

Diverse Berichte

Geologie.

Allgemeines.

E. H. L. Schwarz: The probability of large meteorites having fallen upon the earth. (Journ. of Geol. 17. 124—135. 2 Textfig. 1 geol. Karte. 1909.)

Es ist die Annahme zu diskutieren, daß außer den als sichere Meteoriten bis zu 50 000 kg Gewicht bekannten und jährlich zu Hunderttausenden auf die Erde fallenden Körpern auch noch viel größere Körper von Effusivgesteinsbeschaffenheit zu den Meteoriten gehören und daß auch der Mond von solchen Meteoritenfällen betroffen ist. Mit GILBERT nimmt Verf. an, daß ein Teil der Mondkratere und die maria nicht vulkanischen Ursprungs sind, sondern Wirkungen herabgefallener Himmelskörper darstellen, welche, über Schmelztemperatur erhitzt, einen Lavaseerings um die Aufschlagstelle bildeten.

Die Erzeuger derartig großartiger Wirkungen sind heute in unserem Sonnensystem in der Nähe der größeren Planeten spärlicher geworden, obwohl solche in den Asteroiden noch erblickt werden können. Daher zeigt die heutige Erdoberfläche, die sich nicht, wie die Mondoberfläche, dauernd im „Zustande des Archaicums“ erhalten hat, derartige Meteorwirkungen spärlich. Doch gibt es in Arizona (Coon Butte) eine kraterartige Bildung ohne vulkanisches Material, aber mit ausgebreitetem, fein verteiltem (? sublimiertem) meteorischen Material. Ein großer Block Melilithbasalt bei Riversdale, Kapkolonie, ist wahrscheinlich meteorisch. Genauer wurden auf diese Entstehungsweise hin die Prieska-Laven südl. des Oranje-flusses, Kapkolonie, untersucht, die zu dem in Südafrika weit verbreiteten Melaphyrmandelstein (Ventersdorp beds) gehören. Das geologische Vorkommen und die Einheitlichkeit der Massen ließen auf intrusionsartige Bildungen schließen, die Blasenstruktur und die begleitenden Agglomerate dagegen auf Effusivcharakter. Eine befriedigende Erklärung gibt nur die Meteoritenhypothese.

Vom Standpunkt dieser Hypothese wären auch zu untersuchen: die Snake-River-Laven in Idaho, die Deccan-traps (Indien), die Kapteplains

(Brit.-Ostafrika), der Massengesteinskomplex von Bushveld (Transvaal) und die Menge der archaischen Massengesteine.

Große Meteoritenschwärme mußten auf der Erde geologische Urkunden ähnlich denjenigen einer Zeit allgemeiner gesteigerter vulkanischer Tätigkeit hinterlassen.

Wetzell.

H. S. Shelton: The age of the earth and the saltiness of the sea. (Journ. of Geol. 18. 90—93. 1910.)

JOLY's Methode der Berechnung des Erdalters aus dem Verhältnis der ozeanischen Salzmenge zu der jährlichen terrestrischen Salzzufuhr (Trans. Royal Soc. Dublin 7. 26 ff.) leidet an der Größe der Fehlerquellen, namentlich bei der Ermittlung des Gehaltes der Flüsse an NaCl bezw. an Na und Cl, und zwar sind 1. die Flußwasseranalysen zu ungenau (statt der von JOLY berechneten 100 Millionen Jahre fand DUBOIS unter Zugrundelegung anderer Analysenziffern 400 Millionen Jahre), 2. gehört das Flußsalz zu einem großen, unbestimmten Teile einem Kreislauf an und kann insoweit nicht als juveniler Mengenzuwachs betrachtet werden; vielleicht gibt es mehr zyklisches Na als zyklisches Cl, da auch der Fall möglich ist, daß Salzlager metamorphosiert wurden, wobei Cl von Na chemisch getrennt wurde.

Wetzell.

Dynamische Geologie.

Innere Dynamik.

A. Brun: Recherches sur l'exhalaison volcanique. 277 p. 34 Taf. Genf 1911.

Das grundlegende Werk BRUN's gibt die Zusammenstellung und den systematischen Ausbau all seiner in den letzten 10 Jahren erschienenen Einzelpublikationen, welche die Untersuchung vulkanischer Exhalationen im Felde und im Laboratorium zum Gegenstand hatten.

Eine derartige Zusammenfassung muß um so wünschenswerter und notwendiger erscheinen, als die BRUN'schen Resultate so sehr von der bisherigen Auffassung des chemisch-physikalischen Verhaltens eines Vulkans abweichen und derart neue und wichtige Gesichtspunkte in das Gebiet vulkanologischer Forschung trugen, daß die auf keinen anderen als eigenen Untersuchungen basierten Forschungen des Verf.'s auf diesem schwer zugänglichen Gebiete nur in zusammenhängender Darstellung die volle Wucht ihrer Beweiskraft erhalten konnten.

Verf. teilt seinen Stoff in 6 Abschnitte.

I. Unter den Definitionen der bei den folgenden Untersuchungen gebrauchten Ausdrücke erscheint besonders eine neue Auslegung des Wortes „Vulkan“ beachtenswert. Danach ist ein Vulkan ein Punkt der Erdoberfläche, dessen Temperatur entweder in rhyth-

mischen Intervallen oder dauernd die Temperatur der unmittelbar benachbarten Punkte sehr wesentlich sogar um mehr als 1000° übersteigen kann.

Aber die Gesamtheit der Beziehungen seines Vulkans zu seiner Umgebung ist nicht auf die Temperatur (1.) beschränkt, sondern erstreckt sich auch auf die Beschaffenheit des Magmas (2.) und das Klima (3.), unter dem der Vulkan liegt.

II. Nach Darlegung und Erklärung der Arbeitsmethode und der verwendeten Apparate wendet sich Verf. seinen Untersuchungen über Deformation und Schmelzen von Kristallen, Laven und Gläsern zu.

Jedes basische Silikat hat einen scharf fixierten Schmelzpunkt. Bis er erreicht ist behält der Kristall alle seine typischen Eigenschaften, Dann ballt er sich plötzlich zur Kugel und läuft auseinander. Bei sauren Silikaten dagegen erhalten sich kristalline Teilchen neben amorpher Glasmasse. Mineralien vom Hauyn- und metamorphen Typ dagegen haben als Kristall betrachtet gar keinen eigentlichen Schmelzpunkt; denn ihr kristallines Gefüge wird gestört, ehe Schmelzung eintritt. Solche mineralienführende Gesteine können daher nicht unter höherer Temperatur auskristallisiert sein als die, welche genügt, die Kristallinität zu zerstören.

Auch das vulkanische Magma hat gewöhnlich keinen ihm eigenen Schmelzpunkt; denn es ist eine Mischung flüssigen Silikatglases mit einzelnen bereits verfestigten Kristallen. Das Fließen des Stromes hängt also wesentlich von dem Schmelzpunkt seiner Glasmasse ab.

Das vulkanische Glas aber, eine kolloide Lösung verschiedener Silikate, hat im physikalischen Sinne des Wortes keinen Schmelzpunkt, da es sich auch schon bei niederer Temperatur langsam deformiert, die Deformation also nur eine Funktion der Zeit ist.

Um daher dem Worte „Schmelzpunkttemperatur“ eine einheitliche, wenn auch willkürliche Deutung und Grenze zu setzen, wählte BRUN die Temperatur, welche nötig ist, um die Tau- oder Fladenbildung, die bei fließender Lava durch seitlichen Druck erzeugt wird, hervorzurufen. Diese in der Natur so häufige Erscheinung läßt sich auch leicht im Laboratorium erzeugen.

Mit der Erreichung des Schmelzpunktes setzt bei vulkanischen Gesteinen eine heftige Gasabgabe ein (besonders Obsidian!). Da aber die Explosion eines Vulkans nichts anderes ist als eine Explosion seines eigenen Magmas, so findet diese in dem Moment statt, in dem die Temperatur hoch genug ist, um Gase in solchem Maße entweichen zu lassen, daß die plötzliche Expansion der ganzen Masse resultiert.

Verf. gibt im folgenden (p. 31—43) die Zahlenwerte, welche er sowohl für die Schmelzpunkte einzelner Mineralien, wie auch für die vulkanischer Magmen experimentell bestimmt hatte.

Diese sowie Vergleiche mit tätigen Vulkanen (Krakatau Explosion 1883 ca. 900° ; Kilauea ca. 1300°) ließen Verf. zu dem Schluß kommen, daß die Temperatur fließender Lava im Durchschnitt ca. 1100° beträgt.

Der Flüssigkeitsgrad ist wesentlich bestimmt durch die Temperatur des Kolloids. Bei niedriger Temperatur des Kolloids führen die freiwerdenden Gase zur Bildung von Bimsstein.

Der Schmelzpunkt des Kolloids fällt danach mit der paroxysmalen Explosionstemperatur eines Vulkans zusammen, welche stets zwischen dem Schmelzpunkt des am leichtesten schmelzenden Minerals vorhergegangener Verfestigung (meist Augit 1230°) und der Erweichungstemperatur des Kolloids liegt. (Bildung von Fladen.)

Da die Kolloide der verschiedensten Silikate nur wenig differierende Schmelzpunkte haben, können die Temperaturunterschiede der eruptiven Vulkane keine bedeutenden sein.

Der durch die weiße Eruptionswolke gekennzeichnete Paroxysmus eines Vulkans bedeutet, daß die Geoisotherme maximaler Temperatur die Erdoberfläche erreicht hat. Sie wird dann nach der Eruption zur Tiefe zurücksinken. Die Schnittpunkte der Geoisothermen an der Oberfläche eines Vulkans stellen im allgemeinen kreisförmige, aber durch wärmeleitende Spalten u. dergl. unregelmäßig ausgebauchte Linien dar, welche mit nach außen sinkenden Werten konzentrisch angeordnet sind und in ihren Werten durch die Temperatur der aufsteigenden Gase einerseits, durch die Leitfähigkeit des Gesteins andererseits bestimmt werden.

So liegen am Vulkan Papandéjan die heißen Quellen von 92° in einer Zone mit 300 m Radius um das Eruptionszentrum. Die Fumarolen von 110° innerhalb 50—80 m, die von 170° innerhalb 25—30 m, die 192—210° heißen Lapilli dagegen sind nur durch 3—4 m von dem 270° heißen Zentrum getrennt.

Dieser Gedankengang führt dazu, eine Solfatara nur als den Schnittpunkt einer Geoisothermenfläche mit der Oberfläche zu betrachten.

III. In diesem Abschnitt behandelt Verf. die vulkanischen Eigenschaften der Magmen. Nach ihrem Verhalten gegenüber der Wärme trennt Verf. alle plutonischen Gesteine scharf in zwei Gruppen: „roches actives“ und „roches mortes“.

In der ersten dieser Gruppen verhalten sich saure und basische Gesteine verschieden. Erstere stoßen, sobald sie schmelzen, unter Ausdehnung, Aufkochen und Auseinanderfließen weiße Dämpfe aus, welche sich an den kälteren Wänden des Ofens niederschlagen: Echte kleine Lavaströme nach Temperatur, Dämpfen und Schlackenmaterial. Saurer Obsidian dagegen gibt unter explosiver Ausdehnung seiner Gase im Momente der Erreichung der Schmelzpunkttemperatur einen harten, brüchigen Bimsstein.

Die Umwandlung ist intramolekular. Das zeigt u. d. M. eine dünne erhitzte Bimssteinlamelle, in der plötzlich eine Gasblase entsteht, sich vergrößert, andere um sich auftreten läßt, welche durch ihren Druck das Glas verzerren und die Umwandlung vollziehen. Das zeigen in der Natur die oberflächlich klaffenden Risse von erkalteten Bomben, sowie bei ihrem Flug durch die Luft ihr schon mehrfach beobachtetes Platzen und Gasausströmen.

Im Gegensatz zu diesen Gesteinen geben die „roches mortes“, zu denen neben den kristallinen Schiefen, Graniten, Gneisen usw. auch die durch lange Berührung mit der Luft völlig oxydierten und geröteten vulkanischen Schlacken gehören, beim Schmelzen nur noch spärlich Gase ohne wesentliche Ausdehnungserscheinungen ab.

Dieses divergente Verhalten läßt beide Gruppen gewöhnlich scharf trennen und führt zur Definition des Wortes „Magma“ als ein Silikatgestein, welches beim Schmelzen in hoher Temperatur eine vulkanische Ausdehnung erleidet.

Im folgenden weist Verf. kurz auf unsere geringe exakte Kenntnis über das Maß der mechanischen Kraft der ausgestoßenen Gase hin. Sie ist aber einerseits nicht unmessbar groß, wie sich aus den Formeln für Explosivstoffe annähernd schätzen läßt, anderseits aber jedenfalls genügend, um die Eruptionsercheinungen eines jeden Vulkans zu erzeugen und zu erklären.

Man weiß auch nichts über die Geschwindigkeit der beim Paroxysmus entweichenden Gase oder Bomben. Man kann heute diesbezüglich den Vulkan nur als eine Wurfmachine mit schlechter Kraftausnützung ansehen.

Die Verteilung der Gase in den Magmen ist eine verschiedene. Das zeigen z. B. die verschieden reich an Gasblasen ausgebildeten Lavalagen der Eruption von Santorin. In sehr glasreichem Obsidian treten die gleichen Verhältnisse auf. Man kann dann beim Erhitzen des vorher völlig einheitlichen Materials u. d. M. plötzlich einige Lagen explodieren sehen, während andere glasig bleiben. Auch im Lavastrom dampfen einzelne Stellen stärker als andere. Dies sind aber weder die dicksten noch die heißesten Stellen des Stroms; vielleicht war ihr Material am kürzesten erhitzt.

Das nächste, umfangreiche Kapitel gibt nach einer kurzen Einleitung über die Arbeitsmethode und die Gewinnung der Proben vulkanischer Exhalation eine reiche Zahl von Analysen und Berechnungen. (p. 76—129.)

Allgemein ergaben diese, daß die beim Experiment niedergeschlagenen Salze stets sauer sind und folgenden Hauptgruppen angehören: $N-NH_3$, Cl_2-HCl , $C-Hm\ Cn-CO-CO_2$, $S-SO_2-SH_2-H_2SO_4$, $HFl-SiFl_4$, H , NH_4Cl-NH_4Fl , $KCl-NaCl-MgCl_2-CaCl_2$, $FeCl_2$, Al_2Cl_6 .

Die Resultate der Analysen führten zu folgenden allgemeinen Gesetzen:

1. Die Gase und die bei der Eruption verflüchtigten Körper sind unabhängig von der Natur des Magmas.
2. Es gelangen stets die gleichen Körper zum Auswurf, unabhängig von Magma, Lage und Alter des Vulkans.
3. Wasserdampf fehlthierbei vollständig. **Der Paroxysmus des Vulkans ist wasserfrei.**
4. Die vulkanischen Gase sind von hoher Dichte. Sie bestimmen und regeln die Eruption, und prägen ihr ihre chemisch-physikalischen Charakteristica auf. In ihrem Gefolge treten stets verflüchtigte feste Salze auf.

Was bezüglich der Wasserlosigkeit für den Vulkan gilt, das gilt auch für die Fumarole, denn der Krater selbst ist nichts anderes als eine solche von besonderer Größe.

Die Herkunft aller Exhalationen aus dem heißen Magma ergibt sich daraus, daß man sie sämtlich auch in den ausgeworfenen Schlacken und Aschen wiederfindet, daß sie gleicher Art am Rande des Kraters wie in der Fumarole sind, und daß auch die Eruptionswolke der tätigen Vulkane keine andere Zusammensetzung aufweist.

Die Exhalationen des Vulkans werden automatisch 1. durch abnehmende Temperatur und 2. durch äußere Einflüsse getrennt. Die Dämpfe verlieren auf ihrem Weg durch die kälteren Aschen des Eruptivkegels zunächst die Chlorverbindungen (Halit, Sylvin, Salze von Eisen und Mangan), welche als trockene Destillationsprodukte später wieder ausgeschleuderte Blöcke aus dem Kraterschlot häufig imprägnieren. Die nicht durch Temperaturabnahme allein kondensierbaren Mineralien werden dann vielfach durch hinzutretendes Wasser gebunden. Es erscheinen daher bestimmte chemische Produkte an bestimmte Geoisothermen gebunden, wobei sich vor allem eine konzentrische innere, heiße, trockene Zone von einer äußeren, weniger heißen, wässerigen unterscheiden läßt.

Die äußeren Einflüsse verursachen die von BRUN als sekundäre Exhalation bezeichneten Gasbildungen und Erscheinungen. Sie bewirkt vor allem die völlige Oxydation des Magmas an der Luft. Die rote Färbung der Schlacken und Lapillis ist hierfür der Ausdruck. Lange Exposition an der Luft bei erhöhter Temperatur, veranlaßt den Verlust des H-Gehaltes des Magmas nebst etwas CO_2 . Der Verlust an C und S (als CO_2 und SO_2) wird schließlich vollendet durch den Austausch mit dem Sauerstoff der Luft bei Temperaturen, welche stets weit unter der Explosionstemperatur bleiben.

