; die letzteren verteilen sich wie folgt:

Jahrhundert . . . . .	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.	19.
Zahl der Ausbrüche . . . . .	1	1	5	6	5	16	16	20

Die anscheinend zunehmende Häufigkeit beruht z. T. auf der immer sorgfältigeren Beobachtung und Statistik. Auch eine Beziehung der Eruptionshäufigkeit zu den trockenen bzw. feuchten Jahreszeiten, zu Aphel bzw. Perihel sowie zu den Syzygien läßt sich nicht sicher feststellen. Die Eruptionen von 1883—92 haben längs einer 13 km langen, am Südhang aufgerissenen Spalte in immer größeren Höhen stattgefunden. Auf Grund der Größe der Eruption von 1892 und der außerordentlichen Stärkung der Vulkanwandung durch die letzten Ausbruchsmassen läßt sich die lange Ruheperiode von 1892—1907 verstehen.

Johnsen.

A. Riccò: Les paroxysmes du Stromboli. (Compt. rend. 145. 401—404. 1907.)

Verf. stellt die 28 Paroxysmen des Stromboli von 1891 bis 1907 gleichzeitig mit den Mondphasen und den Barometerständen sowie etwaigen Erdbeben zusammen. Die relative Häufigkeit im Sommer ist so groß, daß ein Einfluß des Perihels jedenfalls nicht behauptet werden darf. Dagegen meint Verf. einen Einfluß von Mond + Sonne im Sinne der Gezeitenwirkung feststellen zu können. Nach MERCALLI hat der Stromboli vor 1891 niemals eine Abhängigkeit seiner Tätigkeit von derjenigen des Vesuv, des Vulcano oder des Ätna gezeigt; das Gleiche gilt nach Verf. hinsichtlich der Vesuveruption von 1906 und des Ätnausbruches von 1892. Auch während der calabrischen Erdbeben von 1894 und 1905 war der Stromboli ruhig.

Johnsen.

A. Brun: Quelques recherches sur le volcanisme au Pico de Teyde et au Timanfaya. (III. partie.) Avec la collaboration pour le travail sur le terrain de H. F. MONTAGNIER. (Arch. des Sc. phys. et nat. Février 1908. 26 p. Av. 2 fig. dans le texte.)

In früheren Berichten hat Verf. bereits das Ergebnis von Untersuchungen mitgeteilt, die ihn dazu führten, die Anwesenheit von Wasser-

dampf als primärem Bestandteil des vulkanischen Magmas zu bestreiten. Wo Wasser und Wasserdampf bei vulkanischen Eruptionen auftrete, sei es als Vorbote derselben, sei es als aschenführender Regen während des Ausbruchs, könne man nur annehmen, daß es meteorischen und nicht plutonischen Ursprungs sei. Tritt der Wasserdampf aus Fumarolen aus, so ist seine Herkunft, wenn es sich um Vulkane handelt, welche meteorischen Niederschlägen ausgesetzt sind, nicht mit Sicherheit zu bestimmen. Von hohem Wert mußte es aber sein, wenn sich feststellen ließ, daß tatsächlich in regenarmen Gebieten den vulkanischen Exhalationen der Wasserdampf vollständig fehlt. Zu diesem Zweck begaben sich die Verf. nach den Kanarischen Inseln; während des August regnet es am Pic von Teneriffa nur sehr wenig, und die zweite besuchte Insel, Lanzerote mit dem Vulkan Timanfaya oder Montaña del Fuego, kann als sehr wasserarm oder fast wasserlos gelten.

Die einfachen Apparate und Methoden werden beschrieben. Die Bestimmung geschah durch die Beobachtung des Taupunktes oder der Kontraktion der durch Abkühlung ihres Wassergehaltes teilweise entledigten Fumarolengase.

Am Pico de Teyde wurden die Fumarolen an zwei Stellen untersucht. An der sogen. Rambleta sind die Dampfausströmungen überhaupt nur bei schlechtem Wetter, d. h. nach Regen, oder am Tage oder einige Stunden vor Eintritt von Regen sichtbar. [Sie bilden also eine Art natürliches Hygroskop wie diejenigen des Stromboli, deren wechselndes Verhalten man mit dem Schwanken des Luftdrucks hat erklären wollen. Ref.] Bei schönem, trockenem Wetter verschwinden sie fast völlig, dagegen ist die Dampfbildung im Winter sehr bedeutend, weil dann die Luft feucht und kalt ist und dazu schon die Schneebedeckung zu einer viel stärkeren Luftfeuchtigkeit den Anlaß gibt. Im August 1907 konnte man zweierlei Arten von Fumarolen unterscheiden: die einen waren mit Wasserdampf fast gesättigt, die anderen ganz ungesättigt. Während die Zusammensetzung der getrockneten Fumarolengase bei verschiedenen Probeentnahmen und an zwei verschiedenen Stellen, soweit  $\text{CO}_2$  und O in Betracht kommen — die übrigen Bestandteile wurden nicht bestimmt —, sich einigermaßen gleichblieb ( $\text{CO}_2$  67,03, 70,8, 63,9, 63,9 bzw. 67,6, 70,1, 71,1; O 5,1, 4,8, 4,2 bzw. 3,6, 4,1, 2), zeigte der Wassergehalt beträchtliche Schwankungen: an der 1. Fumarole 39,3% bei sehr schönem Wetter, 57% nach einem kurzen Regen, 59,3% am Tage nach einem ausgiebigen Gewitter; an der 2. Fumarole erreichte der Wassergehalt den Sättigungspunkt am Morgen nach dem Gewitter mit 76%, und sank am Nachmittage ziemlich ununterbrochen bis auf 69,5% herab.

An den unter dem Gipfel des Berges gelegenen Fumarolen wurde die Temperatur zu  $83^\circ$ , der Taupunkt zu  $81$ — $81,5^\circ$  bestimmt. Im übrigen wurde als Bestandteil  $\text{CO}_2$ , dagegen weder  $\text{SO}_2$  noch  $\text{H}_2\text{S}$  erkannt. Der vorhandene Schwefel wird als solcher in Staubform ausgehaucht. Nach den früheren Berichten müßte ihre Temperatur im Laufe der Jahrzehnte sehr geschwankt haben.

Nach den obigen Beobachtungen kann die Frage, ob die Fumarolen des Pico de Teyde einen primären Wassergehalt besitzen oder nicht, nicht beantwortet werden. Sicher ist nur so viel, daß er mindestens durch zudringendes meteorisches Wasser stark beeinflußt wird.

Der Timanfaya auf Lanzarote hatte seine letzte Eruption in den Jahren 1730—1736; seitdem ist der Lapilliboden immer noch heiß und atmet überall Gase aus, ohne daß irgendwo eine Fumarole oder eine Fumarolenöffnung sichtbar würde. In der Gegend der größten Hitzeentwicklung, am Lomo de Azufre, sind die Lapilli zu einer etwa 10 cm dicken, an der Unterseite mit Eisenchlorür überzogenen Kruste zusammengebacken. In der Tiefe von 60 cm beträgt die Temperatur gegen 360°. Das von dieser Stelle gewonnene Gas besteht aus atmosphärischer Luft mit Spuren von  $\text{CO}_2$  und  $\text{NH}_3$ . Der Wassergehalt der Exhalation ist gleich dem der umgebenden Atmosphäre; übrigens waren ganz genaue Messungen wegen der großen Hitze nicht ausführbar. In diesem Ergebnis erblickt BRUN einen Beweis dafür, daß der Timanfaya keine Wasserdämpfe auszuhauchen vermag.

[Ich kann das Ergebnis der Untersuchung nicht für beweisend halten. Denn das, was BRUN hier untersucht hat, war ja zum allergrößten Teil Luft, die, wie er selbst sagt, von außen her in die Lapillilagen eingedrungen war, „contenant une trace de  $\text{CO}_2 + \text{AzH}_3$ “, letzteres scheinbar gerade so viel um eine Reaktion auf das Lackmuspapier auszuüben. Die Menge der wirklich gewonnenen, aus der heißen Lava stammenden Fumarolengase war offenbar eine so geringe, daß die ausgeführte, nicht absolut exakte Untersuchung keinen Aufschluß über die mit ihnen allenfalls zur Oberfläche gebrachte Wassermenge gewähren konnte. BERGEAT.]

Die unter der erwähnten Kruste liegenden Lapilli sind von weißen Salzen überkrustet. Diese bestehen aus Ammonium-, Natrium- und Magnesiumcarbonat, aus Natrium- und Kalksulfat und aus Chlormagnesium. BRUN erklärt ihre Bildungsweise so, daß sich in früheren Phasen der Exhalation Chloride und saure Sulfate gebildet hätten, die dann später, als kein Schwefel und kein Chlor mehr ausgeatmet wurden, in die Carbonate übergingen.

In einem weiteren Abschnitt gibt BRUN noch „Notices morphologiques et remarques diverses“. Er beschreibt eine Erosion durch Lavaströme auf der Westseite des Pic de Teyde und der Ostseite der Rambleta, die mit derjenigen durch Gletscher einige Ähnlichkeit besitze. Ein Strom hat demnach in das anstehende Gestein ein 3—5 m tiefes Bett von U-förmigem Querschnitt genagt, die Wände sind teilweise sehr stark im Sinne der Bewegung gestreift wie Gletscherschliffe. Wegen der großen Neigung des Gehänges ist die Hauptmasse des Lavaergusses erst an dessen Fuße erstarrt, während in den oberen Teilen nur lockere Schlacken in dem Strombett hinterblieben.

Hervorgehoben sei die Bemerkung, daß der große Zirkus, der sommartig den Pico de Teyde umgibt, möglicherweise kein einheitliches Gebilde

ist, sondern aus den Resten von 5—6 eng aneinandergelagerten Kratern besteht.

Die Bestimmung des Gasgehaltes in einer größeren Anzahl von Laven der Kanarischen Inseln ergab vorzugsweise Ammoniak neben wenig Chlor. Ebenso verhalten sich die Laven der Insel Sawaii (Samoa) von 1905 bis 1907, während eine Glühprobe des Krakatau-Gesteins ziemlich viel Chlor und Kohlenwasserstoffe und weniger Salmiak ergab. **Bergeat.**

---

**A. Brun:** Sur la cristallisation de l'obsidienne de Lipari. (Extrait d. Arch. d. Sc. phys. et nat. (4.) 24. Juillet 1907. 97.)

Ein liparischer Obsidian blähte sich bei  $830^{\circ}$  infolge seines Chlorwasserstoff- und Stickstoffgehaltes zu Bimsstein auf. Bei  $523-550^{\circ}$  konnte eine sphärolithische Entglasung bewirkt werden, wenn vorher die Aufblähung noch nicht stattgefunden hatte. Das Experiment zeigt, daß sehr saure Gläser ohne Zutun eines Wassergehaltes und hohen Drucks kristallisieren. Die Fasern der Sphärolithe sind optisch negativ oder in gewissen Zonen negativ und positiv, was sich dadurch zeigt, daß das schwarze Interferenzkreuz von einem dunklen Ring durchbrochen wird.

An anderen Obsidianen von Lipari vollzieht sich die Entglasung schon bei  $510^{\circ}$ , die Aufblähung bei  $902^{\circ}$ . Bei  $790^{\circ}$  findet bei geringem Drucke eine Deformation statt. Durch letztere Tatsache erklärt sich das Verhalten der Obsidiane, daß sie fließen können, ohne sich notwendigerweise in Bimsstein umzuwandeln. [Die Obsidianströme von Lipari sind übrigens hier und da an der Oberfläche tatsächlich Bimssteinlaven. Ref.]

**Bergeat.**

---

**M. Bertrand:** 1. Le bassin houiller du Gard et les phénomènes de charriage. 2. Essai d'une théorie mécanique de la formation des montagnes. Déplacement progressif de l'axe terrestre. 3. Déformation tétraédrique de la Terre et déplacement du pôle. (Compt. rend. Paris. 130. 213—220, 291—298, 449—464. 1900.)

Lieber spät als gar nicht möchten wir diese drei Mitteilungen hier verzeichnen, die fast das Letzte sind, was der große französische Tektoniker vor dem Ausbruch seiner unheilvollen Krankheit geschrieben hat. Wenigstens in großen Zügen wollen wir ihren Inhalt skizzieren, wobei wir uns an ein Resumé **TERMIER's** halten.

**BERTRAND** versucht auf Grund seiner Beobachtungen im Departement Gard, in der Provence und in den Alpen eine allgemeine mechanische Theorie der Gebirgsentstehung zu entwickeln. In Europa vollzieht sich die Entstehung einer Gebirgskette in folgenden vier Abschnitten: Zunächst bildet sich ein geosynklinaler Trog in einer Zone, wo ein Übermaß an Schwere vorhanden ist. Dann wölbt sich südlich dieses Troges ein Buckel auf, dessen Bildung der Einsenkung der Geosynklinale entspricht, deren

Boden sich langsam von Norden nach Süden schiebt. Der Buckel, der also beständig nachwächst, schiebt sich nun als Überschiebungsdecke über den Trog hin. Die letzte Phase ist die Erhebung dieser submarinen Aufhäufung ans Tageslicht. Verfolgt man diese Vorstellung unter der Voraussetzung, daß diese sehr einfachen Bewegungen sich gleichmäßig vollziehen, weiter, so kommt man zu der Annahme, daß eine mehr oder weniger dünne, ganze, oberflächliche Kugelschale durch die Überschiebungen in Bewegung gesetzt wird (also so, als wenn man bei einer Orange, deren Frucht feststände, die Schale ein Stück weit drehte). Diese große Bewegung muß mit einer Verlagerung der Drehungsachse und mit einer Verlagerung der Pole verbunden sein. Von den Ideen LOWTHIAN GREEN's über die Tetraederform der Erde ausgehend, sucht BERTRAND die Polverlagerung auf die beständige Deformation eines bestimmten Tetraeders zurückzuführen, der das große, durch die Abkühlung in Bewegung gesetzte Räderwerk darstellt, das alle Bewegungen der Oberfläche bestimmt und regelt. Die durch dieselbe bewirkten Verschiedenheiten in der Schwere bewirken die Übertragung der Bewegungen. Von einem Kettengebirge bis zum nächsten, z. B. vom silurischen zum carbonischen, würde das Tetraeder eine Drehung von etwa  $120^\circ$  um eine durch seinen Nordpunkt gehende Achse vollführt haben. Wenn man die Verlagerung des Pols, die durch die Überschiebungen herbeigeführt wird, und die, die auf der Anziehung der Sonne beruht, verfolgt, so kann man die Lage des Pols für jede geologische Periode feststellen. Man kann ferner unter gewissen Voraussetzungen aus der Verlagerung des Nordpunktes des Tetraeders die relative Dauer der Bildung der einzelnen Gebirge bestimmen. Sie soll sich verhalten wie die ungeraden Zahlen. Die einzige Unbekannte bleibt die Dauer der ersten Kette. Wenn das Tetraeder sein Gleichgewicht erreicht hat, wird das geologische Leben der Erde aufhören, indem die Denudation alles nivelliert, ohne daß neue Bewegungen dagegen wirken.

Die Aufsätze sind ein eigentümliches — vielleicht schon krankhaftes — Gemisch aus geistvollen Ideen und Unwahrscheinlichkeiten. Aber sie zeigen auch, wie tief der französische Meister in das Problem der Überschiebungen eingedrungen war und wie richtig er die Bedeutung dieses Phänomens für die Tektonik der Kettengebirge erkannt hat. **Otto Wilckens.**

## Petrographie.

**J. H. L. Vogt:** Physikalisch-chemische Gesetze der Kristallisationsfolge in Eruptivgesteinen. (Min.-petr. Mitt. 24. 1906. 437—542.)

In dem ersten Abschnitt über einige der wichtigsten für die Kristallisation aus Lösungen geltenden Gesetze referiert Verf. zunächst über bekannte Erscheinungen, insbesondere über den Einfluß der Übersättigung (Überkaltung).

Die Erstarrung zu Glas hängt ab von der Dauer der Abkühlung, dem Kristallisationsvermögen der beteiligten Stoffe und der Viskosität der Lösung; diese ist abhängig von der Natur der Stoffe und von der Temperatur, bei 1000—700° soll sie sehr hoch sein; Quarz und die Alkalifeldspäte geben nach DAY und ALLEN so viskose Schmelzen, daß sie bei Laboratorienmelzen nur Glas geben; Augit, Meta- und Orthosilikatmelzen, Äkermannit sind hingegen sehr leichtflüssig. Im allgemeinen wird, wenn die Viskosität der Komponenten nicht stark verschieden ist (letzteres wäre z. B. bei Albit und Magnetit der Fall), eine Erstarrung zu Glas am leichtesten bei Schmelzen von nahe eutektischer Zusammensetzung, also niedrigem Schmelzpunkt eintreten, natürlich ist dies bei mehr als 2 Komponenten noch mehr der Fall.

In dem Abschnitt über die Stabilitätsformen der Körper gibt Verf. eine kurze Übersicht über die Bildungsbedingungen einiger petrographisch wichtiger Minerale:

1. Olivin, Augit, Feldspat, Sillimannit, Spinellgruppe bilden sich in allen Gesteinen, wie auch in Silikatschmelzen, also bei hohem und niedrigem Druck, langsamer und rascher Abkühlung.

2. Kieselschmelz<sup>1</sup>, Ca-reiche Spinelle- und Olivin-Mischkristalle sind auf künstliche Silikatschmelzen beschränkt.

3. Leucit, Melilith bilden sich leicht in künstlichen Schmelzen, in Erguß- und Ganggesteinen, fehlen aber fast ganz in Tiefengesteinen, ihre Entstehung dürfte daher an eine maximale Grenze von Zeit und Druck gebunden sein.

4. Quarz, Amphibole, Muscovit, Granat(?) sind künstlich durch Schmelzung nicht darstellbar, spielen aber in Eruptivgesteinen eine große Rolle. Davon treten wieder manche, wie Muscovit, Granat, hauptsächlich in Tiefengesteinen auf, sie scheinen, wie kompliziertere Verbindungen im allgemeinen, an eine minimale Grenze von Druck und Temperatur gebunden zu sein.

Weiter behandelt Verf. die Anwendung der für die Kristallisation aus Lösungen geltenden Gesetze als Silikatschmelzlösungen (Silikatschmelzen und Eruptivmagmen<sup>2</sup>).

Als wichtigstes Ergebnis früherer Studien wird die Abhängigkeit der Ausscheidungsfolge von dem Mischungsverhältnis der beiden Komponenten verglichen mit der Zusammensetzung des Eutektikums und die fast genaue Übereinstimmung der maximalen Schmelzpunktserniedrigung mit der „Individualisationsgrenze“ angeführt. Die Individualisationsgrenze entspricht den Gemengen:

---

<sup>1</sup> Ref. beantragt hierdurch die Wiederanwendung dieses alten, in der Metallurgie eindeutig gebrauchten Namens statt der langen Bezeichnung: hexagonales Kalk-Metasilikat. DAY und ALLEN gebrauchen hierfür den Ausdruck: „Pseudo-Wollastonit“.

<sup>2</sup> Verf. bezeichnet kurz die künstlichen trockenen Schmelzen als „Silikatschmelzen“, die Lösungen der Eruptivgesteine als Magmen.

68 Diopsid	32 Olivin	60 Äkermannit	40 Augit
74 Melilith	26 „	65 Melilith	35 Anorthit
64 Rhodonit	36 Tephroit	67—80 Fayalit	33—20 Magnetit.

In der folgenden Abteilung zeigt Verf., daß die bekannten, von VAN'T HOFF abgeleiteten Gesetze über die Schmelzpunktserniedrigung in verdünnten Lösungen auf Silikatschmelzlösungen anwendbar sind, da diese nach BARUS und IDDINGS Elektrolyte sind.

Verf. berechnet auf diesem Wege die Zusammensetzung verschiedener eutektischer Gemenge, die, wie folgende Übersicht zeigt, ziemlich mit den durch mineralogische Untersuchungen gefundenen Werten übereinstimmt.

	% berechnet	% gefunden
Äkermannit—Augit . . . . .	59 : 41	60 : 40
Melilith—Anorthit <sup>1</sup> . . . . .	61 : 39	65 : 35
Diopsid—Olivin . . . . .	68 : 32	68 : 32
Melilith—Olivin . . . . .	78 : 22	74 : 26

Dann behandelt Verf. die Erstarrung von Mischkristallen. Zunächst zeigt Verf., daß bei merklich verschiedenen Schmelzpunkten der beiden Endglieder und nicht zu langsamer Erstarrung Zonarstruktur auftreten müsse. Bei Typus I nach ROOZEBOOM, kontinuierliche Erstarrungskurven ohne Minimum oder Maximum, konzentriert sich wie beim System Olivin—Fayalit die leichter schmelzbare Komponente  $\text{Fe}_2\text{SiO}_4$  in den äußeren Schichten. In Tiefengesteinen, die sich von den Ergußgesteinen nach dem Verf. hauptsächlich mehr durch langsamere Erstarrung als durch höheren Druck unterscheiden, ist die Zonarstruktur weniger ausgesprochen. Nicht kontinuierliche Zonarstruktur erklärt Verf. dadurch, daß der Mischkristall sich periodenweise mit der Schmelze im Gleichgewicht halten konnte; diese Fähigkeit kann auch mit der kristallographischen Richtung variieren (Akmit—Ägirin; Sanduhrstruktur!). Bei sehr viskosen Schmelzen werden die späteren Erstarrungsprodukte auch als selbständige Kristalle (zweite Generation) auftreten. Das Auftreten ausgeprägter Zonarstruktur ist auch ein Beweis für eine relativ geringe Übersättigung, da bei einer starken Übersättigung nach dem Schema ROOZEBOOM's ein homogener Mischkristall entstehen müßte.

Hierauf wird die Ausscheidungsfolge in Systemen mit beschränkter Mischfähigkeit, die ROOZEBOOM'schen Typen IV und V, besprochen; Typus IV besitzt bekanntlich einen Umwandlungs-, V einen eutektischen Punkt. Als Beispiel für Typus IV wird die Mischung Enstatit—Diopsid erörtert<sup>2</sup>. Bei dieser steigt die Temperatur beim Beginne der Kristallisation kontinuierlich mit zunehmender Menge von  $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ . In der Nähe der Individualisationsgrenze der beiden Minerale (zu 0,32 Ca : 0,68 Mg Fe und 0,27 Ca : 0,73 Mg) ist sie höher als die Schmelztemperatur des  $\text{Ca Mg Si}_2\text{O}_6$ .

<sup>1</sup> Bei Annahme des Schmelzpunktes nach DAY und ALLEN für Anorthit resultiert 70 : 30.

<sup>2</sup> ALLEN und WHITE (Amer. Journ. of Sc. 27. 1909) bestimmte ihn als Typus V.

Der rhombische Pyroxen nimmt wenig Diopsid auf, letzteres viel Mg-Silikat; in Gesteinen findet man die Kristallisationsfolge: 1 Enstatit, 2 Augit, die umgekehrte wurde dem Verf. aber noch nicht bekannt.

Die folgenden Kapitel behandeln die Feldspatgruppe. Zuerst ist eine große Anzahl sorgfältig geprüfter Analysen von feldspatreichen Gesteinen, deren Feldspateinsprenglingen und deren Grundmasse (viel Glas) angeführt, um Material zur Erläuterung an Beispielen zu gewinnen. In der Einleitung zu diesen Kapiteln werden die allgemeinen Verhältnisse der Kombinationen Orthoklas—Albit—Anorthit und Orthoklas—Albit mit einer indifferenten Komponente (Quarz) nach SCHREINEMAKERS<sup>1</sup> „Mischkristalle in Systemen dreier Stoffe“ besprochen. Für das ternäre System Or : Ab : An (Or : Ab und An, Typus V; Ab : An, Typus I) findet Verf. den Fall anwendbar, daß nur 2 Erstarrungsflächen existieren, die sich in einer ungebrochenen Kurve schneiden. Es ergibt sich dies daraus, daß die Zusammensetzung der Plagioklase Ab — An mit Or kontinuierlich verläuft und eine eutektische Grenze zwischen dem Orthoklas und den Plagioklasen ohne kritische Punkte vorliegt. Für die Kombination Or—Ab und Quarz gilt der Typus e von SCHREINEMAKERS, wo ein ternäres Eutektikum mit niedrigstem Schmelzpunkt (Ab : Or : Qu) existiert. Die Ausscheidungsfolge ist dann, wenn wir mit c Orthoklas, mit b Albit und mit a Quarz bezeichnen, und eine an c reiche, an a arme Mischung haben, folgende: Zuerst Mischkristalle aus c mit zunehmender b-Menge bis zur binären eutektischen Kurve  $E_{b-c} - e$ , entlang dieser gleichzeitige Ausscheidung von gesättigten Mischkristallen aus  $c + b$  und  $b + c$  bis zum ternären eutektischen Punkt e. Hier erfolgt die gleichzeitige Kristallisation aller 3 Substanzen. Sodann wird die Reihe der Or-freien Plagioklase nach den obigen Analysen und den Resultaten von DAY und ALLEN<sup>2</sup> besprochen.

Das Fehlen isomorpher Schichtung bei den Erstarrungsprodukten erklärt Verf. mit den genannten Autoren für eine Folge starker Unterkühlung bis zur unteren (Schmelz-)Kurve.

Nach den Beobachtungen in der Petrographie der Eruptivgesteine und den Bestimmungen von DAY und ALLEN gehört die Reihe der Plagioklase ROOZEBOOM's Typus I an. An der Hand einer Tabelle, die aus den obigen Analysen durch Ausschluß des Or berechnet wurde, zeigt er, daß der An-Gehalt im erst ausgeschiedenen Plagioklas größer ist als der in der Lösung (übereinstimmend mit der allgemeinen Erfahrung). Unter der Berücksichtigung, daß der analysierte Plagioklas in Wirklichkeit nicht der erste ist, sondern entweder z. T. mit der Lösung einen Austausch eingegangen war, sich erst nach Übersättigung ausgeschieden hatte, oder isomorphe Schichtung zeigte, konstruiert Verf. zwei Kurven, indem er für die Zusammensetzung der I. Plagioklase (untere Kurve) die Angaben von DAY und ALLEN, für die Zusammensetzung der koexistierenden Lösung (obere Kurve) die Zahlen der Tabelle (Ab : An-Verh. zum Gestein) ver-

<sup>1</sup> Zeitschr. f. phys. Chem. 50, 51, 52.

<sup>2</sup> Amer. Journ. of Sc. 1905. 19. Carnegie Institution of Washington. 1905.

wendet. Einige Punkte fallen sehr gut in die obere Kurve. Der horizontale Abstand (Abszissendifferenz) ist ein ziemlich großer (bei 60 % Ab ca. 20 % Ab), der vertikale (Ordinatendifferenz) soll theoretisch nicht mehr als 65°, praktisch jedenfalls nicht mehr als 100° ausmachen, die Unterkühlung beträgt daher bei Gesteinen sicher weniger als 100°.

Die von BECKE zusammengestellten Ausnahmen von der normalen Zonenschichtung (Rekurrenzen) möchte Verf. eher durch Ortsveränderung und Strömungen mit höheren Temperaturen, als durch Druck und Entweichen von Gasen erklären<sup>1</sup>. Die umgekehrte Zonenfolge der Gneise erklärt Verf. nicht, wäre sie primär, so würde sie ein Minimum in der Nähe des Albit anzeigen.

Die Mischungen Orthoklas—Albit und Orthoklas—Anorthit, resp. Orthoklas und Plagioklas gehören Typus V von ROOZEBOOM an. Es findet sich in Eruptivgesteinen erstens die Ausscheidungsfolge: 1 Orthoklas, 2 Plagioklas und auch die umgekehrte, zweitens scheidet sich bei überwiegendem Or ein der Lösung gegenüber (Ab + An) ärmerer, bei überwiegendem (Ab + An) ein relativ Or-ärmerer Feldspat aus; drittens existiert eine Gruppe eutektischer Feldspate (Kryptoperthite BRÖGGER's, vergl. unten). Die Mischung Or + An ohne Albit scheint in der Natur nicht vorzukommen, was Verf. durch magmatische Differentiation und damit begründet, daß die Mischungsreihe Ab—An Typus I angehört.

Bezüglich der Ausscheidungsfolge Orthoklas—Plagioklas unterscheidet Verf. 5 Fälle:

1. Weit überwiegend Or. Der ausgeschiedene Or nimmt alles Ab + An auf.
2. Relativ viel Or. I. Orthoklas, II. Plagioklas.
3. Eutektische Feldspäte.
4. Relativ viel (Ab + An). I. Plagioklas, II. Orthoklas.
5. Weit überwiegend (Ab + An). Der Plagioklas nimmt allen Or auf.

Erwähnenswert ist, daß in den Gesteinen des Monte Amiata mit 42—45 % Or die Ausscheidungsfolge unsicher ist.

Als Hauptresultat gibt Verf. an: Die Individualisationsgrenze zwischen Orthoklas und Plagioklas ist eine Funktion des Verhältnisses Or : Ab : An im Magma, sie liegt bei weniger als 50 % Or, etwa 40—44 % Or : 60—56 % (Ab + An).

Darauf bespricht Verf. die eutektischen Feldspate: als solche betrachtet er die nach BRÖGGER<sup>2</sup> aus Orthoklas und Plagioklas in submikroskopischer Verwachsung bestehenden, von verschiedenen Autoren verschieden (Anorthoklas, Kryptoperthit, Natron—Orthoklas etc.) benannten Na-reichen Kalifeldspate. In einem Gestein mit bestimmtem Verhältnis Or : Ab : An, wie z. B. der Larvikit, besitzt dieser Feldspat eine bestimmte Zusammensetzung, welche vom An-Gehalt und den Begleitmineralen etwas abhängig sein wird. Es ist eine Tabelle von diversen Anorthoklasanalysen angegeben, aus der hier nur 3 herausgegriffen seien.