Verf. machte diesbezüglich ein bemerkenswertes Experiment an einem Obsidian des Krakatau (Explosionstemperatur 850°). Er erhitzte ihn 20 Tage lang bis 650° , wobei er sämtliche H-Verbindungen verlor, so daß die schließlich herbeigeführte Explosion nur noch durch seine Cl-, CO_2 - und SO_2 -Gase hervorgerufen wurde.

Die sekundäre Exhalation läßt sich auch experimentell nachweisen. Ihre Gebundenheit an die Berührung mit Luft aber spricht gegen das Vorhandensein von Wasser im Vulkan.

IV. Dieser Abschnitt behandelt Genese und Reaktionen der vulkanischen Gase, die auch synthetisch zum Teil mit Erfolg darzustellen versucht wurden (p. 153—170). Die Ergebnisse der Versuche decken sich jedenfalls mit den Resultaten der Analysen und der Untersuchungen im Felde.

Reaktionen der Exhalationen des Vulkans finden sowohl mit den Silikaten des Magmas, wie auch untereinander statt.

Es lassen sich vier große Gruppen hierbei unterscheiden, von denen 1 und 4 durch Wasser unangreifbar sind:

1. Kieselchlorverbindungen,
2. Kohlenwasserstoffe,

3. Stickstoffverbindungen,

4. Schwefel- und Kieselschwefelverbindungen.

Das wichtigste Element der vulkanischen Exhalation ist wohl das Chlor mit seinen Verbindungen, ihm folgt Kohlenstoff mit seinen Sauerstoff- und Wasserstoffverbindungen, und schließlich Stickstoff nebst NH_3 und NH_4Cl .

V. Dieser Abschnitt ist der Untersuchung des Wassers und seiner Bedeutung für den Vulkan gewidmet. Während schon vorher durch Laboratoriumsversuche die Wasserlosigkeit der Eruption dargetan wurde, zeigt Verf. nun, daß auch seine an tätigen Vulkanen aller Weltteile im Felde ausgeführten Untersuchungen ebenfalls nur das Vorkommen trockener Emanationen erkennen ließen.

Die interessanten Einzeluntersuchungen, die hier nicht wiedergegeben werden können, führten direkt zu drei allgemeinen Gesetzen:

1. Der Paroxysmus eines Vulkans ist — unabhängig von seiner geographischen Lage, von der petrographischen Beschaffenheit des Magmas und von der Höhe der Eruptionstemperatur — wasserlos;
2. die Exhalationen sind immer und überall die gleichen;

Daraus folgt

3. Die oft beobachtete Anwesenheit von Wasser am Vulkan ist ein sekundäres Phänomen.

Die Beweise hierfür sind:

1. Die direkte Wasserdampfmessung in den Kratern zeigt, daß die paroxysmalen Exhalationen trocken sind.

2. Die weiße Eruptionswolke besteht aus einer Mischung von festen Bestandteilen, Gasen und Luft.

Die festen Teile sind vornehmlich: KCl , NaCl , NH_4Cl , SiO_2 , NH_4F , FeCl_2 . Die Gase: Cl_2 , HCl , SO_2 , CO_2 (CO), CH_4 , H_2 , N_2 .

3. Die Aschen sind weiß, nicht oxydiert.

4. Die Chlorverbindungen der Aschen und des Kraters sind ungedüngert und bleiben trocken.

5. SiF_4 ist unverändert in den Salzen des Kraters und der Fumarolen.

6. Freies Cl macht die Gegenwart von Wasser in den ausgehauchten Gasen unmöglich.

7. C , welches das Wasser bei Explosionstemperatur zersetzt, macht die Bildung von Wasser unmöglich.

8. Die weißen ausgehauchten Dämpfe sind fest und dicht.

9. Sie sind vollkommen unauflöslich in Luft.

10. Sie geben niemals einen Regenbogen in der Luft.

11. Die Dichte der Bimssteine zeigt, daß nicht andere Gase aus ihnen explodiert sein konnten, als die in der Analyse gefundenen.

12. Bei den hydratisierten Gesteinen entweicht das Wasser bei einer Temperatur, welche einige 100° tiefer ist als die Explosionstemperatur.

Ist auch der Paroxysmus eines Vulkans wasserlos und homogen in bezug auf Temperatur und Exhalation, so hört diese Homogenität auf,

sobald es sich um sekundäre Erscheinungen handelt. Die Umgebung des Vulkans ist meist wasserführend: Solfataren und Fumarolen.

Diese werden beeinflusst:

1. durch das Klima, indem eine deutliche Abhängigkeit der Intensität der Fumarolen von der Höhe der jährlichen Regenmenge unverkennbar ist;

2. durch die Form des Vulkans, je nachdem diese die Niederschläge und das Grundwasser eines größeren oder kleineren Gebietes zu sammeln gestattet;

3. durch die Temperatur des Vulkans, da Wasser nur in der Zone außerhalb der 340° Isotherme vorkommen kann. Die Hauptentfaltung der wässerigen Fumarole liegt zwischen 110—120°, nach innen zu hemmen das zirkulierende Wasser rasch zunehmende Widerstände, so daß seine Quantität rapid abnimmt, um bei 340° endgültig zu verschwinden.

Die atmosphärische Feuchtigkeit allein bestimmt also in letzter Linie die Intensität der Solfataren und wässerigen Fumarolen. Sie ist auch Ursache der Schlammströme, denn die paroxysmale Eruptionswolke entzieht der Luft nicht nur Sauerstoff, sondern auch Wasser. (So erklärt sich auch die Veränderung der Eruptionswolke mit dem Barometerstand: Stromboli.)

Im Gegensatz zu den vulkanischen Gesteinen sind aber die „roches mortes“ durchweg hydratisiert. Die Quantität der hydroxylhaltigen Mineralien bestimmt den Wassergehalt des Gesteins und das von den vulkanischen Gesteinen so abweichende Verhalten gegenüber der Wärme. BRUN schließt weiter, daß also hydratisierte Gesteine (alle archaischen) keinen Vulkan bilden könnten. [Doch dürften vielleicht gerade für die an die relativ geringen Untersuchungen dieser Gesteine geknüpften weitgehenden Schlüsse noch weitere eingehende Studien notwendig sein, um diese Deduktionen in gleich fester und überzeugender Weise zu stützen, wie dies für die vulkanischen Exhalationen in vorliegendem Werke geschehen ist. Ref.]

VI. Der letzte Abschnitt führt kurz zusammenfassend die Evolution der vulkanischen Exhalation vor Augen.

Nach den bereits behandelten paroxysmalen Emanationen ziehen sich die Geoisothermen mit dem Erkalten des Vulkans immer mehr zur Tiefe zurück und die aufsteigenden Exhalationen des tiefer und tiefer sinkenden explosionsfähigen Magmas werden schließlich auch nicht mehr als Solfataren und Fumarolen zutage treten, sondern immer mehr von dem überlagernden Gestein des Eruptivkegels und seines Untergrundes kondensiert werden. Weit unter Explosionstemperatur setzt dann in der Tiefe unter langsamer und ruhiger partieller Abgabe von Gasen aus dem Magma die Kristallisation desselben ein. Hand in Hand damit geht aber eine teilweise Oxydation und die Bildung hydroxylhaltiger Mineralien durch Wasseraufnahme von außen her. So erklärt Verf. den Wassergehalt der wieder zur Oberfläche gekommenen „roches mortes“. **Hans Reck.**

- Krümmer, A.: Historische Entwicklung und Definition der hauptsächlichsten tektonischen Begriffe in Bergbau und Geologie. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1912. 20. 249—265.)
- Jaekel, O.: Über gegenwärtige tektonische Bewegungen in der Insel Hiddensöe (Rügen). (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. Monatsber. 1912. 278—293, 10 Fig.)
- Bowie, W.: Some relations between gravity anomalies and the geologic formations in the United States. (Amer. Journ. of Sc. 33. 1912. 237—240.)
- Bauer, L. A.: HECKER's remarks en ocean gravity observations. (Amer. Journ. of Sc. 33. 1912. 245—248.)
- Bailey, E. B. and M. Macgregor: The Glen Orchy Anticline (Argyllshire). (Quart. Journ. Geol. Soc. London. 68. 2. No. 270. 164—179. 1 pl. 5 Fig. London 1912.)
- Bailey, E. B.: The new mountain of 1910, Ususan, Japan. (Geol. Mag. 1912. 248—252. Taf. 12—13.)
- Schmidt, W.: Zum Bewegungsbild liegender Falten. (Verh. geol. Reichsanst. Wien. 1912. 112—119.)
- Dahmer, G.: Die Entstehung der Kraterfelder des Mondes. (Dies. Jahrb. 1912. II. 42—44. 1 Taf.)

Äußere Dynamik.

E. Blackwelder: The valuation of unconformities. (Journ. of Geol. 17. 289—299, 4 Textfig. 1909.)

Den beiden von IRVING unterschiedenen Erscheinungsformen erdgeschichtlicher Inkonformitäten: a) true inconformities (diskordante Überlagerung), b) erosion intervals, reiht Verf. als weitere Art von Inkonformität an den Fall des c) Kontaktes zwischen Gesteinen ganz ungleicher Herkunft.

Das Wesentliche jeder Inkonformität ist ein „lost interval“, dessen jeweiliges Zustandekommen durch verschiedene Faktoren bedingt und dessen erdgeschichtliche Bedeutung und Größe sehr verschieden sein kann. Von einer „großen“ Inkonformität wird in verschiedenem Sinne gesprochen, entweder, wenn eine sehr augenfällige structural discordance vorliegt, oder wenn die ausgefallene Schichtserie (stratigraphical hiatus) sehr mächtig ist, oder wenn die (der ausgefallenen Schichtserie nicht notwendig äquivalente) Zeit der Unterbrechung der Sedimentation (duration of erosion) sehr bedeutend ist. Der stratigraphische Hiatus kann infolge festländischer Erosion beliebig weit unter die zuletzt abgelagerte marine Schicht hinuntergreifen.

Eine erdgeschichtlich fixierte Inkonformität hat an verschiedenen Stellen eines geologisch zusammengehörigen Erdteiles verschiedenen Effekt: die gleichzeitigen Oszillationen einer Kontinentalmasse haben verschiedenes Ausmaß, je nach der in morphologischem Sinne mehr zentralen oder mehr

randlichen Lage des Beobachtungspunktes. Auf verschiedenen Seiten des Kontinentes können die gleichzeitigen Oszillationen auch verschieden gerichtet sein. Diese Verhältnisse werden durch diagrammatische Darstellungen erläutert. Wie unter anderem das stratigraphische Diagramm für Nordamerika zu erkennen gibt, beobachten wir hauptsächlich randlich ausklingende und oszillierende Effekte von Inkonformitäten großen Stiles, welche letztere sich in ihrem Gesamteffekt häufig der Beobachtung entziehen. Wenn einmal einer der Festlandkerne, die eine relativ einförmige Geschichte aufzuweisen pflegen, unter dem Weltmeere verschwand, da entstand eine Inkonformität großen Stiles mit der Beendigung einer langen terrestrischen Erosionsperiode. Die viel zahlreicheren und häufiger beobachteten randlichen Oszillationen einer Kontinentalmasse haben verhältnismäßig schnellen Rhythmus. Die Gesamtheit der stratigraphischen Urkunden an irgend einer Stelle des Sedimentationsgürtels eines Kontinentes ist graphisch wiederzugeben als aufsteigende Zickzacklinie, die die ineinandergreifenden Sedimentarten trennt.

Der Zeitwert einer Inkonformität (Unterbrechungszeit) kann nur ermittelt werden durch eine über ein großes Gebiet ausgedehnte Untersuchung.

Wetzell.

G. K. Gilbert: The convexity of hilltops. (Journ. of Geol. 17. 344—350. 5 Textfig. 1909.)

In Gebieten mit reifer Topographie haben die Gipfel der Erhebungen, soweit loses Material die Oberflächenbedeckung bildet, gerundete Formen. Mit DAVIS und entgegen FENNEMAN erklärt Verf. solches Relief durch allmähliches Abwärtsfließen beweglicher Bodenbestandteile, wobei die Schnelligkeit der Bewegungen proportional der Gipfelstanz zunimmt und das Normalprofil Bogenform annehmen muß. Den Anstoß zu jener der Schwerkraft folgenden Bewegung geben verschiedene Agenzien, namentlich der Wechsel von Expansion und Kontraktion des Gesteins. Auch Pflanzen und Tiere können gelegentlichen Anstoß geben. Regenfall und Wind wirken in manchen Fällen mit, wobei ihre vorherrschenden Richtungen die Oberflächenformen einseitig zu beeinflussen vermögen. Ihre Mitwirkung kann im allgemeinen nicht sehr wesentlich sein, außer etwa bei vegetationsarmer Oberfläche. Verf. beschreibt in einem speziellen Fall, welche schnellwirkende Erosionskraft vom Wind getriebener Regen haben kann.

Bergabwärts geht die konvexe Gipfelform über in die konkave Talform, die unter dem vorwiegenden Einfluß fließender Wässer steht. Zahlreiche von den Talzügen aufsteigende Seitenrinnen zerteilen die Bergflanken, doch auch sie lassen gerundete Grate zwischen sich.

Wetzell.

Ch. R. Keyes: Base-level of eolian erosion. (Journ. of Geol. 17. 659—663. 1 Textfig. 1909.)

Verf. tritt für die Geltung des POWELL'schen Gesetzes vom „Basispiegel der Erosion“ für Trockengebiete ein, d. h. er nimmt in teilweisem Widerspruch mit PASSARGE und PENCK eine Basisgrenze der äolischen Exkavation an, wie er gleich anderen Forschern auch überzeugt ist von dem Bestehen des base-level der Erosion in normal wasserreichen Gebieten. Die Deflation legt das Niveau oder die verschiedenen Niveaus eines hochgelegenen Trockengebietes niedrig unter dauernder Erhaltung ebener Oberflächen. Die Grenze wird dieser Erosion gesetzt durch den Grundwasserspiegel des Trockengebietes, der sich zwar nicht in einfacher Abhängigkeit vom Meeresspiegel befindet, aber auch nicht beliebig tief unter diesem liegen kann (Death valley — 150 m, Owen valley + 1220 m). Belege für die Richtigkeit des Gesetzes liefert das kalifornische Trockengebiet und das mexikanische Tafelland.

Wetzel.

H. F. Reid: The variations of glaciers. XIV. (Journ. of Geol. 17. 667—671. 1909.)

Verf. setzt seine regelmäßigen Mitteilungen über die Gletscherbewegungen (Journ. of Geol. 3—16) fort mit einem Auszug aus dem 13. Jahresbericht des internationalen Komitees (Zeitschr. f. Gletscherk. 1909. 3. 161—185), der über die Beobachtungen des Jahres 1907 berichtet. Hinzugefügt werden die amerikanischen Beobachtungen aus dem folgenden Jahre, deren Wiedergabe auch in der Zeitschr. f. Gletscherk. angekündigt wird.

Wetzel.

Th. Ch. Chamberlin: Diastrophism as the ultimate basis of correlation. (Journ. of Geol. 17. 685—693. 1909.)

Statt die Erdgeschichte oder jedenfalls die Ländergeschichte als zyklische Funktion des durch einen Basisspiegel begrenzten Erosionsvorganges darzustellen, kann man auch die Diastrophismen als Grundbedingung für die Ländergeschichte und ihren rhythmischen Verlauf hinstellen, und zwar unter folgenden Annahmen:

1. Diastrophismen von erdgeschichtlicher Bedeutung spielen sich in den Grenzonen zwischen Kontinenten und Tiefseebecken ab und sind abhängig von präexistierenden Strukturen [also posthum im engeren oder doch in weiterem Sinne]. In der Hauptsache pflegen sie eine Verjüngung der Kontinente und eine stärkere Ausprägung der wassererfüllten Hohlformen hervorzurufen. Die Kontinente sind im Grunde äußerst langlebig. (Selbst die Diastrophismen der Tertiärzeit haben keine neue Richtung in die Geschichte der Kontinente gebracht.)

2. Die großen Diastrophismen sind periodisch. (Kleine, trotz ihrer Häufigkeit weniger wichtige Deformationen können von dem Tenor und der Periode abweichen.)

Unter diesen Annahmen gibt es ein Schema der ländergeschichtlichen Perioden, das, ausgedrückt durch homologe Sedimentserien, für alle Kontinentalränder zutreffen muß:

1. Sedimente, die während einer relativen Ruheperiode aus alternden, bis zum base-level sich erniedrigenden Kontinenten herausgeschafft werden.
 - 1 a. Vordringen des Meeres zu Beginn der Ruhezeit, verbunden mit Ausbreitung und Anreicherung der Faunen der \pm küstennahen Meeresgebiete.
 - 1 b. Meerestransgression beim Erreichen des base-level der Festlandsabtragung, Migration der Faunen innerhalb der sich ausdehnenden Flachwassergebiete.
2. Sedimentation am Rande sich verjüngender Kontinente.
 - 2 a. Beginnender Diastrophismus, gleichzeitig mit Ablagerungen in den noch vom Meere erreichten Gebieten, welche auf Gefällsteigerung hinweisen. Aufhören der freieren Migration der Faunen.
 - 2 b. Maximum der Krustenbewegungen, verbunden mit weitem Rückzug des Meeres und Ausdehnung terrestrischer Sedimente (z. T. glazialer). Bedrängung der Existenz der Flachwasserfaunen.

Nicht nur die Stratigraphie, sondern auch paläontologische Urkunden lassen eine Abhängigkeit von den Diastrophismen erkennen, die diese zur Basis der Wechselbeziehungen macht.

Wetzel.

G. N. Coffey: Clay dunes. (Journ. of Geol. 17. 754—755. 1909.)

Im Mündungsgebiet des Rio Grande in Süd-Texas finden sich Tondünen von einer Länge bis zu einigen Meilen, nahezu 10 m hoch und 180—270 m breit. Ihr Vorkommen ist an das von Lagunen geknüpft. Der Tonschlamm der letzteren wird in Trockenzeiten bloßgelegt, vom Winde in kleinen Brocken fortgetrieben und zu Wällen aufgehäuft; der erste Regen bewirkt alsdann ein Zusammenbacken der aufgehäuften Masse. Vor diesen Dünen finden sich häufig ausgefegte Depressionen. Die notwendigen Entstehungsbedingungen, Lagunenbildungen, regenlose Zeiten, seltene, aber heftige Regengüsse dazwischen, scheinen nicht häufig in der geeigneten Weise zusammenzutreffen.

Wetzel.

T. C. and R. T. Chamberlin: Certain valley configurations in low latitudes. (Journ. of Geol. 18. 117—121. 1 Textfig. 1910.)

In verschiedenen tropischen Berglandschaften, bei Orizaba (auf dem mexikanischen Plateau), bei Honolulu, in der Gegend zwischen Yokohama

und Kyoto (Japan 35° N.) und in Südchina (Prov. Kwang Tung), haben die Verf. eigentümliche Talformen beobachtet. Auffallend ist der trapezförmige Querschnitt, m. a. W. die ebenen Talwände von bald größerer, bald geringerer Steilheit, scharf abgesetzt gegen einen gleichfalls ebenen Talboden.

Die Erklärung der Erscheinung geht davon aus, daß den betreffenden Gebieten die Frostwirkung und mithin die Bildung eines groben Verwitterungsschuttes fehlt, der sich beiderseits am Fuß der Talhänge aufhäufen könnte. Vielmehr geht das Gestein in ein gleichmäßig verteiltes oder ausgeräumtes feineres Verwitterungsmaterial über. Der scharfe Knick zwischen Talwand und Talboden ist dadurch zu erklären, daß die erodierende Wirkung des auf den Wänden herabfließenden Wassers nahe dem Boden ihr Maximum hat, wenigstens bei Abwesenheit einer genügend dichten Vegetationsdecke. So ist die Trapezform gleichsam normal für reife Täler und wird in außertropischen Breiten nur verschüttet oder durch reichlichere Vegetation an ihrer Ausbildung gehindert.

Wetzel.

H. M. Eakin: The influence of the earth's rotation upon the lateral erosion of streams. (Journ. of Geol. 18. 435—447. 3 Textfig. 1910.)

Die Ablenkung eines Flusses infolge unsymmetrischer Lateralerosion (auf der Nordhemisphäre stärker am rechten Ufer) ist desto deutlicher, in je höheren Breiten er fließt und je gerader sein Lauf ist; der symmetrischen Mäanderbildung wirkt sie unter solchen Umständen entgegen.

Die Berechnung der ablenkenden Kraft der Erdrotation in ihrer Abhängigkeit von geographischer Breite und relativer Bewegung wird durch FERREL'S Formel ermöglicht. Nach ihr hat der Mississippi bei Columbus einen um 18% stärkeren „Potential-Lateral-Gradienten“ der am schnellsten bewegten Wasserschicht bei einer Wendung nach rechts im Vergleich mit einer Wendung nach links. Die Lateralerosion selbst entzieht sich bei der Menge der sie bedingenden Faktoren einer derartigen Rechnung.

Wetzel.

J. B. Tyrrell: „Rock Glaciers“ or Chrysocrenes. (Journ. of Geol. 18. 549—553. 2 Textfig. 1910.)

Kurz vor dem Verf. beschrieb S. R. CAPPS jr. (Journ. of Geol. 18. 359—375. Chicago 1910) aus Alaska „Gesteinsgletscher“, d. h. in dauernder Bewegung befindliche, eisdurchsetzte Schutthalden, die er mit den gewöhnlichen Gletschern auch durch die Namengebung vergleicht.

Die spezielle Beschreibung eines hierher gehörigen Falles aus Alaska mit mehr bergsturzartiger äußerer Erscheinungsform bildet den Hauptinhalt der Ausführungen des Verf.: Unter einer ständig gefrorenen

Oberflächenschicht der Berghänge zirkuliert Wasser, das am Fuße der Berge austritt. Über Dawson am Yukon erhebt sich der Moosehide Mountain mit einer gewaltigen Steilwand und einer davor gelegenen großen Schutthalde; aus dieser tritt hier das Wasser heraus. Im Winter gefriert das Wasser beim Austritt und Eis verkittet den Schutt. So wird die Halde zwar mit einem Schmiermittel versehen, hauptsächlich aber gestaut, während ihr Zuwachs fort dauert. Es resultiert ein gleichmäßig langsames Rutschen der Gesteinsmassen, welches im Sommer bei teilweiser Verflüssigung des Eises eine Beschleunigung erfahren kann. Der Schuttstrom behält ständig sein frisches Aussehen, als wäre die ganze Masse jüngst auf einmal heruntergebrochen.

Die zu kleinen Eisströmen gefrorenen Quellen von Klondike haben vom Verf. bereits (1904) den Namen Krystokrenen erhalten; die „Rock Glaciers“ sind gleichsam eine Komplikation der Krystokrenen.

Wetzel.

W. M. Davis und G. Braun: Grundzüge der Physiogeographie. Leipzig und Berlin 1911.

Die vorliegende Physiogeographie ist ein für Anfänger im Universitätsstudium der Geographie bestimmtes Lehrbuch, dessen elementarer Charakter besonders in den ersten Abschnitten über die Erdkugel, die Lufthülle und das Meer zum Ausdruck kommt. Der größere Teil des Buches ist der Morphologie gewidmet, er allein findet vielleicht auch in weiterem Maße die Beachtung, von Fachgenossen. Es wird der Darstellung die Lehre vom geographischen Zyklus zu Grunde gelegt und der leitende Faden derselben nur an einer Stelle verlassen, wo es sich nämlich um die Untersuchung vergletschert gewesener Bergländer handelt, für die bei der relativen Kürze glazialer Einwirkung das Bedürfnis nach einem ganz durchgeführten Zyklus fehlt.

Kapitel V behandelt das Land allgemein und die Theorie des Zyklus. Kapitel VI gibt eine Anleitung zur Darstellung der Landformen in Karten, Profilen und Diagrammen. Kapitel VII bespricht Ebenen und Plateaus, VIII Berge und Gebirge, wobei wir uns bemühten, keine Beispiele aus dem besonderen Kapitel vergletschert gewesener Gebirge einzuführen. In Kapitel IX kommt die Abtragungsgeschichte der Vulkane zur Darstellung, in X das Grundwasser, die Flüsse und Täler. Ein besonderes Kapitel ist dem Schutt des Landes gewidmet; es leitet hinüber zu dem recht umfangreichen Abschnitt über die Landformen des ariden und nivalen Klimas, ein Kapitel, das völlig neu ist. Das Schlußkapitel ist den Küsten eingeräumt, worauf als Anhang ein kleines Verzeichnis englisch-amerikanischer Fachausdrücke nebst der vorgeschlagenen Verdeutschung folgt.

Im ganzen Buch ist in der Nomenklatur sehr streng vorgegangen. Die Beispiele sind tunlichst von deutschem Boden genommen. Völlig neu sind die Literaturverzeichnisse und die Kartennachweise, die sich für den lehrreichen Vergleich verschiedener Gegenden als nützlich erweisen werden. Ein Register wird die Benutzbarkeit erhöhen.

G. Braun.

- Rühl, A.: Eine neue Methode auf dem Gebiet der Geomorphologie. (Fortschr. d. Naturwiss. Forschung. 1912. 6. 1—67.)
- Penck, W.: Naturgewalten im Hochgebirge. Stuttgart 1912. 129 p. 6 Fig. 30 Taf.
- Ludwig, A.: Zur Lehre von der Talbildung. (Jahrb. St. Gallisch. nat. Ges. 1911. 1—19.)
- Reck, H.: Die morphologische Entwicklung der süddeutschen Schichtstufenlandschaft im Lichte der DAVIS'schen Cyclustheorie. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1912. 64. 81—232.)
- Häberle, D.: Über einen durch Blitzschlag verursachten Felsabsturz im Mittelgebirge. (Jahresber. u. Mitt. d. Oberrhein. geol. Ver. 1912. 2. 26—30. 1 Fig.)
- Louderback, G. D.: Pseudostratification in Santa Barbara County, Californien. (Univ. of California Publ., Geol. 7. 1912. 21—38. Taf. 3—6.)
- Keyes, C. R.: Midcontinental Eolation. (Bull. Geol. Soc. Amerika. 22. 1911. 687—714.)
- Burckhardt, C.: Questions de Paléoclimatologie. (Mem. Soc. Alzate. Mexico. 31. 1911. 107—115.)
- Darton, N. H.: Sandstone pinnacles. (Geolog. Charakterbilder von H. STILLE. H. 11. 1912. 6 Taf.)

Petrographie.

Allgemeines.

- Gillmann, F.: Zur Biegsamkeit der Gesteine. (Geol. Rundschau 1912. 169—172.)
- Deeley, R. M.: The viscosity of ice. (Geol. Mag. 1912. 265—268. 1 Fig.)
- Hess, H.: Elastizität trockener und feuchter Gesteine. (Centralbl. f. Min. etc. 1912. 471—479. 1 Fig.)
- Dölter, C.: Handbuch der Mineralchemie. 2. 1. Dresden u. Leipzig. 1912.
- F. Becke: Über den Zusammenhang der physikalischen, besonders der optischen Eigenschaften mit der Zusammensetzung der Silikate. 1—26.
- J. Koenigsberger: Paragenesis der natürlichen Kieselsäuremineralien. 27—61.
- C. Dölter: Konstitution der Silikate. 61—109.
- M. Dittrich: Analysenmethoden von Quarz, Chalcedon und Opal. 110—114.
- C. Dölter: Siliciumdioxid. Quarz. 115.
- M. Herschkowitsch: Chemisch-Technisches über Quarzglas. 157.

Gesteinsbildende Mineralien.

- Rogers, A. F.: Introduction to the Study of Minerals. 522 p. London 1912.
- Link, G.: Indikatoren zur Bestimmung des spezifischen Gewichtes von Flüssigkeiten. (Centralbl. f. Min. etc. 1912. 508—509. 1 Fig.)
- Mervin, H. E., and E. S. Larsen: Mixtures of Amorphous Sulphur and Selenium as Immersion Media for the Determination of High Refractive Indices with the Microscope. (Sill. Journ. 1912. 34. 42—47.)
- Friedel, G.: Sur l'abondance de l'anatase dans les granites et les schistes cristallins chloritisés. (Bull. soc. franç. de min. 1912. 35. 212—214.)
- Klemm, G.: Über Viridin, eine Abart des Andalusites. (Notizbl. d. Ver. f. Erdkde. u. d. Gr. Hess. geol. Landesanst. 1911. 4—13.)
- Loehr, A. v.: Verhalten der Edelsteine und Perlen im ultravioletten Lichte. (Min. Petr. Mitt. 1912. 31. 118—121.)
- Finckh, L.: Zur Nephritfrage. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. Monatsber. 1912. 18—24.)
- Vaubel, W.: Die Verschiedenheit der chemischen Zusammensetzung von Aragonit und Kalkspat. (Journ. f. prakt. Chem. 1912. 86. 366—381.)
- Seebach, M.: Über Apatit vom Katzenbuckel im Odenwald. (Verh. d. Naturhist.-med. Ver. Heidelberg. 1912. 11. 452—460. 1 Taf.)
- Schaller, W. T.: Crystallized variscite from Utah. (Proc. of the United States National Museum. 1912. 41. 413—430.)

Eruptivgesteine.

R. T. Chamberlin: The gases in rocks. (Journ. of Geol. 17. 534—568. 1909.)

Die Gase, welche die Gesteine der Erde bei Rotglut im Vakuum abgeben, zeigen nicht die Zusammensetzung unserer heutigen Atmosphäre. Sie lassen sich als primäre Bestandteile des Gesteinsmantels der Erde oder letztlich auch des Erdinnern deuten. Durch Klassifizierung von über 120 Analysen solcher Gase nach der Zugehörigkeit der Gesteine zu den petrogenetisch unterscheidbaren Klassen, oder nach dem Alter der Gesteine, oder auch nach deren Korngröße ergeben sich einzelne Gesetzmäßigkeiten. Unter anderem scheint die Gasmenge abzunehmen von den basischen Eruptivgesteinen bzw. den an Fe + Mg-Mineralien reichen Gesteinen, und den zum Teil schon gasärmeren Meteoriten zu Tongesteinen, kristallinen Schiefen und letztlich zu Sandgesteinen. Ältere Gesteine haben mehr Gas als jüngere, was auf metasomatische Wirkung oder auch auf größeren Gasreichtum früherer Magmen zurückzuführen sein mag. Grobkörnige Gesteine sind gasärmer als feinkörnige.

Ein Teil, nicht die ganze Menge der beobachteten H, H₂O, CO₂, CO, CH₄, N, H₂S, die bemerkenswerterweise beim einmaligen Erhitzen oft nur teilweise entweichen, können aus gesteinsbildenden chemischen Ver-

bindungen stammen, die unter den Versuchsbedingungen eine Zersetzung erfahren. Für einen anderen Teil sind vielleicht Absorptionserscheinungen verantwortlich zu machen, derart, wie die Absorption von H durch Pd, von O durch Ag. Solche „Okklusion“ liegt sehr wahrscheinlich vor in dem Falle frischer (unlängst gefallener) Meteoriten und in dem Falle des He- und Ar-Gehaltes von Gesteinen. Auch sind die Hohlräume in Kristallen von gesteinsbildender Bedeutung für den Gasgehalt in Anrechnung zu bringen, aber, wie Verf. nachweist, nicht in sehr erheblichem Maße.

Zu dem ursprünglichen Gasbesitz der Magmen gehört insbesondere H_2O , dessen Hauptmenge unmöglich als eingewandertes zyklisches Wasser betrachtet werden kann. Unser zyklisches Oberflächenwasser stammt und erhält Zuschuß aus dem Erdinnern. Die größten Wassermengen sind allerdings schon im ersten Jugendalter der Erde freigeworden. CO_2 gehört ebenfalls zu dem ursprünglichen Besitz der Magmen. Beim Freiwerden aus den Lavafüssen reagieren die genannten beiden Gase wahrscheinlich miteinander unter Bildung von CO und CH_4 , die auch beim Erhitzungsversuch zu konstatieren sind. O findet sich im Gesteinsmantel der Erde nur gebunden an andere Elemente. Der Erdkern ist sicher sehr sauerstoffarm, die Erdrinde nicht extrem sauerstoffreich, sondern „suboxydiert“. Der atmosphärische Sauerstoff wurde in einem sehr jugendlichen Alter der Erde aus Sauerstoffverbindungen (H_2O namentlich) frei und erfuhr erst seit dem Bestehen pflanzlichen Lebens eine Vermehrung infolge der Zersetzung von CO_2 . Die soweit wahrscheinlich gemachte Annahme von primärem Gasgehalt der Gesteine und des Erdinnern steht auch in bestem Einklange mit der Planetesimalhypothese. **Wetzel.**

J. Aston: The solidification of alloys and magmas. (Journ. of Geol. 17. 569—585. 11 Textfig. 1909.)

Der Vergleich zwischen Legierungen und Massengesteinen vom Standpunkte des Isomorphismus und der Eutexie wird greifbar, wenn man auch für die letzteren oder für einzelne ihrer Mineralvergesellschaftungen Abkühlungskurven und Schmelzpunktdiagramme bestimmt und entwirft. Man braucht für 3 Komponenten ein Diagramm, wobei in der Zeichenebene die Prozentgehalte auf den Seiten eines gleichseitigen Dreiecks aufgetragen werden, während \perp zur Zeichenebene die Temperaturen konstruiert zu denken sind (durch Höhenkurven in der Zeichenebene anzudeuten). Unterscheidet man bei den Schmelzpunktdiagrammen der Legierungen 3 Typen — 1. vollkommene wechselseitige Löslichkeit der Komponenten auch nach dem Erstarren; 2. vollkommene Unlöslichkeit; 3. partielle Löslichkeit —, so finden sich unter den gesteinsbildenden Mineralvergesellschaftungen Repräsentanten für Fall 1 in der isomorphen Mischungsreihe Albit—Anorthit. Die Verhältnisse bei der isomorphen Mischungsreihe $CaSiO_3$ — $MgSiO_3$ werden kompliziert durch

Hinzukommen von Doppelsalzen (Diopsid) und von α - und β -Modifikationen (Fall 3).