<sup>1</sup> MILCH (dies. Jahrb. 1905. II. -1—32-), den Verf. zitiert.

<sup>2</sup> Zeitschr. f. Krist. 16. 1890. 524—551.

	73	78	79
SiO <sub>2</sub> . . . . .	66,08	66,76	65,48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	18,77	19,02	21,12
CaO . . . . .	0,37	0,39	1,44
Na <sub>2</sub> O . . . . .	6,54	6,60	5,25
K <sub>2</sub> O . . . . .	7,68	7,09	6,56
H <sub>2</sub> O . . . . .	—	0,24	0,18
Summe . . . . .	99,44	100,10	100,20
Verhalten An:Ab:Or . . .	2 : 54 : 44	2 : 56 : 42	7 : 50 : 43

73 und 78 Analyse nach BRÖGGER. Anorthoklas (Kryptoperthit aus Larvikit).

79 Kryptoperthit aus dem Eläolithsyenit des Ilmengebirges nach J. SIOMA (Zeitschr. f. Krist. 34. 1901. 278).

Für An-arme Gesteine ist somit die eutektische Grenze bei 42% Or und 58% Plagioklas gelegen. Im Larvikit kristallisierte zuerst dieses Eutektikum aus, erst nachher die Begleitminerale. Bezüglich der Analysen von Anorthoklasen weist Verf. darauf hin, daß kleine Kerne von Orthoklas leicht übersehen und ein verschiedenes Or-Verhältnis ergeben können. Die oben erwähnten Namen möchte (ausgenommen Kryptoperthit) Verf. gern abgeschafft und dafür den Ausdruck: eutektische Feldspäte gebraucht sehen<sup>1</sup>. Schichtenbau mit wechselndem Farbenspiel erklärt Verf. durch Verschiebung der eutektischen Grenze im Verlaufe der Erstarrung.

Darauf wird der Gehalt von Ab und An im Orthoklas und umgekehrt bei beliebigen Gesteinen an der Hand des Schemas nach ROOZEBOOM's Typus V besprochen. Die Resultate sind folgende: Es werden sich aus sehr orthoklasreichen und plagioklasarmen Magmen zuerst Orthoklase ausscheiden, deren Ab + An-Gehalt mit Zunahme dieser im Gesteine selbst wächst bis zu einem gewissen Gehalt (i). In Gesteinen, deren Feldspatgehalt sich in der Umgebung der betreffenden Eutektika befindet (zwischen i und E<sub>Or-Ab</sub> oder E<sub>Or-Ab</sub> bis E<sub>Or-An</sub>), wird, besonders bei Tiefengesteinen, ein Orthoklas mit einem bestimmten maximalen Plagioklasgehalt sich ausscheiden. Diese Verhältnisse sind an einer Reihe von Orthoklasanalysen, nach dem CaO-Gehalt geordnet, erläutert, z. B.:

Na <sub>2</sub> O	CaO	K <sub>2</sub> O	
2,36	1,05	12,26	Aus Monzonit von Predazzo.
3,08	0,63	12,89	Aus Eläolithsyenit.
3,40	—	11,95	Aus Augitsyenit.
3,42	0,95	10,32	Sanidin.

<sup>1</sup> Ref. möchte dieser (im Original weniger schroff ausgesprochenen) Ansicht nicht ohne weiteres beipflichten, da es sich um Feldspäte mit bestimmten kristallographischen und optischen Eigenschaften handelt und die Inhomogenität nicht klar auf der Hand liegt.

Aus dem Analysenmaterial ergibt sich die Grenze i des Plagioklas-gehaltes zu ca. 28 % (Ab + An). Dabei verschiebt sich das Verhältnis des im Orthoklas gebundenen Albits zum Anorthit zugunsten des ersteren, gegenüber dem gleichen Verhältnis im Gestein selbst (z. B. bei Monte Amiata). In Gesteinen mit überwiegendem Plagioklas wird umgekehrt der Or-Gehalt dieser Feldspate sich einem Maximum nähern, welches bei ca. 12 % Or : 88 % Ab + An liegt. Dies ist wieder an einer kleinen Anzahl Analysen klargelegt, z. B. :

Na <sub>2</sub> O	Ca O	K <sub>2</sub> O	
8,13	0,39	2,40	Aus Rapakiwi.
6,46	5,96	1,76	Granit, Irland (nach HAUGHTON).
7,20	4,64	2,06	Vom Elsässer Belchen, anal. DEECKE.

Es ergibt sich folgende Tabelle für den maximalen Plagioklas- bzw. Orthoklasgehalt bei wechselndem Verhältnis Ab : An

	Plagioklasse			Orthoklasse		
	12 Or 88 Ab	12 Or 78 Ab 10 An	12 Or 63 Ab 25 An	72 Or 28 Ab	72 Or 25 Ab 3 An	72 Or 22 Ab 6 An
Na <sub>2</sub> O . . . . .	10,42	9,24	7,46	3,32	2,96	2,60
Ca O . . . . .	0,00	2,01	5,03	0,00	0,60	1,21
K <sub>2</sub> O . . . . .	2,03	2,03	2,03	12,19	12,19	12,19

Darauf folgt eine graphische Darstellung der besten Gesteinsanalysen und der betreffenden Feldspate im Dreiecksfelde Or—Ab—An.

Die vorletzte Abteilung ist der Entstehung von perthitischen Einlagerungen und der Entmischung im festen Zustande gewidmet. Nach der Anführung einiger Zitate von ROSENBUSCH, WENGLIN und BECKE, welche sich für sekundäre Entstehung der Perthite aussprechen, schließt Verf. „weil eine und dieselbe physikalisch-chemische Erscheinung, wie die Perthit-aussonderung, durch eine einheitliche Entstehung erklärt werden muß“, . . . daß sie durchgängig sekundär sein muß<sup>1</sup>. Aus nicht angegebenen, „von vielen früheren Forschern hervorgehobenen“ Gründen folgt, daß das Material zu den Albitlamellen dem ursprünglichen Feldspat entstammt, und danach ist der Perthit eine Aussonderung in der festen Phase. Die Orthoklasse und Mikrokline mit perthitischen Einlagerungen zeigen sowohl einen annähernd konstanten Gehalt an Ab + An als auch ein konstantes Verhältnis des Orthoklases zu den Albitlamellen und betragen letztere ca. 15 bis 20 % des ursprünglichen Feldspates. Es lassen sich nun zwei Fälle der Entmischung bei Typus IV und V denken :

<sup>1</sup> Vergl. hierzu die Angaben von F. E. SUESS über Perthite und Antiperthite (dies. Jahrb. 1905. II. -361-).

1. eine Umwandlung der erst gebildeten  $\alpha$ -Mischkristalle in  $\beta$ -Kristalle,  
 2. eine Entmischung findet statt entlang zweier Kurvenstücke, die von den Grenzpunkten der möglichen Mischkristalle entweder im gleichen oder entgegengesetztem Sinne zur Ordinatenachse geneigt sind. In ersterem Fall werden nur die einen, im andern beide Mischungen sich beim Abkühlen entmischen<sup>1</sup>.

Fassen wir den Mikroklin als eine andere Modifikation der Substanz  $KAlSi_3O_8$  auf, so ist der erstere Fall (Umwandlung von  $\alpha$ - in  $\beta$ -Mischkristalle) in Erwägung zu ziehen, fassen wir aber Orthoklas und Mikroklin als „polysymmetrische“ Modifikationen auf, so haben wir eine einfache Entmischung. Der Kalifeldspat kann bei hoher Temperatur ca. 28 % Ab-Substanz aufnehmen, bei gewöhnlicher Temperatur weniger, diese muß sich also abscheiden. Der restierende Feldspat enthält dann ca. 85—90 % Or und 15—10 % Ab + An. Auf wässrigem Wege gebildete Orthoklase (Adulare) werden, als bei niedriger Temperatur gebildet, weniger Albit enthalten. Die Aussonderung der Perthitlamellen wird abhängen von der Temperatur, dem Druck (dieser scheint die Umwandlung zu begünstigen) und der Zeit (Fehlen der Perthitlamellen in vielen Sanidinen [?]). Eine schnelle Abkühlung könnte, wie bei Stahl, die Entmischung verhindern.

Ebenfalls als Entmischung im festen Zustand faßt der Autor die Verwachsung von monoklinem und rhombischem Pyroxen auf.

Schließlich folgt noch eine Zusammenstellung verschiedener Mischungsreihen unter den Mineralen nebst Angabe des betreffenden ROOZEBOOMschen Typus.

Gruppe	Gemischte Verbindungen	Typus
Olivin	$Mg_2SiO_4 : Fe_2SiO_4$	I
	$CaMgSi_2O_6 : CaFeSi_2O_6$	I
Pyroxenreihe	$CaFeSi_2O_6 : NaFeSi_2O_6$	I (?)
	$CaMgSi_2O_6 : CaSiO_3$	V
	$CaMgSi_2O_6 : Mg_2Si_2O_6$	IV (V)
	$CaFeSi_2O_6 : CaSiO_3$	IV (?)
	$CaFeSi_2O_6 : Fe_2Si_2O_6$	V [warum V? Ref.]
	$Mg_2Si_2O_6 : Fe_2Si_2O_6$	I
	$Mn_2Si_2O_6 : Fe_2Si_2O_6$	V
Melilithe	$Ca_4Si_3O_{10} : (CaMg)_4Si_3O_{10}$	I
	Äkermannit : Gehlenit	I
Feldspat	$CaAl_2Si_2O_8 : NaAlSi_3O_8$	I
	$KAlSi_3O_8 : NaAlSi_3O_8$	V
	$KAlSi_3O_8 : CaAl_2Si_2O_8$	V
Spinell	$MgAl_2O_4 : FeAl_2O_4, MgFe_2O_4$	I

C. Hlawatsch.

<sup>1</sup> Die Existenz der Antiperthite würde letzteren Fall andeuten, sie sind aber bis jetzt in typischen Erstarrungsgesteinen noch zu selten beobachtet. Ref.

**F. Becke:** Über Kristallisationsschieferung und Piezokristallisation. (Publ. d. X. internat. geol. Kongresses. Mexiko 1906.)

Die Arbeit ist eine Entgegnung auf die Anschauungen WEINSCHENK's<sup>1</sup> von der Piezokristallisation. Autor faßt das Ergebnis seiner Diskussion mit folgenden Worten zusammen:

„WEINSCHENK's Piezokristallisation bringt einen richtigen Gedanken zum Ausdruck, insofern als die besondere mineralische Zusammensetzung und die Entwicklung der Schieferstruktur im Zentralgneis der Tauern der Fortdauer derselben gebirgsbildenden Kräfte zuzuschreiben ist, welche die Intrusion und die Erstarrung begleiteten. Die Theorie der Piezokristallisation ist aber unrichtig, insofern sie annimmt, daß die besonderen Gemengteile direkt aus dem magmatischen Zustand hervorgingen. Vielmehr folgen magmatische Erstarrung und Metamorphose des erstarrten, aber noch bei hoher Temperatur durchgasteten und durchfeuchteten Gesteins unmittelbar aufeinander, greifen wohl auch ineinander.“

Bezüglich der Einzelheiten wendet sich BECKE namentlich gegen die Notwendigkeit, im Stubachit die primäre Entstehung des Antigorit anzunehmen; gegen die Beweiskraft der scharfen Konturen von Biotit und Chlorit für die primäre Entstehung des letzteren, sowie gegen die magmatische Entstehung von Epidot und Oligoklas statt kalkreichen Plagioklases. Dafür gibt er als Beweis für die sekundäre Entstehung des Epidotes die Epidotfortwachsungszone um Orthitkristalle, welche, wenn ein solcher Kristall an der Grenze von Plagioklas und Quarz sitzt, nur auf Seite des ersteren sich bildete. Ferner führt er das Auftreten ca. 4,5 cm breiter flaseriger Partien an Klüften im „blastogranitischen“ Zentralgneis an.

C. Hlawatsch.

**G. Klemm:** Beobachtungen über die genetischen Beziehungen der Odenwälder Gabbros und Diorite. (Notizblatt d. Ver. f. Erdkunde u. d. Großh. geol. Landesanst. Darmstadt. (4.) 27. 4—26. 1906.)

Schon mehrfach wurde von CHELIUS auf den genetischen Zusammenhang zwischen den Gabbros und Dioriten des Odenwaldes hingewiesen, und zwar vertrat er die Ansicht, daß der Diorit aus dem Gabbro durch später aufgedrungene Granite erzeugt worden sei, also ein exogenes, kontaktmetamorphes Randgestein sei.

Demgegenüber wurde Verf. durch neuere Beobachtungen zu einer anderen Auffassung der genetischen Beziehung zwischen Gabbro und Diorit geführt: „nicht da, wo Granit mit dem Gabbro in Kontakt tritt, geht dieser in Diorit über, sondern da, wo der Gabbro die alten Schiefergesteine berührt. Der Diorit ist also ein endogenes Kontaktprodukt des Gabbros.“

<sup>1</sup> Abh. d. k. bayr. Akad. d. Wiss. 22. 1903. Grundzüge der Gesteinskunde. II.

Verf. stützt seine Ansicht auf Beobachtungen in dem BAUER'schen Steinbruch an der Nordseite des Frankenstein, wo der Kontakt zurzeit gut aufgeschlossen ist. Der grobkörnige Hornblendegabbro dieses Bruches nimmt gegen den Kontakt mit Schieferhornfels, der an der Nordwand aufgeschlossen ist, allmählich an Korngröße ab und geht in feinkörnigen Diorit über.

Eine kontaktmetamorphe Umwandlung durch später aufgedrungenen Granit ist ausgeschlossen, denn in der östlichen Bruchhälfte, in der die Abhängigkeit der Übergangszone von der Nähe des Schieferkontaktes am besten zu verfolgen ist, fehlen granitische Intrusionen fast vollständig; der in der Westhälfte des Bruches anstehende Granit aber ist von dieser Übergangszone durch eine mindestens 40 m breite Zone von Hornblendegabbro getrennt.

Mit der Annäherung an den Hornfelskontakt vollzieht sich außer einer Abnahme der Korngröße auch ein Zurücktreten und schließlich völliges Verschwinden des diallagartigen Augites, dagegen nimmt je näher der Grenze so mehr der Quarz an Menge zu, teils in selbständigen Körnern, teils als poikilitische Einwachsungen in der Hornblende.

Die mineralische und chemische Zusammensetzung (Analyse I—III) des Hornblendegabbros und seiner dioritischen Randzone ergeben eine wesentliche Veränderung des Gesteinscharakters gegen den Hornfels zu, welche wohl auf Resorption des Hornfelses durch den Gabbro zurückzuführen ist, besonders das starke Anwachsen des Kieselsäuregehaltes.

	I.	II.	III.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	51,64	52,28	59,90
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,43	0,92	0,25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	8,59	10,66	8,49
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	2,86	3,05	2,04
FeO . . . . .	4,73	4,81	4,60
CaO . . . . .	11,54	9,75	8,58
MgO . . . . .	15,60	11,58	12,07
K <sub>2</sub> O . . . . .	1,12	1,43	0,76
Na <sub>2</sub> O . . . . .	2,00	2,42	2,36
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,60	1,44	0,31
SO <sub>3</sub> . . . . .	0,26	0,12	0,10
CO <sub>2</sub> . . . . .	0,01	0,09	0,45
H <sub>2</sub> O über 110° . . .	0,79	1,35	0,35
H <sub>2</sub> O unter 110° . . .	0,04	0,37	0,17
Sa. . . . .	100,21	100,27	100,42

- I. Grobkörniger Hornblendegabbro.
- II. Mittelkörniger Hornblendegabbro.
- III. Feinkörniger Diorit der Randzone.

A. Hintze.

E. Düll: Über die Eklogite des Münchberger Gneisgebietes. Ein Beitrag zur Kenntnis ihrer genetischen Verhältnisse. (Geognost. Jahreshfte. 15. 65—156. 1902.)

Die Arbeit beginnt mit einem chronologischen Verzeichnis der Literatur über den Eklogit und seine Bestandteile von 113 Nummern, woran sich ein historischer Überblick über die Eklogitforschung schließt.

Der Münchberger Gneis, in dessen Gebiet die untersuchten Eklogite auftreten, ist bisher meist als archaisch aufgefaßt. In Wahrheit handelt es sich aber um eine jüngere Eruptivmasse. Das Gestein ist oft von einem richtungslos körnigen Granit nicht zu unterscheiden, die schieferigen Partien sind mit solchen granitischen durch alle Übergänge verbunden. Randlich ist Augengneis entwickelt (= porphyrische Randfazies), und Pegmatitgänge sind allverbreitet. Eingedrungen ist diese granitische Masse in paläozoische Schiefer und in denselben vorkommende Eruptivgesteine und hat sie in der verschiedenartigsten Weise resorbiert und verändert. Die linsenförmigen Einlagerungen von Eklogit und Amphibolit im Gneis streichen meist SW.—NO. Knollig-spindelförmige oder abgeplattete kugelige Absonderungsformen pflegen als Grenzformen des Eklogits und Amphibolits aufzutreten. Die Eklogite und Amphibolite sind durch den allseitigen Kontakt mit dem granitischen Magma umgewandelte Tiefengesteine und Diabase. Unter ersteren herrschen Gabbros, speziell quarzhaltige, biotit- und titaneisenreiche Gabbro-Norite vor. Unter den Amphiboliten finden sich auch umgewandelte Diorite und Hornblendegabbros. Die Umwandlung beginnt mit einer Saussuritisierung der Feldspate und einer partiellen Umwandlung der Pyroxene im Amphibol, deren Endprodukt eine bräunliche Hornblende mit Titanerz-Interpositionen ist. Saure, meist alkaliführende Injektionen haben bei der Umbildung mitgewirkt. Diese ist je nach der Größe der eingeschlossenen Schollen verschiedener Art. Größere Massen der gabbroiden Gesteine sind in ihren zentralen Teilen wenig verändert. Die Struktur des ursprünglichen Feldspatleistennetzes ist hier in einem Granat-Zoisitnetz noch deutlich zu erkennen.

Die reinsten Eklogite bestehen aus Granat, Pyroxen, Disthen, Amphibol, Quarz, Glimmer und Rutil. Sie sind aus dem innersten Kern einer vom Granitmagma umgebenen Gabbromasse unter der lange andauernden Einwirkung hoher Temperatur, hohen Druckes und überhitzten Wasserdampfes entstanden. Aus den Diallag- und Hypersthenkristallen entstand der Omphacit resp. seine den Amphibolen angehörenden Äquivalente. Saure Injektionen haben Quarz zugeführt, der oft Linsen um Granate bildet, und in dessen Bereich die Pyroxene vermiculisiert oder uralitisiert sind. Die Hornblende in den Eklogiten und den damit verbundenen Amphiboliten ist Uralit; doch kommen in der Oberpfalz Hornblendegabbros als Ursprungsgesteine eklogitähnlicher Amphibolite vor. Die Beschaffenheit der Eklogitmineralien ist im allgemeinen die von Kontaktprodukten. Sie stoßen in geradlinigen, polygonalen Konturen aneinander. Eine scharfe Abgrenzung zwischen den Eklogiten und Amphiboliten ist unmöglich. Diese bilden oft die äußere Zone größerer Eklogitmassen.

Im speziellen petrographischen Abschnitt der Abhandlung werden zuerst die Gneise des Münchberger Massivs, sodann einige Diabase, ferner die saussuritischen Gabbro-Norite von Martinsreuth und Glenzlamühl, der Norit vom Steinhügel zwischen Ziegenburg und Höflas bei Markt Schorgast, die Saussuritgabbros von der Wojaleithe bei Würlitz und vom Steinhügel bei Traindorf, endlich einige dioritähnliche Gesteine besprochen. Ein zweites Kapitel ist den Hornblendegesteinen und Eklogiten gewidmet. Es beginnt mit einer ausführlichen Beschreibung der einzelnen Mineralien, die an der Zusammensetzung dieser Gesteine teilnehmen und schildert dann nacheinander die kleinen Amphiboliteinlagerungen im Hornblendegneis, die annähernd eklogitartige Beschaffenheit haben, ferner granatführende Amphibolite, granatreiche, eklogitähnliche Feldspat-Zoisit-Amphibolite von Oberkotzau, Amphibolitschlieren in Hornblendegneis und die typischen Eklogite vom Weißenstein, Markt Schorgast, von Traindorf, Martinsreuth und Fattigau. Anhangsweise werden noch eklogitartige Gesteine von Wildenreuth bei Windisch-Eschenbach in der Oberpfalz besprochen.

Verf. hat folgende Analysen ausgeführt:

	I.	II.
Si O <sub>2</sub> . . . . .	50,42	39,99
Ti O <sub>2</sub> . . . . .	0,46	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	18,40	24,75
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,94	2,55
Fe O . . . . .	5,72	12,65
Mn O . . . . .	Spur	Spur
Ca O . . . . .	11,00	7,71
Mg O . . . . .	10,77	12,54
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,13	—
Na <sub>2</sub> O . . . . .	2,80	—
H <sub>2</sub> O . . . . .	—	—
	100,64	100,19

- I. Eklogit von Unterpfardt mit Granat, diallagähnlichem Pyroxen, Disthen, grünem Amphibol, Quarz, farblosem Glimmer, Rutil, Magnetkies.
- II. Blaßrötlicher Granat aus dem Eklogit vom RANK'schen Steinbruch bei Silberbach. Otto Wilckens.

**F. E. Suess:** Mylonite und Hornfelsgneise in der Brünner Eruptivmasse. (Verh. k. k. geol. Reichsanst. 1906. 290—296.)

Verf. beschreibt zuerst das Auftreten von Zonen und Flecken, welche sich makroskopisch durch grünliche Farbe von dem übrigen z. T. kataklastischen Granit unterscheiden, in der Nähe des westlichen Hauptbruchrandes der Brünner Eruptivmasse. Diese Partien zeichnen sich durch ihre Mörtel- oder Mylonitstruktur aus. Die Zermalmung ist dabei von einer

starken Zersetzung begleitet, welche sich namentlich durch reichliche Chloritbildung nicht nur auf Kosten der dunklen Gemengteile (Biotit und Hornblende), sondern (neben Muscovit) auch des Plagioklases, namentlich an Knickungsstellen auszeichnet. Mitunter ist nur ein Lamellensystem eines polysynthetischen Albitzwillings umgewandelt. Pegmatitische Äderchen sind nicht so stark zertrümmert. Stellenweise geht die Zertrümmerung so weit, daß diese Zonen von ebenfalls zerquetschten und stark umgewandelten Grauwacken schwer zu unterscheiden sind. Solche treten namentlich östlich von Neslowitz unmittelbar an der Verwerfung auf.

Verf. nimmt an, daß die Mylonite am jüngeren Hauptbruche in geringerer Tiefe entstanden, als die sericitschieferigen Quetschzonen der nordsüdlich streichenden Klüfte. „Geht man in dem Graben unter dem Kronberge bei Neslowitz, von dem Randbruche und den Grauwacken-Myloniten aufwärts gegen Osten“<sup>1</sup>, so findet man in Begleitung von Kontaktkalken stark zertrümmerte und von Harnischen und Pegmatitadern durchzogene, bald gneisähnlich schieferige, bald cornubianitartig feinschuppige, zum großen Teil aus Quarz, Orthoklas, Oligoklas, Andesin und Glimmer bestehende Gesteine. Der Glimmer ist teils Biotit, der aber vielfach in Chlorit umgewandelt ist, teils Muscovit, letzterer unregelmäßig verteilt; auch tritt er als Pinitpseudomorphose nach Cordierit auf. An manchen Orten ist das Gestein reich an braunen Turmalinsäulchen. An Nebengemengteilen tritt neben Apatit, Zirkon auch Orthit auf. Südlich vom Steinbruche im Kontaktkalke treten mannigfach wechselnde, plattigschieferige, teils gneis- und cornubianitähnliche Gesteine, Quarzbiotitfels, Quarzit auf, teils solche mit dioritähnlicher Mineralführung, in einem Falle ein Kalksilikatgestein aus Diopsidquarz und kalkreichem Plagioklas bestehend. Verf. findet namentlich eine große Ähnlichkeit dieser Gesteine mit den von WEBER<sup>2</sup> beschriebenen kontaktmetamorphen Grauwackenschollen im Lausitzer Hauptgranit bei Radeberg. Verf. hält die beschriebenen Gesteine für in die Intrusivmasse versenkte Schollen von Devon und Culmschichten, da aus solchen die an dem westlichen Bruchrand eingeklemmten Schollen bestehen.

**C. Hlawatsch.**

---

**W. Hammer:** Vorläufige Mitteilung über die Neuaufnahme der Ortler-Gruppe. (Verh. k. k. geol. Reichsanst. 1906. 174—188.)

Die Ablagerungen der Ortler-Gruppe teilen sich in 1. die älteren kristallinen Schiefer, 2. die Sericitphyllite mit Gips und Rauchwacke und 3. die dolomitisch kalkigen, teilweise auch mergeligen triadischen Ablagerungen. Die im Quarzphyllit des Schroetterhorns und des Zebrutales auftretenden Marmorlager sind nicht identisch mit den Laaser Marmorlagern.

<sup>1</sup> Diese wörtliche Wiedergabe des Fundortes ist zum Verständnisse der unten angeführten Auffassung dieser Vorkommen als versenkter Schollen nötig. Ref.

<sup>2</sup> Erläuterungen z. geol. Spezialkarte des Königr. Sachsen. Bl. 51. 16.

Es wird ferner gegenüber FRECH (Gebirgsbau der Tiroler Zentralalpen etc.) das posttriadische Alter der Porphyritgänge (Ortlerit und Suldenit) betont. In den hangenden Schichten der Ortler-Kalke wurde eine sichere Altersbestimmung ermöglicht, da Verf. gemeinsam mit O. SCHLAGINTWEIT vom Fraeletal bis zum Naglerspitz Kössener Schichten nachweisen konnte. Diese bilden eine sehr wechselnde Gesteinsfolge von Kalken, Dolomiten und Schiefern; als charakteristischster Bestandteil ist ein phyllitischer, feinblättriger Tonschiefer hervorzuheben. Schalenreste treten in dem mergeligen Belage mancher Kalkbänke auf.

Eine Kalkbank im Vitellitale, Naglerspitz und Fraeletal führt Reste von *Rissoa alpina* G. und *Actaeonina elongata*; am Naglerspitz tritt eine *Lithodendron*-Bank auf. Damit ist das Vorkommen des Rhäts im Ortler Gebiete und das Hauptdolomitale des darunterliegenden Dolomits festgestellt; ob der ganze Ortler-Kalk zu diesem Niveau gehört, ist zweifelhaft.

Verf. bespricht dann eine neu aufgefundene Bruchlinie, die von Trafoi quer über den Zumpanellberg bis zum Bodenhof in Aussersulden mit steilem Südfallen streicht; der nördliche Teil ist in die Tiefe geschleppt. Sie scheint sich darüber hinaus ins Gebiet der Laaser Gruppe fortzusetzen; die vom Laaser-Spitz gegen Salt im Martelltale streichende Verwerfung ist vielleicht eine Fortsetzung derselben. Verf. hält diese Bruchlinie für die Fortsetzung der Linie Stilfserjoch—Trafoi, die vom Stilfserjoch gegen Norden fällt und dann saiger steht. Die Existenz der Bruchlinie Trafoi—Gomagoi, die FRECH feststellt, wird aber bestätigt. Am Kleinboden und Übergrimm findet sich die Trias in überkippter Stellung als Teil einer Synklinale ins Grundgebirge eingefaltet. Reste der ehemaligen Triasdecke auf dem österreichisch-schweizerischen Grenzkamme werden nachgewiesen.

Zum Schlusse bekämpft Verf. in scharfer Weise die Arbeit von TERMIER: Les Alpes entre le Brenner et le Valteline (Bull. de la soc. géol. de France. (4.) 5. 1905), indem er nachweist, daß bezüglich der Gleichstellung mancher Glieder Irrtümer vorliegen, anderseits in TERMIER'S Arbeit die im Quarzphyllit, also unter dem Verrucano auftretenden Quarzite in solche des Verrucano und der Trias getrennt werden. Ferner, daß die Überschiebungsfläche, welche TERMIER annimmt, östlich des Stilfserjochs steil steht, am Zumpanellberg sogar nach Süd statt nach Nord einfällt; endlich seine Profile aus der Laaser-Gruppe und den Ultener Alpen in TERMIER'S Arbeit gänzlich unrichtig wiedergegeben sind.

Die Behauptung des letzteren, daß in den Ortler Alpen „nappes“ auftreten, deren Wurzel in der Region zwischen Tonale und Val furva liegen soll, erklärt er für unzutreffend.

C. Hlawatsch.

---

W. Hammer: Geologische Beschreibung der Laaser Gruppe. (Jahrb. geol. Reichsanst. 56. 497—538. 1906.)

Als Laaser Gruppe wird der Teil der Ortler Alpen bezeichnet, der zwischen Sulden und Martelltal liegt und durch das Madritschjoch mit dem

Hauptstocke zusammenhängt. Die kristallinen Schiefer werden dem Alter nach in folgende 4 Gruppen zusammengefaßt:

1. Gruppe der Phyllitgneise.
2. Gruppe der Laaser Glimmerschiefer.
3. Quarzphyllitgruppe.
4. Gruppe der gipsführenden sericitischen Schiefer.

Am Schlusse der Gesteinsbeschreibungen sind die als Eruptivbildungen aufgefaßten Gesteine (Marteller Granit, Augengneis der Angelusgruppe und Granulit der Frischelwand) angeschlossen.

I. Gruppe der Phyllitgneise (Gneisphyllit STACHE's). Diese bilden den Sockel der Gebirgsgruppe. Ihr Charakter ist ein sehr wechselnder. Echte Paragneise (zweiglimmerig) gehen stellenweise, namentlich in der Nähe der Laaser Glimmerschiefer, in Quarzitschiefer über. In der Schlucht des Razoibaches bei Ratschellhof treten Albitchloritschiefer auf. Diesen Gneisglimmerschiefern sind zahlreiche größere und kleinere Amphibolitlinsen und Lager eingeschaltet, namentlich am Nordfuß zwischen Morter und Prad, wo er einen fast zusammenhängenden Saum bildet. Die kleineren Linsen treten hingegen hauptsächlich nahe der Grenze der Laaser Schichten auf. Seine petrographische Beschaffenheit wechselt ebenfalls, der häufigste Typus ist arm an Feldspat, mittel- bis feinkörnig, deutlich schieferig. Seltener sind fast dichte Formen. Bemerkenswerte Abänderungen sind:

1. Ein Granatamphibolit bei Inner-Nörderberg.
2. Neben diesem eine Varietät mit großen, z. T. in Biotit, Calcit und Magnetit umgewandelten Porphyroblasten von Hornblende in einem sehr feinkörnigen Gewebe von Hornblende, Feldspat und Quarz.
3. Grünschieferähnliche Amphibolite vom Tschrinbachgraben. Hauptgemengteile sind lauchgrüne Hornblende und mikrolithenreicher Albit, lagenweise in geringerer Menge. Titanit, Rutil, Titaneisen, Pyrit sind stets vorhanden. Epidot, Zoisit, Biotit, Chlorit, Quarz, Calcit sind sekundären Ursprungs. In den zwischen diesen Amphiboliten liegenden Gneisen tritt akzessorisch Staurolith auf.
4. Der Amphibolit unter Folmart zeigt Bänderung durch den Wechsel amphibol- und biotitreicherer mit feldspat- und zoisitreicheren Lagen.

5. Vielleicht schon in den Laaser Schichten liegt ein grobkörniger Biotit-Amphibolit, dessen Biotit mit der Hornblende gleichalterig ist.

II. Gruppe der Laaser Glimmerschiefer (Laaser Schichten). Diese Gruppe ist von der vorigen nur schwer zu trennen, da ihre Gesteine gerade an der Grenze einander sehr ähneln und die Glimmerschiefer häufig gneisähnlich entwickelt sind. Einer der verbreitetsten Typen dieser Serie ist ein ganz normaler Glimmerschiefer, reich an Biotit, der aber oft ausgebleicht ist. Granat ist ebenfalls häufig. Als Nebengemengteil tritt Turmalin nicht selten auf.

Charakteristisch für die Laaser Schichten sind aber zwei Einlagerungen: die Marmore und die Staurolith-Glimmerschiefer. Außerdem treten, namentlich in Verbindung mit dem Marmor, auch Amphibolite auf.

Bezüglich der ersteren verweist der Autor auf die petrographische Beschreibung durch WEINSCHENK<sup>1</sup>. Die Staurolithglimmerschiefer besitzen eine sehr mächtige Entwicklung, namentlich auf dem Höhenzuge vom Laaser-Spitz zum Weißwandl, treten aber auch im südlichen Teile (Lyffi-, Peder- und Suldener Rosimtal) auf. Erstere bestehen im wesentlichen aus wechselnden Lagen von Quarz und Glimmer, worunter der Biotit oft ausgebleicht und daher makroskopisch scheinbar gegen den Muscovit zurücktritt, unter dem Mikroskop aber als vorherrschend erkannt wird. Häufig sind quergestellte Biotitblättchen. Im Vorkommen vom Pedertal tritt der Biotit als Porphyroblast auf.

In dieser Grundmasse liegen die Porphyroblasten von Staurolith und Granat. Ersterer erreicht in der Staurolithschicht des Weißwandls die Größe von  $\frac{1}{2}$  cm; in den südlichen Vorkommen, welche einen ganz phyllitischen Charakter der Grundmasse besitzen, bildet er größere, bis zu 3 m lange Individuen, (110) (010) meist ausgebildet, seltener (001) (101). Zwillinge sind ebenfalls selten. Im Dünnschliff ist er gelb durchsichtig, mit schwachem Pleochroismus. Häufig zeigt er Umwandlungen in glimmerige Aggregate und Chloritoid. Das erstere Vorkommen zeigt durch Graphit- und Magnetitstäubchen im Staurolith angedeutete helicitische Struktur, bei dem letzteren tritt diese sowohl im Granat als im Staurolith deutlich auf.

Die Amphibolite sind nicht näher beschrieben, neben ihnen bilden auch Grünschiefer und Feldspat-Biotitschiefer dunkle Lagen und kurze Linsen in den Marmoren.

Der Autor wendet sich gegen die Auffassung von kontaktmetamorpher Natur der Marmore seitens WEINSCHENK's und LINDEMANN's<sup>2</sup>, da die angeblichen Kontaktminerale meist nur in den nahe der Grenze gegen die Glimmerschiefer häufigen Kalkglimmerschiefern auftreten, die Pegmatitadern durchaus nicht so allgemein verbreitet auftreten, als LINDEMANN annimmt, in der Hauptmasse der Kalke, in der Jennewand, fehlen größere Pegmatitlager ganz, auch kleine Adern fand Verf. keine. Auch für den Staurolithglimmerschiefer nimmt der Autor Regionalmetamorphose an, da dessen Auftreten von den Pegmatiten und dem Marteller Granit gänzlich unabhängig ist. Gerade an der Grenze dieses letzteren, sowie in der an Pegmatit reichen Zone Martell-Naturus fehlt er, während die typischsten Vorkommen von Staurolithglimmerschiefer weit entfernt von Pegmatitlagern sind.

Bezüglich der stratigraphischen Stellung der Laaser Schichten bemerkt Verf., daß dieselben teilweise wenigstens die Gneisphyllite ersetzen, sicher aber unter den Quarzphylliten liegen. Diesen entsprechende Quarzphyllite liegen aber in Nordtirol tief unter den untersilurischen Dientener Schichten. Eine den Laaser Schichten entsprechende Schichtfolge zieht vom Passeirer Schneeberg zum Jaufen und die Marmore ziehen

<sup>1</sup> Zeitschr. f. prakt. Geol. 1903. 131.

<sup>2</sup> Dies. Jahrb. Beil.-Bd. XIX. 1904. p. 197.

bis Sterzing, ihm gehört aber der Dolomitmarmor vom Passeirer Schneeberg, in welchen Crininoidenreste auftreten, nicht an. Wenn die im Laasermarmor von WEINSCHENK als Crinoiden gedeuteten zylindrischen Calcitkristalle auch wirklich organischen Resten entsprechen, so würde das nur für das ohnehin wahrscheinliche, vor das Cambrium reichende Alter des organischen Lebens sprechen. Die Laaser Schichten sieht Verf. also als präcambrisch an, ohne sie direkt zum Algonkium zu stellen.

III. Quarzphyllitgruppe. Über den Laaser Schichten folgt ebenfalls nicht scharf trennbar und durch Übergänge mit den Staurolithglimmerschiefern verbunden Quarzphyllit, welcher den größten Teil der südlichen Kämmen und Abhänge bildet. Gegen Westen verkeilt er sich mit dem Angelus-Augengneis und bildet stellenweise die Decke auf demselben. Sein petrographischer Charakter ist der bekannte Typus der Quarzphyllite. Eine abweichende, gneisähnliche Varietät findet sich unter dem Gipfel der mittleren Pederspitze: in einer zweiglimmerigen, sehr feinkörnigen Zwischenmasse liegen abgerundete Körner von Plagioklas (Albit und Oligoklas-Andesin), Orthoklas(?) und Quarz, sowie einige größere Muscovit-schuppen. Kataklase ist keine zu beobachten. Ähnliche Gesteine fand Verf. auch westlich der Plattenspitze und östlich nahe unter dem Gipfel der Schluderspitze. Im obersten Teil des Schludertales liegen zwei kleine Lager von Cipollin im Quarzphyllit.

Auch in dieser Gruppe treten ziemlich mächtige und ausgedehnte Amphibolitlager auf, namentlich im südlichen Teile, an der Sonnenwand, der Frischelwand und zwei im Rosimtal, welche vom Staurolithglimmerschiefer überlagert werden. Alle diese Amphibolite sind im allgemeinen faserig, zeigen ausgezeichnet lineare Textur und sind arm an Feldspat (Oligoklas); ihr Hauptbestandteil ist eine im Schriff blaßgrünliche, schwach pleochroitische Hornblende. Nur ein kleines Vorkommen nahe der Legerwand zeigt eine bräunliche, gedrungene Hornblende mit häufiger Zwillingsbildung nach (100). Das interessanteste Vorkommen ist das von der Frischelwand, weil es deutliche Anzeichen einer eruptiven Entstehung erkennen läßt; es greift mannigfach in die in einen zweiglimmerigen, granatführenden Gneis umgewandelten Schiefer ein. Beide, sowohl Schiefer wie Amphibolit, führen in der Nähe des Kontaktes große Turmalinkristalle. Die Kontaktwirkung äußert sich außer in der Turmalinführung durch grobes Korn und größeren Reichtum an Feldspat, an anderen Stellen findet sich an der Grenze ein wirrfaseriges Hornblendeaggregat. Die Grenze von Schiefer und Amphibolit ist durch Aufnahme von Hornblende in den Schiefer verschwommen. Die im nördlichen Teile (Hintergrund des Laaser Tales) auftretenden Amphibolite haben ein durch feines Korn und ausgeprägte Schieferung mehr grünschieferähnliches Äußere, bestehen aber ebenfalls nur aus einer, mitunter in Biotit umgewandelten Hornblende mit dem Pleochroismus *a* hellgrünlichgelb, *b* dunkelmoosgrün, *c* bläulichgrün und Feldspat, der meist in ein Aggregat von Epidot, Zoisit und Calcit umgewandelt ist. Seltener sind gröbere Lagen mit flaserartig angehäufter Hornblende obiger Eigenschaften.

Zwei Chloritschieferlagen sind ebenfalls dieser Gruppe eingeschaltet. Die eine, an der Marteller Vertainen, besteht aus einem Granatchloritschiefer, in dessen Grundmasse außer Chlorit (mit wenig schiefer Auslöschung) noch Biotit, Plagioklas und Quarz auftreten, sekundär Calcit, Quarz, Biotit, Epidot, Zoisit, Magnetit; die andere, unter dem Gipfel der äußeren Pederspitze, aus Hornblendechloritschiefer, bestehend aus Pennin (mit stark unternormalen Interferenzfarben) Hornblende, (die teilweise in Chlorit umgewandelt ist), Albit, Quarz, Titaneisen und sekundären Titanomorphit und Calcit.

Anschließend an diese Gesteine wird noch eine Serpentinlinse im Quarzphyllit, einen Felskopf an der Pederscharte bildend, besprochen. Es ist ein wirrfaseriger Serpentin, meistens mit Gitterstruktur, mitunter mit Andeutungen von Maschenstruktur. In ihm treten Ankeritkristalle, Talk, lichtgrüner Strahlstein und langstengeliger Serpentin (Metaxit) auf. Auch ein Gipslager ist am Nordabsturz der Marteller Vertainen den Quarzphylliten eingeschaltet, es gehört nicht der Gruppe der gipsführenden, sericitischen Schiefer an, welche in der Einleitung mit IV bezeichnet ist und in der Laaser Gruppe nur in der Gegend von Prad auftreten, unweit des kleinen Vorkommens von Ortler-Kalk.

Nachdem die glazialen Ablagerungen eine kurze Besprechung gefunden haben, wendet sich der Autor zu den granitischen Eruptivgesteinen.

I. Der Marteller Granit. Derselbe, durch das Martelltal tief abgeschlossen, bildet mächtige Lager von Muscovitpegmatitgranit und -granitgneiß und zeigt im Hangenden starke Zerteilung in dünnere Lager und Gänge. Er ist ausführlicher in einer älteren Arbeit (Über die Pegmatite der Ortlergruppe. Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. 1903. p. 345) besprochen. In einer Fußnote sind Berichtigungen angeführt, sowie eine von Prof. ROTHPLETZ dem Verf. mitgeteilte Beobachtung von Beryllkristallen im Pegmatit unter der Schluderscharte.

II. Augengneis der Angelus-Gruppe. Das lichtgraue bis weiße, massig brechende Gestein zeigt zumeist eine schieferig-flaserige Textur; große Augen von Alkalifeldspat, zumeist Mikroklin, seltener Plagioklas (Oligoklas) mit deutlicher Kataklyse liegen in einer verhältnismäßig grobkörnigen Grundmasse von denselben Feldspaten Quarz, und Muscovit. Die Größe und Farbe der Augen, sowie die Stärke der Kataklyse bedingen Varietäten. Einige dünnschieferige, weiße Varietäten, welche auch Turmalin führen, werden als Aplitschiefer erkannt. Der Feldspat überwiegt stets die anderen Gemengteile, der Glimmer ist stets Muscovit.

Dieses mächtige Glied der Gesteinsserie der Ortler-Gruppe ist nicht allein auf den westlichen Teil der Laaser-Gruppe, wo es die Käme des Hohen Angelus etc. bildet und im unteren Suldentale ins Tal herabreicht, beschränkt, sondern setzt sich, mit wenigen Ausnahmen stets den Phylliten konkordant eingelagert und ein bestimmtes Niveau zwischen Gneis und Phyllit einhaltend, einerseits zum Stilfserjoch, andererseits auf die Nordseite des Etschtales fort. OHNESORGE (Verh. d. k. k. Reichsanst. 1905. p. 175) fand in ähnlicher Horizontierung Augengneise in den nördlichsten Ötztaler

Alpen. In der Laaser Gruppe zeigen sie zwar oft ein rasches Auskeilen und mannigfache Verzahnung durch Bildung kleinerer Lager mit den Schiefen, aber nie eine so ausgesprochene Verästelung wie bei dem Marteller Granit. Verf. ist daher eher geneigt, sie für ein metamorphosiertes Deckengestein aus wiederholten Ergüssen bestehend, als für ein Tiefengestein zu halten, wogegen die hier und da beobachtete durchgreifende Lagerungsform nicht sprechen würde. Die Augenstruktur würde diese Auffassung etwas unterstützen.

Als letztes Eruptivgestein ist noch ein Granulitgang von der Frischelwand angeführt, ein feinkörniges, richtungslos struiertes Gestein, das aus Quarz, Kalifeldspat mit hellroten Granatkörnern und wenigen Biotitfetzchen besteht.

Im letzten Abschnitt wird die Tektonik der Gruppe behandelt, die, wie begreiflich, sehr verwickelt ist. Als wesentliche Hauptzüge seien hervorgehoben: das steile Südfallen des Hauptkomplexes, innerhalb dessen Verf. Überschiebungen und Schuppenbildung annimmt. Auf der Nordseite ist in den Laaser Schichten eine deutliche schief liegende Mulde zu beobachten, an die sich südlich eine steile, nach Norden überkippte Antiklinale, mit eng zusammengeklappten Schenkeln schließt, während der flach liegende Nordschenkel z. T. durch Brüche gestört ist, z. T. in eine kleine Antiklinale übergeht. Die südliche Antiklinale ist aber nur in den oberen Schichten so steil ausgebildet, in den tiefer liegenden ist sie sehr flach. Im Westen grenzt das Gebiet an die große Bruchlinie Prad-Gomagoi-Trafoi.

Das Streichen der Schichten im Süden ist NO.—SW., biegt aber gegen das Suldental in ONO.—WSW. um, in der Tschengelser Hochwand ist es ungefähr OW.

Der Arbeit ist eine Abbildung nach der Natur von der Jennewand, eine Kartenskizze, die leider mancher im Text erwähnter Ortsbezeichnungen entbehrt, und 2 Tafeln mit Profilen beigegeben. C. Hlawatsch.

---

**Br. Sander:** Geologische Beschreibung des Brixener Granits. (Jahrb. geol. Reichsanst. 56. 707—744. 1 Karte. 1906.)

1. Der Brixener Granit bildet einen von Meran bis Bruneck reichenden, gegen Süden konkaven Bogen, der in der Gegend von Franzensfeste die Breite von 12 km erreicht, während die Enden schmal sind. Im oberen Pensertal, zwischen Rabenstein und Pens, ist es sehr eng zusammengeschnürt. Seiner Zusammensetzung nach ist er ein mittelkörniger Biotitgranit (Granitit), stellenweise hornblendereicher. In kleineren schlierenartigen Partien ist er durch größeren Gehalt an ziegelrotem Orthoklas rot gefärbt (Rotes Mandl am Kreuzjoch). Diese Varietät zeichnet sich durch Reichtum an mit Chlorit, Quarz und Calcit erfüllten Drusen aus (Kalkgranit Pichler's). Gegen den Kontakt mit den Phylliten zu zeigt er eine gegen 100 m mächtige, feinkörnige, aplitische Fazies. Derselben gehört

auch die Mehrzahl der zahlreichen Gänge und Apophysen an, die die umgebenden Gesteine durchbrechen. Aplitische und pegmatitische Gänge sind auch im Massiv selbst häufig, ebenso auch basische Konkretionen, die oft von kleinen Gängen des Hauptgesteins durchbrochen werden. Als Verwitterungserscheinung ist die oft sehr weitgehende Chloritisierung hervorzuheben. Am Nordrand ist dynamometamorphe Schieferung, Mylonitbildung, Reibungsbreccien bis zur Bildung eines Chloritschiefers zu beobachten.

2. Das Granitmassiv wie die Phyllite (ausgenommen jene des Nordrandes) werden von Diorit-Diabasporphyriten in schmalen Gängen durchbrochen. An den Nordhängen des Kesselberges aber und am West- und Ostabhang des Essenberges setzen ziemlich mächtige, echte Granitporphyrgänge und Lagergänge, z. T. mit dichtem Salband (südlich von Aberstückl) im Phyllit auf. Sie sind vom Granit durch die Fortsetzung der Judicarienlinie getrennt und ihr Zusammenhang mit diesem unsicher. Ihre Farbe ist grünlichgrau bis rot. Sie führen als Einsprenglinge Porphy Quarze, Orthoklas, Plagioklas und Biotit.

3. Am Südrande tritt der Granit mit granatführenden Quarzphylliten, die auch Einlagerungen von Augen- und Bändergneisen führen, in Berührung.

4. Am Nordrand bildet das unterste stratigraphische Niveau der Phyllitgneis, mit niveaubeständigen Einlagerungen von kristallinischem, gebändertem Kalk, manchmal malakolith- und tremolitführend, von Amphiboliten, ferner mit Cyanit, Granat und staurolithreichen Partien (mineralreicher, großblättriger Glimmerschiefer TELLER's) und klastischen, vielleicht durch Dislokationen bedingten Lagen.

5. Auf den Phyllitgneis folgt der Wackengneis TELLER's, dessen untere Schichten dunkle, an Größe lagenweise wechselnde, hornblendereiche längliche Butzen in hellem, aus Plagioklas und Mikroklin bestehendem Zement zeigen. Dazwischen finden sich auch Lagen von Phyllitgneis. Die intrusive Natur dieser Gesteine hält Verf. für noch unsicher, er zieht eventuell Tuffe und Ergußgesteine in Frage. Neben diesen Gesteinen folgt der Maulser Verrucano PICHLER's, dann ein Horizont von Tonglimmerschiefern mit Kalklagen, die Versteinerungen führen.

6. Die Kalke und Dolomite der Trias. Letztere zeigen stellenweise (am Zinseler bei Stilfes) Geruch nach  $H_2S$ ; an anderen Stellen Hornsteinknollen und Rauhwackelagen. Versteinerungen (Diploporen) häufig.

7. Die Phyllite werden von zahlreichen Gängen (s. oben) durchsetzt und von Pegmatit, Granitit und Diorit, Tonalitgneislager (Lagergängen) aufgeblättert, was an einigen Profilen erläutert wird, so an dem vom Valsersjoch über die Rensenspitze führenden. Auf dieser findet man ein mächtiges Granitlager mit dioritischen Schlieren, welches, an den mächtigsten Stellen ungeschiefert, dem Brixener Granitit vollkommen gleicht, scharfkantige Schieferbruchstücke zeigt und in den hangenden Phyllitgneis Apophysen entsendet. Zwischen den Muscovitgraniten, Apliten und Peg-

matiten finden Übergänge statt, aber manchmal durchsetzt der Granit den Gneis mitsamt den Pegmatitschnüren. Ob die Turmalinpegmatite im Hangenden des Iffinger Granites mit dem Brixener Granit zusammenhängen, wie GRUBENMANN<sup>1</sup> meint, erscheint mangels eines Zusammenhanges als unsicher. In der Maulser Trias finden sich keine Pegmatitgänge.

Im Gegensatze zu obigen Gesteinen zeigt ein am Valserjoch konkordant zwischen Granit und Tonalitgneis in der Gruijbachschlucht bei Pichlern mit dem randlich geschieferten Granit in sekundärem Kontakt stehender grobflaseriger Muscovitgneis keine Einschlüsse oder sonstige Anzeichen intrusiver Natur.

Eine ganz eigene Rolle spielt hingegen der Tonalitgneis. Derselbe hält sich stets an die Nähe des Granits, ist aber auch, wo er mit ihm in Kontakt steht, scharf von ihm geschieden, in vielen Fällen liegen aber zwischen ihm und dem Granit Lagen von Teilen des Schiefermantels. Während er von PICHLER als kontaktmetamorpher Schiefer, von TELLER als Übergänge zwischen Tonalitmagma und Schiefen, von der Mehrzahl der Autoren (BECKE, GRUBENMANN, KÜNZLI, PETRASCHKE) als basische Randfazies aufgefaßt wurde, hält ihn LÖWL, dem sich Verf. in der Meinung anschließt, für eine der Graniteruption vorausgehende, basischere Intrusion. Eine genaue petrographische Beschreibung gab PETRASCHKE (l. c.). Im wesentlichen besteht er aus Plagioklas, Quarz, Hornblende, Biotit. Er führt zahlreiche spindelförmige basische Konkretionen (vergl. die vorher referierte Arbeit TRENER's) sowie Einlagerungen der hangenden Schiefer. In kleineren Injektionen (Eggertal bei Mauls) finden sich starke Differenzierungen der Bestandteile bis zu reinen Hornblendegesteinen.

Hornblendegneise finden sich noch weit vom Granitmassiv am Wege von Videgg nach Obertall im Passeier. Ferner bringt Verf. noch die Amphibolite im Horizont der Kalkeinlagen im Gneisphyllit mit dem Tonalitgneis in Zusammenhang.

### III. Kontakt und Tektonik.

Die Südostgrenze des Granits von Meran bis Weissenbach im Penserthal gegen die Phyllite wird von der Fortsetzung der Judicarienlinie gebildet, wobei am Granit noch ein Teil der Phyllite nebst der aplitischen Randfazies erhalten blieb. Von Weissenbach bis Pens fehlen Aufschlüsse, von Pens bis Franzensfeste bilden die Phyllite, von zahlreichen zumeist aplitischen seltener normalgranitischen Gängen, welche ihrerseits wieder gegen die Salbänder zu aplitisch werden<sup>2</sup>, durchsetzt, ein konkordantes metamorphisiertes Dach<sup>3</sup> über dem Granit. Jenseits der Eisack aber streichen die Phyllite unter mehr oder minder großen Winkeln gegen den Granit, die Rändergneisschichten werden dabei oft  $\perp$  abgeschnitten. Am

<sup>1</sup> Vierteljahrsschr. d. Nat. Ges. Zürich. 41. 1896. p. 340.

<sup>2</sup> Auch die ohnehin schon feinkörnigeren, aplitischen.

<sup>3</sup> Bemerkenswert ist das Auftreten von tropfenartig gerundeten Biotiten im Quarz.

Nordrand aber ist Primärkontakt nur westlich der Zenoburg zu beobachten. Die konkordant auf den Graniten liegenden Gneisphyllite zeigen dann zwar noch Spuren der Kontaktmetamorphose (gröberes Korn der Amphibole, poikilitische Einschlüsse von Hornblende in Quarz), aber es treten in der Nähe des Granits doch kleinere Dislokationen auf. Mylonite, schieferige Struktur des Granites beobachtet man oft. Von Meran bis Mauls aber folgt der Granit stets dem Niveau der Kalkbänder im Phyllitgneis<sup>1</sup>. Der Tonalitgneis ist untrennbar mit letzterem verbunden. Nördlich von Weissenbach beginnt die Überschiebung der Phyllitgneise über die Maulser Trias, welche in bald mehr bald weniger steilen Synklinalen eingefaltet sind. Von Niedeck beim Penserjoch bis Kiens zieht sich ein Bruch, gekennzeichnet durch eine Trümmerzone mit Harnischen, Reibungsbreccien etc., meist an der Grenze von Granit und Tonalitgneis, landschaftlich durch starke Vermurung der Talgehänge auffallend. Bezüglich der tektonischen Stellung der Granitintrusion äußert Verf. die Vermutung, daß der Granit vielleicht an einer Stelle, wo schon vorher verschiedene Fazies aneinanderstießen, eventuell einer alten Festlandsgrenze, emporgedrungen sei. Er wendet sich dann gegen TERMIER's<sup>2</sup> Ansicht, daß die Granite über die Phyllite überschoben seien.

IV. Was das Alter des Granites anbetrifft, so findet Verf. die Beobachtung F. v. WOLF's bestätigt, daß sich im Porphyre Granitgerölle von gleichem Typus wie der Brixener Granit, z. B. auch von der roten Varietät finden, er ist also sicher vorpermisch, vielleicht mittelcarbonisch, nämlich mit der ersten Störung zusammenfallend.

Der Arbeit sind außer der Karte mehrere instruktive Profile angefügt.

C. Hlawatsch.

---

Fr. Leuthardt: Beiträge zur Kenntnis der Hupperablagerungen im Basler Jura. (Ecl. geol. Helv. 9. 145—147. 1906.)

In der Huppererdengrube Kohlholz bei Lausen liegt zu unterst kalkfreier Hupper mit Kieselblöcken und Hornsteinknollen, die Kimmeridgefossilien enthalten [vergl. dies Jahrb. 1905. II. -428-. Ref.]. Dieser Hupper ist im wesentlichen ein Verwitterungsprodukt des Kimmeridge. Der Planorbenkalk, der darüber liegt — *Planorbis pseudammonius* findet sich darin in großen Mengen —, befindet sich an primärer Lagerstätte. Der obere Bolus ist eine Terrarossabildung.

Otto Wilckens.

---

<sup>1</sup> Aus dem Text wird nicht klar, ob nicht ein Druckfehler vorliegt, wenn es heißt, „daß von Meran bis Mauls der Granit in demselben . . . . Horizont der Phyllitgneise liegt“. Im folgenden ist dann im selben Sinn von Tonalitgneis die Rede. Wahrscheinlich soll statt Granit Tonalitgneis stehen. Da aber der Granit nie weit vom Tonalitgneis entfernt ist, hat auch obige Lesart ihren Sinn.

<sup>2</sup> Les Alpes entre le Brenner et le Valtelline. Bull. de la soc. géol. de France. 5. 1905.

## Lagerstätten nutzbarer Mineralien.

**W. J. Mead:** The Relation of Density, Porosity and Moisture to the specific Volume of Ores. (Econ. Geol. 1908. 3. 319—325.)

Der Kubikgehalt eines Materiales hängt ab von seinem wahren spezifischen Gewicht, der Porosität und dem Feuchtigkeitsgehalt. Zur Erleichterung der Bestimmung des Kubikgehaltes wurde vom Verf. ein Diagramm entworfen. Aus demselben kann man nach Bestimmung des spezifischen Gewichtes, der Porosität und der Feuchtigkeit den Kubikgehalt sofort ablesen. Eine nähere Beschreibung der Anfertigung des Diagrammes folgt.

**O. Stutzer.**

**H. L. Smyth:** Magnetic Observations in Geological and Economic Work. I. (Econ. Geol. 2. 1907. 367—379.)

Der Sonnenzeigerkompaß und die Inklinationsnadel werden verwandt bei der schnellen Aufnahme ausgedehnter magnetischer Gesteinskomplexe, der Magnetometer wird meist nur gebraucht, um Umgrenzung und Tiefe kleiner Magnetitareale festzustellen.

Es folgt eine genaue Beschreibung des Sonnenzeigerkompasses (Dial-Kompaß).

**O. Stutzer.**

**H. L. Smyth:** Magnetic Observations in Geological and Economic Work. II. (Econ. Geol. 3. 1908. 200—218.)

Verf. beschreibt Bau und Anwendung des Magnetometers. Sodann geht er zu einer Besprechung der magnetischen Aufnahme über.

**O. Stutzer.**

**C. Hatzfeld:** Die Roteisensteinlager bei Fachingen an der Lahn. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 14. 1906. 351—365.)

Verf. bespricht eingehend 1. die allgemeinen Verhältnisse des Lagerstättengebietes, 2. die Roteisensteinlager im speziellen und 3. die Genesis der Roteisensteinlager. „Wir müssen für die Fachinger Roteisensteinlager eine primäre Entstehung annehmen, d. h. das zur Bildung der Lager notwendige Erz ist als solches in der Übergangsperiode von Mittel- und Oberdevon abgelagert worden.“

**A. Sachs.**

**J. H. L. Vogt:** Über magmatische Ausscheidungen von Eisenerz im Granit. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 15. 1907. 86—89.)