Verf. erwähnt die Vogt'schen Beispiele von Eutexie bei Massengesteinen und gibt Gegenüberstellungen von strukturell ähnlichen Legierungen und Gesteinen im mikroskopischen Bilde; so wird ein Rhyolith verglichen mit einer Bi-Pb-Sn-Legierung und ein Augitporphyr mit einem aus Cementit und Ferrit zusammengesetzten Schmelzprodukt. Gesteinstexturen werden indessen modifiziert durch Druck und Druckverschiedenheit; auch sind bei der sehr langsamen Abkühlung mancher Gesteine Segregationserscheinungen der eutektischen Komponenten denkbar, abgesehen davon, daß die Fälle bei den natürlichen Gesteinen überhaupt komplizierter liegen als bei den einfach zusammengesetzten Legierungen, wo praktisch die partielle Löslichkeit (Fall 3) kaum vorkommt. Bei Anwendung der Theorie der Lösungen auf das Magma erscheinen eigentümliche Ausscheidungsfolgen verständlich, während sie sich aus der Höhe der Schmelzpunkte der einzelnen Komponenten nicht unmittelbar voraussagen ließen.

Wetzel.

G. J. Finlay: The calculation of the norm in igneous rocks. Journ. of Geol. 18. 58—92. 1910.)

Verf. gibt eine Anleitung, die chemische Klassifikation analysierter Massengesteine vorzunehmen, wie sie in verwandter Weise in OSANN'S Parameternmethode (Min.-petr. Mitt. 19. 351) gegeben ist. Die vorliegende Anleitung bezieht sich auf das Werk von CROSS, IDINGS, PIRSSON und WASHINGTON: Quantitative classification of igneous rocks, Chicago 1903.

An 23 Analysenbeispielen werden die einzelnen Schritte der Überlegung ausgeführt, nach der die Verteilung der Oxyde auf die massengesteinsbildenden Mineralien zu regeln ist. Zu letzteren werden 30 verschiedene Minerale gerechnet und in die beiden Gruppen der salischen und der femischen Gemengteile getrennt. Unter den femischen werden keine Al_2O_3 -haltigen Minerale aufgezählt, wodurch beispielsweise der Glimmergruppe kein Platz unter den 30 Gesteinskomponenten reserviert bleibt. Andererseits spielt in vielen Analysenbeispielen von den salischen Mineralen nicht beanspruchtes Al_2O_3 eine Rolle als Korund.

Nachdem aus den Gewichtsprozenten der Oxyde die Molekularproportionen berechnet sind, werden für jedes Oxyd die Anteile an den salischen und sodann an den femischen Mineralien aufgesucht, was namentlich bei den acht Oxyden SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O der Kenntnis der verschiedenen großen Affinitäten zwischen einzelnen miteinander abzusättigenden Oxyden bedarf. Diese Verschiedenheit tritt im Berechnungsschema in der Reihenfolge der aus den Oxyden zusammensetzbaren gesteinsbildenden Mineralien hervor, welche Reihenfolge übrigens einer gewissen Abänderung unterliegt (Fehlen oder Hinzutreten mancher, für einzelne Gesteinsgruppen bezeichnender Gemengteile zu der gewöhnlicheren

Mineralkombination). Unter den möglichen Mineralien werden diejenigen ihr Vorhandensein am sichersten verraten und daher zu Beginn der Rechnung zu eliminieren sein, die charakteristische Elemente und ein „minor inflexible molecule“ besitzen (Apatit, Ilmenit, Zirkon). Die Summen der salischen und femischen Gemengteile werden, da systematisch wertvoll, für sich gebildet. Wetzell.

-
- Lane, A. C.: The grain of the igneous rocks. (Annual report of the Board of Geol. and Biol. Surv. f. 1909. Lansing 1911. 145—171.)
 Niggli, P.: Die Gasmineralisatoren im Magma. II. (Zeitschr. anorg. Chem. 1912. 77. 321—334. 15 Fig.)
 Tronquoy, R.: Origine de la myrmékite. (Bull. soc. franç. de min. 1912. 35. 214—223.)
-

Sedimentgesteine.

- Darton, N. H.: Silica and Lime deposition. (Geol. Charakterbilder von H. STILLE. H. 12. 1912. 6 Taf.)
 Schübel, W.: Über Knollensteine und verwandte tertiäre Verkieselungen. Diss. Halle. 1911. 36 p. 2 Taf.
 Sargent, H. C.: Clay bands in the limestone of the Crich inlier. (Geol. Mag. 1912. 406—412. 1 Fig.)
 Lacroix, A.: Sur la silification des végétaux par les sources thermales (Mont-Dore, Madagascar). (Bull. soc. franç. de min. 1912. 35. 208—211.)
 Andrée, K.: Über Kegeltexur in Sanden und Sandsteinen mit besonderer Berücksichtigung der Sandsteinkegel des oberen Unterdevon der Umgegend von Marburg. (Sitzungsber. d. Ges. z. Bef. d. ges. Naturwiss. Marburg. 1912. 49—55.)
 — Über das Bodenrelief und die Sedimente des Golfes von Neapel. Nach JOH. WALTHER's Unters. (PETERM. Mitt. 1912. 82—83.)
 — Über Sedimentbildung am Meeresboden. I. (Geol. Rundschau. 1912. 3. 324—360.)
 Roccati, A.: Ricerche lito-mineralogiche sopra alcuni pozzi profondi della pianura padana I. Pozzo di Alessandria. (Atti Acad. Sc. Torino. 1912. 47. 308—329.) II. Pozzi di Suzzara, Galliera, Massa Lombarda e Lodi. (Ebenda. 462—484.)
 Goetzinger, G.: Die Sedimentierung der Lunger Seen. (Verh. d. K. K. geol. Reichsanst. 1911. 173—208.)
 Satō, D.: On a small Sinter-cone formed by a Geyser at Obama, Hizen. (In: T. WADA, Beiträge zur Mineralogie von Japan. 1912. 4. 139—141. 1 Taf.)
-

Kristalline Schiefer. Metamorphose.

E. S. Bastin: Chemical composition as a criterion in identifying metamorphosed sediments. (Journ. of Geol. 17. 445—472. 1909.)

Verf. legt seinen Betrachtungen über die Diagnose kristalliner Gesteine mit Schiefer- oder Blätterstruktur (foliates) folgende Nomenklatur und Einteilung zu Grunde:

- I. Primary foliates, d. h. Massengesteine mit primärer Schicht- oder Schieferstruktur (Fluidalstruktur).
- II. Secondary foliates, d. h. kristalline Schiefer.
 1. Meta-igneous foliates.
 - a) meta-plutonic, b) meta-volcanic.
 2. Meta-sedimentary foliates.
 - a) siliceous, b) calcareous, c) pelitic, d) frangitic.
- III. Injection foliates, d. h. Injektionslamellen mit Schieferstruktur teils primärer, teils sekundärer Entstehung.

Es zeigt sich, daß die chemische Analyse nur bei einem, wenn auch überwiegenden Teil der „foliates“ die Einordnung in die vorstehende genetische Systematik ermöglicht. Dynamometamorphe Massengesteine, die zu irgend einer Zeit einmal Verwitterungsprozesse durchgemacht haben, verlieren ihre chemische Unterschiedlichkeit gegenüber den meta-sedimentary foliates. Ein die Gesteine chemisch einander nähernder Verwitterungsprozeß ist namentlich bei einstigen Ergußgesteinen in Erwägung zu ziehen. Bei frischen, auch durch frühere Zersetzungs Vorgänge nicht veränderten Gesteinen gelten die Kriterien, die Verf. der Hauptsache nach den Arbeiten von ROSENBUSCH, GRUBENMANN und VAN HISE entnommen und ausgebaut hat:

Für die Zugehörigkeit zu II, 2 a u. b liegen die chemischen Kennzeichen auf der Hand, für die Zugehörigkeit zu II, 2 c und d und gegen die Zugehörigkeit zu II, 1 sprechen folgende chemische Eigenschaften:

1. Vorherrschen von Mg gegenüber Ca (besonders zuverlässiges Kennzeichen bei einem Überschuß von 10% und bei basischem Gestein).
2. Vorherrschen von K gegenüber Na (diese Eigenschaft für sich hat geringen diagnostischen Wert, großen Wert in Verbindung mit ersterem Merkmal).
3. Vorhandensein von Al_2O_3 in reichlicherer Menge (+ 5%, sicher bei + 10%), als zur Absättigung von K_2O , Na_2O und CaO im Verhältnis 1:1, d. h. in der für die gewöhnlichen Massengesteinsminerale charakteristischen Menge, genügt.

4. Si-Überschuß, wobei allerdings auf die rein petrographische Klassifikation des zu untersuchenden Gesteins Rücksicht zu nehmen ist (Gültigkeit hauptsächlich bei Gneisen und Glimmerschiefern) und in Betracht zu ziehen ist, daß Kieselsäurereichtum auch beruhen kann auf Silikation eines Massengesteins während metamorphosierender Prozesse.

Die Kennlichkeit der Pelite in dynamometamorphem

Zustande beruht darauf, daß ihr chemischer Bestand sich während der Metamorphose nur wenig in Richtung auf den der Massengesteine ändert.

Die chemische Einordnung der Pelite und pelitischen kristallinen Schiefer (an ca. 120 Analysenbeispielen versucht) in das Schema des „quantitativen Systems“ (nach WASHINGTON, Tables of chemical analyses of igneous rocks, Prof. Pap. 14. U. S. Geol. Surv. 1903) führt oft zu Plätzen innerhalb der Klassen, Ordnungen und Reihen, die schon von Massengesteinen eingenommen und nach ihnen benannt sind; doch bleiben manche Analysen kristalliner Schiefer ohne solche Analoga. **Wetzel.**

F. Carney: The metamorphism of glacial deposits. (Journ. of Geol. 17. 473—487. 4 Textfig. 1909.)

Verf. behandelt den durch Grade des Metamorphismus verschiedenen petrographischen Charakter zweier pleistocäner Glazialablagerungen in New York und Ohio. Unter Metamorphismus werden alle Veränderungen verstanden, welche der glaziale Schutt erlitt, bis festes Gestein aus ihm wurde.

Die Ablagerungen der jüngeren Wisconsin drift sind gelblich, ein verwitterter, durch Auslaugung kalkarmer Geschiebemergel; ihr Metamorphismus besteht nur in Verwitterung. Die älteren glazialen Ablagerungen, Illinoien drift, sind bläulich und carbonatreich, kompakt und von Absonderungs-, Verwerfungs- und Faltungsvorgängen betroffen. Diese Eigenschaften (die blaue Farbe kann schon primär sein) erlangen wahrscheinlich alle Glazialablagerungen, einerlei, welcher Zusammensetzung und welcher allgemeinen Textur, im Verlauf langer Zeiträume, wenigstens soweit sie unter den Ablagerungen nachfolgender Eiszeiten begraben wurden. In dem behandelten Falle fehlt ein seitliches (streifenweises) Übergehen der gelben Schichten in die blauen oder ein allmählicher Farbumschlag, wie solches aus anderen Gegenden bekannt ist; es besteht überall eine feste Grenze.

Zur Erklärung dieser Verhältnisse ist anzunehmen, daß es sich um Ablagerungen aus zwei zeitlich vollkommen getrennten Glazialepochen handelt, daß die Metamorphose der älteren, soweit sie eine chemische ist, nämlich die Carbonation und Deoxydation nebst der damit zusammenhängenden blauen Farbe, bedingt wurde durch die erneute Eisbedeckung, mit welcher eine Sättigung des Gesteins mit zirkulierenden, kalkhaltigen Grundwässern verbunden war; die Verfestigung, die Kluftbildung und Faltung ist das Resultat des erheblichen Druckes, dem das Gestein während der neuen Eisbedeckung ausgesetzt war und dessen Größe aus einer Mächtigkeit des jüngeren Eises von über 750 m erhellt. Das bläuliche Gestein ist ehemaliger Verwitterungsspuren beraubt worden und gegen erneute Verwitterung widerstandsfähig geworden und zeigt zum Unterschiede gegen die gelblichen, jüngeren Geschiebemergel kaum rezente Verwitterungserscheinungen. **Wetzel.**

- Grubenmann, U.: Mineral- und Gesteinsbildung auf dem Wege der Metamorphose. (Handwörterb. d. Naturw. 6. 934—944. Jena 1912.)
- Koenigsberger, J.: Über Gneisbildung, und Aufschmelzungszonen der Erdkruste in Europa. (Geol. Rundschau. 1912. 3. 297—309. 1 Fig.)
- Uhlemann, A.: Die kontaktmetamorphen Schiefer des Bergener Granites. („Steinbruch“ 1912. 7. 698—700, 713—715.)
- Wagner, P.: Metamorphismus. („Steinbruch“ 7. 728—731.)
- Erdmannsdörffer, O. H.: Petrographische Mitteilungen aus dem Harz. VI. Über ein Quarzglimmergestein als Randfazies des Ramberggranites. (Jahrb. d. k. preuß. geol. Landesanst. 1911. 32. Teil II. 1912. 182—187. 1 Fig.)
- Die Einschlüsse des Brockengranits. (Jahrb. d. k. preuß. geol. Landesanst. 1911. 32. Teil II. 1912. 311—380. 6 Taf. 7 Fig.)
- Brauns, R.: Die chemische Zusammensetzung granatführender kristalliner Schiefer, Cordieritgesteine und Sanidinite aus dem Laacher Seegebiet. (Dies. Jahrb. Beil.-Bd. XXXIV. 1912. 85—175. 2 Taf.)
- Sauerbrei, W.: Petrographische Untersuchung sedimentogener kristalliner Schiefer aus dem oberen Veltlin. (Dies. Jahrb. Beil.-Bd. XXXIV. 1912. 1—41. 4 Taf.)

Experimentelle Petrographie.

- Jorissen, W. P. und L. Th. Reicher: J. H. van't Hoff's Amsterdamer Periode 1877—1895. Helder 1912. 8°. 106 p. 20 Fig.
- Doelter, C.: Handbuch der Mineralchemie. 1. Dresden u. Leipzig 1912.
- C. Doelter: Allgemeines über die Synthese der Silikate. 594.
- Methoden der Synthese der Silikate. 600.
- Die Silikatschmelzen. 628.
- E. Dittler: Die Silikate und Aluminate des Zements. 804.
- F. v. Arlt: Allgemeines über Zemente. 815.
- E. Zschimmer: Glas. 855.
- E. Berdel: Glasuren und Emails. 918.
- J. H. L. Vogt: Die Schlacken. 925.
- Weimarn, P. P. von: Grundzüge der Dispersionschemie. Dresden u. Leipzig. 1912. 8°. 127 p. 8 Fig. 2 Taf.
- Tammann, G.: Abhängigkeit der Kristallform von der Temperatur und Rekristallisation in Konglomeraten. Festschrift, W. NERNST zu seinem 25jähr. Doktorjub. gewidmet. Halle 1912.
- Über die Änderung der Eigenschaften der Metalle durch ihre Bearbeitung. (Zeitschr. phys. Chem. 1912. 81. 687—700. 2 Fig.)
- Über die Kristallisationsgeschwindigkeit. IV. (Zeitschr. phys. Chem. 1912. 81. 171—186. 4 Fig.)
- Faust, O.: Die Struktur, die Rekristallisationsfähigkeit und die Festigkeits-eigenschaften von Elektrolytkupfer. (Zeitschr. anorg. Chem. 1912. 78. 202—212. 3 Taf.)