In mehreren Gebieten innerhalb des großen Granitfeldes auf den Lofotinseln findet sich eine bedeutende Anzahl von Magnetitlagerstätten, die Verf. für magmatische Differentiationsprodukte eines granitischen Magmas hält. Auch von dem Gellivara-Vorkommen, sowie von den Lagerstätten

zu Solberg-Lyngrot (bei Tvedestrand-Arendal) vermutet er eine analoge Entstehung. Es handelt sich hier nur um eine vorläufige Mitteilung, nähere Untersuchungen werden in Aussicht gestellt. **A. Sachs.**

---

**Ch. K. Leith:** Genesis of the Lake Superior Iron Ores. (Econ. Geol. 1. 47—66. 1905.)

Die Eisenerze des Lake Superiorgebietes waren ursprünglich sedimentäre Gebilde, die über- und unterlagert wurden von Quarziten und Schiefeln. Der Eisengehalt selbst entstammte älteren basischen Eruptivgesteinen. Die Eisenerze wurden von verschiedenen Eruptivgesteinen durchschnitten, gefaltet und metamorphosiert. In ihrer heutigen Gestalt sind die Eisenerze sekundäre Konzentrationen. Die Konzentration erfolgte auf wässerigem Wege, durch Auslaugung und Wiederabsatz. Die Entstehung dieser Eisenerzmassen wird durch eine übersichtliche Tabelle in neuer, nachahmenswerter Weise erläutert. Die Tabelle war seinerzeit von VAN HISE, LEITH und SMITH für die Weltausstellung in St. Louis angefertigt.

**O. Stutzer.**

---

**Ch. K. Leith:** Iron Ore Reserves. (Econ. Geol. 1. 360—368. 1906.)

TÖRNEBOHM hatte die Eisenerzreserven der Welt auf 10 Milliarden tons berechnet, die bei einem gleichmäßigen Steigen des jetzigen Eisenverbrauches in zirka 50 Jahren abgebaut sein müssten. Verf. sucht nachzuweisen, daß diese Annahme zu niedrig ist. In Nord-Amerika sollen die Magnetite der Adirondacks und die von New Jersey nicht mit bei der Berechnung berücksichtigt, und Erze mit niedrigem Eisengehalt außer Betracht gelassen sein. Zudem sind große Teile Amerikas noch unbekannt, und ist das Auffinden neuer Eisenerzlagerstätten in Amerika sehr wahrscheinlich. Auch in Asien kann man das Auffinden neuer Eisenerze mit Bestimmtheit erwarten.

**O. Stutzer.**

---

**A. P. Coleman:** The Helen Iron Mine Michipicoten. (Econ. Geol. 1. 521—529. 1906.)

Verf. beschreibt die Erze der Helen Iron Mine, Michipicoten. Das Muttergestein der dortigen Eisenerze sind unreine Siderite (besonders im Süden) und gebänderte kieselsäurereiche Gesteine. Ein Diabasgang durchsetzt diese Schichten.

Die kieselsäurereichen Gesteine sind feinkörnige, braun und dunkelgrau gebänderte Sandsteine, deren Färbung von Beimengungen mit braunem Siderit resp. schwarzem Magnetit herrührt. Im allgemeinen ist dieses Gestein aber arm an Eisen.

Die Siderite bilden massive Massen und haben einen Eisengehalt von ca. 35%. Unter dem Mikroskope sieht man ihnen Quarz (5—10%)

im reinsten Material) und Pyrit beigemischt. Die Pyritmassen können (z. B. am Süd-Ufer des Sayer Sees) einige Fuß dick werden.

In diesen Gesteinen findet sich muldenartig eingesenkt die eigentliche Erzlagerstätte. Als Erz tritt poröser Limonit und etwas Hämatit auf. Der Eisengehalt beträgt 55,15—60,65 % Fe. Von dem Erz sind bereits 1,5 Mill. Tonnen abgebaut, während 1 Mill. Tonnen noch anstehen.

Die Entstehung dieser Erzlagerstätte erklärt sich Verf. folgendermaßen: Quellen drangen durch die zerrütteten, besonders südlichen Teile der eisenhaltigen Gesteine empor, lösten Eisen und setzten es in der Synklinale wieder ab.

O. Stutzer.

**W. C. Phalen:** Origin and Occurrence of Certain Iron Ores of Northeastern Kentucky. (Econ. Geol. 1. 660—673. 1906.)

Im östlichen Kentucky finden sich in carbonischen Kalksteinen Siderite, deren Genesis bisher als Verdrängung von Kalkstein durch eisenhaltige Lösungen erklärt wurde. Nach Verf. sind diese Kalksteine von feuerfestem Tone überlagert. Da die Tone vollkommen frei von Eisen sind, nimmt Verf. an, daß das Eisenerz vor Ablagerung der Tone entstand, und seinen Metallgehalt nicht überlagernden Sedimenten entnommen haben konnte.

In Kentucky finden sich weiter noch Eisenerze in dem tiefer gelegenen Mississippian-Kalkstein und an der Basis der noch tiefer gelegenen Waverly-Tone. Das Preston-Eisenerz tritt im Devon auf, und noch tiefer treffen wir den Clinton-Oolith, dessen Eisenoolithe meist einen Kalkkern, eine Ostrakode oder Bryozoe führen.

O. Stutzer.

**Sjögren:** Om våra järnmalmers bildningssätt. (Geol. För. i Stockholm Förh. Maj 1906. Bericht der Hauptversamml. 313—356; Zeitschr. f. prakt. Geol. 14. 1906. 333—334.)

SJÖGREN teilt die skandinavischen Eisenerzlagerstätten in folgende 6 Gruppen:

- I. Eisenerze der archaischen, kristallinen Schieferformation, gebunden an Ortho- und Paragneise, Hälleflintgneise, Kalksteine und Dolomite.
- II. Erze, gebunden an natronreiche Porphyre und Keratophyre.
- III. Eisenerze in basischen Eruptivgesteinen.
- IV. Eisenerze der cambrisch-silurischen Schieferformation.
- V. Kontaktlagerstätten.
- VI. Sumpf- und See-Erze.

Ad I: Die Entstehungsgeschichte der in den archaischen kristallinen Schiefeln liegenden Eisenerze Mittelschwedens kann nur durch die Geschichte der Metamorphose entziffert werden. In zahlreichen Fällen muß das ursprüngliche eisenhaltige Substrat ein chemisches Sediment gewesen sein. Die Metamorphose zerfällt in: 1. Umwandlungen in der Oberflächenzone, 2. Umwandlungen in der Tiefenzone, 3. abermalige Umwandlung in der Oberflächenzone.

Ad II: Für die an Natronporphyre gebundenen Erze ist eine epigenetische Erklärung das wahrscheinlichste, wie sie Stutzer annimmt, der eine epigenetisch-magmatische Entstehung für das Annehmbarste hält.

Ad III: Die Erzausscheidung in basischen Eruptivgesteinen können wir nach dem Nebengestein einteilen in:

- a) Erze gebunden an Olivindiabase (Typus Taberg),
- b) Erze gebunden an Gabbro (Typus Routivare),
- c) Erze gebunden an Nephelinsyenite (Typus Alnö).

Ad IV: Die Erze der cambrisch-silurischen Schieferformation haben eine große Ausdehnung (z. B. Dunderlandsdalen in Norwegen), enthalten aber nur bis 40 Proz. Eisen. Sie treten an vielen Stellen in Norwegen in demselben Horizont auf, man hält sie für sedimentär. **A. Sachs.**

---

**O. Stutzer:** Die Eisenerzlagerstätten bei Kiruna (Kiirunavaara, Luossavaara und Tuollavaara). (Zeitschr. f. prakt. Geol. 14. 1906. 65—71, 140—142.)

Verf. gibt zunächst eine Beschreibung dieses berühmten Eisenerzvorkommens. Von besonderem Interesse ist seine genetische Auffassung der Lagerstätte. Sie scheint weder sedimentärer Natur, wie LAUNAY meint, noch eine syngenetische magmatische Ausscheidung, wie man bisher wohl allgemein annahm, zu sein, sondern die Hauptmasse des Erzes entstand auf epigenetisch-magmatischem Wege (eine nach oben gewanderte magmatische Ausscheidung), wie bereits LÖFSTRAND (Geol. För. Förh. 13. 263 und 14. 67) angenommen hatte. Das nicht mächtige Erz der Imprägnationszone kann mit dem Erz einer Kontaktlagerstätte verglichen werden. **A. Sachs.**

---

**O. Stutzer:** Die Eisenerzlagerstätte „Gellivare“ in Nordschweden. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 14. 1906. 137—140.)

Die Eisenerzlagerstätte bei Gellivare ist eine metamorphosierte, ursprünglich epigenetische Lagerstätte und wahrscheinlich, wie Kiirunavaara, eine nach oben gewanderte magmatische Ausscheidung (= schlierenartiger Gang) mit starker seitlicher Imprägnation. Für die Epigenese spricht die Lagerungsform, die Mineralkombination, das Nebengestein und die Analogie mit Kiirunavaara, welche schon LÖFSTRAND, LUNDBOHRM und TÖRNEBOHRM hervorgehoben hatten. **A. Sachs.**

---

**F. Loewinson-Lessing:** Über die Magneteisenerzlagerstätte der Wyssokaja im Ural. (Mitt. d. Polytechn. Instituts f. 1906. 5. St. Petersburg 1906. Russisch.)

Die Genesis der bekannten Magneteisenerzlagerstätte der Wyssokaja unterliegt zur Zeit noch der verschiedensten Auffassung, sie wird als

Produkt der magmatischen Differenziation wie als epigenetische Kontaktlagerstätte angesehen, auch wird die Augitgranattheorie und noch manche andere auf sie angewendet. Verf. kommt auf Grund eigener Untersuchungen zur Annahme einer Kontaktlagerstätte vom Typus des Banats.

Das Erz tritt zwischen leukokraten Syeniten und verschiedenen Granatgesteinen auf. Erstere sind der Struktur nach Tiefen- und Ganggesteine, haben keinen irgendwie wesentlichen Gehalt an Magnetit und zeigen auch nirgends Anzeichen einer Differentiation des ursprünglichen Magmas. Übergangszonen zwischen Syenit und Erz, ebenso auch Schlierenbildung fehlen. Die Granatgesteine mit Chlorit, Epidot, Calcit und Quarz werden als Kontaktbildungen aus Kalken aufgefaßt auf Grund des Nachweises, daß der Granat sekundärer, hydrochemischer Entstehung ist. Von Effusivgesteinen treten Tuffe und Breccien auf, in letzteren finden sich schwarze, aphanitische Einschlüsse, die zweifellos einem sehr merkwürdigen Eruptivgesteine angehören. Es ist dies ein Orthophyr, bestehend aus Oligoklas- und Orthoklasmikrolithen mit Magnetit als Ersatz des farbigen Gemengteils und der Basis. Dieser „Erzporphyr“ ist als Beweis für die magmatische Entstehung der Lagerstätte angesehen worden, da er die Möglichkeit eines Magmas zeigt, das sich in ein Alkali-Feldspatgestein und Magnetit spalten kann, eine Annahme, die LOEWINSON-LESSING durchaus bestreitet. Er sieht den Erzporphyr für jünger als die Lagerstätte an, das Feldspat-Effusivmagma hat dieselbe durchbrochen, einen Teil des Erzes aufgelöst und somit die Bildung des Feldspat-Magnetit-Porphyr bewirkt.

Verf. resumiert, daß alle Anzeichen gegen die magmatische Entstehung der Lagerstätte sprechen, die er als Kontaktlagerstätte auffaßt, ohne jedoch vorläufig entscheiden zu können, ob sie jünger als die Syenite ist, oder eine präexistierende, durch den Syenitdurchbruch veränderte Lagerstätte bildet.

Ernst Maier.

**L. Cayeux:** Structure et origine probable du minerai de fer magnétique de Diélette (Manche). (Compt. rend. 142. 716—718. 1906.)

Verf. untersucht die Minetten von Diélette (Manche) und findet u. d. M. eine typische Oolithstruktur, nur ist der konzentrisch-schalige Bau der gegenwärtig aus Magnetit bestehenden Erbsen verloren gegangen. Ursprünglich liegen wohl Kalkoolithe vor, deren kohlen-saurer Kalk sich unter dem Einfluß von Lösungen in Eisenoxyd oder Eisencarbonat umwandelte, woraus unter der Einwirkung des Granites Magnetit wurde.

Johnsen.

**St. Meunier:** Origine et mode de formation des minerais de fer oolithique. (Compt. rend. 142. 855—856. 1906.)

MEUNIER macht darauf aufmerksam, daß die Resultate von CAYEUX' Untersuchungen betr. die Eisenooolithe von Diélette (s. voriges Ref.)

den früheren Ergebnissen des Verf. entsprechen. Ursprünglich liegen Kalkoolithe vor, die sich infolge Durchtränkung mit Fe- und Al-Salzlösungen in Eisenooolithe umsetzen; letztere enthalten meist Beauzit, der nach künstlicher Auflösung des Limonits mittels HCl skelettförmig zurückbleibt. Die nicht kristallisierbaren Beauziteilchen lagern sich bei der Ferrifikation besonders in die Oolithzwischenräume ein. **Johnsen.**

---

**L. Cayeux:** Genèse d'un minerai de fer par décomposition de la glauconie. (Compt. rend. 142. 895—899. 1906.)

Man hat im Arrondissement Vouziers, besonders bei Grand-pré (Ardennen) ein Eisenoolithlager ausgebeutet, das stellenweise bis 3 m mächtig wird. Die Eisenminerale nehmen etwa  $\frac{1}{3}$  des Volumens der tonig sandigen Masse ein; die Bestandteile sind: eckige oder gerundete Quarzkörner und mehr oder weniger zersetzte Orthoklaskörner von 3 mm Maximaldurchmesser sowie Limonit und Glaukonit. Es lag ursprünglich ein reiner Glaukonitabsatz vor, der sekundär zum großen Teil in Limonit übergang, der die Glaukonitkörner pseudomorphosierte. Obiger Eisenoolith weicht also in bezug auf Struktur (es fehlt der schalige Bau der Erbsen) und Bildung von allen übrigen Eisenoolithlagern Frankreichs ab, mit denen er bisher in Parallele gesetzt wurde. **Johnsen.**

---

**L. W. Collet et G. W. Lee:** Sur la composition chimique de la glauconie. (Compt. rend. 142. 999—1001. 1906.)

Die Verf. analysierten frisch gebildeten, von MURRAY s. Z. auf der Challenger-Expedition gesammelten Glaukonit, der nur mit Quarz verunreinigt und von diesem mittels eines Elektromagneten getrennt worden war. Die Analyse ergab:  $\text{SiO}_2 = 47,46$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 1,53$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 30,83$ ,  $\text{MnO}_2 = \text{Spuren}$ ,  $\text{FeO} = 3,10$ ,  $\text{MgO} = 2,41$ ,  $\text{K}_2\text{O} = 7,76$ ,  $\text{H}_2\text{O} = 7,00$ , Sa. = 100,09. Der ursprüngliche Glaukonit stellt also wesentlich Ferrisilikat, nicht Ferrosilikat, dar; das letztere, das CALDERON und CHAVES im Glaukonit von Sedimentgesteinen herrschend fanden, scheint also sekundär durch Reduktion zu entstehen. **Johnsen.**

---

**C. K. Leith:** The Geology of the Cuyuna Iron Range, Minnesota. (Econ. Geol. 2. 145—152. 1907.)

Das Cuyuna Eisenerzfeld liegt im nördlichen Central-Minnesota. Es ist das jüngste der entdeckten Eisenerzfelder des Lake-Superior-Distriktes. Das Erz tritt in Linsen von 1—250 Fuß Mächtigkeit auf. In unverändertem Zustande besteht es aus Eisencarbonat, verändert aus Amphibol-Magnetit, eisenhaltigen Tonschiefern und Hämatit. **O. Stutzer.**

---

**W. H. Hobbs:** Iron Ores of the Salisbury District of Connecticut, New York and Massachusetts. (Econ. Geol. 2. 153—181. 1907.)

Auf Angaben über die Geschichte und die geographische Lage folgt eine kurze geologische Beschreibung der 13 wichtigsten Gruben. Das Erz tritt in Sedimentgesteinen auf, die ihrem Alter nach als „Cambro-Ordovician“ bestimmt sind. Das gewöhnlichste Eisenmineral ist Limonit. Daneben tritt etwas Turgit und einige Manganverbindungen auf. Zahlreiche Erzanalysen werden mitgeteilt.

Zum Schluß wird die Entstehung des Erzes besprochen. Nach Ansicht des Verf. ist das Eisenerz erst später, nach Bildung der Sedimente zugeführt worden, und zwar entstammt es nach der Meinung von HOBBS pyritartigen Sedimentgesteinen. Die Zeit dieser Erzbildung versetzt HOBBS ins späte Glazial.

O. Stutzer.

**N. H. Winchell:** The Cuyuna Iron Range. (Econ. Geol. 2. 565—571. 1907.)

Die Cuyuna Iron Range liegt in Minnesota. Es finden sich dort archaische Quarzite und Grünsteine. Das Eisenerz liegt unter dem Quarzit von Dam Lake.

O. Stutzer.

**G. C. Martin:** The petroleum fields of the pacific coast of Alaska with an account of the Bering River coal deposits. (Unit. St. Geol. Survey. Bulletin. 250. 64 p. 7 Taf. 3 Textfig. Washington 1905.)

Petroleumfelder sind in drei Gegenden an der pacifischen Küste von Alaska bekannt geworden. In der Controller Bay-Region zwischen dem 142.<sup>o</sup> und 144.<sup>o</sup> — hier treten nur die Bering River-Kohleablagerungen auf —, ferner am Westufer des Cook Inlet unter dem 153.<sup>o</sup> und drittens auf der Alaska Peninsula in der Nähe der Cold Bay unter dem 156.<sup>o</sup> westlicher Länge.

Die erste Angabe über Petroleum- und Kohlevorkommen auf Alaska stammt aus dem Jahre 1882 (IVAN PETROFF, Tenth Census of the United States. 8. 87) und seitdem sind die Vorkommen des öfteren Gegenstand kürzerer Hinweise gewesen.

Der Bericht MARTIN's stellt das Ergebnis einer eingehenderen Untersuchung dar, die Verf. in den Sommermonaten der Jahre 1903 und 1904 ausführte. Ein vorläufiger Bericht erschien bereits im Jahre 1904 (Bull. U. S. Geol. Survey. No. 225. p. 365—382).

#### Controller Bay-Region.

Die Controller Bay, ungefähr 100 miles westlich des Mount St. Elias gelegen, besitzt eine bis zu 2000 feet aufsteigende gebirgige Westseite, während die Ostseite der Bay und des in dieselbe über den Bering Lake sich ergießenden Bering River niedrig und fast flach ist.

In dem Gebiete treten folgende Formationen und Gesteine auf:

- Rezent . . . . . Alluvium der Bering-Gletscherströme (Sand- und Schlammablagerungen, bis an die See tretend), Moränen, Strandablagerungen.
- Diluvium . . . . . Sand-, Ton- und Geröllablagerungen in einzelnen Entblößungen.
- Tertiär {
  - . . . . . Vulkanische Gesteine und Tuffe unbekannter Zusammensetzung (seltene und räumlich sehr geringe Vorkommen).
  - . . . . . Konglomerate, Sandsteine und Tonschiefer mit mariner Fauna (? Untermiocän oder Oberoligocän).
  - . . . . . Schiefertone und Sandsteine (Kohle führend).
  - . . . . . Schiefertone und Sandsteine mit untergeordneten Schichten von Kalkstein, Konglomerat und vulkanischer Asche (Petroleum führend).
- Mesozoicum (?) . . . . . Schwach metamorphosierte, stark gefaltete Sandsteine, Kalksteine und Schiefertone.

Die Tektonik des Gebietes erscheint im einzelnen sehr verwickelt, doch macht sich im großen ganzen ein vorherrschendes Streichen NO.—SW. mit einem Einfallen von 35—60° geltend. Verwerfungen spielen auch eine Rolle. Die Gegend zwischen dem Bering Lake und der Controller Bay z. B. besteht aus einer größeren Anzahl paralleler, eng gestellter Antiklinalen und Synklinalen, mit einem mittleren Streichen von N. 35° O. In dem sich nordöstlich des Bering Lake anschließenden Bering River-Kohlegebiet streichen die Schichten regelmäßig NO.—SW. bei einem vorherrschenden Einfallen nach NW. Hier treten auch Brüche auf, deren ganze Bedeutung aber noch nicht genügend erkannt ist.

Petroleumquellen kommen in der Controller Bay-Region zwischen der Küste und dem Bering River in Fülle vor. Der Zufluß ist stellenweise so stark, daß er zu Ansammlungen von nicht unbedeutender Ausdehnung an der Oberfläche geführt hat. Auch Gasquellen treten auf. Die meisten Petroleumquellen fallen angenähert in drei gerade Linien, die ungefähr parallel dem Streichen der Nachbarschaft verlaufen und unzweifelhaft in Lage und Richtung durch die Tektonik bedingt sind; sie stellen wahrscheinlich die Ausbisse der ölführenden Schichten dar. Die östlichste dieser Linien zieht sich sehr nahe der Sattelachse am Westschenkel der Chilkat-Antiklinale hin; die westlichste am Ostschenkel der Katalla-Antiklinale, während die mittlere, in dem Tal des Burls Creek, tektonisch weniger sicher festgelegt werden kann. Die Gasquellen an den Ufern des Katalla River folgen wahrscheinlich der Sattelachse der Katalla-Antiklinale.

Seit 1901 sind in diesem Gebiete eine große Anzahl Bohrlöcher gestoßen worden, wovon eine Reihe fündig wurde; indessen ist es bisher nicht gelungen, Petroleumreservoirs von kommerzieller Bedeutung zu erschließen.

Ein zweites Petroleumfeld in der Controller Bay-Region erstreckt sich bei Cap Yaktag, ca. 75 miles östlich von der Controller Bay gelegen. Die Gesteine, die hier ebenfalls aus Schiefertonen mit eingelagertem Sandstein und Kalkstein bestehen und durch Fossilien als miocän sich kennzeichnen, sollen auch eine Antiklinale bilden, auf deren der Küste nahezu parallel verlaufende Sattelachse die Petroleumquellen austreten. Bohrungen sind noch nicht erfolgt wegen der Schwierigkeit, Bohrgeräte dort hinzuschaffen. Kein Hafen vorhanden, überall Brandung und zum Transport über Land von der Controller Bay fehlt es noch an jeglichem Wege.

Das Bering River-Kohlenfeld ist, soweit bekannt, auf die Gegend nördlich des Bering Lake und des Bering River beschränkt und liegt etwa 12—25 miles landeinwärts von der Controller Bay; es umfaßt, soweit gegenwärtig erkannt, etwa 120 square miles. Die vom Verf. aufgenommenen und im einzelnen mitgeteilten Profile ergeben das Vorhandensein von 1 bis zu 2, 3 und 4 übereinander entwickelten Flözen mit Mächtigkeiten von wenigen bis zu 31 feet. Es ist eine mehr oder weniger harte Kohle, im Aussehen anthracitähnlich, die an Heizwert und Reinheit alle Kohlen der pacifischen Küste, sei es in den Vereinigten Staaten, Kanada, oder Australien bei weitem übertrifft.

Das Mittel der Analysen von 14 verschiedenen Orten des Feldes entnommenen Proben ist:

Feuchtigkeit . . . . .	1,27 %
Flüchtige Bestandteile . . .	13,88 „
Kohlenstoff . . . . .	77,14 „
Asche . . . . .	7,71 „
Schwefel . . . . .	1,21 „

Der mittlere kalorische Effekt beträgt 7880 Kalorien.

Zurzeit liegt die Erschließung des Feldes noch in den Anfängen; intensiver Bergbau wird erst eintreten nach dem Bau einer den Hafen mit den Minen verbindenden Eisenbahn.

Cook Inlet-Petroleumfelder. Das in Frage kommende Gebiet erstreckt sich am Westufer des Cook Inlet von der Nordseite des Einganges der Chinitna Bay ungefähr 40 miles SW. bis zu den Mündungen der Enochkin- und Iliamna-Bay und landeinwärts in einer Maximalbreite von 10 miles bis zum Osthang der kristallinen Chigmit Mountains. Diese das Gebiet westlich begrenzenden schroffen Chigmit Mountains haben eine mittlere Erhebung von 3500 feet und streichen ungefähr parallel dem Cook Inlet-Gestade. An die Chigmit Mountains schließt sich östlich eine Depressionszone — die Olzone — mit vielen Tälern und unregelmäßigen niedrigen rundlichen Hügeln, an die sich weiter östlich, in einer Entfernung von 1 mile vom Ufer des Cook Inlet und parallel zu ihm sich hinziehend, die Tilted Hills in einer mittleren Höhe von 2200 feet anreihen.

Das Gebiet baut sich, abgesehen vom Quartär, aus folgenden Formationen und Gesteinen auf:

Tertiär . . . . .	Sandsteine, Konglomerate und Schiefertone (nur nördlich der Mündung der Chinitna Bay)	mit verkieselten, aufrecht stehenden Baumstämmen, ferner Blattabdrücken 100 (?) feet.
Oberer Jura . . . . .	(das Gebiet der Tilted Hills)	Wechsellagernde Sedimente (Arkosen, Sandsteine, Schiefertone) und vul- kanische Gesteine (Andesit, Basalt, Tuffe) . . . . . 5000 feet.
Oberer Jura . . . . .	(das Gebiet der Tilted Hills)	Agglomerate (bestehend aus Granit und Schiefer) . . . . . 300 feet.
Mittlerer Jura . . . . .	(Depressionszone)	Dunkle Schiefertone mit Basalkonglomerat und Sand- und Kalksteineinlagerungen, viele fossilreiche Schichten (Petro- leum führend) . . . . 3000 (?) feet.
Präjurassisch . . . . .	(Chigmit Mountains)	Vorwiegend Granit und Gesteine ähnlicher Struktur . . . . . 3000 (?) feet.

Der Jura bildet eine breite, flache, etwas wellenförmig parallel zum Cook Inlet-Gestade verlaufende Antiklinale, an die sich, westlich an der Ostseite des Chigmit Mountains, eine schmale Synklinale anschließt, der wiederum eine eng gefaltete Antiklinale folgt, die mit einer Verwerfung gegen das kristalline Gebiet abstößt.

Petroleumquellen und Gasquellen bilden auch in diesem Gebiete häufige und z. T. bedeutende Vorkommen. Bohrungen wurden 1898 begonnen und bis heute ohne großen Erfolg fortgesetzt.

Cold Bay-Petroleumfeld.

Die Umgebung der Cold Bay, die am Südufer des außerordentlich buchtenreichen Alaska Peninsula gelegen ist, besteht aus einem Hochland von im Mittel 750 feet Meereshöhe mit sanft gerundeten, über das allgemeine Niveau sich erhebenden Hügeln. Die höheren Gipfel steigen bis zu ungefähr 1500 feet an und weiter landeinwärts, im zentralen Teile der Halbinsel ragen Gebirge bis zu über 5000 feet auf.

Folgende Formationen und Gesteine setzen die Cold Bay-Region zusammen:

Postjurassisch . . . . .	Unterbrochener Streifen nahe der Zentralachse der Halbinsel	Vulkanische Gesteine (wahrschein- lich Andesit oder Basalt).
Oberer Jura . . . . .	Am innersten Ende der Cold Bay und landeinwärts das ganze Gebiet bis über das zentrale Vulkangebiet hinaus.	Arkosen, Konglomerate, Sand- steine und Schiefertone (3000 —5000 feet mächtig).
Mittlerer Jura . . . . .	An beiden Ufern der Cold Bay und entlang der Küste der Shelikof Strait, wahrscheinlich bis über Portage Bay hinaus.	Schiefertone, Sandsteine und unter- geordnet Kalksteine (2000 feet mächtig) (Petroleum füh- rend).

- Trias . . . . . Schiefertone, Kalksteine und Hornsteine; Vorkommen von *Monotis salinaria*.  
 Nur am Cap Kekurnoi am östlichen Eingange der Cold Bay.
- Präjurassisch. . . . . Granit, Syenit etc.  
 Zone parallel zur Längserstreckung der Halbinsel, den Jura abschneidend.

Die hervorstechendsten tektonischen Züge in der Umgebung der Cold Bay sind eine parallel zur Küste in nordost—südwestlicher Richtung verlaufende Antiklinale, an die sich nordwestlich und parallel zu ihr eine Synklinale anschließt, deren nördliches Ende durch eine Verwerfung abgeschnitten wird. Am Nordrande der Antiklinale nun, ca. 5 miles vom Westufer der Cold Bay entfernt, finden sich mehrere Petroleumquellen, die stark und andauernd fließen, auch erfolgt Austritt von Gas bei einer dieser Quellen. Weitere Quellen sollen SW. davon an verschiedenen Stellen entlang der Sattelachse, derselben Antiklinale, unter anderen bei der Dry Bay, austreten. An erstgenanntem Orte wurden seit Sommer 1903 3 Bohrungen niedergebracht. Die eine wurde in einer Tiefe von mehreren 100 feet aufgegeben und in einiger Entfernung wieder neu angesetzt, die zweite, die mehrere Ölschichten durchsunken haben soll, wurde schließlich in einer Tiefe von 1400 feet wegen starken Wasserandranges auch aufgegeben und die dritte, die nach den letzten Berichten eine Tiefe von 1500 feet erreicht hat, hat, wie es scheint, auch kein Ölreservoir von kommerzieller Bedeutung erschlossen. Bemerkenswert ist, daß sowohl hier, als auch in den Cook Inlet-Petroleumfeldern und der Controller Bay-Region, wo immer die Bohrungen mit Wasserandrang zu kämpfen hatten, dieses immer süßes Wasser, nie Salzwasser gewesen ist.