- Goldschmidt, V. M.: Über die Anwendung der Phasenregel auf die Gesetze der Mineralassoziation. (Centralbl. f. Min. etc. 1912. 574—576.)
- Kittl, E.: Experimentelle Untersuchungen über Kristallisationsgeschwindigkeit und Kristallisationsvermögen bei Silikaten. (Zeitschr. anorg. Chem. 1912. 77. 335—364. 5 Fig.)
- Bekier, E.: Über das spontane Kristallisationsvermögen bei Wismut und Antimon. (Zeitschr. anorg. Chem. 1912. 78. 178—182.)
- Callendar, H. L.: On the expansion of vitreous silica. (Proc. phys. Soc. London. 1912. 24. 195—199.)
- Kremann, R.: Die gegenseitige Löslichkeit von CuCl und FeCl_2 und CuCl und NaCl und der Umwandlungspunkt $\text{FeCl}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ \rightleftharpoons $\text{Fe}_2\text{Cl}_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Wien, Anz. 1912. 249.
- Bowen, N. L.: The binary system: $\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ (Nephelite, Carnegieite) — $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ (Anorthite). (Journ. of Science. 1912. 33. 551—573.)
- Doelter, C.: Über die Viskosität von Silikatschmelzen. (Min.-petr. Mitt. 31. 88—89. 1912.)
- Balló, R. und E. Dittler: Bemerkung zu: Die binären Systeme Li_2SiO_3 : $\text{Al}_2(\text{SiO}_3)_2$ usw. (Zeitschr. anorg. Chem. 1912. 77. 451.)
- Blackie, A.: On the behaviour of fused silica at high temperatures. (Chem. News. 104. 77—79, 86—88. 1911.)
- Müller, W. J.: Über die Bildung von Silikatmineralien aus wässriger Lösung bei höherer Temperatur. (Zeitschr. f. angew. Chem. 25. 1273—1277. 6 Fig. 1912.)
- Friedrich, K.: Beiträge zur Kenntnis der thermischen Dissoziation und der Konstitution leicht zerlegbarer Mineralien. (Centralbl. f. Min. etc. 1912. 616—626, 651—660. 25 Fig.)
- Nacken, R.: Über die Bildung des Apatits I. (Centralbl. f. Min. etc. 1912. 545—559. 6 Fig.)
- Smits, A.: Über das System Eisen-Kohlenstoff. (Zeitschr. f. Elektrochem. 1912. 18. 816.)
- Ruff, O.: Über das System Eisen-Kohlenstoff. (Zeitschr. f. Elektrochem. 1912. 18. 761—764.)
- Loebe, R. und E. Becker: Das System Eisen-Schwefeleisen. (Zeitschr. anorg. Chem. 1912. 77. 301—319. 2 Taf. 8 Fig.)
- Jaeger, F. M., und H. S. van Klooster: Studien über natürliche und künstliche Sulfoantimonite und Sulfoarsenite. (Zeitschr. anorg. Chem. 1912. 78. 245—268. 6 Fig. 4 Taf.)
- Day, A. L., and R. B. Sosmann: The expansion coefficient of graphite. (Journ. of Industr. and Engineering Chemistry. 1912. 4. 8 pl. 3 Fig.)
- Kunze, H. H.: Über schmelzflüssigen Carnallit. Inaug.-Diss. Berlin 1912. 40 p. 11 Fig.
- Hlawatsch, C.: Thenardit als Absatz aus Kesselwasser. (Min. Petr. Mitt. 31. 89—92. 1912. 2 Textfig.)
- Hezner, L.: Über ein neues chromhaltiges Magnesiumhydroxydcarbonat. (Centralbl. f. Min. etc. 1912. 569—571.)

Léon, G.: Sur quelques concrétions artificielles de carbonate de chaux. (Bull. soc. franç. de min. 1912. 35. 172—177.)

Wartenberg, H. v.: Über die Reduktion des Quarzes durch Wasserstoff. (Zeitschr. f. Elektrochem. 1912. 18. 658—660.)

Bridgman, P. W.: Verhalten des Wassers als Flüssigkeit und in fünf festen Formen unter Druck. (Zeitschr. anorg. Chem. 1912. 77. 377—455. 28 Fig.)

Europa.

b) Rußland.

L. Duparc: Sur les schistes cristallins de l'Oural. (Compt. rend. 148. 1683—85. Paris 1909.)

Die Gesteine des nördlichen Urals, die man als kristalline Schiefer bezeichnet, haben als Hangendes unterdevonische Tonschiefer, als Liegendes Quarzite und quarzreiche Konglomerate von unbekanntem Alter. Jene kristallinen Schiefer zerfallen in einen sehr verbreiteten, quarzreichen Typus, der metamorphe Sedimente darstellt, einen zweiten, weniger verbreiteten, basischeren Typus, der metamorphe intrusive Diabase repräsentiert. Innerhalb des ersten Typus unterscheidet Verf. Quarzitschiefer (1), Quarzitericitschiefer (2). Albitsericitgneis (3), innerhalb des zweiten Typus Albitepidot-amphibolit (4), Albitchloritschiefer (5), Glaukophanschiefer (6); letzterer zeigt nematoblastische Struktur, indem Glaukophan-Nadeln, Körner von Epidot und Magnetit sowie Blätter von hellem Glimmer ein Gewebe bilden, in welchem sich Xenoblasten von Albit, Porphyroblasten von Magnetit und große Penninblätter befinden. Die Analysen obiger 6 Typen ergaben:

	1.	2.	3.	4.	5.	6.
Si O ₂	90,13	71,20	65,69	48,29	43,78	52,92
Ti O ₂	0,25	0,47	0,95	1,30	3,03	2,98
Al ₂ O ₃	4,27	11,24	16,23	12,71	15,58	14,40
Fe ₂ O ₃	0,87	2,05	2,90	3,37	2,99	5,77
Fe O	0,22	2,63	2,74	11,16	10,98	7,67
Mn O	—	—	—	—	—	—
Mg O	0,34	2,98	1,88	7,13	8,49	3,23
Ca O	0,79	1,53	0,55	9,51	5,84	4,42
Na ₂ O	1,44	1,51	2,48	3,33	3,22	3,64
K ₂ O	1,21	3,13	4,09	0,64	1,16	2,23
Glühverl. . .	0,82	3,38	2,97	3,55	5,94	3,34
Sa. . .	100,34	100,12 ¹	100,48 ²	100,99	101,01	100,60

Johnsen.

¹ Verf. gibt 100,02 an. ² Verf. gibt 100,43 an.

c) Deutsches Reich.

Wagner, W.: Geologische Beschreibung der Umgebung von Fladungen vor der Rhön. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. f. d. Jahr 1909, 30, 2, 109—174. 1 Karte. 1 Taf. Prof. 3 Fig. Berlin 1910. Inaug.-Diss. Straßburg 1910.)

Die Umgebung von Fladungen gehört zum östlichen Vorland der Rhön. Das Gebiet, im wesentlichen der östlichen Hälfte des Blattes Hilders 1:25000 entsprechend, umfaßt die Ostseite der sogen. „Langen Rhön“ von den Steinköpfchen nördlich vom Ellenbogen bis zum Süden des „Schwarzen Moores“.

Das Gebiet setzt sich hauptsächlich aus Sedimenten der Triasformation zusammen, vom mittleren Buntsandstein angefangen bis zur unteren Abteilung des mittleren Keupers. Von jüngeren Sedimenten kommen noch solche des Tertiärs (Miocän), Diluviums und Alluviums in Betracht. Zu den tertiären Sedimenten gehören auch basaltische Tuffe. Von kompakten Eruptivmassen beteiligen sich an dem Aufbau des Gebietes noch in hervorragendem Maße basaltische Gesteine, größtenteils in Form von Decken, die teils den triadischen Sedimenten unmittelbar aufliegen, teils durch tertiäre Bildungen von ihnen getrennt sind. Außer in Decken finden sich die Basalte noch in Gängen und in Schloten.

Es folgen ausführliche Beschreibungen der Triassedimente, besonders vom Muschelkalk werden ausführliche Profile gegeben. Wegen der Einzelheiten derselben muß auf das Original verwiesen werden. Das Tertiär, das am Ostabhang der Langen Rhön über den triadischen Sedimenten und unter der Basaldecke auftritt, wird in ein älteres vorbasaltisches Tertiär, aus sandigen Tonen, Quarzsanden und quarzitischen Schottern bestehend, und ein jüngeres Tertiär gegliedert, das, gleichzeitig mit den Eruptivgesteinen, aus Süßwassermergeln, Süßwasserkalken, Braunkohlen und Basalttuffen besteht. Die Braunkohlenflöze besitzen z. T. Mächtigkeiten von 1 m, $1\frac{1}{2}$ —5 m. Zu den Alluvialbildungen gehören ausgedehnte Moorbildungen auf der Höhe der Langen Rhön. Darunter vor allen Dingen das sogen. Schwarze Moor mit 43,2 ha Ausdehnung und einer Tiefe von 6,2 m. Tektonische Störungen in den Triasschichten finden sich weniger an den Abhängen der Langen Rhön als in dem östlichen Vorland derselben. Die bedeutendste Störung bildet die Grabensenke, die von Fladungen in nord-nordöstlicher Richtung verläuft. Die größte Sprunghöhe dieser Störung beträgt 350 m. Die Schichten, welche die Abhänge der Langen Rhön zusammensetzen, und die von Störungen nur wenig betroffen wurden, zeigen ein Fallen von 2—3° nach Nordosten. Die großen Schwankungen in der Höhenlage des Tertiärs von der Guckas nach Süden zu, wurden von PROESCHOLDT auf nachtertiäre Verwerfungen zurückgeführt. Nach den Untersuchungen des Verf.'s trifft dies nicht zu. Ebenso stimmen die Beobachtungen des Verf.'s über die Lagerungsverhältnisse des Tertiärs im Eisgraben nicht mit den Angaben von HASENKAMP und PROESCHOLDT

überein. Die Verhältnisse des Eisgrabens werden an Hand eines Profils ausführlich geschildert. Nach den Untersuchungen des Verf.'s besteht, in Übereinstimmung mit den Resultaten BÜCKING's, kein Zusammenhang zwischen den vortertiären tektonischen Störungen und dem Auftreten von Eruptivmassen.

Die Eruptivmassen gehören ausschließlich basaltischen Gesteinen an. Lokal sind namentlich blasige Basalte in Bol zersetzt, so tritt z. B. am Sophienhain bei Frankenheim mehrere Meter mächtiger verhältnismäßig reiner Bol auf.

Unter den Basalten werden unterschieden:

Plagioklasbasalte und Dolerite. Plagioklasbasalte besitzen keine große Verbreitung, sie sind teils dicht, teils blasig oder mandelsteinartig ausgebildet. Die Ausfüllung der Blasenräume besteht meist aus Calcit, seltener aus Phillipsit. Es werden glasfreie und glasführende Varietäten unterschieden. Einsprenglinge sind Olivin und Augit, die Grundmasse besteht aus Plagioklas, Augit, Olivin und bei den glasführenden braunem oder farblosem Glas. Unter den akzessorischen Mineralien tritt Biotit auch eingebettet im Calcit der Drusenräume auf, ferner kommen darin vor farblose Würfelchen von 0,04 mm Größe, die weder von Salzsäure noch von warmer konzentrierter Schwefelsäure angegriffen werden. Chemische Natur der Würfelchen unbekannt. Die Dolerite sind gleich zusammengesetzt wie die Plagioklasbasalte, unterscheiden sich von ihnen nur durch ihr gröberes Korn und ihre divergentstrahlige körnige Struktur.

Nephelinbasalte besitzen neben Nephelinbasaniten die größte Verbreitung in dem untersuchten Gebiete. Am häufigsten treten sie in ausgedehnten Decken auf, spärlicher in Kuppen. Es werden unterschieden Nephelinbasalte mit porphyrischer Struktur und solche, die mehr gleichkörnig ausgebildet sind. Die porphyrischen werden weiterhin in solche mit idiomorphem Nephelin und solche mit Nephelin als Füllmasse unterschieden. Die beiden letzteren Gruppen sind aber keine geologisch verschiedenen Gesteine. Der Nephelinit vom Höhlwald bei Frankenheim ist, wie schon LENK betont hat, kein selbständiges Gestein, sondern bildet nur gröbere aderartige Ausscheidungen von $\frac{1}{2}$ cm Dicke in dichtem Nephelinbasalt. Nephelinbasanite, in Form von Decken und Kuppen, besitzen eine ähnliche Verbreitung wie die Nephelinbasalte. Die Nephelinbasanite besitzen anscheinend nur z. T. geologische Selbständigkeit, in anderen Fällen sind sie wohl als Randfazies von Nephelin- oder Feldspatbasalten zu betrachten. Die Struktur ist durchweg porphyrisch. Ein farbloses oder bräunliches Glas findet sich nur in einzelnen Vorkommnissen. Sekundär finden sich zuweilen in Blasenräumen Calcit, Phillipsit und Hyalit.

Limburgite treten nur in wenigen Gängen und Durchbrüchen auf. Sie sind teils blasig und mandelsteinartig ausgebildet. Es sind vorwiegend Limburgite I. Art, nur ein Limburgit II. Art.

Von Einschlüssen in den basaltischen Gesteinen treten auf ein-

mal Bruchstücke der durchbrochenen Nebengesteine der Trias, ferner Bruchstücke von gabbroartigen und granitischen Gesteinen.

Von vulkanischen Trümmergesteinen werden Basalttuffe und Schlotbreccien beschrieben. Die Basalttuffe treten zusammen mit anderen tertiären Sedimenten auf und sind bisweilen verschiedenen Basaltergüssen zwischengeschaltet. Die Gesamtmächtigkeit der Tuffe beträgt etwa 50 m.

Über die gegenseitigen Altersverhältnisse der Basalte in dem untersuchten Gebiete ist mangels genügender Aufschlüsse ein sicheres Urteil nicht möglich.

J. Soellner.

F. Kallhardt: Geologische Beschreibung der Umgegend von Spahl in der Rhön, mit besonderer Berücksichtigung der Eruptivgesteine. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. f. d. Jahr 1909. 30, 2. 175—225. 1 Karte, Berlin 1910. Inaug.-Diss. Straßburg 1910.)

Die Umgebung von Spahl, einem Dorfe ca. 20 km nordöstlich von Fulda, gehört der kuppenreichen Rhön an, die im Nordwesten der eigentlichen oder Hohen Rhön vorgelagert ist. Das Gebiet liegt ungefähr zwischen den Dörfern Geismar und Ketten im Osten, Gotthardt und Morles im Süden, Morles, Hofaschenbach und Haselstein im Westen, und Setzelbach im Norden. Die Sedimente gehören in der Hauptsache der Trias an, die vom mittleren Buntsandstein bis zur unteren Abteilung des mittleren Keupers vertreten ist. Von jüngeren Sedimenten sind außer diluvialen und alluvialen Ablagerungen Spuren von Tertiär nicht näher bestimmbar. Die Triassedimente sind von über 150 selbständigen Durchbrüchen von Basalten und Phonolithen durchstoßen. Die Basalte kommen teils in Decken, teils gang- und schlotförmig vor, die Phonolithe vorwiegend in Gängen und Schloten. Deckenreste von Phonolithen sind nur spärlich.

Die tektonischen Verhältnisse des Gebietes sind einfach. Die Triasschichten fallen schwach nach Norden ein, Einfallen ca. 2—4°. Verwerfungen sind nur in geringer Zahl vorhanden, mit Sprunghöhen von ca. 50 m. Die Störungen sind wahrscheinlich älter als der Basalt. Beziehungen zwischen Verwerfungen und den Basalt- oder Phonolithdurchbrüchen sind im Bereich des Kartengebietes nicht nachweisbar.

Die Eruptivgesteine sind teils Phonolithe, teils basaltische Gesteine. Von Phonolithen werden 27 selbständige Vorkommnisse aufgeführt, außerdem tritt Phonolith an verschiedenen anderen Stellen in vereinzelt Blöcken auf. Als wesentliche Bestandteile der Phonolithe werden Sanidin, Plagioklas, Nephelin, Nosean und Augit beschrieben, als akzessorische Hornblende Magnetit, Apatit und Titanit. Die akzessorische Hornblende ist in den meisten Phonolithen in durchschnittlich 1 cm langen Nadeln vorhanden. Sie zeigt immer Resorptionserscheinungen, vorwiegend unter Neubildung von Magnetit, seltener unter Bildung von Rhönit. Nach der Struktur werden wie gewöhnlich trachytoide und nephelinitoide Phono-

lithe unterschieden. Zwischen beiden Typen bestehen Übergänge, selbst in ein und demselben Gesteinskörper. Die trachytoiden Phonolithe walten vor.

Unter den basaltischen Gesteinen werden unterschieden:

Nephelintephrite, auf fünf Vorkommnisse beschränkt. Sie vermitteln den Übergang von den Phonolithen zu den Basalten. Die Tephrite von der kleinen flachen Kuppe 600 m nordnordöstlich von Wallings und von dem Durchbruch auf der Höhe zwischen Neuer Berg und Nüst-Berg Kurve 520 führen blauen Hauyn in Körnern und scharf ausgebildeten Kristallen.

Nephelinbasanite, die Hauptmasse der in dem Kartengebiete auftretenden Eruptivgesteine umfassend. Nach dem Auftreten oder Fehlen von Hornblende als Einsprengling werden unterschieden: Nephelinbasanite ohne Hornblende und Nephelinbasanite mit Hornblende. Die Gesteine der letzteren Gruppe werden bei der Beschreibung mit den hornblendehaltigen Feldspatbasalten als besondere Gruppe der Hornblendebasalte zusammengefaßt. Von Basaniten ohne Hornblende werden 40 Fundorte angeführt. Einsprenglinge sind Olivin, Augit und Magnetit, die Grundmasse besteht aus Augit, Plagioklas, Nephelin und Magnetit. Nur in drei Vorkommnissen tritt dazu noch etwas farblose oder bräunliche Glasbasis. Alle anderen Basanite zeigen eine holokristallin-porphyrische Struktur. Von akzessorischen Mineralien findet sich überall Apatit und zuweilen reichlich Biotit. Als Drusenausfüllungen hier und da Kalkspat, Chabasit und Natrolith.

Hornblendebasalte (hornblendehaltige Basanite und Feldspatbasalte). Hornblendebasalte treten in dem untersuchten Gebiete in größerer Anzahl auf, darunter 48 Vorkommnisse von hornblendehaltigen Basaniten und 7 Vorkommnisse von hornblendehaltigem Feldspatbasalt. Alle Hornblendebasalte des Gebiets bilden ohne Ausnahme isolierte Durchbrüche von meist nur geringem Umfang. Der Gehalt an Hornblende-Einsprenglingen ist sehr ungleich. Bei einigen Vorkommnissen beträgt er $\frac{1}{3}$ der ganzen Masse, bei anderen sind nur wenige Kriställchen vorhanden. Es gibt jedoch alle möglichen Zwischenglieder. Die Struktur ist mit wenigen Ausnahmen eine holokristallinporphyrische. Im großen und ganzen sind die Hornblendebasalte etwas grobkörniger als die hornblendefreien Basanite und Feldspatbasalte. Die Hornblendekristalle zeigen in den meisten Fällen eine mehr oder weniger starke Resorption unter Ausscheidung von Rhönit, oder von Rhönit und Magnetit, oder von Magnetit allein. Häufig ist auch Augit neu gebildet. Die Größenangabe der neugebildeten Rhönitkriställchen, 8 mm (!), beruht wohl auf einem Druckfehler. Die größten vom Ref. je beobachteten Rhönitstäbchen, die aus Hornblende durch Umschmelzung entstanden sind, maßen nur 0,16 mm!

Feldspatbasalte sind in dem Gebiet verhältnismäßig selten. Im ganzen 8 Vorkommnisse mit teils hypokristallinporphyrischer, teils holokristallinporphyrischer Struktur.

Nephelinbasalte werden von 9 Fundorten aufgeführt. Die meisten enthalten etwas Plagioklas. Wenn dessen Menge über $\frac{1}{4}$ des Nephelingehtes betrug, wurden die Gesteine zu den Basaniten gestellt. Die Struktur ist vorwiegend holokristallinporphyrisch, nur an zwei Vor-

kommnissen enthält der Nephelinbasalt reichlich Glasbasis. Olivin zuweilen in gegabelten Leisten.

Limburgite werden von 10 Fundorten angeführt, darunter 6 Limburgite I. Art, und 4 Limburgite II. Art. Die Limburgite bilden teils größere Kuppen, teils kleine isolierte Durchbrüche, darunter ein nur 15 cm breiter Gang. Die meisten Limburgite sind magnetitarm. Die Glasbasis ist vorwiegend braun, in einzelnen Limburgiten farblos.

Unter den vulkanischen Trümmergesteinen werden Basalttuffe und Schlotbreccien unterschieden. Phonolithtuffe sind nur ganz untergeordnet. Die meisten Basalttuffe zeigen keinerlei Schichtung und sind als feine Schlotbreccien aufzufassen. Das feine vulkanische Material derselben ist durch ein kalkiges oder bolartiges Bindemittel verkittet. Die Tuffe enthalten häufig makroskopisch sichtbare Kristalle von Hornblende und Augit.

Die Schlotbreccien bestehen aus Bruchstücken von Eruptivgesteinen und den durchbrochenen Sedimentgesteinen. Vereinzelt wurde mittelkörniger glimmerarmer Granit darin gefunden.

Bezüglich der Altersverhältnisse der Eruptivgesteine wird vom Verf., in Übereinstimmung mit BÜCKING, festgestellt, daß die Phonolithe die ältesten tertiären Eruptivgesteine sind. Über das relative Alter der verschiedenen Basalte konnte nichts Bestimmtes ermittelt werden, da nirgends Ergüsse nachweislich übereinander liegen oder Berührungspunkte von zwei Ergüssen aufgeschlossen sind.

J. Soellner.

h) Italien. Sizilien, Sardinien.

P. Aloisi: Rocce granitiche negli scisti della parte orientale dell' isola d'Elba. (Atti d. Soc. Toscana di Sc. Nat. Pisa. Mem. 26. 1—29. 1 Taf, Mikrophotogr. 1 Fig. Pisa 1910.)

Im östlichen Teil der Insel Elba treten ausgedehnte präsilurische feldspatführende und chloritische Schiefer mit Gneisstruktur auf, die nach LOTTI Phylliten, Cornubianit und Fleckenschiefern entsprechen sollen. Im unteren Teile dieser Formation treten hauptsächlich längs der Meeresküste zahlreiche granitische Gänge auf. Verf. hat die Gesteine dieser Gänge und der durchbrochenen Schiefer in dem Gebiet zwischen dem Tal del Fosso di Mar di Carvisi und Longone mikroskopisch untersucht und von den wichtigen Typen auch Analysen ausgeführt. Die Gänge sind auch außerhalb dieses Gebietes verbreitet, aber in dem untersuchten Abschnitt besonders zahlreich. Außerdem treten die granitischen Gesteine auch in größeren Massen auf, ähnlich dem Granit vom Monte Capanne auf Elba.

Die kleineren Gänge haben häufig aplitischen Habitus. Eine scharfe Unterscheidung in aplitische und granitische Gänge ist nicht möglich, da zahlreiche Übergänge existieren. Häufig ist ein und derselbe Gang im Zentrum granitisch, an den Rändern aplitisch. Die kontaktmetamorphe Einwirkung auf die umgebenden Schiefer ist bei beiden gleich.

Die unveränderten Schiefer bestehen hauptsächlich aus Quarz und weißem sericitischem Glimmer, beide ungefähr in gleichen Mengen. Dazu kommt in wechselnden Mengen Orthoklas, im allgemeinen ziemlich groß ausgebildet. Der Orthoklas zeigt schon beginnende Umwandlung in Kaolin und Muscovit. Quarz tritt häufig noch in schmalen Adern auf, lokal auch in großen Mandeln, die technisch ausgebeutet werden. Akzessorisch treten auf Chlorit, Turmalin, Epidot, Zoisit, Zirkon und Apatit, alle ziemlich spärlich. Die Struktur ist blastopsammitisch. Die Textur ist ziemlich verschieden, zuweilen Relikttextur, Lineartextur oder Lentikulartextur. Zwei Proben wurden analysiert, die eine (I) war völlig frei von Feldspat, die andere (II) enthielt Feldspat in geringer Menge. Analysen siehe p. -83-.

Nahe am Kontakt mit den granitischen Gesteinen bestehen die Schiefer aus Glimmern (Muscovit, Biotit und wahrscheinlich eine dritte Varietät zwischen diesen beiden), Quarz, Andalusit und wenig Feldspat (Orthoklas und saurer Plagioklas). Weitere Gemengteile sind Turmalin, zuweilen in ziemlich großer Menge, ferner Magnetit und Titaneisen, selten Zirkon. Die Grundmasse des Gesteins ist im allgemeinen sehr fein, bald Glimmer mit Andalusit vorherrschend, bald Quarz. In einem Schiefer beim ersten Haus von Longone, am Kontakt mit einem Granitgängchen, fehlen Biotit und Andalusit fast ganz, vorhanden sind nur Muscovit, Chlorit, zersetzter Cordierit und Turmalin.

Bei den kontaktmetamorph veränderten Schiefen ist die Reliktstruktur verschwunden, die Struktur ist granoblastisch, wenn Quarz fast ausschließlich vorhanden ist, porphyroblastisch, wenn Andalusit in großen Individuen auftritt. Die Textur ist im großen und ganzen ähnlich derjenigen der unveränderten Schiefer. Unter III Analyse eines kontaktmetamorph veränderten Schiefers. Die OSANN'schen Werte für I, II und III sind:

	S	A	C	F	M	T	k	a	c	f
I. . . .	83,58	4,40	0,47	2,37	0,00	4,31	2,8	12,0	1,5	6,5
II. . . .	83,26	4,77	0,33	1,92	0,00	4,62	2,7	13,5	1,0	5,5
III. . . .	59,43	5,22	0,58	17,54	0,00	11,43	1,19	4,5	0,5	15,0

In der OSANN'schen Dreiecksprojektion liegen I und II im zweiten Sextanten bei den Alkalifeldspatgneisen, III liegt im dritten Sextanten in der Nähe des Gruppenmittels der Gruppe II von GRUBENMANN (Gneis mit Aluminiumsilikaten). Die Werte a, c, f sind fast die gleichen wie beim Cordieritgneis von Lunzenau in Sachsen.

Von granitischen Gesteinen tritt auf der linken Seite des Tales del Fosso Mar di Carvisi bei der Lokalität „Serra“ ein Stock von Granitit auf, von dem aus zahlreiche Apophysen von granitischem Habitus in die umgebenden Schiefer eindringen. Der mittel- bis grobkörnige Granitit der Serra besteht aus Orthoklas, zonarem Plagioklas (Kern vielleicht Andesin, Rand Oligoklas bis Oligoklas-Albit), Quarz, Biotit, öfters in Chlorit umgewandelt, und Muscovit. Die Analyse des Granitits von der „Serra“ unter IV. Verf. vergleicht die Analyse mit der des Granits von

Monte Capanne, mit dem der Serra-Granitit sehr nahe übereinstimmt. Die OSANN'schen Werte für den Serra Granitit sind

	S	A	C	F	n	a	c	f
IV.	78,93	6,08	2,32	4,27	5,82	9,5	3,5	7,0

In der Dreiecksprojektion fällt der Serra-Granitit in den II. Sextanten in die Nähe der Typen Katzenfels und Melibocus.

Der untersuchte Aplit stammt von einem Gang aus der Nähe von Longone. Es ist ein feinkörniger, weißer Aplit, aus Quarz, Orthoklas, Oligoklasalbit, wenig Muscovit bestehend, mit spärlichen schwarzen Pünktchen von Turmalin. Das Gestein zeigt infolge von Druckwirkungen Mörtelstruktur. Die Analyse dieses Gesteins folgt unten unter V. Die OSANN'schen Werte für diesen Aplit sind:

	S	A	C	F	n	a	c	f
V.	82,52	6,97,	1,48	0,00	6,38	16,5	3,5	0,0

In der Dreiecksprojektion liegt der Punkt für dieses Gestein im I. Sextanten auf der Basis des Dreiecks. Verf. vergleicht das Gestein mit dem Typus Milton der Granitaplite bei OSANN.

	I.	II.	III.	IV.	V.
Si O ₂	76,65	74,57	47,71	71,58	76,52
Ti O ₂	—	—	1,53	0,83	—
Al ₂ O ₃ . . .	14,24	14,73	23,97	13,01	14,17
Fe ₂ O ₃ . . . } ¹	1,84	1,44	12,61	3,13	0,54
Fe O }					
Ca O	0,41	0,27	0,44	1,81	0,61
Mg O	0,52	0,43	3,27	1,14	0,20
Na ₂ O	1,28	1,01	1,41	3,33	4,24
K ₂ O	4,35	5,13	4,56	3,63	3,66
Glühverlust .	1,61	1,71	4,04	1,07	0,92
	<u>100,90</u>	<u>99,29</u>	B ₂ O ₃ Spur	<u>99,53</u>	B ₂ O ₃ Spur
Sp. Gew.	2,68	2,65	Sa. 99,54	Sp. G. 2,64	Sa. 100,86
		Sp. Gew. 2,85		Sp. Gew. 2,59	

- I. Unveränderter Schiefer vom Tal Valdana, unterhalb C. Puccini und C. Signorini, vollständig frei von Orthoklas.
- II. Unveränderter Schiefer von ebenda, mit geringen Mengen von Orthoklas.
- III. Kontaktmetamorph veränderter Schiefer (Andalusitglimmerschiefer).
- IV. Granitit von Serra, auf der linken Seite des Tales del Fosso Mar di Carvisi.
- V. Aplit von Longone.

¹ Alles Eisen als Fe₂O₃ bestimmt.

Die Gänge von intermediärem Typus zeigen im allgemeinen einen Habitus, der vom granitischen zum aplitischen wechselt. Sie sind ausgezeichnet durch einen Wechsel des Kornes von feinem bis zu grobem und durch das Vorhandensein von Biotit neben Muscovit, bald Biotit vorherrschend, bald Muscovit. Die weiteren Gemengteile sind Quarz, Orthoklas, Oligoklasalbit, Turmalin, spärlich Zirkon und Apatit.

Zum Schluß folgen einige Bemerkungen über das Vorkommen der Gesteine und eine Zusammenfassung der Resultate. 1. Der Granit der Serra entspricht dem Granit vom Monte Capanne auf Elba. 2. Die granitischen Gesteine der Ostseite und Westseite von Elba sind wahrscheinlich gleicher Entstehung und gleichen Alters. 3. Die Natur der Gänge zeigt alle Übergänge vom granitischen Typus zum aplitischen. 4. Die Gänge sind scharf gegen das Nebengestein abgesetzt. 5. Es sind Injektionsgänge und keine Sekretionsgänge, wie LORTI behauptet. 6. Der Turmalin ist pneumatolytischer Entstehung. 7. Die granitischen Gesteine der Ostseite von Elba sind dynamometamorph beeinflußt, die Injektion der Gänge ist daher vorapenninisch, prätertiär. J. Soellner.

Asien. Malaiischer Archipel.

J. Tanatar: Beiträge zur Petrographie des russisch-armenischen Hochlandes. (Min.-petr. Mitteil. 29. 211—246. 1910.)

Verf. beschreibt eine Anzahl Gesteine von der Straße Tiflis—Alexandropol, aus den Tälern des Garpi im Westen und Akstafa im Osten, zwischen den Stationen Karaklis und Akstafa. Die Strecke liegt am Nordfuß des Bambak- und Naltokjan-Gebirges zwischen $62^{\circ} 07'$ — $62^{\circ} 48'$ ö. L. v. Ferro und $40^{\circ} 49'$ — $40^{\circ} 51'$ n. Br. Vorherrschend sind es porphyrische Eruptivgesteine und deren Tuffe, leider ist das Alter derselben nicht angegeben, es dürfte nach der Schilderung ungefähr mesozoisch sein. Die Tuffe, sowie die Kalke führen Foraminiferen. Die beschriebenen Gesteine sind: 1. Quarzporphyr mit verschiedenen Varietäten. 2. Orthoklasporphyr in zwei Varietäten. 3. Porphyrit in mannigfaltigen Abarten. 4. Tuffe. 5. Hornblende-granit. 6. Syenit. 7. Diorit. 8. Kalkstein. 9. Konglomerate, welche aber z. T. mit den Tuffen in nahem Zusammenhang zu stehen scheinen, da Tuffmaterial bei einigen das Bindemittel, Eruptivgesteine die Gerölle bilden. Die Ergebnisse der Untersuchung stehen nach Angabe des Verf.'s vielfach in Widerspruch mit denen älterer Autoren, so daß zu vermuten ist, daß letztere z. T. auf anderen Wegen sammelten.

1. Quarzporphyr. Mächtige Decken¹, mit Tuffen wechsellagernd, meist wenig frisch, häufig säulenförmig oder plattig abgesondert; ferner Gänge, die Tuffe und Decken durchsetzen, bisweilen kugelige Absonderung zeigen und nach dem Verf. veränderte Pechsteine, Pechsteinporphyre und Bimssteine (!) sind. Die Quarzporphyre der Decken führen Einsprenglinge von Quarz mit Sphärolithkränzen, stark in Sericit und Carbonate zersetzten Plagioklas, dessen jetzt erkennbare Reste Albit sind, der aber nach den frischeren Funden in einigen Gängen Labrador gewesen sein dürfte, und ein in Seladonit, Carbonate und ein zeolithartiges Mineral (Neg. spitze Bissectrix senkrecht auf die Spaltbarkeit, Auslöschung unzulässig und stark dispergiert, Lichtbrechung niedrig) umgewandelter Pyroxen; die Grundmasse ist meist sphärolithisch, mit großem Reichtum an Orthoklas. An Nebengemengteilen finden sich Apatit, Titanit, Titaneisen und Leukoxen. Als Produkte der Zersetzung sind seladonitische, chloritische Substanzen, rostige Stäubchen von Opacit, sowie Carbonate in der Grundmasse verteilt. Die Ganggesteine sind teils ähnlich wie die Deckengesteine, teils ist ihre Grundmasse felsitisch oder auch granophyrisch entwickelt, in einem Vorkommen zwischen Delischan und Nikitino fehlt Quarz als Einsprengling, findet sich aber reichlich in der Grundmasse; in diesem Gesteine ist auch noch etwas frischer, farbloser Pyroxen in den Einsprenglingen erhalten, er scheint jedoch auch in der Grundmasse vorhanden gewesen zu sein, welche deutliche orthophyrische Struktur zeigt. Die Feldspatleisten der Grundmasse sind zonar gebaut und zeigen einen stark zersetzten Kern und eine frische Hülle. Als sekundäre Substanzen finden sich in einigen Gängen in Blasenräumen Opal, Chalcedon, Pyrit und Plagioklas.