In folgender Tabelle sind die Untersuchungsergebnisse des Alaska-Petroleum mit denen des Petroleums anderer nordamerikanischen Felder vergleichend zusammengestellt. Das Alaska-Petroleum soll in seinen Eigenschaften dem Pennsylvania-Petroleum nahe stehen.

	Alaska (Control- ler Bay)	Alaska (Control- ler Bay)	Pennsyl- vania	Ohio	Kolorado	Mexiko	Beaumont, Texas
Benzin (80—150° C.) . .	21	38,5	16,5	10	16	10	2,5
Lampenöl (150—300° C.)	51	31	54	50	40	60	40
Rückstand . . . . .	28	30,5	29	40	44	30	57,5
Schwefel . . . . .	Spuren	—	—	—	—	—	1,7
Gewicht . . . . .	39,1° B.	45,9° B.	—	—	43° B.	—	22° B.

O. Zeise.

## Geologische Karten.

**H. Credner:** Geologische Übersichtskarte des Königreichs Sachsen im Maßstab 1:250 000 der natürlichen Größe. Im Auftrage des k. sächsischen Finanzministeriums nach den Ergebnissen der k. sächsischen geologischen Landesanstalt bearbeitet. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 16. 1908. 83—84.)

Mit Hilfe dieser jetzt dargebotenen Übersichtskarte ist nicht nur nach kurzer Orientierung ein klares, einheitliches Bild vom geologischen Bau des gesamten Königreichs zu erlangen, sondern sie gewährt zugleich dem Besitzer von Einzelblättern der Spezialkarte die erwünschte Möglichkeit, diese isolierten Teilstücke in ihrem Zusammenhange mit und in ihren Beziehungen zu dem Gesamtaufbau seines Heimatlandes zu verstehen und zu würdigen. **A. Sachs.**

---

**L. Rollier:** Sur la seconde édition de la Carte géologique du Jura bernois. (Ecl. geol. Helv. 8. 410—412. 1905.)

Soweit das Blatt VII der geologischen Karte der Schweiz 1:100 000 Teile des Juragebirges umfaßt, beruht seine neue Ausgabe auf Aufnahmen im Maßstabe 1:25 000. Gegenüber der ersten Auflage zeigt die zweite eine ganze Reihe von Änderungen, teils in der Ausscheidung der Formationsstufen, teils durch neue Entdeckungen, teils in bezug auf die technische Ausführung des Blattes. **Otto Wilckens.**

---

## Topographische Geologie.

**Arnold Heim:** Die Erscheinungen der Längszerreißung und Abquetschung in den Kreideketten am nordschweizerischen Alpenrand. (Ecl. geol. Helv. 9. 384—385. 1907.)

Vergl. das Ref. in dies. Jahrb. 1908. II. -396-. **Otto Wilckens.**

---

**Arnold Heim:** Die Brandung der Alpen am Nagelfluhgebirge. (Ecl. geol. Helv. 9. 386—387.)

Vergl. das Ref. in dies. Jahrb. 1908. II. -397-. **Otto Wilckens.**

---

**J. Früh:** Inselberge im Rheintal. (Ecl. geol. Helv. 8. 409. 1905.)

Verf. macht auf das Vorkommen von zwei Inselbergen aus Muschel-sandstein des Helvetians im Rheintal bei Blatten östlich der Eisenbahnlinie Rorschach—Rheineck aufmerksam, die auf Blatt IV der geologischen Dufourkarte fehlen. **Otto Wilckens.**

---

**G. Roessinger:** Bélemnites de la brèche du Chablais (brèche de la Hornfluh). (Ecl. geol. Helv. 8. 211—212. 1904.)

Das Vorkommen von Chablais-Breccie an der Lokalität Champs-longes oberhalb Trois-Torrents (Val d'Illiez) hat dem Verf. drei Belemniten und einen Zweischaler geliefert, welcher letzterer eine *Gryphaea* sein könnte. Daneben kommen *Pecten*- und Korallenreste vor. Die Breccie ist also sicher mesozoisch. Viel mehr läßt sich aber auch über das Alter nicht sagen (s. das folgende Ref.).

Otto Wilckens.

**M. Lugeon:** Bélemnites et radiolaires de la brèche du Chablais. (Ecl. geol. Helv. 8. 419—420. 1905.)

Das mesozoische Alter der Chablais-Breccie ist zuerst von A. FAVRE und E. RENEVIER festgestellt. Verf. hat in Val d'Illiez in der Breccie Belemniten, *Pecten*, *Lima* und Krebsreste gefunden. Gelegentlich der Exkursion der französischen geologischen Gesellschaft im Jahre 1901 fand STEINMANN in oberer Breccie eine *Ostrea* cf. *gregaria*, DOUVILLÉ am Col de Lens d'Aulph ein Radiolariengestein. Nachdem Verf. die Radiolariengesteine Italiens, Dalmatiens und der Ostalpen kennen gelernt hat, muß er feststellen, daß die sogen. Dachschiefer (mittlere Chablais-Breccie) äußerst ähnliche Gesteine führen. Es sind manchmal echte Jaspis und die zahlreichen Flecke von kristallinem Quarz, die sie führen, sind umgewandelte Radiolarien.

Otto Wilckens.

**E. Renevier:** Sur la brèche cristalline des Ormonts. (Ecl. geol. Helv. 9. 120—121. 1906.)

Dem Verf. sind Zweifel an dem tertiären Alter der Ormontsbreccie und des Niesenflysches aufgestiegen. Die genannte Breccie liegt nämlich am Col du Pillon auf oberem Lias, dieser auf Trias. Schieferige Einschaltungen fehlen ihr. LUGEON hat am Chaussy einen Belemniten gefunden. Oberhalb Vers l'Eglise gehen die schwarzen Toarcienschiefer unmerklich in kristalline Breccie über. ISCHER gibt Liasfossilien aus der Niesenkette an. Möglicherweise ist die ganze Niesenkette Jura.

Otto Wilckens.

**P. Arbenz:** Geologische Untersuchung des Frohnalpstockgebietes (Kanton Schwyz). (Beitr. z. geol. Karte der Schweiz. N. F. 18. Lief. [des ganzen Werkes 48. Lief.] 82 p. 2 Taf. 1905.)

Die Arbeit behandelt den Frohnalpstock, der sich auf der Ostseite des Urnersees erhebt und vom Muotatal im Norden, vom Riemenstaldener Tal im Süden begrenzt wird. Begleitet wird sie von einer geologischen Karte im Maßstabe 1:50 000, die einen Teil des Blattes 399 des Siegfried-Atlas der Schweiz zur topographischen Unterlage hat.

## 1. Stratigraphie.

Das Vorkommen von Jura ist nicht ganz unzweifelhaft. Der Kalk, der die Weißwand südlich von Muotatal aufbaut und sich auch am Katzenzangel findet, dürfte sicher die normale Unterlage des Berrias bilden, wenn sich auch die Zugehörigkeit zum Tithon nicht beweisen läßt. Die Gesteinsbeschaffenheit wechselt und erinnert manchmal an Schrattenkalk. Als einziges Fossil wurde ein *Aptychus* angetroffen.

Die Kreideformation der Zentral- und Ostschweiz weist große fazielle Verschiedenheiten auf. Die eine Ausbildung findet sich in dem nördlich gelegenen Zuge Frohnalpstock—Drusberg—Rautispitz—oberer Teil der Churfirten, die andere beobachtet man in der Axenkette, den Silbern, am Glärnisch und im unteren Teil der Churfirten. Das Frohnalpstockgebiet gehört zu der nördlichen Zone.

Im Berrias läßt sich eine untere, schieferige und eine obere, kalkige Abteilung unterscheiden, jene mit Aptychen, diese mit *Pygope diphyoides* D'ORB. Gesamtmächtigkeit etwa 60 m.

Zwischen Berrias und Schrattenkalk folgen dann: Zu unterst kieselig-kalkige und mergelige Schiefer (nur im Südosten des Gebietes verbreitet), 100 m, darüber der Kieselkalk, der aus der Valendis- in die Hauterive-Stufe hineinragt. Er ist leider äußerst fossilarm. Es folgen 1—1½ m Grünsandsteine, die mit den Altmann-Schichten des Säntisgebirges in Parallele zu stellen sind, und hierauf 150 m mergelige, grauliche Kalke, die sogen. Drusberg-Schichten, die die untere Barrême-Stufe darstellen. Sie schließen oben mit den sogen. *Couloni*-Schichten ab, für die aber Verf. lieber den Namen „*sinuata*-Schichten“ gebraucht wissen möchte, weil sich darin nur *Exogyra sinuata*, nicht *E. Couloni* findet.

Der nun folgende Schrattenkalk wird durch die *Orbitulina*-Bank in einen unteren und einen oberen geteilt. Jener bildet die obere Barrême-Stufe, während dieser dem Aptien angehört. Die *Gibbsi*-Schichten bilden den Abschluß dieser ganzen Folge, die man auch als Urgo-Aptien bezeichnet hat. Die hellen Felswände des Schrattenkalkes kann man fast um den ganzen Frohnalpstock herum verfolgen. Karrenbildungen sind auf ihm häufig (so das bekannte Vorkommen im Garten des Hotels Axenstein). Seine untere Abteilung ist 100, die obere 40—50 m mächtig. Man kann in dem Schrattenkalk des Aptien verschiedene Ausbildung konstatieren und namentlich ist die starke Reduktion, ja das gelegentliche Fehlen dieser ganzen Stufe im Südosten des Gebietes, zwischen Klingenstein und Plankstock, bemerkenswert.

Von der Echinodermenbreccie, mit der der Gault beginnt, vermutet ARBENZ, daß sie besser noch ins Aptien zu stellen wäre. Darüber folgen die *Concentricus*-Schiefer mit Albienfossilien (grünsandige Mergel, benannt nach *Inoceramus concentricus*) und ellipsoidische Kalke. Auch dieser ganze Komplex nimmt nach Südosten an Mächtigkeit ab. Am Hengst wird er nicht mehr gefunden.

Auch der Seewerkalk und Seewerschiefer zeigen diese Erscheinung, während die Wangschiefer überall die Kreide nach oben abschließen.

Sie bestehen aus schwärzlichen oder schwärzlichgrauen Schiefern, die sehr fossilarm sind und deren Alter noch nicht genau feststeht. Sie kommen übrigens nur in einer schmalen Zone vom Briener See bis ins Vorarlberg vor.

Das Tertiär ist durch eocäne Nummulitenkalke und Glaukonit-sandsteine vertreten.

## 2. Tektonik.

Von der randlichen Kette der zentralschweizerischen Kalkalpen, der Pilatus, Bürgenstock und Rigihochfluh angehören, trennt eine Eocänzone die zweite Kreidekette, die von Unterwalden her gegen den Urnersee streicht, dessen tiefes Quertal an seinen Wänden jenes herrliche Faltenbild zeigt, dessen Großartigkeit selbst dem Laien auffällt. Dieser zweiten Kreidekette gehört der Frohnalpstock an. In seinem Bau lassen sich folgende tektonischen Elemente erkennen:

1. Axensteingewölbe.
  - I. Morschacher Mulde.
  2. Frohnalpstockgewölbe.
    - II. Furggelenpaßmulde.
    3. Hauserstockgewölbe.
  - III. Krauternalpmulde.

Das angeblich nun folgende 4., das „Klingenstockgewölbe“, existiert in Wirklichkeit nicht; sondern es folgt nun die Eocänzone von Riemenstalden, die von der zweiten Kette die dritte, die sogen. Axenkette, trennt.

Die Falten des Frohnalpstockgebietes streichen N. 55—60° O. Sie sinken im Streichen nach ONO. ab. Das Axensteingewölbe sinkt vom Axenstein bis an die Muota mit 9,7% Gefälle [nicht 7,9%, wie p. 43 versehentlich steht. Ref.], dann steigt es mit einer die Falte schräg schneidenden Flexur plötzlich zum Giebel an. Dieselbe macht sich auch in der Morschacher Mulde noch bemerkbar. Diese liegt nach NW. über; ihr SO.-Schenkel, der gleichzeitig der Mittelschenkel des Frohnalpstockgewölbes ist, fällt 40—60° nach SO. bis SSO. [nicht SW. bis SSW., wie p. 44 steht. Ref.] und zeigt eine auf  $\frac{6}{10}$  der normalen reduzierte Schichtfolge. Einige kleine Brüche, die ein leichtes Insichzusammensinken der Gesteine bewirken, sowie eine kleine Überschiebung durchsetzen die Mulde, ohne auf das tektonische Gesamtbild irgendeinen Einfluß zu gewinnen. Das Frohnalpstockgewölbe, das bedeutendste von allen, ist nach NW. übergelegt. Es sinkt bis zum Stooshorn um 16% und wird von drei Brüchen durchschnitten, die widersinnig fallen und immer den westlichen Flügel absenken. Am Gipfel des Frohnalpstocks ist Schrattenkalk auf Gault resp. Seewerkalk geschoben, wobei noch einige nicht ganz leicht erklärliche Komplikationen in der Lagerung auftreten. Furggelenpaßmulde und Hauserstockgewölbe bilden zusammen eine S-förmige Falte mit etwas übergeneigtem Mittelschenkel, die an Bedeutung hinter dem Frohnalpstockgewölbe hier zurücktritt, während sie ihm im Streichen außerhalb des Kartengebietes jenseits der Klippenregion von Iberg allmählich gleichkommt. Die Mulde der Krauternalp endlich ist breit und flach. Sie

wird durch den Erosionsabsturz des Riemenstaldener Tales abgeschnitten, in dem nun die Eocänzone Sisikon—Muotatal hinläuft (resp. in seiner Verlängerung jenseits des Katzenzagelpasses). Diese Eocänzone läuft vorwiegend W.—O., also anders als die Falten des Frohnalpstocks. Die Unterlage des Eocäns ist nur östlich des Katzenzagels normal, westlich fehlt Seewerkalk und Gault, was mechanische Ursachen haben muß. Das Eocän selbst fällt 30—40° nach NNW. bis N. und zeigt eine südliche Schichtfolge mit normaler und eine nördliche mit verkehrter Lagerung. Letztere kann reduziert sein oder fehlen. Auf etwa 3 km Erstreckung fehlt das Eocän übrigens ganz. Das Hangende des Eocäns (nördlich desselben) bilden meistens Stufen der mittleren und oberen Kreide in verkehrter Lagerung. Besonders zwischen Juchli und Frutt läßt sich das gut beobachten. Vom Eocän nordwärts bis an das Tithon(?) der Weißwand liegt Kreide von Südfazies. Das Eocän gehört somit zur Axenkette. Es ist eine Mulde, die sich nach unten öffnet, ähnlich wie die berühmte verkehrte Mulde an der Tellsplatte. Die Kreideschichten nördlich von ihr sind Reste eines Gewölbes, dessen Umbiegung nordwestlich in der Tiefe liegen muß.

Verf. richtet sein besonderes Augenmerk darauf, ob sich die geologischen Verhältnisse in seinem Arbeitsgebiet besser nach der LUGEON'schen Auffassung verstehen lassen, die für dasselbe Deckenbau annimmt, oder nach der alten Anschauung, daß das Gebirge wurzelt. Gegen LUGEON spricht nichts, gegen die alte Auffassung verschiedenes, nämlich das Fehlen eines nach Süden überliegenden Klingenstockgewölbes und die Faziesverhältnisse, von denen namentlich das Verschwinden der urgonischen Kalkfazies gegen Süden und die Mächtigkeitszunahme der Wangschiefer in derselben Richtung bemerkenswert sind, weil diese Erscheinung ihr Analogon in den Berner und Waadtländer Alpen findet. Die Frohnalpstockkette stammt am weitesten von Süden. Die Bündner-Schiefer könnten z. T. die Fortsetzung der Wangschiefer sein.

#### Bildungen der Oberfläche.

Die Talstufen und Terrassen des Reuhtales werden aufgezählt, die Moränen und erratischen Blöcke geschildert, die Schuttkegel und Alluvionen angeführt. Der letzte Abschnitt ist der Verwitterung gewidmet. Karrenbildung ist im Gebiet ausschließlich an den Schrättalkalk gebunden. Verf. betrachtet sie als chemische Verwitterung. **Otto Wilckens.**

---

**Chr. Tarnuzzer:** Stratigraphie und Tektonik zwischen Val d'Assa und Piz Lad im Unter-Engadin. — Vorläufige Mitteilungen mit Bewilligung der geologischen Kommission gedruckt. (Ecl. geol. Helv. 8. 546—552. 1905.)

Es werden die geologischen Profile beschrieben, die sich beim Aufstieg durch das Val d'Assa von Remüs aus, im Val d'Ascharina (einem Seitental des vorigen) und am Russennagratt beobachten lassen. Ferner wird der Aufbau des Piz Ajüz und Piz Lad geschildert. [Man kann die

Darlegungen des Verf.'s gut auf der inzwischen erschienenen Karte von SCHILLER verfolgen (vergl. dies. Jahrb. 1908. II. -228-). Seine Ergebnisse stimmen nicht überall mit denjenigen SCHILLER's überein. Namentlich in der Auffassung der von SCHILLER als Tithon kartierten Kalke bestehen Differenzen; TARNUZZER betrachtet sie größtenteils als Lias. Im wesentlichen kommen aber beide Forscher zu ähnlichen Ergebnissen. Ref.] **Otto Wilckens.**

**M. Lugeon:** Deuxième communication préliminaire sur la géologie de la région entre le Sanetsch et la Kander (Valais-Berne). (Ecl. geol. Helv. 8. 421—433. 1905.)

Die vorliegende Mitteilung beschäftigt sich mit der Stratigraphie und der Tektonik des Torrenthorns und des Balmhorns, Bergen, die sich zwischen Gemmipaf und Dalatal im Westen und Gasteren- und Lötschentäl im Osten erheben.

Die Schichtfolge beginnt mit den Gneisen der Kummenalp und dem Granit des Lötschenpasses nebst seinen Porphyren. Ein schmales Band schwarzer Schiefer an der Laucherspitz ist vielleicht Carbon. Die Trias ist am Restirothorn und Faldumrothorn nur durch Röthidolomit und Rauhwacke vertreten; am Lötschenpaß ist sie mannigfaltiger entwickelt und beginnt mit Quarzit, über dem plattige, kieselige Kalke, weißer Marmor, graue Kalke, schwarze Schiefer und dolomitischer Kalk folgen. Das Rhät wird durch sandige und tonige Schiefer repräsentiert. Goldkäferfarbige Schiefer führen Sandsteinbänke mit Fossilien, die das Alter nachweisen. Darüber liegen sandige Schichten mit *Schlotheimia angulata*, dann eine Bank, die am Ferdenpaß *Arietites Bucklandi* und *Gryphaea arcuata* geliefert hat. Das Sinémurien besteht zum größten Teil aus grünlichen quarzitäen Sandsteinen, deren rote Verwitterung den verschiedenen Rothörnern dieser Gegend ihren Namen gegeben hat. Der mächtige Mittellias (Pliensbachien) hat durchaus schwäbischen Charakter und besteht unten aus mächtigen sandigen Kalken mit vielen Versteinerungen, oben aus ebenfalls sehr mächtigen quarzitäen Sandsteinen, die gelb anwittern und auch noch die Basis des Toarcien vertreten, dessen Hauptgestein aber ein kalkiger oder mergelig-sandiger Schiefer ist, der manchmal glanzschieferartig wird. Das Aalénien wird durch weiche Ton-schiefer vertreten.

Der mittlere und obere Dogger zeigt eine sehr mannigfaltige Zusammensetzung. Bald ist er ganz in Schlammfazies ausgebildet, bald besteht er aus einer Wechsellagerung toniger Schiefer mit kalkigen oder kieseligen Bänken. In dem östlichen Teile des Balmhorns wiederum ähnelt er sehr der unteren Hornfluhbreccie, in den westlichen zeigen sich Übergänge zwischen dieser Fazies und der schieferigen.

Im Oxford läßt sich eine untere Abteilung von einer oberen trennen. Jene besteht aus schwarzen Schiefen mit einer Divésienfauna, diese aus fleckigen Knollenkalken (Schildkalk). Es folgt der mächtige, grau gefärbte

Hochgebirgskalk. Bemerkenswert ist ein grauer quarzitischer Sandstein des Torrenthornmassivs, der seitlich in einen grünlichen, tuffartigen Sandstein übergeht und völlig dem Gestein von Sembrancher (Val de Bagne) ähnelt. Verf. hält ihn für oberjurassisch.

Die Kreide beginnt mit wenig mächtigen Mergeln (Berrias?), über die sich unmittelbar Kalke von Urgonfazies lagern. Dann kommt mittlere Kreide (Aptien?) und endlich Eocän, das aber erst westlich des Gemmiweges, nicht im Balmhornmassiv auftritt und mit sporadischem Bohnerz-vorkommen beginnt.

#### Bau des Torrenthornmassivs.

Das Torrenthornmassiv wird von dem untertauchenden Westende des Aarmassivs und dessen Trias- und Liasbedeckung aufgebaut, die in enge Falten gelegt sind. Zwischen Leuk-Stadt und Leukerbad zählt man 10 Antiklinalen in 4 Gruppen. Die Achsen dieser Falten sinken vom Torrenthorn zum Dalatal, d. h. auf 6 km, um nicht weniger als 1800 bis 2000 m. Die Südflanke des Massivs ist einfach aus einer welligen Platte von Trias-, Jura- und Kreidesteinen gebildet. Auf der Kreide liegen wahrscheinlich jurassische Kalke, die möglicherweise die Wurzeln der höheren Decken sind, die sich vor dem Balmhornmassiv und der Wildhorndecke ausdehnen.

Im Osten treten infolge des Ansteigens der Faltenachsen nicht mehr vollständige Falten, sondern nur noch Sedimentmulden im Gneiß auf. Nicht immer sind von v. FELLEBERG die Windungen dieser Schichten ganz richtig gezeichnet worden. Das Faldumrothorn wird von 3 (auf der Ostseite 2) Synklinalfalten gebildet, das Restirothorn aus 2. Das Ferdenrothorn besteht aus einer liegenden Falte, deren Stirn 4 sekundäre Falten aufweist. Unter die liegende Falte des Ferdenrothorns dringt keilartig in Muldenform der Dogger des Balmhornmassivs. Es herrschen hier aber sehr komplizierte Lagerungsverhältnisse: Gneis- und Triasschuppen erscheinen wie mitgeschürfte Fetzen zwischen den Lias- und Doggersteinen.

#### Bau des Balmhornmassivs.

Die Liasfalten des Torrenthornmassivs sind nordwärts übergelegt, im Balmhornmassiv erreichen die Antiklinalen horizontale Lage, ja sie tauchen endlich sogar nach Norden in die Tiefe. Die mächtige Südflanke des Balmhorns wird von etwa 7 gegen NW. tauchenden Antiklinalen gebildet, die aus Aalénien, unterem und oberem Dogger bestehen. So erklärt sich die Mächtigkeit von 2000 m, die der Dogger hier besitzt. Es handelt sich um eine Faltenaufeinanderhäufung. Durch das Abwärtstauchen der Sättel sieht es so aus, als erschienen Sättel von oberem Dogger zwischen Mulden von unterem. Die kolossale Malmkalkmasse, die sich auf der Ostseite des Balmhorns aus dem Gasterntal bis zum Gipfel des Altels erhebt, ist eine Häufung von 8 liegenden und abwärts tauchenden Falten. Der Malm hat eine riesige horizontale Bewegung erlitten. Das Profil durch Torrent- und Balmhorn lehrt vortrefflich, wie die Überschiebungsdecken sich durch Faltung bilden können. Bemerkenswert ist, wie die Faltung des Lias in den Aalénienschiefern gewissermaßen ausgelöscht wird.

Wie in einen Tunnel gehen die vielen Liasfalten zwischen Leuk-Stadt und Leukerbad unter den Malm der Berge auf der rechten Dalatalseite. Ähnliches hat Verf. aus dem Massiv der Bauges beschrieben.

Otto Wilckens.

**Paul Sichtermann:** Diabasgänge im Flußgebiet der unteren Lenne und Volme. Inaug.-Diss. Gießen 1905. 82 p. 4 Taf., sowie Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 28. [Siehe auch DENCKMANN, Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 25. 559—565.]

Das Gebiet, dessen Diabase Verf. einer Untersuchung unterzogen hat [worüber bereits 1907. I. -55- referiert ist], gehört dem westlichen Sauerlande, der Gegend von Lüdenscheid, Hagen, Altena und Iserlohn, an. Die hier verbreiteten devonischen Bildungen hat man bis in die jüngste Zeit als Mitteldevon betrachtet und kurzweg als „Lenneschiefer“ zusammengefaßt. DENCKMANN's Kartierungsarbeiten haben eine Gliederung dieser Schichten angebahnt. Geht man von oben, vom Massenkalk, aus, so kann man folgende stratigraphische Gruppen unterscheiden:

5. Honselerschichten, oben kalkig, darunter Grauwackensandsteine und -schiefer, darunter rote und grüne Schiefer, die durch dunkelgraue Bänke getrennt werden.

4. Brandenburgschichten (Brandenberg liegt ebenso wie Honsel südlich von Letmathe): Meist Grauwackensandsteine und rote Tonschiefer wechsellagernd, von über 400 m Mächtigkeit.

3. Mühlenbergsschichten (Mühlenberg unterhalb Dahl), Grauwackensandsteine mit Grauschiefereinlagerungen. Fossilien: *Spirifer auriculatus*, *subcuspidatus*, *paradoxus*. Diese Abteilung gehört wahrscheinlich schon zum Unterdevon.

2. Hobräcker Schichten. Rauhe, oft geflammte, graue Grauwackenschiefer, häufig mit kalkigem Bindemittel, mit Einlagerungen von rotem Tonschiefer. Versteinerungen: *Rensselaeria*, *Orthis*.

1. Hohenhof-Schichten (Hohenhof bei Dahl), rote und grüne Schiefer.

Die roten Schiefer, die also in allen hier genannten außer in den Mühlenbergsschichten auftreten, sind horizontbeständige Leitgesteine.

Der Faltenbau des Gebirges ist sehr einfach. Die Lenneschiefer fallen im westlichen Teil des Blattes Hohenlimburg nördlich und gehören zum Nordflügel eines gewaltigen Sattels. Es sind zahlreiche Querwerfungen vorhanden.

Otto Wilckens.

**O. Grupe:** Präoligocäne und jungmiocäne Dislokationen und tertiäre Transgressionen im Solling und seinem nördlichen Vorlande. (Jahrb. d. preuß. geolog. Landesanst. f. 1908. 29. Teil I. 612—644. Mit 1 Taf. u. 2 Textfig.)

In stratigraphischer Hinsicht ist zunächst das Auftreten der 10—15 m mächtigen „tonigen Grenzschichten“ als obersten Teiles des mittleren Buntsandsteins im Hangenden des „Bausandsteins“ bemerkenswert.

Die Buntsandsteinschichten des Sollings, die von nord-südlich gerichteten Versenkungen jüngerer Schichten, besonders solchen von Tertiär, unterbrochen werden, liegen abgesunken gegen den das Gebirge nach Nordosten streckenweise begrenzenden Bergzug der Ahlsburg, und dieser ist wieder, wie Bohrungen ergeben haben, auf das nördlich folgende Einbeck-Markoldendorfer Becken überschoben. Dieses Becken umgrenzen nach Norden die im großen und ganzen sattelförmig angeordneten, dabei vielfach durch Längs- und Querbrüche gestörten Buntsandsteinschichten des Elfaß. Die nordwestliche Fortsetzung dieses Sattels liegt im Homburgwalde und Vogler, wobei Elfaß und Homburgwald durch die Tertiärversenkung von Lenne, Homburgwald und Vogler durch die Bausandsteinversenkung des „Odfeldes“ getrennt sind. Es hängt aber das Odfeld nach Süden ohne Störung mit dem Solling zusammen und ist gewissermaßen dessen nördlichster Zipfel, und Vogler und Homburgwald erscheinen als Horste oder aufgepreßte Gebirgskerne gegenüber dem Solling.

Nord-südliche (rheinische) und nordwest-südöstliche (hercynische) Brüche von z. T. sehr erheblicher Sprunghöhe sind in großer Zahl vorhanden und trennen die Hebungsgebiete und Senkungsfelder, wie in der beigegebenen „Strukturkarte“ des Sollings in vorzüglicher Weise zum Ausdrucke kommt. Dabei ist, wie Ref. für weiter westlich liegende Gebiete gezeigt hatte, auch im Sollinggebiete eine grundsätzliche Altersverschiedenheit der Bruchsysteme der beiden Richtungen nicht erkennbar, vielmehr biegen Störungen und Versenkungen der einen Richtung in die andere ein, und z. B. ist nach Verf. die Entstehung des Leinetalgrabens zwischen Northeim und Göttingen gleichzeitig mit dem hercynisch gerichteten Einbruche des Einbeck-Markoldendorfer Beckens erfolgt. Verf. wendet sich sodann nachdrücklich gegen die bisher vielfach noch herrschende Ansicht von dem ausschließlich jungmiocänen Alter der tektonischen Vorgänge in Südhannover und zeigt an einer Reihe von Beispielen in ausführlicher Weise, daß ein mindestens zweimaliger Dislokationsprozeß stattgefunden hat. Dabei ist der Gebirgsbau des Gesamtgebietes in seiner Grundphysiognomie das Ergebnis präoligocäner Dislokationsvorgänge, und die jungtertiäre Gebirgsbildung hat sich auf mehr lokale Grabeneinbrüche, die zum großen Teile bereits vorhandenen Spalten der älteren Phase folgen, beschränkt. Präoligocänen Alters ist z. B. auch der Einbruch des Markoldendorfer Beckens und damit wahrscheinlich auch die erste Anlage des Leinetalgrabens. Da im Sollinggebiete Kreideschichten fehlen, so muß sich Verf. damit begnügen, die ältere Störungsphase als „voroligocän“ zu bezeichnen, und läßt es mit Recht dahingestellt, ob sie nun alttertiär, wie die Aufrichtung des Osnings, jungeretaceisch, wie gewisse Störungen im Hannoverschen, oder vorcretaceisch (jungjurassisch), wie die Mehrzahl der Dislokationen des Egge-Gebirges und nach v. KOENEN solche im Gebiete des Sackwaldes bei Alfeld, ist.

Zusammenfassende Ausführungen über die Strandverschiebungen der Tertiärzeit beschließen die interessante Arbeit. Verf. nimmt für Südhannover, wie BLANCKENHORN für die Gegend von Cassel, am Ende des Mitteloligocäns eine kurze Festlandsperiode an, während deren ältere Tertiärbildungen der Denudation anheimfielen, so daß Oberoligocän vielerorts über Trias transgrediert.

Stille.

---

**E. Kaiser und L. Siegert:** Beiträge zur Stratigraphie des Perms und zur Tektonik am westlichen Harzrande. (Jahrb. d. preuß. geol. Landesanst. 1905. 26. 353—369.)

Die Verf. haben festgestellt, daß entgegen den älteren Anschauungen am westlichen Harzrande sowohl Konglomerate des Rotliegenden, als auch solche des Zechsteins auftreten. Die Rotliegendeschichten, über die eingehende Profile mitgeteilt werden, überdecken in rund 15 m Mächtigkeit bei flachem westlichen Fallen die steilauferichteten Carbonschichten; das Zechsteinkonglomerat ist von den Rotliegendkonglomeraten durch stark vorwaltendes kalkiges Bindemittel unterschieden.

Schon v. KOENEN hat gezeigt, daß sich am westlichen Harzrande eine Grabenversenkung süd-nördlicher Richtung hinzieht und daß ferner die nordwestlich gerichteten Brüche der Trias des westlichen Harzvorlandes in der direkten Fortsetzung der Oberharzer Gangspalten liegen. Dieser grabenartige N.-S.-Einbruch, dem jüngere Gebirgsschichten ihre Erhaltung am Westrande des Harzes verdanken, wird eingehend geschildert und nach Süden bis weit in das Eichsfeld hinein verfolgt. Plötzliche Verbreiterungen und Verschmälerungen hängen mit nordwestlichen Brüchen zusammen, die den Grabenzug durchsetzen, so eine Verschmälerung bei Seesen mit der schon durch v. KOENEN erkannten Fortsetzung des Oberharzer „Spiegel-taler Gangzuges“. Auch sonst werden die Grenzlinien des Grabens vielfach und in mannigfaltiger Weise durch Sprünge in hercynischer Richtung ausgelenkt. Der Graben ist in sich weitgehendst zerrüttet, und zwar wiederum vorwiegend durch rheinische und hercynische Brüche. In den meisten Fällen ist ein scharfes Abschneiden von Störungen der einen Richtung an solchen der anderen nicht zu erkennen und der Beweis, welches System das ältere ist, nicht mit Sicherheit zu erbringen. Ebenso muß fraglich bleiben, ob nicht etliche der hercynischen Störungen im Harze selbst bereits eine ältere, und zwar vormesozoische, Phase haben. Nur an wenigen Stellen geht die Erzführung des Oberharzes auch in den Zechstein hinein.

Die Barytführung am Rösteburg bei Grund ist nicht nur an hercynische, sondern auch an süd-nördliche Störungen gebunden. Mit EVERDING halten die Verf. das dortige Baryt- und Erzvorkommen für metasomatisch. Die tektonischen Verhältnisse werden an der Hand einer Skizze großen Maßstabes erläutert.

Stille.

**E. Harbort:** Ein geologisches Querprofil durch die Kreide-, Jura- und Triasformation des Bentheim—Isterberger Sattels. (v. KOENEN-Festschrift. 1907. 471—515. Mit 1 Taf. u. 2 Textfig.)

Bohrungen bei Bentheim haben sehr wertvolle Aufschlüsse über die Entwicklung der mesozoischen Formation in diesem Gebiete erbracht. Für das Neocom wird folgende Gliederung gegeben:

Barrémien:	Tone in der Muldenlinie der Bentheim—Ochtruper Neocommulde.
Hauterivien	{ Oberes: Tone im Hangenden des Gildehäuser Sandsteins mit <i>Crioceras capricornu</i> ROEM.
	{ Untereres: Gildehäuser Sandstein mit <i>Hoplites noricus</i> A. ROEM.
Valanginien	{ Oberes: Tone zwischen Bentheimer und Gildehäuser Höhenzug.
	{ Untereres { Oberes: Bentheimer und Isterberger Sandstein (Zone des <i>Polyptichites Keyserlingi</i> ).
	{ Untereres: Tone mit <i>P. diplotomus</i> , <i>Oxynoticeras Marcoui</i> , <i>O. heteropleurum</i> .

Der Übergang des marinen Neocom zum limnischen Wealden erfolgt, wie bei Gronau (G. MÜLLER), Borgloh—Ösede (GAGEL), Bückeburg (HARBORT) usw. ganz allmählich, und z. B. finden sich Cyrenen und Oxynoticeraten in derselben Schicht. Dem in rund 400 m Mächtigkeit in der Hauptsache aus Tonen und Kalken bestehenden Wealden fehlt ein mächtigerer Wealdensandstein; Kohlenflöze sind westlich der Ems im Wealden nicht mehr vorhanden. Unter dem Wealden folgt ein etwa 190 m mächtiger Anhydrit- und Steinsalzhorizont, der nach Verf. den gesamten oberen Jura vertreten soll. Unter diesem liegen ca. 200 m mächtige Tone, die im tiefsten Teile Formen des unteren Lias führen. Das Profil ist zweifellos sehr lückenhaft, dazu liegen aus entscheidenden Partien nur Meißelproben vor, und Ref. steht der Vertretung des gesamten weißen Jura oder gar, wie Verf. auf p. 102 sagt, der Vertretung des weißen und braunen Jura durch die Fazies der „Münder Mergel“ skeptisch gegenüber. Auch darin möchte Ref. nicht zustimmen, daß mit der Konkordanz zwischen Wealden und oberem Jura bei Bentheim die gesamte Transgression des Wealden westlich der Ems, die G. MÜLLER angenommen hatte, zweifelhaft wird (HARBORT, p. 500). Konkordanz des Wealden bei Bentheim und Diskordanz desselben weiter südlich und südwestlich schließen einander ebensowenig aus, wie Konkordanz des Neocoms am Osning und Diskordanz desselben am Egge-Gebirge. *Avicula contorta* des Rhät und *Schlotheimia angulata* des Lias wurden in einer der Bohrungen in ein und derselben Schicht gefunden, was nach Verf. „die Berechtigung der von den französischen Autoren vorgenommenen Zuteilung des Rhätien zum Lias als ‚Couches Infraliasiques‘ bestätigt“; Ref. sieht darin nur den Ausdruck einer lokal geringen Sedimentation zur Zeit des ältesten Lias.

Der Muschelkalk läßt nach Verf. nicht mehr die normale deutsche Gliederung erkennen, die z. B. noch bei Osnabrück vorhanden ist, und besteht aus Kalken, Dolomiten, Tonen und Anhydriten. Der obere Buntsandstein ist 379 m mächtig und enthält eine nahezu 100 m dicke Anhydrit- und Steinsalzzone; der mittlere Buntsandstein hat eine Mächtigkeit von nur 80 m.

Stille.

---

**O. Ampferer:** Grundzüge der Geologie des Mieminger Gebirges. (Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. 1902. No. 6. 170—180.)

—: Geologische Beschreibung des Seefelder, Mieminger und südlichen Wettersteingebirges. (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1905. 55. Heft 3, 4. 451—563.)

Die Schichtenfolge ist ungefähr die gleiche wie im Karwendelgebirge (vergl. das Ref. auf p. -412- über die Neuaufnahme des Karwendel). Den Hauptraum in der Beschreibung nimmt die Lokaltektonek ein, so daß es nicht leicht ist, sich nach dieser Studie ohne geologische Karte eine Vorstellung von der regionalen Tektonik zu machen. „Das Mieminger Gebirge besteht aus drei untereinander parallel liegenden Faltenwogen, die gegen Norden immer größere Dimensionen annehmen. In allen dreien sind die aufragenden Gewölbe diejenigen Stellen, die die größten Veränderungen erlitten haben, während die Mulden nur unbedeutende Störungen zeigen, selbst wenn sie sehr hoch gehoben sind. Das südlichste Gewölbe ist schräg an der Inntalzone abgeschnitten, das Gewölbe des Mieminger Hauptkammes stellt einen gegen Osten spitzen Gewölbekeil dar, dessen First ebenso keilförmig eingesunken ist. An der Einsenkung des Ehrwalder Einbruches findet das Wettersteingebirge und der ganze nördliche Teil des Mieminger Gewölbes ein Ende. Bis aufs Mariabergjoch greifen die Spuren dieser Einsenkung, nur der Südflügel des großen Mieminger Gewölbes setzt sich noch weit darüber gegen Westen fort.“

Im Seefelder Gebirge finden sich sämtliche Strukturlinien des angrenzenden Karwendel, die Hinterautalmulde, den Gleierschkamm usw. Das Seefelder Gebirge bildet die östliche Hälfte der Einsenkung zwischen Karwendel und Mieminger, die westliche ist die Hochfläche von Leutasch-Seefeld, in welchem man sämtliche tektonischen Elemente des Seefelder Gebirges wiedertrifft.

„Der Westrand des Mieminger und Wettersteingebirges ist ein Bruchrand, der jedoch durch nachfolgende Faltung bedeutend umgestaltet worden ist. Hier stößt das ältere Triasgebirge mit den Lechtaler Alpen zusammen, die von Hauptdolomit und jüngeren Schichten erbaut werden. Der Zug der Heiterwand, die nördlich eingesenkte junge Schichtzone, die Kreidemulde des Bichlbacher Tales und das Hauptdolomitvorgebirge im Norden stellen gleichsam verbindende Brücken zwischen den beiden großen Bergländern dar. Die Einsenkung der jungen Schichtzone im Norden von Heiterwand und Wanneck greift auch noch westlich ins Mieminger Gebirge hinein. Die eingebrochenen Schollen zwischen den Gewölbeschenkeln

gehören ihr als Fortsetzung an. Die Bichlbacher Mulde ist die westliche Fortsetzung der Zone junger Schichten an der Südseite des Wettersteines. Während die beiden nördlichen Verbindungsstücke Fortsetzungen der Lechtaler Alpen gegen Osten bedeuten, schiebt mit dem Zuge der Heiterwand das Mieminger Gebirge einen Arm in die Lechtaler Alpen hinein. Beide Bergländer sind so wechselseitig förmlich ineinander verzahnt. Hier kann es sich nicht um die Auflagerung einer gewaltigen Deckscholle handeln, da beide Bergländer gleichlaufend gefaltet sind. Nimmt man aber an, daß die Faltung erst nach der Überschiebung eingetreten ist, so bleibt es unverständlich, warum die Überschiebungsdecke (das ältere Triasgebirge) zu den eingeschlossenen Streifen jüngerer Schichten nicht in einfacher Muldenbeziehung steht.

Die Gebiete der vorherrschend älteren Trias stellen gegenüber den angrenzenden Lechtaler Alpen ebenso wie gegen die Zonen der jungen Schichten in ihrem Innern Hebungsbereiche vor, welche von der Erosion in ihrem Schichtbesitze stark verarmt wurden. Eine so ziemlich gleichmäßige Erniedrigung der Schichtdecke ist aber nur bei flacher Lagerung erklärbar.

Später wurde das ganze Gebiet gleichmäßig von der Faltung beherrscht. Die Zonen der eingesenkten jungen Schichten wurden dabei nach ihrer Höhenlage teils überschoben, teils mitgefaltet.

So ist die enge Verknüpfung der Tektonik der jungen Schichtzonen mit jener der Triasränder leicht verständlich.“

Den Glazialablagerungen hat der Autor große Aufmerksamkeit geschenkt und konnte u. a. nachweisen, daß vom Grunde des Inntalgletschers große Mengen von Grundmoräne vorwärts bewegt wurden und an besonders geschützten Stellen, wie im Eppzirler Tal, zur Ablagerung kamen.

Welter.

---

**O. Ampferer:** Bericht über die Neuaufnahme des Karwendelgebirges. (Verh. d. k. k. Reichsanst. 1902, No. 10. 274—277.)

—: Geologische Beschreibung des nördlichen Teiles des Karwendelgebirges. (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1903, 53. Heft 2. 169—252.)

Die Schichtenfolge im untersuchten Gebiete ist folgende: Werfener Schichten-Buntsandstein, Reichenhaller Schichten, Muschelkalk-Partnach-Wetterstein-Schichten, Raibler, Hauptdolomit-Plattenkalk, Kössener Schichten, Lias, Jura, Neocom.

Die Reichenhaller Schichten ließen sich nach dem Vorgang von BITTNER als unterste Muschelkalkhorizonte ausscheiden. Es sind dunkle, blauschwarze, plattige Kalke mit *Myophoria costata* und *Natica stanensis*. Die nun folgende Gesteinsserie bis unter die Raibler Schichten hat ROTH-PLETZ in einen Gastropoden-, Brachiopoden- und Ammonitenhorizont geteilt, eine Gliederung, die Verf. nicht durchführbar fand. Das Karwendel ist ein Faltengebirge von O.—W. streichend, dessen Sättel häufig überkippte und überschobene Nordflügel bilden.

Der südlichste Kamm der Inntalkette besteht aus steilgestellten Schichten, die z. T. überkippt stehen; der Kamm von Gloierstal zum Vompertal ist bereits auf große Strecken überschoben, ebenso wie der nördlich auf ihn folgende Sunliger Grat. Am prächtigsten sind die Überschiebungsphänomene im Hinterautal zu sehen, der in seiner ganzen Streichrichtung von Schwaz bis zum Scharnitzer Paß um 4 km auf das nördliche Gebirge vorgeschoben ist, zumeist liegt der Muschelkalk auf zerknitterten Juraschichten. Der Karwendelkamm besteht aus drei Schollen, die schuppenartig aufeinander gedrängt sind. „Während im östlichen Teile des Gebirges sehr mächtige, von der Hauptplatte abgetrennte Schollen vorherrschen, drängt im westlichen diese letztere selbst weit nach Norden vor, wobei sie sich in mehrere Schuppen zerspaltet. Im Westen des Bärenalpsattels legen sich ihre Schichtmassen auf die Köpfe der überwältigten Schichtzüge und bleiben daselbst in dieser Lage bis zum Westabbruch des Karwendelkammes.“ In dem Untersuchungsgebiet hat Verf. keine sicheren Beweise dafür gefunden, daß das ganze triadische Hochgebirge auf einem Sockel jüngerer Schichten aufruhe; Verf. hofft später auf diese Fragen in dazu günstigeren Gebieten zurückkommen zu können. Die Arbeit ist mit zahlreichen Detailprofilen, einer Profilsérie und einem tektonischen Schema ausgestattet. Den glazialen Ablagerungen ist eine weitgehende Beachtung geschenkt. Bis zu 1900 m und 1980 m wurde kristallines erratisches Material beobachtet.

Welter.

**O. Ampferer:** Einige allgemeine Ergebnisse der Hochgebirgsaufnahme zwischen Achensee und Fernpaß. (Verh. d. k. k. Reichsanst. 1905. No. 5. 119—125.)

In diesem Gebiet sind lange schmale Streifen scharf abgegliedert und bestehen aus Plattenkalk, Kössenern, Lias-, Hornstein- und Aptychenkalken und Neocom inmitten älterer Trias. Verf. bespricht die hier vorliegenden Möglichkeiten. Diese jüngeren Schichten könnten in einem Fjord eingelagert, eingebrochen oder aber das Fenster einer mächtigen Überschiebung sein. Verf. entscheidet sich für Einbruch schmaler Gräben nach Schluß des Neocoms, vielleicht auch schon etwas früher. Er findet Analogien zu diesen Problemen an der Grenze zwischen Zentral- und Nordalpen, wo er entlang dem Rande des Urgebirges eine lange Einbruchzone ausscheidet, welche die eigentliche Abgrenzung bedeutet. „Die im Streichen und der steilen Stellung ausgedrückte Anpassung zeigt uns an, daß auch diese Zone nachträglich heftigen seitlichen Druckwirkungen ausgesetzt war.“

Welter.

**Redlich:** Die Geologie des Gurk- und Görttschitztales. (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1905. 55. Heft 2. 327—349.)

Nordöstlich von Klagenfurt liegt auf einer archaisch-paläozoischen Unterlage eine isolierte Scholle mesozoisch-känozoischer Gesteine. Ihre

Schichtenfolge ist von unten nach oben: Perm als Grödener Sandstein, Trias mit Werfener, Gutensteiner, Wengener Schichten, Plattenkalke, Raibler, *Cardita*-Schichten und Hauptdolomit, darüber liegt diskordant die Kreide, aus Strandbildungen des Senons bestehend. Verf. konnte zu unterst Mergel und Sandsteine ausscheiden, darüber Hippuritenkalke mit *Pachydiscus neubergicus* H. und reicher Fauna. Darüber liegt in zwei getrennten Becken diskordant das Eocän größtenteils auf der Kreide und nur nach Norden über die paläozoischen Schiefer transgredierend. Die Sedimente bilden eine große Synklinale in einem sehr alten paläozoischen Senkungsgebiet, die durch eine Reihe paralleler Verwerfungen kompliziert wird. Besonderen Wert erhält die Arbeit durch eine übersichtliche bunte Karte mehrerer Profile.

Welter.

---

**Franz Toula:** Geologische Exkursionen im Gebiet des Liesing und Mödlingbaches. (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1905. 55. Heft 2. 243—327.)

Zahlreiche unzusammenhängende Detailbeobachtungen und viele Lokalprofile aus der Umgebung von Wien.

Welter.

---

**Fugger:** Die Gaisberggruppe. (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1906. 56. Heft 2. 213, 258.)

In dem untersuchten Gebiet sind folgende Horizonte nachgewiesen: Hauptdolomit, rhätische Kalke, Kössener Schichten, Lias, Fleckenmergel mit Fucoiden, Hornsteinkalke, rote Adnetter Kalke. Darüber liegen dem Oberjura angehörige Hornsteinkalke mit Aptychen. Die Kreide ist vertreten durch Oberalmer Schichten und Gosaukonglomerate. In der südlichen Hälfte der Gebiete fallen die normal aufeinanderliegenden Sedimente flach nach W. Nur untergeordnet macht es sich an der Mairhofbergseite nach NO. bemerkbar.

Welter.

---

**Fugger:** Blünbachtal. (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1907. Heft 1, 2. 91—115.)

Verf. unterscheidet in diesem Gebiet: Werfener Schichten, Gutensteiner Kalk, Ramsaudolomit, Wettersteindolomit und Reiflinger Kalke, Raibler Schiefer überlagert von Raibler Dolomit, Dachsteinkalk mit Einlagerungen von Hallstätter Kalk und roten Liaskalk in Hierlatzfazies. Die Lagerungsverhältnisse des Blühneckzuges sind sehr kompliziert, Verf. konstatierte zahlreiche Störungen, die leider in einem Profil nicht veranschaulicht werden. Vom Sack- und Hundsgaben westwärts zieht durch den Talboden eine normale Antiklinale.

Welter.

**Fugger:** Die Salzburger Ebene und der Untersberg. (Jahrb. d. k. k. Reichsanst. 1907. 57. Heft 3. 455—529.)

Verf. gibt zuerst eine eingehende Schilderung der einzelnen hervorragenden Berge und Berggruppen, die für eine Exkursionsführung von besonderem Werte sein dürfte. Der zusammenfassende stratigraphische Teil bringt die anscheinend sehr vollständigen Fossilisten der einzelnen Horizonte; es sind dies Werfener Schiefer, Muschelkalk, Ramsaudolomit, *Cardita*-Schichten, Hallstätter Kalk, Hauptdolomit, Dachsteinkalk, rhätischer Kalk, Lias in Hierlatzfazies, Tithon des Unterberges, Neocom als Schrammbachschiechten, Roßfeldkalke, Roßfeldmergel, Gosaukonglomerate und Rudistenkalke, Nummulitenschichten. Der Abschnitt über die Tektonik ist nur  $\frac{1}{2}$  Seite lang und dürfte jedenfalls nicht erschöpfend sein. Verf. führt einen Querbruch an, der vom Koppengraben durch das große Brunntal zieht. Bei Maria Gern ist der Ramsaudolomit über die tiefsten Neocomschichten geschoben. Das Gerntal entspricht in seiner Längsrichtung einer Verwerfung, die die ältere Überschiebung durchsetzt. Profile, die diese interessanten tektonischen Verhältnisse zur Darstellung brächten, sind nicht beigegeben.

Welter.

**Ohnesorge:** Über Silur und Devon in den Kitzbühler Alpen. (Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. 1905. No. 17, 18. 373—376.)

Verf. hat drei alterssichere Horizonte am Kitzbühler Horn nachweisen können. Devon in hellgrauen, weißen, crinoidenführenden, dolomitischen Kalken mit *Cyatophyllum*. Oberes Obersilur als dunkel-, hell- und pfirsichblütenroter Orthocerenkalk. Unteres Obersilur als körnige Kalke mit Brachiopoden und Trilobiten. Die Altersbestimmung gründet Verf. weniger auf eine Speziesbestimmung der schlecht erhaltenen Fossilien als auf einen petrographischen Vergleich sicherer Horizonte der Karnischen Alpen. Die Unterlage dieser sicheren Kalke und Dolomite bilden Grauwackenschiefer, Sericitgrauwacke und ein Komplex von verschiedenen Schiefnern mit Serpentinadern, Diabasen und Lagern körniger Eisendolomite.

Welter.

**E. Kittl:** Lunzer Schichten zwischen Göstling und Wildalpen. (Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. 1904. Heft 7. 185—192.)

Verf. hat anlässlich des projektierten Tunnels der Wiener Wasserleitung durch den Tremel eine geologische Kartenskizze der Umgebung publiziert, auf der Reiflinger Kalk, Lunzer Schichten, Opponitzer Kalkdolomit und Dachsteinkalk ausgeschieden ist. Am Bodingbach bilden die Lunzer Schichten einen Sattel, im Norden bei Zweisel einen zweiten, am Grabberge erleidet ihr Hangendes eine Umbiegung, so daß eine umgekehrte Schichtfolge konstatiert werden konnte. Ein oder zwei Brüche begleiten diese Einfaltung.

Welter.

**Bittner:** Grenze zwischen der Flyschzone und den Kalkalpen bei Wien. (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1900. 50. Heft 1. 51—59.)

Verf. wendet sich gegen die Theorie von der Entstehung des Flysches von TH. FUCHS, die besagt, daß der Flysch ein Produkt eruptiver Vorgänge sei, deren Analogon man in den heutigen Schlammvulkanen erblicken könnte. Verf. wendet sich ferner gegen die nicht exakte Auslegung flyschartig ausgebildeter Gosaukreide durch FUCHS und deren tektonische Konsequenzen.

Welter.

**G. Geier:** Umgebung von Hollenstein. (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1903. 53. Heft 3. 423—443.)

Die Schichtenfolge besteht von unten nach oben aus: Werfener Schichten, Muschelkalk (Gutensteiner und Reiflinger Kalk), Wettersteinkalk, Lunzer Sandstein, Opponitzer Kalk, Hauptdolomit, rhätischen Korallenkalken und Kössener Mergeln. Plattige Kalke mit Spongiennadeln repräsentieren die Spongienfazies des Lias, plattige bunte Kalke mit handbreiten Hornsteinbänken den Oberjura. Das Neocom wird z. T. durch dichte, graue Kalkschiefer mit Aptychen und durch tonige Mergelschiefer, die sogen. Roßfeldschichten, gebildet.

Die Tektonik wird durch eine schwarze Karte 1:40000 und drei Profile erörtert. Der Autor konnte zwei Längsstörungen mit südlich sich neigenden Verwurfsflächen feststellen. Die Faltung, deren Richtung nach NW. nachgewiesen wird, hat dem Gebiet eine charakteristische Struktur aufgeprägt, die in lokalen Überschiebungen besteht.

Welter.

**G. Geier:** Zur Tektonik des Bleiberger Tales in Kärnten. (Verh. d. k. k. Reichsanst. 1901. No. 16. 338—358.)

Die Schichtenfolge dieses Gebietes ist von unten nach oben: Unter-carbon, fossilieer, Grödener Sandstein, Werfener Schichten mit *Myacites fassaensis*, Gutensteiner Kalk, Wettersteindolomit, *Cardita*-Schichten, Hauptdolomit, alte Breccie. Das Bleiberger Tal ist eine Synklinale, die von einem Bruch, dem Bleiberger Bruch, geschnitten wird. Der Nordflügel der Mulde ist tiefer gesunken wie der südlichere. Im Westen erreicht die Sprunghöhe ihr größtes Ausmaß und nimmt langsam nach Osten ab, bis zum Heiligengeist, wo ein Ausgleich erfolgt und eine kaum gestörte Mulde zu erkennen ist. Eine Karte 1:85000 und drei Profile erläutern die Tektonik.

Welter.

**Kossmat:** Das Gebiet zwischen dem Karst und dem Zuge der Julischen Alpen. (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1906. 56. Heft 2. 259—276.)

Das ältere Paläozoicum besteht aus Tonschiefern, Sericitschiefern, Quarziten, Diabasmandelsteinen, Bänderkalken mit Crinoidendachschiefern.

Das Carbon aus dunklen Tonschiefern mit *Productus cora*. Das Perm transgrediert und besteht aus fossilereen roten Sandsteinen und Quarzkonglomeraten. Zwischen Grödener Sandsteinen und Werfenen entdeckte Verf. *Bellerophon*-Kalk mit *Diplopora bellerophontis*. Die Trias ist vertreten durch Werfener Schichten, die Dolomite und Breccien des Muschelkalkes, die Wengener Tuffe, die Cassianer Kalke, durch Hauptdolomit, Raibler Schichten und durch die Dachsteinkalke. Rhät, fossilführendes, ist nicht beobachtet. Jura in Hierlatzfazies ist spärlich entwickelt, ebenso wie die Kreidekalkentwicklung des Karstes nur in einem kleinen Ausläufer in das untersuchte Gebiet hereinreicht. Eine neue Transgression beginnt mit dem Mitteloligocän. Die Tektonik ist sehr kompliziert. Lokale Phänomene verursachten den Übergang einer einfachen Antiklinale in eine bedeutende Überschiebung. Die als Faziesgrenze wichtige Kirchheimer Bruchlinie, die gleichfalls durch Überschiebungen nach Süden ausgezeichnet ist, setzt sich bis in das Isonzotal fort, wo sie mit der von SO. heraufkommenden Störungszone von Idria verschmilzt. Verf. konnte die Ansicht BITTNER'S bestätigen, daß die Grundgebirgsränder zum größten Teil mit Längsbruchlinien zusammenfielen und daß nach Ablagerung des Tertiärs die Gebirgsbewegungen fort dauerten. Im Schluß tritt Verf. der TERMIER-Schen Auffassung entgegen, und verwendet insbesondere die Schlüsse, die GROSSOUVRE aus dem Studium der Gosauablagerungen gezogen hat, als beweisend für die Nichtanwendbarkeit der Deckentheorie für die Ostalpen.

Welter.

---

**Fugger:** Die Gruppe des Gollinger schwarzen Berges. (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1905. 55. Heft 2. 89—217.)

Die Schichtfolge ist nach dem Verf. folgende: Untere Trias als Werfener Schichten; die anisische Stufe beginnt mit Muschelkalk, fossilfrei, und schließt mit Ramsaudolomit. Die obere Trias besteht aus *Cardita*-Schichten, Hallstätter Kalk, Hauptdolomit und Kössener Mergeln. Darüber lagert Lias in Hierlatzfazies, dann folgen jurassische Hornsteinschichten und Oberalmer Kalke mit Aptychen. Das Neocom ist vertreten durch Schrambach- und Roßfeldschichten.

Das untersuchte Gebiet ist von der nördlich vorliegenden Tauglgruppe durch eine Bruchlinie getrennt, die von O. nach W. verläuft und die südlich fallenden *Lithodendron*-Kalke scharf von den Neocomkalken der Tauglgruppe abschneidet. Auch am Nordfuß des Tännengebirges zieht sich eine Bruchlinie hin, südlich welcher die Dachsteinkalke des Tännengebirges außerordentlich gleichmäßig und regelmäßig nach N. fallen. An der Westseite des schwarzen Berges hat Verf. ebenfalls einen Querbruch konstatiert. „Außerdem sind zahlreiche Dislokationen vorhanden, welche mit dem Aufblähen und Empordringen des Gipsgebirges der Werfener Schiefer in Zusammenhang stehen. Auch das Vorkommen von Eruptivgesteinen (Melaphyr) ist von Interesse für die vorhandenen Störungen.“

Welter.