2. Orthoklasporphyr. Zwei kleine Gänge; der eine steht zwischen Dscharhetsch und Delischan an und scheint der frischere zu sein, er führt Einsprenglinge von Labrador und Biotit in einer trachytisch struierten Grundmasse von Orthoklasleisten. Das zweite Gestein ist stark zersetzt, die Einsprenglinge, makroskopisch nicht mehr hervortretend, sind in Albit verwandelt, Biotit fehlt. In der Grundmasse findet sich zwischen den gezähnelten Feldspatleisten etwas Quarz.

3. Porphyrite. Zu diesen zählt der Verf. eine größere Anzahl ganz verschiedener Gesteine, deren Beschreibung aber wegen der unklaren Darstellung nur schwer auseinanderzuhalten ist. Soviel sich derselben entnehmen läßt, scheinen folgende Gesteine unter dieser Gruppe eingereicht zu sein:

a) Augitporphyr, mit oder ohne Einsprenglinge von Biotit und von Olivin. In einer holokristallinen oder hypokristallinen, namentlich bei den biotitführenden Gliedern fluidal struierten Grundmasse, welche meist so unfrisch zu sein scheint, daß das Glas in chloritische oder seladonitische Substanzen umgewandelt ist, liegen Einsprenglinge von grünem Augit (in wenigen Fällen fehlend, in einem Fall allein vorhanden),

¹ Der Fels Mollakaja wird von Quarzporphyr gebildet und erhebt sich aus Tuffmassen.

Labrador, dessen Kern meist zersetzt ist, dessen wasserklarer Rand aber zur Zeit der Grundmasseerstarung weiterwuchs und trotz des Widerspruches des Verf.'s Orthoklas, wie es auch BÄCKE angab, zu sein scheint¹, serpentinisiertem Olivin und rotbraunem, korrodiertem Biotit. Die Grundmasse scheint hauptsächlich aus Leisten von Feldspat, braunen Augitmikrolithen und einem Staub von Erz, welch letzteren Verf. als „Opacit“ bezeichnet, zu bestehen. Die Augite der olivinführenden Varietäten sind mehr bräunlich als die der anderen. Die Feldspäte sind häufig in Opal, die Augite in Carbonate, chloritische und seladonitische Substanzen umgewandelt. Akzessorisch sind Apatit, wenig Titanit und bei den Übergängen zu den Hornblendeporphyriten grüne Hornblende zu verzeichnen. Alle Einsprenglinge scheinen reich an Einschlüssen von Glas, Opacit und den Bestandteilen der Grundmasse zu sein, so findet sich Plagioklas auch als Einschluß im Biotit. Als Mandelfüllung treten ein Zeolith mit neg. Charakter der Längsrichtung, Calcit, Chorit und Opal auf. Diese Gesteine sind vielleicht richtiger als Basalt zu bezeichnen.

b) Labradorporphyr. Die Einsprenglinge sind vorzugsweise Labrador, die Grundmasse ist holokristallin, zwischen den Felspatleisten tritt in stärker zersetzten Varietäten Carbonat und Pennin auf.

c) Diabasporphyr. Holokristallin-körnig, ohne deutliche porphyrische Struktur, sonst ähnlich den beiden vorigen. Der Plagioklas ist in Albit umgewandelt.

d) Hornblendeporphyr. Als Einsprengling tritt eine grüne, mitunter mit Augit verwachsene Hornblende, oft mit Opacitsaum, neben den bei Augitporphyr erwähnten Einsprenglingen auf. Die Grundmasse ist dicht und reich an „Opacit“, Leisten von Feldspat lassen sich darin erkennen. Als Mandelfüllung findet sich Pennin und Quarz.

e) Uralitporphyr. Als Einsprenglinge finden sich Plagioklas und Uralit, die Grundmasse besteht aus nadelförmigen Leisten von Plagioklas, Uralit und Opacitstaub.

f) Porphyr von trachytischem Typus (vielleicht ein Hornblende-Andesit?). Tritt nur bei Wartanli auf. Dunkel oder heller grau, bisweilen gebändert, wobei die dunkleren Teile dichter, opacitreicher, die helleren gröberkörnig und porös sind. Einsprenglinge sind eine braune, z. T. umgewandelte und resorbierte Hornblende, bisweilen auch mit lichtgrünem und -gelbem Augit poikilitisch durchwachsen, Augit und in geringerer Menge als dieser ein Plagioklas, welcher eine einschlußreiche Zone und eine wasserhelle sehr basische Randzone zeigt; die Grundmasse ist bald fast holokristallin, bald nur wenig auskristallisiert (Glas?), sie besteht aus fluidal geordneten Plagioklasleisten und Augitnadeln und Körnchen; Apatit und Opacit sind in ihr ebenfalls reichlich vorhanden. In den Poren finden sich dachziegelartig gehäufte Aggregate von Tridymit (?).

¹ Der Grund, den Verf. dagegen aufführt, ist nur der, daß dieser Rand dieselben Einschlüsse führt, wie die Umgebung.

g) Tephrit. 2 Werst oberhalb Dscharchetsch. Einsprenglinge werden von Plagioklas (Labrador mit starker zersetzter Randzone) und anscheinend auch von Augit und Biotit gebildet. In der körnigen Grundmasse tritt Plagioklas (mit stärker zersetztem Kern), Nephelin¹ mit zahlreichen, farblosen, stark lichtbrechenden Nadeln als Einschlüssen, Opacit, Biotitfetzchen und chloritische Massen auf, letztere bilden mit Calcit die Zeretzungsprodukte des Innern der Plagioklasleisten. Durch mikrolithische oder leistenförmige Ausbildung der Grundmasse-Feldspäte, größeren oder kleineren Reichtum an Opacitkörnern werden verschiedene Abarten bedingt.

4. Tuffe. a) Von Quarzporphyr. Teils Agglomerat, teils Aschentuffe, ersteren ist häufig auch Material von den Porphyriten beigemischt, sie bestehen aus Mineralsplittern und Gesteinsfetzchen, welche frischere und basischere Feldspäte enthalten als das feste Gestein und mitunter mikrofelsitische oder auch besonders schöne perlitische Struktur besitzen. An akzessorischen Gemengteilen ist eine grüne Hornblende, ferner Titan-eisen, Anatas (Netzwerke mit Calcitfüllung) und Schwefelkies zu nennen, in den Aschentuffen Granat. Diese letzteren (anstehend unweit des Chausseehauses zwischen Karawanserai und Tarsatschai) ähneln stark den belgischen Wetzschiefen. Als sedimentäre Gemengteile finden sich in den Agglomerattuffen Muschelschalen und oolithische Bildungen, letztere besitzen häufig eine trübe, nahezu isotrope Schale und einen körnigen Kern von Calcit, Plagioklas und Schwefelkies, letzteren, sowie Calcit, bisweilen auch allein. In Aschentuffen finden sich Foraminiferenreste.

b) Porphyrittuffe. Die Aschentuffe, hauptsächlich zwischen Dscharchetsch und Delischan einerseits und Buldantschai und Nikitino andererseits anstehend, sind bläulich oder grünlich, haben ausgezeichnete Aschenstruktur und bestehen aus Fetzchen von Porphyrit und Splittern und Kristallen frischen Labradors und Glimmers, letzterer fehlt an der zweitgenannten Lokalität. Chloritisches Material findet sich in großer Menge neben Opacitstaub und Leukoxenflecken. Bei Tarsatschai wurden auch Foraminiferenreste in den blauen Aschentuffen gefunden. Mandelbildungen sind häufig in den Porphyritfetzchen mit optisch + Sphärolithen erfüllt. Die agglomeratischen Tuffe sind dunkler, bisweilen schwarz, die Bröckchen der Gesteine sind meist unfrisch, nur Einsprenglinge von Augit und Labrador finden sich frisch, Hornblende ist, wo sich ihre spärlichen Kristalle zeigen, ganz in chloritische Produkte verwandelt. In dem Tuff an zwei Aufschlüssen unweit Buldantschai finden sich auch Diallageinsprenglinge und Augite mit Diallagzonen, in diesen Diallagen sind die Lamellen abwechselnd frisch und zersetzt [Verwachsung mit Bronzit? Ref.]. Sehr merkwürdig ist folgender Passus der Beschreibung: „Zwei bis drei von solchen lamellierten Streifen verwachsen jedoch so, daß die feinsten Lamellen, aus denen die großen Streifen aufgebaut sind, an der Verwachsungsfläche aufeinander schief stehen“ (!) Mandeln sind sehr reichlich

¹ Leider ist kein Anhaltspunkt gegeben, ob die Bestimmung als Nephelin richtig ist. [Ref.]

vorhanden und mit chloritischen oder seladonitischen Mineralien erfüllt. Die Tuffe von Uralitporphyrit zeigen etwas besser kristallisierte Grundmasse.

5. Hornblendegranit. Ein ziemlich feinkörniger, weißer bis rötlicher Granit, anstehend zwischen Karaklıs und Kischlag, besteht aus Labradorleisten (stark zonar gebaut und z. T. in Sericit und Epidot umgewandelt), Orthoklas und Quarz, beide pegmatitisch verwachsen, und in Chlorit verwandelter Hornblende. Akzessorisch treten Apatit, Ilmenit, Titanit (in ziemlich großen Einschlüssen in der Hornblende) hinzu.

6. Syenit. Von den Gemengteilen des Granites entfällt Quarz. Der Orthoklas ist stark perthitisch, die Hornblende zahlreicher vorhanden und beherbergt öfters noch Augitreste. Der Plagioklas ist Oligoklas. Als Gemengteil kommt Biotit hinzu, einzelne Epidotkörnchen sollen nach dem Verf. nicht sekundärer Natur sein. Opacit ist reichlich vorhanden.

7. Diorit. In einem Felsen am rechten Ufer des Bambak bei Kischlag. Wesentlich aus Leisten und Lamellen von Labrador und stark rissiger Hornblende mit Aggregatpolarisation bestehend. Akzessorisch sind Biotit (in Chlorit verwandelt), Titanit, Ilmenit und Apatit. [Bei allen drei körnigen Gesteinen sind die Gemengteile reich an Einschlüssen; vielleicht stellen alle drei körnige Ausscheidungen aus den Eruptivgesteinen vor. Ref.]

8. Kalkstein. Graue, dichte, dickgebantke Kalke, in der Nähe des Quarzporphyrs dolomitisiert, mit Foraminiferenresten; der etwas bräunliche von Karawanserai enthält einen Crinoidenrest und zahlreiche Dolomitekriställchen. Bei Tarsatschai enthält der Kalkstein zahlreiche Fetzen von Quarzporphyr. Da zwischen dem Chausseehaus und Nikitino der Kalkstein von einem Porphyritgang durchsetzt wird, welches Gestein wieder bei der Ziegelfabrik von Mikropegmatitporphyr (also Quarzporphyr!) durchkreuzt wird, so können die Eruptivgesteine nicht viel jünger als dieser Kalk, aber auch untereinander nicht stark an Alter verschieden sein, worauf auch die gemischten Tuffe deuten. Leider ist aber das Alter des Kalksteins nicht bekanntgegeben.

9. Konglomerate. Dieselben bestehen teils aus Geröllstücken des Kalksteins (1 Werst oberhalb Dscharchetsch) und Quarzporphyrs (zwischen Karawanserai und der Mündung des Achkiçlu) mit tonigem Bindemittel, teils aus Geröllen von Porphyrit und Tuff, wobei auch das Bindemittel aus Tuffmaterial besteht. Die Gesteine, welche die gerundeten, glatt auslösbaren Gerölle bilden, sind identisch mit den in der Nähe anstehenden, der Verf. beschreibt sie dann bisweilen aufs neue. Unter den Porphyritvarietäten scheint eine solche ohne Augiteinsprenglinge (nur mit Olivin und Plagioklas) häufiger zu sein. Der Tuff zeigt bisweilen Eutaxitstruktur, die Grundmasse besteht aus Sphärolithen.

Der Arbeit ist eine kleine Kartenskizze des Sammelgebietes beigegeben.

C. Hlawatsch.

Nord-Amerika. Mexiko.

F. D. Adams: On origin of amphibolites of the laurentian area of Canada. (Journ. of Geol. 17. 1—18. 1909.)

Das Laurentian von Kanada enthält Orthogneise, Paragneise, Quarzite, kristalline Kalke und Amphibolite, letztere namentlich innerhalb der Grenville series und zwar in innigem Zusammenhange mit Intrusionen von Granit, Gabbro und Nephelinsyenit. Verf. versucht die Aufklärung der genetischen Beziehungen der Amphibolite zu den anderen Gesteinen.

Die Amphibolite sind dunkelgrau bis schwarz, mittel- bis feinkörnig und bestehen wesentlich aus Hornblende und Plagioklas. Statt Hornblende findet sich auch Pyroxen und Biotit. Quarz ist sehr selten. Auf Grund der Textur werden unterschieden: 1. Federamphibolite, ausgezeichnet durch deutliche Schieferungsflächen mit großen Hornblende- und Pyroxenskeletten. 2. [Fein-]körnige Amphibolite.

Für derartige petrographisch einheitliche Gesteinstypen sind folgende Entstehungsmöglichkeiten zu berücksichtigen, deren Nebeneinander zur Auffassung der Amphibolite als Summe konvergenter Typen führt:

1. Dynamometamorphose und Umkristallisation unreiner, sedimentärer Kalke. Dieser Prozeß ist namentlich für die Entstehung der Federamphibolite annehmbar, welche auch mit kristallin gewordenen Kalken wechsellagern.

2. Dynamometamorphe Umwandlung basischer Intrusionen und Gänge. Für derartige Entstehung mancher Vorkommen spricht die Übereinstimmung ihrer Analysen mit einigen aufgeführten Analysen basischer Gänge und normaler basischer Massengesteine.

3. Kontaktmetamorphe Umwandlung von Kalken beim Eindringen von Granitbatholithen.

Letzterer nicht allgemein bekannter und im vorliegenden Fall bedeutungsvoller Prozeß gliedert sich räumlich und der Intensität nach folgendermaßen: a) Pneumatolytische Wirkungen in der äußeren Zone des Kontakthofes. Hauptsächlich erfolgen im Kalk Bildungen von Pyroxenfels; b) Amphibolit- oder Pyroxengneisbildung „lit-par-lit“ im innersten Kontakthof und c) aus vom Granitschmelzfluß eingehüllten Nebengesteinsbrocken. Herausbildung einer charakteristischen Pflasterstruktur. Reichere Mineralvergesellschaftung, außer Hornblende, Pyroxen und Plagioklas auch Skapolith (Pyroxen-Skapolith-Gneis), Mikroklin, Orthoklas, Sphen und Quarz.

Bei der Bildung nach No. 3 haben die Kalke offenbar gewisse Granitmagmenbestandteile (Mg, Fe) mehr festgehalten als andere. Daß somit durch Kontaktwirkung saurer Magmen basische Kontaktgesteine entstehen, haben auch schon KEMP und LUNDGREN bei anderen Vorkommen angenommen.

Von vier Amphibolitanalysen seien zwei, extreme Bildungsstadien bezeichnende, wiedergegeben:

	1 a. Kontaktmetamorpher Kalk mit Amphibolitpartien.	3. Endstadium der Amphibolitbildung.
Si O ₂	32,88	50,83
Ti O ₂	0,49	1,10
Al ₂ O ₃	9,04	18,64
Fe ₂ O ₃	0,77	2,84
Fe O	3,48	5,97
Mn O	—	0,10
Ca O	30,90	7,50
Mg O	4,18	4,90
K ₂ O	0,85	1,83
Na ₂ O	1,17	4,22
C O ₂	15,20	0,11
Cl	?	0,03
S	?	0,01
H ₂ O	1,08	1,40
	100,04	99,48

Nach den Analysen wird die Stellung der Amphibolite in der „quantitativen Klassifikation“ bestimmt.

Wetzel.

T. L. Watson: Petrology of the South Carolina granites. (Journ. of Geol. 17. 730—751. 5 Textfig. 1909.)

Der Osten von Südkarolina gehört einem großen Gebiete kristalliner Schiefer an, in welchem sich auch jüngere, aber immerhin wohl präkambrische Massengesteinsintrusionen finden.

Die Granite, in welchen Steinbruchindustrie reichlich Aufschlüsse geschaffen hat, zerfallen in Varietäten je nach Farbe und Texturen, von welcher letzteren gleichmäßig-körnige porphyrische und gneisartige vertreten sind. In den porphyrischen Varietäten gehen die Feldspateinsprenglinge (meist Karlsbader Zwillinge, bis 25 mm lang) ohne physikalische Unterschiede über in die Feldspäte der Grundmasse. Das weitaus häufigste, der Mineralvergesellschaftung nach einförmige Gestein wird als hornblende-haltiger Biotitgranit bezeichnet. Daneben finden sich Muscovit-Biotitgranit und seltener Varietäten. Die Farbe des normalen, gleichmäßig-körnigen Gesteins ist grau (z. B. Winsboro-Granit), seltener rötlich (z. B. Columbia-Granit). Oligoklas ebenso wie Mikroklin sind in meist gleich großen Mengen vertreten wie Orthoklas, stellenweise sogar reichlicher. Mikroperthit ist sehr verbreitet. Der Gehalt von 25,5% Kalifeldspat + 41,25% Kalknatronfeldspat berechtigt nach BRÖGGER, diese Granite eher als Quarzmonzonite zu bezeichnen, welche Bezeichnung weiterhin auch zu dem ziemlich erheblichen Gehalt an Titanit und Ilmenit stimmt.