V. Uhlig: Die Geologie des Tatragebirges. II. Tektonik des Tatragebirges. III. Geologische Geschichte des Tatragebirges. IV. Beiträge zur Oberflächengeologie. (Denkschr. d. k. Akad. d. Wiss. Wien. Math.-nat. Kl. 68. 1—88. 1 geol. Karte. 10 Taf. 1900.)

Über den I. Teil dieses Werkes ist in dies. Jahrb. 1899. II. -107- referiert. Eine eingehende Berichterstattung über das in der vorliegenden Fortsetzung mitgeteilte, ungemein reiche Material der Einzelbeobachtungen würde im Rahmen eines Referates nicht möglich sein. Wegen der allgemeinen Resultate aber möchten wir auf KOKEN's Referat über „Bau und Bild der Karpathen“ desselben Verf.'s verweisen, das inzwischen in dies. Jahrb. 1906. II. -395- erschienen ist. Wir können das um so eher tun, als später noch über eine weitere Schrift UHLIG's zu referieren sein wird, die z. T. neue Auffassungen bringt. Was wir an der vorliegenden Abhandlung noch besonders hervorheben möchten, ist die ihr beigegebene prachtvolle geologische Karte der Tatra, die für die ganze neuere Karpathengeologie als Ausgangspunkt gedient hat und als Grundlage für jede weitere Diskussion unentbehrlich ist. Otto Wilckens.

---

M. Lugeon: Analogie entre les Carpathes et les Alpes. (C. R. Ac. des Sc. 135. 872—874. 1902.)

Der Umstand, daß die Karpathen ebenso wie die Alpen ihr Vorland überfluten, legt die Frage nahe, ob nicht auch in diesem Gebirge gegen außen gerichtete, große liegende Falten vorhanden sind. V. UHLIG ist zwar zu der Auffassung gelangt, daß die vier Falten der Tatra gegen Süden gerichtet sind. Aber es läßt sich zeigen, daß die drei nördlichen Antiklinalen (deren zwei nördliche die subtratische, deren südlichste die hochtratische Zone bilden) die tauchenden Sättel großer, nach Norden gerichteter Falten sind. Nach Süden geschlossene Stirnscharniere sieht man nirgends; im Gegenteil, wo Scharniere erhalten sind, deuten sie regelmäßig auf eine nach Norden gerichtete Bewegung. Entscheidend ist das im Tal von Sucka-Woda aufgeschlossene Profil im hochtratischen Gebiet. Man beobachtet hier einen Antiklinalkern aus Gneis und Granit, der auf Jurakalk aufruht, und dieser Jurakalk wölbt sich im Norden vollständig antiklinal um den Granit- und Gneiskern herum. Die ganze hochtratische Zone wird von einer aus Süden kommenden liegenden Falte gebildet. Die kleinen Granit- und Triasmassen der Gegend des Malolacznik sind Deckschollen. Da die hochtratische Zone schwimmt und unter die subtratische untertaucht, so muß diese die tauchenden Stirnfalten einer zweiten, höheren, ebenfalls von Süden stammenden Decke darstellen. Es verhält sich also der Nordrand der Tatra wie der Nordrand der Alpen. — In bezug auf die tektonische Natur der vierten Antiklinale und ihrer

südlichen Begrenzungslinie muß das Urteil einstweilen noch ausgesetzt werden.

[Über UHLIG's Erwiderung ist referiert in dies. Jahrb. 1905. I. - 448-.  
Vergl. ferner das folgende Referat. Ref.] **Otto Wilckens.**

M. Lugeon: Les nappes de recouvrement de la Tatra et l'origine des Klippes des Carpathes. (Bull. de la Soc. vaud. des Sc. nat. 39. 146 ff. und Bull. des Laborat. de Géol., Géogr. phys., Min. und Pal. de l'université de Lausanne (Suisse). No. 4. 51 p. 1903.)

LUGEON will in der vorliegenden Arbeit nachweisen, daß der Aufbau aus großen, liegenden, über ihr Vorland hinübertretenden Falten nicht nur den Alpen, sondern auch den Karpathen, und zwar im Speziellen der hohen Tatra eigentümlich ist. Da er selbst nie in den Karpathen gewesen ist, so stützt er sich dabei auf die klassischen Arbeiten V. UHLIG's, deren Resultate nur eine Umdeutung zu erfahren brauchen.

I. STESS hat im „Antlitz der Erde“ gezeigt, wie die Karpathen über ihr Vorland hinübertreten. Gleiches Verhalten zeigen Alpen und Pyrenäen. Es liegt nahe, zu vermuten, daß der Deckenbau der letztgenannten beiden Gebirge sich auch in jenem findet.

II. Die Hohe Tatra ist im Norden, Osten und Süden von Flysch umgeben, sie liegt im Zentrum des nach Norden konvexen Bogens der berühmten Klippen. Es liegt darin eine gewisse Analogie zu dem Auftreten der Chablais-Breccie innerhalb der bogenförmigen Zone der äußeren und mittleren Voralpen.

Die Hohe Tatra zerfällt in drei natürliche Gebiete, die subtatrische Zone im Norden, die hochtatrische in der Mitte, die Zone der kristallinen Gesteine im Süden. Die subtatrische und die hochtatrische Zone zeigen bedeutende fazielle Unterschiede. Die drei Zonen sind in mechanischem Kontakt. Immer ruht die nördlichere auf der südlicheren. Die Schichten fallen im allgemeinen nach Norden. Nach V. UHLIG kann man außer der zentralen kristallinen Achse vier Syn- und drei Antiklinalen unterscheiden. Die Falten wären südwärts gerichtet.

III. Schon die Betrachtung des westlichen Teils der hochtatrischen Zone lehrt aber, daß hier mehrere für Deckenbau charakteristische Erscheinungen existieren, so z. B. das plötzliche Aussetzen der Grestener Schichten zwischen dem Giewont und dem Kopa Magory, das Auftreten kleiner Inseln von kristallinem Gestein in den Czerwony wierch und am Malolaczniak mitten auf Jura. Ferner deuten die Scharniere, — wo solche sichtbar, nicht rekonstruiert — einen Schub nach Norden an. Das Profil des Suchawodatales zeigt den aus Gneis und Granit bestehenden Kern einer nach Norden tauchenden Antiklinale. Er ruht auf Jurakalk und dieser steigt am Kopa Magory empor und wölbt sich zurück auf den granitischen Kern. Trias und Perm liegen dazwischen. Eine ganz entsprechende Lage hat die Kalkmasse des Giewont. Sie muß sich

als verkehrter Mittelschenkel der großen liegenden Falte unter dem Gneis und Granit der Kondraczka fortsetzen: daß dieser Jurakalk seinerseits auf oberer Kreide liegt, zeigt das Koscialiskotal und noch schöner das Fenster eines kleinen Tälchens südwestlich des Giewont. Die Überschiebungsfläche liegt nicht zwischen Gneis und Jura, sondern tiefer. Der untere der beiden Jurazüge auf der Ostseite des Pisanatakessels mag wurzeln; aber verschiedene Anzeichen deuten darauf hin, daß auch die Unterlage der hochtatratischen Decke bewegt ist. Westlich des Czerwony wierch bildet die hochtatratische Decke nur noch eine Schuppe und verschwindet endlich, gänzlich ausgedünnt, unter der subtatratischen Schubmasse. Sie verschwindet übrigens auch infolge des Ansteigens ihrer Achse gegen Westen als Opfer der Erosion. Wo die Achse sich senkt, erscheint die Decke wieder, nämlich am Westrand des Zentralmassivs der Hohen Tatra, in Form eines Jurakalkzuges in hochtatratischer Fazies.

IV. Auf der Westseite des Suchawodatales wird der kristalline Kern der hochtatratischen Decke vom Granit der Zentralzone durch Sedimente von geringer Mächtigkeit getrennt. Auf dem rechten Ufer fehlt die Decke, weil sie gegen Osten ansteigt und durch die Erosion zerstört ist. Erst östlich des Bialkatales erscheint sie im östlichen Teil der hochtatratischen Zone wieder. Am Zamky läßt sie sich noch beobachten; aber weiter östlich<sup>1</sup> ist sie bis auf geringe Spuren erodiert.

V. Die hochtatratische Decke taucht unter die subtatratische Zone. Diese kann also nicht wurzeln, sondern ist auch eine Decke. Beide verhalten sich etwa so zueinander wie die untere und die obere Glarner Decke [oder die oberen Glarner Decken, wie wir jetzt sagen können. Ref.]. Man kann in der subtatratischen Zone zwei Decken unterscheiden. (Möglicherweise sind es auch Verzweigungen einer Decke). Was UHLIG als zwei Antiklinalen und eine Synklinale bezeichnet hat, muß als zwei falsche Antiklinalen und eine falsche Synklinale bezeichnet werden. Südlich von Zakopane zeigt diese kopfüber gestellte Synklinale und die Stirn der oberen Decke starke Ausquetschungen. Letztere hört in ihrem weiteren Verlauf gegen Westen am Kruby teilweise auf, läßt sich aber noch bis nördlich des Kopka verfolgen und verschwindet, um noch einmal und zum letztenmal in der Gegend von Juvanova zu erscheinen. Die untere Decke dagegen reicht bis ans Westende der Tatra, freilich nicht, ohne vielfach die für Deckenbau charakteristischen Ausquetschungen zu zeigen. Daß auch im westlichen Sedimentgebiet der Tatra Schub nach Norden herrscht, erkennt man aus der Existenz eines im Norden geschlossenen antiklinalen Triaskeils. Was den östlichen Teil der subtatratischen Zone anbetrifft, so entwickelt sich die untere Decke zwischen Suchawoda- und Bialkatal sehr stark auf Kosten der oberen. Östlich der Bialka sind beide Decken gut ausgebildet. Bei Cervenc tritt dann die normale Synklinale der Holica mit ihrem nach Süden offenen Scharnier auf, die scheinbar der LUGEON'schen Auffassung widerspricht, in Wahrheit aber als eine Rückfalte, d. h.

<sup>1</sup> Nicht „vers l'ouest“, wie LUGEON p. 27 schreibt. Ref.

in diesem Falle eine innerhalb einer in ihrer Bewegung aufgehaltenen Decke, der ein Ausweichen nach oben unmöglich ist, entstandenen Spezialfalte, aus deren Richtung auf die allgemeine Gebirgsbewegung nicht geschlossen werden kann. Östlich vom Javorinkatal bildet die untere Decke in normaler Schichtfolge von der Trias bis zum Eocän die Béler Kalkalpen, deren Kreide- und Juragesteine dann schräg vom Wurzelrande der oberen Decke überdeckt werden.

VI. Weder von der hoch- noch von den subtatrischen Decken kennt man die nördliche Endigung. Das Eocän der oberen subtatrischen Decke hat eine transgressive Lagerung; aber südlich von Zuberec in der westlichen Tatra ist das direkt auf Granit lagernde Eocän nichts anderes als die stark zusammengeschrumpfte untere subtatrische Decke. Voreocäne Krustenbewegungen haben sicher im tatrischen Gebiet stattgefunden; aber bedeutende Dislokationen haben sie nicht geschaffen. Dies zugestanden, muß man die liegenden Falten der nördlichen Tatra als posteocän, ja, als postoligocän, mit anderen Worten als gleichalterig mit denen der Alpen ansehen. Die Beziehung der Tatra zu den Flyschzonen ist nicht leicht zu deuten. Man kann das südliche kristalline Massiv als autochthon und im Süden als durch eine große Verwerfung abgeschnitten denken oder man kann annehmen, daß die im südlichen Flysch verstreuten Massen mit subtatrischer Fazies Reste der oberen Decken wären und daß auch das Zentralmassiv schwämme. Beide Hypothesen machen Schwierigkeiten. Der nördliche Flysch liegt bis an die Klippenzone hin horizontal und ist erst weiter nördlich gefaltet. Wenn man den Flysch nicht als jünger als die Faltung betrachten will, so kann man diese Verhältnisse nur verstehen, wenn man gleichzeitig das Auftreten der südlichen Klippenzone berücksichtigt. Diese können sehr wohl die Stirnfalten der subtatrischen Decken darstellen. In der randlichen Kette der Alpen findet man viele den karpathischen Klippen analoge Erscheinungen, so z. B. das Auftreten in isolierten Gruppen, das auf einer Längszerrung der bogenförmig vordringenden Kette beruht und sich bei der starken Krümmung der Klippenzone hier in höherem Maße als in der Schweizer frontalen Kette geltend macht. Die Stratigraphie gibt kein Mittel an die Hand, um die Frage zu entscheiden, ob die Klippen an die subtatrischen oder an andere Decken angeschlossen werden müssen. Immerhin zeigt die keineswegs zufällige Verteilung der Klippen mit verschiedener Ausbildung der Juraformation, daß die Klippen wahrscheinlich als Stirnfalten zu den Decken der Tatra gehören. Die Tertiärzone vor den Klippen ist gefaltet, weil sie der Stoß der Decken traf. Der Flysch im Süden ist ungefaltet, weil er von der Decke mitgeschleppt ist. —

Wir würden LUGEON's Arbeit nicht gerecht werden, wenn wir nicht auch die allgemeinen Auseinandersetzungen über die Deckenbildung und die Deckentektonik hervorheben, die an verschiedenen Stellen eingeschaltet sind.

Otto Wilckens.

**W. M. Davis:** An excursion to the plateau province of Utah and Arizona. (Bull. Mus. comp. zool. Harvard College. 42. [Geol. Series 6. No. 1.] 1903. 48 p. Mit 7 Taf.)

In dem von der Exkursion besuchten Gebiet liegen von unten nach oben

Graue Sandsteine (Aubrey group Moencopie),  
 Permische Tone (Shinarump),  
 Rote Triassandsteine (Kanab group),  
 Weiße Jurasandsteine (Colob group),  
 Eocäne Süßwasserabsätze (Paunsagunt group).

In der untersuchten Gegend streichen von Süd nach Nord mehrere große parallel laufende Bruchlinien, bis zu 150 Meilen lang verfolgbar. Es sind dies von West nach Ost der Grand Wash-Bruch, der Hurricane-Bruch, der Toroweap-Sevier-Bruch. Bei der letztgenannten Verwerfung wurde eine horizontale Basaltdecke über der Bruchlinie lagernd beobachtet und das Alter des Bruchs ins Alt-Tertiär (posteocän) gestellt. Die Canonerosion hat erst nach diesen Bewegungen eingesetzt.

Beim Studium des Hurricane-Bruchs ergab sich, daß nach dem Bruch eine Einebnung zur Peneplaine erfolgte, dann ein Basalterguß auf der Störungslinie stattfand, der sich stromartig über der Bruchlinie ausbreitete. Das augenblickliche Relief hat die postvulkanische Erosion geprägt, die auch die Canon ausgewaschen hat.

So sind also 2 posteocäne Zeiten lebhafter Erosionstätigkeit nachgewiesen. 1. Die Plateauzeit, welche die von den großen Verwerfungen geschaffene Plateaulandschaft einebnete, 2. die Canonzeit, die das heutige Relief schuf. Beide sind durch eine Periode vulkanischer Tätigkeit getrennt. Der Schluß ist dem Erosionsprofil im Coloradocanon und den zweifelhaften Tertiärablagerungen gewidmet. Welter.

## Stratigraphie.

### Permische Formation.

**E. Zimmermann:** Die ersten Versteinerungen aus Tiefbohrungen in der Kaliregion des norddeutschen Zechsteins. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. f. 1904. 56. Prot. 47—52.)

Der im Werragebiete und in Hessen auftretende „Werratypus“ der deutschen Zechsteinsalzlager ist durch das Vorhandensein von Plattendolomit und mehrerer, relativ geringmächtiger Kalilager gekennzeichnet. Der „Staßfurter Typus“, zu dem das ganze Magdeburg-Staßfurt-Halberstädter Becken, die Mansfelder Gegend, das Harzgebiet, Südhannover, Mecklenburg, Rüdersdorf und Sperenberg gehören, besitzt keinen Plattendolomit, hat nur einen einzigen, dafür um so mächtigeren Kalihorizont, der von einem dünnen (4—10 m) „Salzton“ und einem mächtigen (40 bis

50 m) „Hauptanhydrit“ bedeckt wird. Das schematische Normalprofil dieses Staßfurter Typus ist folgendes:

Hangendes: Unterer Buntsandstein.

1. Braunrote Bröckelletten mit Anhydritknollen (20—30 m), diese Schicht wird von anderen noch zum Buntsandstein gestellt („Bröckelschiefer“).
2. Anhydrit (0,3—3 m).
3. Jüngeres Steinsalz (50—200 m), regelmäßig mit einer Einlagerung von rotem Salzton und „pegmatitartigem“ Anhydrit.
4. Hauptanhydrit (40—90 m).
5. Grauer Salzton (4—10 m).
6. Kalisalzregion (30—40 m).
7. Älteres oder Hauptsteinsalzlager (100—900 m).
8. Anhydrite, Dolomite, Stinkschiefer mit ein oder zwei Steinsalzlager von geringer Mächtigkeit (70—270 m).
9. Mergel und Kalk des unteren Zechsteins (4—10 m).
10. Kupferschiefer und Zechsteinkonglomerat (0,5—4 m).

Die Bedeutung des „Salztones“, der „Konservierungsschicht des Kalilagers“ als Leitschicht für das Kalilager ist seit langem erkannt. OCHSENIUS hatte eine subaerische Zuführung von Staubmaterial zur Erklärung des Salztones angenommen, wogegen Verf. nicht nur die große Gleichmäßigkeit und ununterbrochene Verbreitung der dünnen Leitschicht, sondern besonders auch das Auftreten mariner Versteinerungen (*Gervillia*, *Liebea*?, *Schizodus*?, Brachiopoden) bei Sperenberg, Querfurt usw. anführt. Auch Chondriten sind nicht selten, auf die vielleicht der Jodgehalt des Salztones zurückgeht.

Der graue Salzton ist stets ausgezeichnet dünn geschichtet; im liegenden Teile enthält er namentlich Calciumsulfat, im hangenden Magnesiumcarbonat.

Stille.

v. Koenen: Zur Entstehung der Salzlager Nordwest-Deutschlands. (Nachr. d. k. Ges. d. Wiss. zu Göttingen. Math.-phys. Kl. 1905. 1—4.)

Auf Grund der Angaben ZIMMERMANN's über Fossilien im Salzton von Querfurt und Sperenberg betrachtet Verf. den Salzton als Vertreter des thüringischen Plattendolomites, „welcher ja stellenweise dieselben Fossilien enthält und ebenfalls über den Kalisalzen liegt“. Das „jüngere Steinsalz“ ist nach Verf. frei von Anhydrit, und zwar deswegen, weil das Meerwasser auf seinem Wege über die Barre und durch den Anfang des Beckens bereits so weit verdunstet war, daß es seinen Gehalt an schwefelsaurem Kalk fallen ließ und im Hauptteile des Beckens nur Chlornatrium absetzte. Als wahrscheinlich muß gelten, daß das Salzbecken des oberen Zechsteins seinen Zufluß von Süden erhalten hat.

Stille.

**E. Zimmermann:** Über den „Pegmatitanhydrit“ und den mit ihm verbundenen „Roten Salzton“ im jüngeren Steinsalz des Zechsteins vom Staßfurter Typus und über Pseudomorphosen nach Gips in diesem Salzton. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1907. 59. Prot. 136—143. Mit 1 Taf.)

Verf. wendet sich zunächst, gestützt auf neue Vorkommnisse mariner Fossilien im grauen „Salzton“, gegen die OCHSENIUS-WALTHER'sche Vermutung, daß die Fossilien des Salztones nur in lokalen kleinen Regenspüßen zur Entwicklung gekommen seien und der Salzton — kurz gesagt — einen „äolischen Löß der Zechsteinzeit“ darstelle.

In dem „Roten Salzton“ des jüngeren Steinsalzes hat Verf. in Bohrkernen von Sperenberg und Moltkeshall (zwischen Wolmirstedt und Burg in Sachsen) Pseudomorphosen nach Gips gefunden, die im Innern mit Steinsalz und Anhydritkörnchen erfüllt sind, und deren Hülle durch eine zarte Haut von Bergkriställchen gebildet wird. Der „rote Salzton“ ist vom „grauen Salzton“, der das Hangende der Kaliregion bildet, durch seine intensiv rote Farbe und die plastische Beschaffenheit leicht zu unterscheiden; seine Mächtigkeit beträgt 2—5 m, seine weite Verbreitung illustriert eine ausführliche Tabelle der Bohrungen, in denen er angetroffen wurde. Das Steinsalz ist im Liegenden des roten Salztones zunächst rötlich, unrein und von Ton stark durchwachsen und wird erst weiterhin reiner. Das Hangende des roten Salztones bildet der „Pegmatitanhydrit“, d. h. eine Verwachsungsform von Anhydrit und Steinsalz, die an das Gefüge des Schriftgranits (Pegmatits) erinnert. Das Grundgerüst bildet dabei der Anhydrit, der ein feinkörniges Aggregat darstellt, und die Zwischenräume zwischen dessen Leisten und Kegeln nimmt Steinsalz in großen Kristallindividuen ein. Verf. vermutet in dem Anhydrit Pseudomorphosen nach Kalkspat.

Im Hauptanhydrit der Bohrung Moltkeshall VII (zwischen Wolmirstedt und Burg) wurden Styolithenbänder beobachtet, die denen gewisser Kalksteine ähneln. **Stille.**

**H. Bücking:** Über einige merkwürdige Vorkommen von Zechstein und Muschelkalk in der Rhön. (v. KOENEN-Festschrift. 1907. 1—18. Mit 1 geol. Karte (Taf. 1) und 1 Textfig.)

Nach den Ergebnissen zahlreicher neuerer Bohrungen kann als erwiesen gelten, daß allenthalben in der weiten Triasmulde zwischen Thüringer Wald und Spessart der Zechstein das Liegende des Buntsandsteins bildet. Südlich Eisenach (Salzungen, Lengsfeld, Vacha) wurde in der Regel nur der obere Zechstein, bestehend aus den oberen Zechsteinletten (3—10 m), dem Plattendolomit (20—28 m) und den die mächtigen Salzablagerungen umschließenden unteren Zechsteinletten, festgestellt. Bei Mellrichstadt waren die oberen Letten 2,75 m, der Plattendolomit 15,30 m, die unteren Letten mit Anhydrit 35,70 m und das Steinsalzlager 167,04 m mächtig. Im

Spessart und am Südwestrande des Vogelsberges finden wir die oberen Letten in 3—6 m Mächtigkeit, darunter bei Büdingen und Orb mehrere Meter rauchwackenähnliche, zellige Dolomite als Vertreter des Plattendolomites und unter diesen 60—120 m Kalkmergel, Schiefertone und Salztone, die Verf. früher für mittleren Zechstein gehalten hatte, nunmehr aber als Vertreter der unteren Zechsteinletten betrachtet. In der Gegend von Fulda (Neuhof) fehlt der Plattendolomit und liegt das mehrere Kalilager umschließende Steinsalz im Liegenden der unteren Zechsteinletten und im Hangenden eines bei Hettenhausen ca. 72 m mächtigen Anhydrits, der bereits zum mittleren Zechstein gestellt und bei Hettenhausen von Riffdolomit (36 m), Zechsteinkalk (ca. 0,70 m), Kupferschiefer (0,30 m) und Zechsteinkonglomerat (0,75 m) unterlagert wird.

Die Nordostgrenze der durch das Fehlen oder starke Zurücktreten des Plattendolomites charakterisierten „Spessarter Entwicklung“ scheint etwa in der Gegend der Langen Rhön zwischen Gersfeld und Bischofsheim zu liegen, jedenfalls schließt sich der obere Zechstein am Ostabhang der Langen Rhön, wo sich auf der Ostseite des Gangolfsberges inmitten stark verworfener Triasschichten ein kleines Vorkommen von Plattendolomit mit typischer Fauna findet, noch ganz der Thüringer und Kissinger Ausbildung an. Den komplizierten Bau des stark gestörten Gebietes östlich des Gangolfsberges illustriert eine farbig gehaltene Karte im Maßstabe 1:25 000. Die Verwerfungen sind dort älter, als die basaltischen Gesteine der Nachbarschaft, die Durchbrüche liegen aber abseits von den Verwerfungen, was nach Verf. vielleicht darin seinen Grund hat, daß die Verwerfungen wie im Fortstreichen, auch nach der Tiefe in Flexuren übergehen und deshalb nicht als Eruptionswege benutzt werden konnten.

Die Unterlage des Zechsteins bildet im Bereiche der Triasmulde zwischen Thüringer Wald und Spessart weithin das Rotliegende. Daß auf größere Erstreckung im Untergrunde auch kristallinische Gesteine recht mächtig entwickelt sind, beweisen die Brocken kristallinischer Gesteine in den vulkanischen Auswürflingen der Rhön; bei Hettenhausen westlich von Gersfeld hat eine Bohrung im Liegenden des Zechsteins in der Tat auch kein Rotliegendes, sondern einen Quarzit-Glimmerschiefer angetroffen, der solchen des Spessarts und Thüringer Waldes vollkommen gleicht.

In der Gegend von Fulda finden sich in der Nachbarschaft der Randspalten des nordwestlich gerichteten Keupergrabens Fulda—Pilgerzell und des nordnordöstlich gerichteten Grabens Weyhers—Friesenhausen—Bieberstein, dessen Bau bei Friesenhausen durch ein Kärtchen im Maßstabe 1:25 000 erläutert wird, dolomitisierte Muschelkalke, die äußerlich sehr an den Plattendolomit des Gangolfsberges erinnern. Die Verwerfungen haben die Zuführung des Magnesiicarbonates in die Muschelkalkschichten vermittelt.

Stille.

O. Gruppe: Die Zechsteinvorkommen im mittleren Weser-Leine-Gebiet und ihre Beziehungen zum südhannoverschen Zechsteinsalzlager. (Jahrb. d. preuß. geol. Landesanst. f. 1908, 29. Teil I. 39—57.)

Zechstein tritt im mittleren Weser-Leine-Gebiet nur an vereinzelt, eng umgrenzten Stellen zutage. Bei Stadtoldendorf findet sich als ältestes Glied ein mächtiger Gips, der von den Zechsteinletten (bis 20 m) überlagert wird; als Einlagerungen in den Letten erscheinen Dolomite und dolomitische Kalke teils in Form von Knollen und Blöcken, teils in Form etwas mächtigerer Schichten. Bei Meimershausen im Leinetale, unweit Gr.-Freden, treten Gipsfelsen zutage, in deren Nähe im Untergrunde die Zechsteinsalzlager erbohrt worden sind; das Hangende des Gipses bilden Zechsteinletten, die Blöcke von Rauchwacken umschließen. Beim Vorwerk Hausfreden, unweit Gr.-Freden, haben wir mächtigere Dolomite und Rauchwacken und in deren Hangendem Zechsteinletten. zwischen Heckenbeck und Gandersheim Rauchwacken, bei Lauenberg im Solling Letten mit eingelagerten Rauchwackenblöcken und Rauchwackenbänken. Bei Ertingshausen im Solling ließen sich im Salzton über dem Kalisalzlager *Schizodus* sp. und *Aucella Hausmanni* GOLDF. nachweisen.

Das Normalprofil des südhannoverschen oberen Zechsteins ist folgendes:

Hangendes: Unterer Buntsandstein, an der Basis Bröckelschiefer.

1. Zechsteinletten, vielfach mit Anhydrit bzw. Gips, selten mit Dolomit.
2. Jüngeres Steinsalz, vielfach mit rotem Salzton und pegmatitischem Anhydrit.
3. Hauptanhydrit.
4. Grauer Salzton.
5. Kaliregion.
6. Älteres Steinsalz.
7. Älterer Anhydrit.

Liegendes: Mittlerer Zechsteindolomit.

Unter Heranziehung der Zechsteinentwicklung am Harze kommt Verf. zu der Auffassung, daß die in den Zechsteinletten lokal auftretenden Dolomite des Weser-Leine-Gebietes den nur lokal zum Absatz gelangten Plattendolomit des oberen Zechsteins und nicht etwa den Hauptdolomit des mittleren Zechsteins repräsentieren. In der sporadischen Entwicklung des hannoverschen Plattendolomites liegt die Erklärung dafür, daß er so selten in den Tiefbohrungen gefaßt wird. Immerhin haben zwei Bohrungen (Leyershausen und Sudershausen im Kreise Northeim) und der Schacht der Gewerkschaft Siegfried I bei Vogelbeck (Kreis Einbeck) in den Zechsteinletten über dem jüngeren Steinsalz, z. T. auch im roten Salzton inmitten des jüngeren Steinsalzes, Dolomitlagen und Dolomitbänke angetroffen. Der Vertreter des Plattendolomites läge damit in Südhannover im Hangenden

der Salzlager des Staßfurter Typus, wie auch im Werragebiete der Plattendolomit über den Salzlager liegt. Da sodann das Liegende der Salzlager des Staßfurter und Werratypus Anhydrite und Dolomite des mittleren Zechsteins bilden, so liegt es nahe, daß die Salzlager des Staßfurter bezw. südhannoverschen Typus und des Werratypus sich gegenseitig in ihrer ganzen Masse entsprechen. Verf. stellt sich in Gegensatz zu v. KOENEN, der den „grauen Salzton“ als Vertreter des hessisch-thüringischen Plattendolomites betrachtet hatte, und von EVERDING, der den „Hauptanhydrit“ des Staßfurter Typus mit dem Plattenkalke identifizieren wollte.

Die Gipse von Stadtoldendorf und Meimershausen repräsentieren nach Verf. die Zone des Hauptanhydrites, und das gesamte jüngere Steinsalz, das im Elfaß in einer Mächtigkeit von 250 m durchteuft wurde, ist hier der Auslaugung anheimgefallen.

Den Schluß bildet ein Vergleich des oberen Zechsteins in Südhannover mit demjenigen im Waldeckischen. Den Plattendolomit vertreten im Waldeckischen durch Letteneinschaltungen öfter unterbrochene Dolomite von sehr schwankender Mächtigkeit und bei Frankenberg nach Ref. das „Stättebergflöz“ DENCKMANN'S.

Im Hangenden der Dolomite folgen im Waldeckischen konglomeratische Bildungen, im anschließenden westfälischen Gebiete grobkörnige Sandsteine, die Ref. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1902. Prot. 174 ff.) als „Grenzsandsteine“ bezeichnet hat. Geringfügige Sandsteineinlagerungen im obersten Teile der Zechsteinletten von Stadtoldendorf und Lauenberg und grobkörnige Sandsteine inmitten der Bröckelschiefer einiger Tiefbohrungen Südhannovers enthalten eine Andeutung der grobkörnigen Gesteine an der Grenze von Zechstein und Buntsandstein Waldecks und Westfalens etc. Auch am Thüringer Walde treten Konglomerate und grobkörnige Sandsteine in dem gleichen Horizonte auf. Solche haben anscheinend trotz ihrer geringen Mächtigkeit und der vereinzelt Ausbildung im Hannoverschen eine allgemeine stratigraphische Bedeutung. Verf. möchte aber mit den „Grenzsandsteinen“ Waldecks und Westfalens nicht nur die „oberen Letten“, sondern auch wegen der eingelagerten grobkörnigen Sandsteine den „Bröckelschiefer“ identifizieren. Stille.

---

## Kreideformation.

**Felix:** Studien über die oberen Kreideschichten in den Alpen und in den Mediterrangebieten. (Palaeontographica. 54. 251—339. Taf. XXV, XXVI. 1908.)

II. Teil. Die Kreideschichten von Gosau.

Verf. gibt eine eingehende Detailbeschreibung der einzelnen Fundstellen nebst ausführlichen Fossillisten und stellt auf Grund seiner Beobachtungen folgendes Schema auf:

Maestrichtien	Weißer, roter Mergel. Hornspitz. Höhkögerl. Kalke der Katzhofalp mit <i>Hemipneustes Felixi</i> und <i>Clypeolampas gosaviensis</i> . Ressensandstein.
Oberes Campanien	Oberster Mergel im Finster- und Hofgraben. <i>Inoceramus</i> cf. <i>regularis</i> . <i>Trigonia limbata</i> . Obere Mergel mit <i>Inoceramus Zitteli</i> , <i>I. Mülleri</i> im Hochmoosgraben.
Unteres Campanien	Korallenmergel unterhalb der Poschalpe. Hippuriten. Korallen. Komplex im Nefgraben mit <i>Hippurites gosaviensis</i> . <i>H. Oppeli</i> . <i>H. alpinus</i> . Untere Mergel im Finstergraben mit <i>Proraster atavus</i> . Untere Mergel im Hochmoosgraben. Obere Mergel im Brunstloch.
Oberes Santonien	Hippuritenriffe am Gschröfpalfen. Brunstloch, Traunwaldalp. <i>Batolites tirolicus</i> . <i>Hippurites Boehmi</i> . <i>Nerinea bicincta</i> . Obere Mergel im Stöckelwaldgraben.
Unteres Santonien	Korallen und Hippuritenschicht im Zimmergraben, Kohlenschichten von Neualpe. Untere Mergel im Stöckelwaldgraben. Actaeonellenbank der Traunwand. <i>Volvulina laevis</i> . <i>Nerinea Buchi</i> .
Coniacien	Mergel mit <i>Puzosia Draschei</i> im Tiefen- und Nefgraben. Hippuritenriffe von Horneck und Oberstöckl mit <i>Hippurites colliciatus</i> . <i>Biradiolites Mortoni</i> .
Angoumien	Basalkonglomerate. Unterste Mergellagen im Edelbach-, Tiefen-, Nef- und Hofgraben. <i>Volvulina crassa</i> , <i>Nucula Stachei</i> .

Verf. ist der Ansicht, daß die Gosauschichten Absätze in Buchten oder mehr oder weniger langgestreckten Talmulden sind. Die Buchten waren von Anhöhen umgeben, die sogar z. T. steil in das Kreidemeer abfallende Gehänge besaßen. Aus der regelmäßigen Aufeinanderfolge der einzelnen Lagen und den geringen Störungen glaubt Verf. schließen zu dürfen, daß ein Schub aus Süden ausgeschlossen ist. „Man kann sich kaum vorstellen, daß dies alles, auch wenn die Trias mit überschoben wurde, bei einem derartig weiten Transport so ungestört erhalten geblieben sein sollte.“ GROSSOUVRE (Bull. Soc. géol. France. 1904. p. 765—776) hat anscheinend mit guten Gründen die Fjordstratigraphie schon 4 Jahre früher abgelehnt, die Verf. hier wieder annimmt. Beide aber sind Gegner der Deckentheorie. FELIX gibt seiner Arbeit eine bunte Karte des Gosagebietes bei, belegt seine tektonische Auffassung jedoch nicht mit Profilen. **Welter.**

**G. Roessinger:** Les couches rouges de Leysin et leur faune. (Ecl. geol. Helv. 8. 435—438. 1905.)

Aus der Untersuchung des Couches rouges-Zuges von Feydey—Leysin, der zwischen Malm einerseits und Flysch anderseits liegt und der Tours d'Al-Antiklinale angehört, gewann Verf. folgende Ergebnisse:

Die Couches rouges werden vom Malm durch eine Erosionsdiskordanz getrennt. Man kann in ihnen zwei Abteilungen unterscheiden, eine untere mit abwechselnden roten und grauen Kalkbänken und eine obere, mehr mergelige und von unten bis oben rot gefärbte. Aus der unteren Abteilung stammt eine obercretaceische Fauna, deren Bestimmung RENEVIER und H. DOUVILLÉ vorgenommen haben. Es sind teils turone, teils senone Formen, daneben kommt sogar in *Sauvagesia Nicaisei* eine cenomane vor. Radioliten, Inoceramen (darunter *cuneiformis*, *angulosus*, *Cripsi*) und Seeigel (*Ananchytes ovata*, *Micraster breviporus?*, *Cardiaster Gilliéroni* u. a.) herrschen vor, daneben finden sich Crinoiden, Foraminiferen, Fucoiden. Der Erhaltungszustand der Fossilien läßt viel zu wünschen übrig.

Wahrscheinlich gehört auch der Flysch am Südrand der Voralpen teilweise zur Kreide. SCHARDT hat im Niesenflysch einen *Inoceramus* gefunden.

Otto Wilckens.

## Tertiärformation.

**O. v. Linstow:** Beiträge zur Geologie von Anhalt. (v. KOENEN-Festschrift. 1907. 21—64. Mit 2 Taf. u. 1 Abbild. im Text.)

### 1. Über die Lagerung der älteren Braunkohle in Anhalt.

In den letzten Jahren ist die „ältere Braunkohle“, die mit ihren Begleitschichten die älteste Süßwasserbildung des deutschen Tertiärs darstellt und namentlich aus der Helmstedter Mulde, der Egelner und Ascherslebener Mulde und der Gegend von Halle und Leipzig bekannt ist, in weiter Ausdehnung auch im Herzogtum Anhalt durch Bohrungen erschlossen worden. Nur ein einziges Flöz ist dort vorhanden, dessen Mächtigkeit bis zu 30 m lokal anschwillt, im allgemeinen aber weit geringer ist. Das Liegende dieser Braunkohlenformation bilden mesozoische oder paläozoische Schichten, ihr Hangendes die Schichten des Mitteloligocäns (0—10 m Magdeburger Sand und 20—70 m Septarienton). In Taf. 2 hat Verf. auf Grundlage von 135 Bohrungen die Tiefenlage des Flözes in 11 verschiedenen, je 10 m umfassenden Tiefenstufen zur Darstellung gebracht, wodurch ein sehr anschauliches Bild der Lagerung des Flözes und einer etwa in der Linie Cöthen—Bitterfeld verlaufende Absenkung des Südgebietes, die mit einer Verwerfung oder einer Flexur zusammenhängen mag, gegeben wird.

### 2. Die geologische Stellung einiger mitteldeutscher Braunkohlen.

Die „ältere Braunkohle“ wird, wie schon v. KOENEN gezeigt hat, bei Latdorf und Kalbe von marinem Unteroligocän überlagert, das nach Süden auskeilt, und die Kohle muß deshalb dem tiefsten Oligocän oder dem

Eocän angehören; Verf. ist geneigt, sie in das Eocän zu stellen. CREDNER hält in „Elemente der Geologie“, 9. Aufl., p. 695 die Braunkohlenformation von Halle und Leipzig, wo marines Mitteloligocän das Hangende bildet, für jünger, als diejenige von Egelu und Aschersleben, wo marines Unteroligocän über ihr folgt. v. LINSTOW zeigt nun auf Grund des allmählichen Auskeilens des marinen Mitteloligocäns nach Nordwesten, des marinen Unteroligocäns nach Südosten, daß die Braunkohlenformation von Halle, Leipzig und Anhalt gleichalterig mit derjenigen von Helmstedt, Egelu und Aschersleben sein muß, und gibt dabei folgendes Schema:

Helmstedt, Egelu und Aschersleben	Zwischen Wespen und Kalbe (Saale)	Anhalt
Marines Unteroligocän	Marines Mitteloligocän	Marines Mitteloligocän
Ältere Braunkohle	Marines Unteroligocän	Ältere Braunkohle
	Ältere Braunkohle	

Diese „ältere Braunkohle“ gehört der „subhercynischen Braunkohlenformation“ BERENDT's an. Die Altersstellung einiger deutschen „Braunkohlenformationen“ kommt in nachstehendem Schema des Verf.'s zum Ausdrucke:

	Marine Bildungen	Süßwasserbildungen
Obermiocän	Fossilführende Sande von Gühlitz, Glimmertone in Südholstein und bei Lüne- burg	Schlesisch-Posener Braun- kohlenformation
Mittelmiocän	Südholstein, Mecklenburg, Schlesien	—
Untermiocän	Nordhannover usw.	Märkische Braunkohlenfor- mation (subsudetische Braunkohlenformation)
Oberoligocän	Weit verbreitet	
Mitteloligocän	Weit verbreitet	
Unteroligocän	Helmstedt, Egelu, Aschers- leben, Spandau, Magde- burg, Bünde, Einbeck, Eschershausen, Sarstedt, ? Dahme, Samland	
Eocän		Subhercynische Braunkohlen- formation Bernsteinliefernde Wälder des Samlandes

### 3. Das Alter des sogen. Magdeburger Uferrandes.

Nordwestlich von Magdeburg verläuft ein Zug paläozoischer Sediment- und Eruptivgesteine, der die Nordbegrenzung des subhercynischen Vorlandes bildet und in der älteren Literatur als „Magdeburger Uferrand“ bezeichnet worden ist. Sehr eingehend hat ihn KLOCKMANN (Jahrb. d. preuß. geol. Landesanst. 1890) beschrieben, E. ZIMMERMANN hat ihn in neuester Zeit

weit nach Südosten verfolgt, und Verf. gibt nunmehr an der Hand einer farbig gehaltenen Tafel ein spezielles Bild seiner südöstlichen Fortsetzung. Die Bruchlinie, die den paläozoischen Horst unterhalb Magdeburg nach Norden begrenzt, ist mit Sicherheit durch Tagesaufschlüsse und Bohrergebnisse mindestens von Wolmirstedt bis in die Gegend von Spremberg nachzuweisen. Nach Süden legen sich in der Linie Magdeburg—Dessau Zechstein und Trias diskordant auf das alte Gebirge und bilden eine etwa bis Raguhn nach Südosten reichende Mulde, die an ihrem Südrande entlang einem hercynisch gerichteten Bruche gegen die z. B. bei Cöthen festgestellten paläozoischen Schichten abgesunken ist. Dieser Südabbruch der Mulde ist ein Parallelabbruch zum Wolmirstedt—Spremlberger Bruchrande. Über ihn legt sich die unter 1. geschilderte „ältere Braunkohle“ diskordant hinweg, wodurch bewiesen ist, daß der Abbruch älter als die subhercynische Braunkohlenformation ist. Nach Ablagerung der Tertiärschichten sind dann nochmals geringe Bewegungen auf der alten Bruchspalte eingetreten. Der Wolmirstedt—Spremlberger Abbruch dürfte gleichfalls schon recht alt sein, da sich anscheinend Mitteloligozän über ihn hinweglegt, ohne verworfen zu sein.

Verf. stellt sodann vergleichende Betrachtungen über das Alter des Magdeburger Uferrandes und des Harzes an. Ref. möchte ihm aber darin nicht zustimmen, daß im Gegensatze zum Magdeburger Uferrande am Harze die „stärkste“ Bewegung erst zu jüngerer Tertiärzeit erfolgt sei. Das Auftreten der Harzgerölle im Senon des Harzvorlandes beweist, daß zur Senonzeit das paläozoische Gebirge bereits bis über Tage gehoben war, und dazu müssen, wie wir aus der Mächtigkeit des mesozoischen Deckgebirges schließen dürfen, Verschiebungen von einem ganz gewaltigen Ausmaße erforderlich gewesen sein, während die Tertiärversenkung von Wienrode für den Betrag der jungtertiären Heraushebung des Harzes nicht viel sagt.

Den Schluß bilden Verzeichnisse der den Magdeburger Uferrand und das Kupferschieferlager in Anhalt betreffenden Literatur.      **Stille.**

---

**E. Gerber:** Vorläufige Mitteilung über das Eocän des Kientals. (Ecl. geol. Helv. 7. 301—304. 1903.)

Auf der Nordostseite des Kientals (Berner Oberland) kann man übereinander zwei Schichtenkomplexe beobachten, von denen jeder normale Lagerung besitzt. Der untere besteht aus Malm, Berrias(?) und Taveyanaz-Sandstein des Eocäns, der obere aus Lias, unterem und oberem Dogger, Oxford, Malm, Berrias-Schiefern, Neocom und Urgon. Im oberen Komplex sind die Schichten in liegende Falten zusammengedrückt. Für die Erklärung der Lagerungsverhältnisse scheint eine von SO. nach NW. erfolgte Überschiebung am ehesten in Betracht zu kommen.      **Otto Wilckens.**

---

**E. Fleury:** Une nouvelle poche fossilifère sidérolitique à la „Verrerie de Roche“ (Jura bernois). (Ecl. geol. Helv. 8. 539—540. 1905.)

Verf. hat bei der „Verrerie de Roche“ in der Synklinale Vermes-Undervelier im Schweizer Jura eine bisher unbekannte Bohnerztasche aufgefunden. Es ist eine unregelmäßig gestaltete Aushöhlung im Kimmeridgkalk. Die Knochen, die sich darin gefunden haben, sind stark gerollt und zerbrochen. Nach H. STEHLIN gehört das Lager zum „Ludien inférieur“.

**Otto Wilckens.**

---

**L. Rollier:** Provenance des sédiments de la Molasse et du Calcaire grossier du Randen. (Ecl. geol. Helv. 8. 414—417. 1905.)

In Erwiderung auf Einwände, die SCHALCH und GUTZWILLER erhoben haben, sucht Verf. nachzuweisen, daß die kristallinen Gerölle des Randengrobkalks nicht vom Schwarzwald stammen, sondern einen vindelicischen oder alpinen Ursprung haben. Die Graupensande von Benken im Kanton Zürich und die analogen Bildungen von Flaach, Brugg usw. führen ganz dieselben Gesteine wie der Randengrobkalk, der zudem gar keine Buntsandsteingerölle enthält. Besonders charakteristische alpine Gerölle im Randengrobkalk sind schwarzer Lydit mit weißen Quarzadern, roter Radiolarienhornstein (wie er z. B. an der Tennikerfluh gefunden wird) und grüner Ölquarzit.

**Otto Wilckens.**

---

**J. Früh:** Zur Etymologie von „Flysch“ (n.), „Fliesse“ (f.) und „Flins“ (m.). (Ecl. geol. Helv. 8. 217—220. 1904.)

Flysch (sprich „Flisch“, nicht „Flüsch“) wird im Simmental eine schieferige, leicht verwitterbare Felsart genannt. Die Schreibweise mit „y“ soll nur das lange i andeuten. „Fliesse“ heißt im Kanton Glarus eine Stelle, wo eine Abrutschung stattgefunden hat. „Flies“ = „Flinz“ bedeutet meist, aber nicht immer, einen harten Stein. Das Wort hängt mit „Flint“ und „Fliese“ zusammen.

**Otto Wilckens.**

---

**Jakob Zinndorf:** Die Tiefbohrung im städtischen Schlachthofe zu Offenbach a. M. (43.—50. Ber. des Offenbacher Ver. f. Naturk. 231.)

Unter  $\frac{3}{4}$  m Sand wurden 36 m oberer Rupelton, 48 m Fischeschiefer, 13,5 m grauer unterer Rupelton, 7,5 m rötlicher Ton und 2 m Grundkonglomerat durchbohrt, dann Rotliegendes, rote Letten und Sandsteine von 107—143 m. Einige Fossilien werden aus einem Kanal angeführt und schließlich ein anderes Bohrloch, welches unter dem Rupelton von 86,3—88,3 m festen Kalk ohne Fossilien über dem Rupelton antraf.

**von Koenen.**

---

**Erich Spandel:** Der Rupelton des Mainzer Beckens, seine Abteilungen und deren Foraminiferenfauna. (43.—50. Ber. des Offenbacher Ver. f. Naturk. 57. 1909.)

Nach eingehender Besprechung der Angaben anderer Autoren, besonders von ANDREAE, wird sehr richtig ausgeführt, daß der „Untere Meeressand“ des Mainzer Beckens im Innern desselben meist durch Rupelton vertreten wird [ganz wie in Norddeutschland. Ref.] und nur infolge der Faziesverschiedenheit so ganz andere Fossilien, zumal Mollusken und Foraminiferen enthält. Der Rupelton wird dann „petrographisch und faunistisch“ in 3 Abteilungen gegliedert, die obere noch in 3 Unterabteilungen und die untere in zwei solche, von denen die unterste, fossilarme, rote, graue und gelbe Tone, allerdings nur mit Zweifel zum Rupelton gestellt werden. Der mittlere Rupelton, die „Fischschiefer“, ca. 60 m mit *Leda Deshayesi* und Lucinen, ist ärmer an Foraminiferen, *Orbulina bituminosa*, *Turrilina alsatica*, *Bolivina Beyrichi*. Der obere enthält oben 10 m glimmerreichen sandigen Ton mit sehr kleinen Foraminiferen, darunter 10 m graue, grünliche Mergel mit Dentalinen, *Poly-morphina*, *Uvigerina* etc. und unten 5 m graue Mergel sehr reich an *Truncatulina Ungeriana* etc. Der untere Rupelton, ca. 20 m grauer, fossilreicher Sandton, besonders reich an Arten und Individuen von Foraminiferen. Es folgen dann lange Listen der in den einzelnen Horizonten und an verschiedenen Stellen gefundenen Arten mit Besprechung der Angaben anderer Autoren nebst einer Übersichtstabelle der Verbreitung der einzelnen Arten.

Weiter folgt eine Liste der Foraminiferen von Weinheim und Waldböckelheim (95 Arten), von welchen 43 auch im Rupeltone vorkommen, eine Erörterung der Faziesbedingungen und des Cyrenenmergels, welcher erst etwas über dem „Schleichsande“ beginnt, ferner eine Fossilliste der Schichten von Zeilstück bei Weinheim, welche als Vertreter des Meeressandes, des unteren Cyrenenmergels und des Cerithiensandes gedeutet werden, von LEPSIUS und anderen aber bisher für verschwemmt gehalten wurden.

In einem Nachtrage wird noch die Foraminiferenfauna von ein paar anderen Punkten aufgeführt, und zum Schluß werden noch als neue Arten beschrieben und auf 2 Tafeln abgebildet oder besprochen: *Hyperammia Zinndorfi*, *H. aff. ramosa* BRADY, *Saccamina minutissima*, *S. grandistoma*, *Orbulina bituminosa*, *Pseudaucella Rhumbleri*, *Fissurina marginata* WALK. var. *spinosa*, *Nodosaria Kinkelini*, *N. retrorsa* REUSS, *Virgulina frondicularoides*, *Bolivina minutissima*, *B. Kinkelini*, *B. Beyrichi* REUSS, *B. Boettgeri*, *B. oligocaenica*, *Uvigerina tenuistriata* REUSS, *U. sagrini-formis*, *Spiroplecta carinata* D'ORB., *S. intermedia*, *S. attenuata* REUSS, *Gaudryina postsiphonella*, *Adherentina rhenana*, *Rotalia offenbachensis*, *Anomalina affinis* REUSS, *Nonionina polystomelliformis*, *Anomalina spini-margo*. Endlich Rhabdosphaeren, von Dactyloporen: *Haplo-porella Kinkelini* und von Pteropoden: *Valvatina umbilicata* BORN. und *Creseis maxima* LUDW. sowie *C. perspectiva* FUTT.

von Koenen.

## Quartärformation.

**F. Mühlberg:** Erläuterungen zu den geologischen Karten des Grenzgebietes zwischen dem Ketten- und Tafeljura im Maßstab 1:25000. II. Teil. Geologische Karte des unteren Aare-, Reuß- und Limmattales. (Ecl. geol. Helv. 8. 487—538. 1905.)

Wenn wir über diese Arbeit auch in ihrer Eigenschaft als Karten-erläuterungen schon einiges gesagt haben (vergl. dies. Jahrb. 1908. I. -406-), so würden wir ihr doch nicht gerecht werden, wenn wir nicht etwas genauere Angaben über ihren Inhalt nachfolgen ließen. Namentlich verdient hierbei das Diluvium Berücksichtigung, das in dem Untersuchungsgebiet in reicher Gliederung ausgebildet ist.

Die ältesten Diluvialbildungen sind die älteren Deckenschotter. Sie finden sich nur auf dem Siggentaler Berg, wo ihre Oberkante 570, ihre Unterkante 550 m ü. d. Meer liegt. Die Schotter enthalten wenig kristallines und Sernifitmaterial und sind meist zu Nagelfluh verkittet.

Die Oberkante des jüngeren Deckenschotter liegt in der Gegend, wo der ältere Deckenschotter auftritt, etwa in 515—490 m Höhe (Iberig, Firsthalde), am Bruggerberg ist ihr Niveau 523, am Rotholz 542 m. Auch der jüngere Deckenschotter enthält wenig kristallines und Sernifitmaterial und ist z. T. zu einer festen, löcherigen Nagelfluh verkittet. Seine Oberfläche ist zu einem braunen, sandigen Lehm verwittert.

Die Hochterrassenschotter [auf der Karte überall richtig mit D 3, im Text p. 496 unrichtig als D III bezeichnet. Ref.] sind ebenfalls häufig zu löcheriger Nagelfluh verkittet. Sie enthalten Gerölle von Deckenschotternagelfluh und wenig Sernifit in kleinen Geröllen. An der Habsburg liegt ihre Oberkante 460, am Bruggerberg 440, bei Remigen 470, bei Würenlingen 420 m ü. d. M., durchschnittlich etwa 100 m über dem Aare- und etwa ebensoviel über dem Reußspiegel. Die Oberfläche der Hochterrasse ist nirgends völlig eben. Es beruht das wohl auf der Ausschürfung durch die Gletscher der zweitletzten Eiszeit, zu der Zeit von deren größter Ausdehnung. Oberflächlich pflegt die Hochterrasse zu Lehm verwittert zu sein. Im Reußtal kommen übrigens Hochterrassenschotter nicht südlicher als bis 3 km östlich von Mellingen vor.

Die Moränen der größten Vergletscherung (zweitletzten Eiszeit) stellen meist eine lehmige Grundmoräne mit gekritzten alpinen Geschieben dar, doch sind sie, wo jüngere Ablagerungen sie bedecken, von ihrer ursprünglichen Festigkeit, so daß sie nur mit dem Pickel, nicht mit Baggermaschinen bearbeitet werden können. Auf der Karte sind hierher auch verwitterte, lehmige Kiese gezogen worden, die einer deutlichen Schichtung entbehren und außerhalb, resp. im südlichen Teil des Untersuchungsgebietes oberhalb der äußersten Wallmoränen der letzten Vergletscherung liegen. Eine vorwiegend sehr geschiebearme, lehmige Fazies dieser Grundmoräne, die allerdings nicht überall ihren Kalkgehalt eingebüßt hat, wurde auf der Karte besonders ausgeschieden. Verschiedene Vorkommen beweisen, daß diese Grundmoräne zu einer Zeit abgelagert

wurde, als in die älteren Ablagerungen Täler von bedeutender Tiefe eingegraben waren, und daß der Gletscher, der sie bildete, auch die Moränen und erratischen Blöcke auf den benachbarten Bergen zum Absatze brachte, die außer- und oberhalb den äußersten End- und Seitenmoränenwälle der letzten Eiszeit liegen.

Die Gletscher dieser größten Vereisung müssen bis über Basel hinaus gereicht haben. Daher kann sich eine Schotterterrasse aus dieser Zeit erst unterhalb Basel finden. Natürlich können im Kartengebiet aus der Zeit des Vorrückens und Abschmelzens dieser Gletscher Schotter stammen. Verf. glaubt einige Kieslager hierher rechnen zu dürfen, die höher als Hochterrasse und niedriger als Deckenschotter liegen.

Man könnte annehmen, daß die vorstehend beschriebenen Grundmoränen zu den Hochterrassenschottern gehörten. In der Tat weist das Vorkommen von jurassischen und alpinen Geschieben in der Hochterrasse von Tälern nördlich des Kettenjura auf eine große Ausdehnung der Hochterrassengletscher hin; aber die Selbständigkeit der vorletzten Vereisung in dem hier angenommenen Sinne wird durch folgende Beobachtungen bewiesen: Die Grundmoräne der größten Vergletscherung findet sich in den tiefsten, nach der Hochterrassenzeit erodierten Talsohlen, sie liegt anderseits auch nebst ihren erratischen Blöcken auf den Hochterrassenschottern und diese sind dabei oft zu Nagelfluh verkittet, gewöhnlich unregelmäßig erodiert und lokal sehr tief hinab verwittert.

„Nach der Ablagerung der Hochterrasse muß also eine sehr lange Periode der Verkittung, Erosion und Verwitterung stattgefunden haben; erst nachher kann die größte Vergletscherung in der zweitletzten Eiszeit gefolgt sein.“

Der Löß wird vom Verf. zwischen den Moränen der zweitletzten und denen der letzten Eiszeit behandelt, weitere Angaben über sein Alter aber nicht gemacht.

Zu den Moränen der letzten Eiszeit gehören u. a. die Endmoränenwälle des Bünz- und die des Reußtales.

In den Niederterrassenschottern findet man im Aaretal Gesteine des Reuß- und Aare-, seltener auch des Rhonetales, im Bünztal solche des Reußgebietes, vereinzelt auch des Linthgebietes (Sernifit), im Reußtal solche des Reuß- und Linthgebietes, im Limmattal meist Gesteine des Linth-, seltener solche des Reuß- und des Rheingebietes.

Noch jünger dürfte eine Ablagerung von blaugrauem Letten westlich des Bahnhofs Mellingen sein, der Blätter von *Salix reticulata* und *Helix villosa* geliefert hat.

Die diluvialen Ablagerungen sind im Kartengebiet nicht durch Dislokationen gestört. Gegenteilige Angaben beruhen auf irrigen Deutungen. Wenn die Oberkante der Niederterrasse außerhalb der äußersten Limmattal-Endmoränen höher liegt als die Talsohle oberhalb derselben, so beruht das nicht auf Hebung, sondern darauf, daß der Gletscher dort, wo er lag, die Aufschüttung von Schottern unmöglich machte. Und was die Lagerungsverhältnisse des Deckenschotters östlich des Teufelskellers bei Baden an-

langt, so liegen sie nicht auf einer südwärts, sondern auf einer nordwärts geneigten Erosionsfläche.

Die heutigen Täler müssen in ihrer vollen Breite schon in der Zeit zwischen der Bildung der jüngeren Deckenschotter und der Hochterrassenschotter gebildet sein. Die Sohle dieser Täler muß zeitweise tiefer gelegen haben, als sie es heute tut.

Otto Wilckens.

---

**F. Antenen;** Beitrag zur Kenntnis der Alluvialbildungen am unteren Ende des Bieler Sees. (Ecl. geol. Helv. 8. 445—450. 1905.)

Zwischen dem NO.-Ende des Bieler Sees und dem Orte Lengnau findet sich, über Grundmoräne lagernd, ein blauer Lehm lakustren Ursprungs, der die ehemalige Ausdehnung des Sees in dieser Gegend beweist. Der Schuttkegel der Schüß schnürte diesen größeren See ein und der nordöstliche Teil vertorfte. Im Untergrunde der Stadt Biel wechsellagern lakustre und Torfbildungen. Diese deuten einen Rückgang des Sees, jene eine Zeit höheren Wasserstandes an. Diese Veränderungen dürften auf Schuttkegelbewegungen im Abflußgebiet des Sees beruhen.

Otto Wilckens.

---

# ZOBODAT - [www.zobodat.at](http://www.zobodat.at)

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

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

Jahr/Year: 1909

Band/Volume: [1909](#)

Autor(en)/Author(s):

Artikel/Article: [Diverse Berichte 1363-1436](#)