	2. Biotitgranit von Cold Point Station Laurens county.	7. Durchschnitt von 13 Proben von Biotitgranit.
Si O ₂	68,80	69,95
Ti O ₂	0,45	0,43
Al ₂ O ₃	15,73	15,19
Fe ₂ O ₃	2,14	1,20
Fe O	1,57	1,61
Mn O	Spur	0,01
Mg O	1,16	0,69
Ca O	1,64	1,94
Na ₂ O	3,45	3,91
K ₂ O	4,54	4,57
Glühverlust . . .	0,33	0,39
P ₂ O ₅	Spur	Spur
S O ₃	Spur	Spur
	99,81	99,88

Die (selten vorkommenden) Aplite sind sehr feinkörnig. Pegmatite sind häufig (4 Varietäten), ihre Gänge erreichen 6 m Dicke. Die Feldspäte einiger Pegmatitvarietäten sind ausschließlich Kalifeldspäte. Graphit kommt in Flittern vor, Mouazit in kleinen Prismen, und zwar abbauwürdig. Lokal spielt der Gehalt an Cassiterit eine Rolle. Wetzel.

A. W. G. Wilson: Trap sheets of the Lake Nipigon region. (Bull. of the Geol. Soc. of Amer. 20. 197—222. 1 Karte. 3 Textfig. 1909.)

Holokristalliner und ziemlich grobkörniger Basalt steht im ganzen Nipigon-Becken an, südlich bis an die Bahnlinie der Canadian Pacific railway reichend. Eingeschaltet in Sedimentärgestein finden sich Lagergänge bis zu 15 m Mächtigkeit, und reichlich 150 m mächtige deckenartige Massen nehmen an der Zusammensetzung der Erdoberfläche teil. Das Gestein ist recht olivinreich und enthält strukturell Übergänge von typisch ophitischer Ausbildung zu porphyrischer.

Das Alter der Liegendschichten bzw. der durchdrungenen Schichten ist älteres Archaikum bis Keweenawan-Formation.

In Übereinstimmung mit LAWSON sieht Verf. einen Teil der Vorkommen als lagerartig ausgedehnte Intrusionen an, doch findet er hinsichtlich der mächtigeren Vorkommen entgegen LAWSON mehrere Gründe dafür, daß hier oberflächliche Ergüsse leichtflüssiger Lavamassen vorliegen, die sich schnell zu einheitlichen Decken ausbreiteten und anstauten in einer posteretacischen Küstenlandschaft mit reifen Erosionsformen.

Wetzel.

R. E. Hore: Diabase of the Cobalt-district, Ontario. (Journ. of Geol. 18. 271—278. 1910.)

Das Archaicum und Präcambrium des Distriktes von Nipissing und Cobalt enthält abbauwürdige Ag-Vorkommen in genetischem Zusammenhang mit dem Auftreten von Quarzdiabas, welcher Lager, stockartige Massen und Gänge in Tonschiefer und anderen Sedimenten bildet. Das normale Gestein, grau, mittelkörnig und von ophitischer Textur enthält große Pyroxene (bis 20 mm lang), teils monoklin (Diallag), teils rhombische, aus welchen sekundär häufige Hornblendeaggregate hervorgegangen sind, während primäre Hornblende selten ist. Als letzte Ausscheidung in Lücken zwischen früher gebildeten Mineralien findet sich ein poikilitisches Quarz-Feldspataggregat. Olivindiabas ist wesentlich auf kleine, ins Nebengestein setzende Gänge beschränkt. Basische Partien haben den Charakter von Quarzgabbro. Rötlich gefärbte Partien des Diabas erweisen sich als SiO_2 - und Na_2O -reich und gelten als frühe Differentiation des Magmas.

Ferner kommen Natrongranitaplite als späte Sekretionen des Diabasmagmas und als Adern im Nebengestein vor.

Von 8 aufgeführten Analysen seien No. 1 (Diabas, Cobalt) und No. 5 (Natrongranitaplit) wiedergegeben:

	1.	5.
SiO_2	59,60	73,07
Al_2O_3	16,11	14,88
Fe_2O_3	0,70	0,04
FeO	7,05	2,93
MgO	8,20	1,30
CaO	12,09	0,66
Na_2O	1,78	0,17
K_2O	0,78	0,46
H_2O	1,81	0,90
TiO_2	0,53	0,41
CoO	} 0,11	—
NiO		
S	0,07	—
	99,82 ¹	100,82 ¹

Wetzel.

E. S. Bastin: Origin of the pegmatites of Maine. (Journ. of Geol. 18. 297—320. 3 Textfig. 1910.)

Im W. und SW. des Staates finden sich Pegmatitvorkommen im Zusammenhang mit silurisch-devonischem Granit, Gänge von sehr verschiedenen Ausmaßen, von den schmalsten Injektionsadern der Gneise bis

¹ Die Nachrechnung ergibt für No. 1 108,83, für No. 5 94,82 [Ref.].

zu 800 m breiten Massen. Von praktischer Bedeutung ist der Gehalt der Pegmatite an Schmucksteinen (Turmalin, Beryll, Spodumen, Quarzvarietäten). Vom Granit unterscheiden sie sich chemisch durch größeren Gehalt an Si (Quarz), Na und Li. Hinsichtlich der sie auszeichnenden Textur ist die Größe der Gemengteile durch das Vorkommen von 6 m langen Feldspäten gekennzeichnet; schriftgranitische Verwachsungen sind häufig; miarolitische Partien enthalten die Edelsteine. Die den Pegmatit auszeichnende Grobkörnigkeit ist, da äußere Bedingungen und verschiedene Mengenverhältnisse der Haupt- oder Neben-Gemengteile nicht zur Erklärung geeignet scheinen, zurückzuführen auf den größeren Gasreichtum der Pegmatitschmelze. H_2O , H, F, Cl, B sind wahrscheinlich in größeren Mengen als Mineralisatoren zugegen gewesen und haben die Viskosität der Schmelze verringert. Die miarolitische Textur, die auf ehemaligen Gasreichtum schließen läßt, kommt allerdings auch im Granit vor, und die durch den etwa gasreicheren Pegmatit bewirkte Kontaktmetamorphose ist nicht intensiver, als die durch den normalen Granit bewirkte. Die Untersuchung der Quarze läßt den Schluß zu, daß die Kristallisationstemperaturen des Pegmatites teils etwas höher, teils etwas niedriger als der Umwandlungspunkt des Quarzes gewesen sind (570°) und daß die feinkörnigeren Pegmatitvarietäten bei relativ hoher Temperatur erstarrten. Das schriftgranitische Quarzfeldspatgemenge als Eutektikum anzusehen, hindert nicht die Inkonstanz der Mengenverhältnisse von Quarz und Feldspat (auch gasförmig entwichene Komponenten spielten in dem Gleichgewicht eine Rolle), vielmehr können daran die nicht selten beobachteten Fälle hindern, wo der Schriftgranit nicht die letzte Ausscheidung darstellt, oder wo in einem Pegmatit auch schriftgranitische Verwachsung zwischen anderen Mineralien als Quarz und Feldspat vorkommen.

Die edelsteinführenden Pegmatite sind besonders Na- und Li-reich und waren wohl auch besonders H_2O -reich; ihre Erstarrungstemperatur lag verhältnismäßig tief; ihre letzten Ausscheidungen waren die Edelsteine und Quarze der miarolitischen Hohlräume.

Breite, apophysenreiche Übergangszonen der Granit-Batholithe in das Nebengestein zeigen das „Dach“ oder die Hangendzone der Batholithen an, wo eben die Pegmatite am häufigsten sind, die auf Grund ihrer verhältnismäßig niedrigen Erstarrungstemperatur und ihres hohen Wasserdampfgehaltes als nach oben gewandte Glieder der Batholithen auffaßbar sind.

Wetzel.

F. F. Crout: Contribution to the petrography of the Keweenawan. (Journ. of Geol. 18. 633—657. 6 Textfig. 1910.)

Das Keweenawan-Gebiet gehört mit seinem SW.-Teil zu Minnesota und wurde dort vom Verf. genauer untersucht. Diabasische Lavaecken und Gänge, heute in dislozierter Lagerung und teilweise von cambrischen Sedimenten bedeckt, sind über das Gebiet verteilt als zahl-

reiche Einzelvorkommnisse von z. T. beträchtlicher Ausdehnung; petrographisch und geologisch einheitliche Lavamassen kommen in Minnesota bis zu einer Länge von über 40 km vor. Die Kupfervorkommnisse des Gebietes lassen sich auf das primäre Auftreten des Cu im Diabas zurückführen (vergl. Anal. II, 3).

Neben gewöhnlichem Diabas weist das Gebiet an Massengesteinen auch Olivindiabas und entsprechende Porphyrite und Mandelsteine auf. Die aus mehreren Ergüssen zusammengesetzten Diabasdecken lassen einen Gesteinswechsel von unten nach oben erkennen; dabei spielen 3 Typen eine wichtige Rolle:

1. Der buntscheckig verwitternde Diabas mit typisch ophitischer Textur. Der Olivin, soweit ursprünglich vorhanden, ist nahezu vollständig in Pseudomorphosen übergegangen (vergl. Anal. I, 3).

2. Der rauhbrüchige Diabas (Anal. II, 3) mit diabasischer Textur; er enthält ebenfalls Olivin oder Pseudomorphosen nach Olivin und zeichnet sich durch sekundäre Bildungen von Laumontit (Anal. VI, 1) aus. Letzterer findet sich, durch Hämatit meist rot gefärbt, in Mandeln und in „Pseudomandeln“ und scheint selbst wieder z. T. eine Pseudomorphosierung erfahren zu haben (Pseudolaumontit — Anal. VI, 6). Die „Pseudomandeln“, sekundäre, radialstrahlige Aggregate von Zersetzungsprodukten, charakterisieren diesen Diabas als einen durch Verwitterung sehr weitgehend umgewandelten.

	I, 3.	II, 3.	VI, 1.	VI, 6.
Si O ₂	47,82	48,27	51,34	53,73
Al ₂ O ₃	18,52	16,29	22,48	15,08
Fe ₂ O ₃	6,39	4,55	0,55	4,24
Fe O	3,15	10,09	0,15	2,36
Mg O	8,20	4,94	0,97	9,12
Ca O	11,09	8,42	10,68	0,08
Na ₂ O	1,67	2,14	1,23	0,38
K ₂ O	0,17	0,77	0,40	8,02
H ₂ O —	0,66	0,64	1,66	1,02
H ₂ O +	1,53	1,67	10,14	5,55
Ti O ₂	0,78	2,46	—	0,03
CO ₂	0,17	0,05	0,10	—
P ₂ O ₅	0,05	0,14	—	—
S	0,04	0,04	—	—
Cu O	Spur	0,03	—	—
Mn O	0,12	0,17	—	—
Ba O	0,02	0,04	—	—
Cr ₂ O ₃	0,03	—	—	—
	100,41	100,71	99,70	99,61

3. Der muschelig brechende Diabas. Dieser feinkörnige Typus kommt an der Basis der Decken vor. (Dort finden sich auch regelmäßig gering-

mächtige entglaste Gläser; ebenfalls erweist sich die oberste, vielfach mandelsteinartige Zone der Decken als ehemals glasig und porös.)

Häufige Zersetzungsprodukte sind Chlorite (Grünerden). Für Pseudomorphosen des seinerseits schon sekundären Laumontit wird der Name Pseudolaumontit vorgeschlagen, wobei die hervortretendsten Unterschiede gegenüber Laumontit in dem geringeren Gehalt an Ca und H₂O (Anal. VI, 1 und VI, 6), dem größeren Gehalt an K und Mg und in der Farbe (hellgrün) liegen. Auch Analcim und Datolith wurden beobachtet.

Die Analysen der Gesteine (40 einschließlich der Analysen von Verwitterungsprodukten) werden bei einer speziellen chemischen Klassifikation zugrundegelegt (Hessose, Bandose etc.); die relativ große chemische Ähnlichkeit spricht für gemeinsamen Ursprung; auch basische Lakkolithen des zentralen und nordöstlichen Minnesota lassen sich damit in Beziehung bringen.

Wetzell.

N. L. Bowen: Diabase and granophyre of the Gowganda lake district, Ontario. (Journ. of Geol. 18. 658—674. 5 Textfig. 1910.)

Die Diabase des Gowganda-Seegebietes treten als Lager und Gänge in präexistierendem Gestein (huronisch und älter) auf. Die Gangdiabase sind porphyrisch und enthalten Fe-reichen Olivin. Die Lagerdiabase enthalten statt Olivin Enstatit und bei normaler Ausbildung kaum Quarz [vergl. die Beschreibung der Quarzdiabase des Cobalt-Distriktes bei R. E. HORE, Journ. of Geol. 18. 271—278, Chicago 1910. dies. Jahrb. 1911. II. -74-. Ref.]; sie zeichnen sich indessen durch Differentiation von granophyrischen Partien aus. Typischer Granophyr bildet häufig die Hangendgrenze der Lager. Andererseits finden sich lokale Übergänge zu Gabbro.

Die granophyrartigen Gesteine (von hellroter Farbe) sind albitreich und gehen in den im Kontakthof vorherrschenden Adinol über. Für die Bildung der Granophyre und Adinole wird hydrothermische Wirkung in Anspruch genommen, wobei die Tonschiefernatur des Nebengesteins als wesentlich erachtet wird (exogene Bildung einer „granophyrischen Lösung“), in diesem Falle und in vielen anderen zum Vergleich herangezogenen Fällen aus anderen Gegenden. Die jüngsten, mit den Diabasen und speziell mit den Granophyren zusammenhängenden Bildungen sind Adern von aplitischem und auch calcitreichem Ganggestein.

Von 13 mitgeteilten Analysen der Diabase und der zugehörigen Kontaktgesteine und Verwitterungsprodukte seien wiedergegeben Anal. II, 4 (normaler Diabas, Cobalt), II, 3 (granophyrischer Diabas, Gowganda) und die Analyse des Lost Lake-Granophyrs.

	II, 4.	II, 3.	Granophyr
Si O ₂	50,12	48,41	62,54
Ti O ₂	0,55	0,88	—
Al ₂ O ₃	15,70	19,29	14,79
Fe ₂ O ₃	1,42	1,33	—
Fe O	6,89	8,27	8,49
Mg O	9,50	4,70	2,08
Ca O	11,30	4,93	1,49
Na ₂ O	2,91	5,92	6,27
K ₂ O	1,07	0,41	1,12
H ₂ O nebst CO ₂ . . .	1,24	6,90	3,51
S	0,14	—	—
	100,84	100,84	100,29

Wetzel.

G. F. Loughlin: Intrusive Granites and Associated Metamorphic Sediments in Southwestern Rhode Island. (Amer. Journ. of Sc. 179. 447—457. 2 Fig. [Kärtchen]. 1910.)

Verf. ist zu der Überzeugung gekommen, daß alle Granite des südöstlichen Connecticut und des südwestlichen Rhode Island einem zusammengesetzten Batholithen angehören, und daß dieser Batholith, nicht wie bisher angenommen, präcambrisch ist, sondern in carbonische Schichten eingedrungen ist. Unter diesen Umständen wird sein Eindringen mit der „Appalachian Revolution“ in Zusammenhang gebracht. Die vorliegende Arbeit schildert den Granit, die von ihm ausgehenden Apophysen und die geologische Art des Auftretens in einigen Gebieten des südwestlichen Rhode Island; die mitgeteilten Beobachtungen haben wesentlich nur lokale Bedeutung.

Milch.

F. D. Adams and A. E. Barlow: Geology of the Haliburton and Bancroft Areas, Province of Ontario (Canada Dept. of Mines). (Geol. Surv. Branch, Mem. 6. Ottawa 1910. 70 Taf., 2 geol. Karten.)

Das Interesse, das Kanada als das Land des nächsten internationalen Geologenkongresses bietet, rechtfertigt eine ausführliche Besprechung dieses schönen und inhaltsreichen Werkes, obwohl über manches darin Enthaltene bereits referiert worden ist (dies. Jahrb. 1910. II. -238-).

Das Gebiet ist eine wenig modulierte, seenreiche Festebene, die fast ausschließlich aus präcambrischen Sedimenten und Eruptivgesteinen besteht. Unter diesen herrschen Batholithen von Granitgneisen vor, d. h. große lentikuläre oder runde Intrusivmassen, die die überlagernden Schichten aufwölben, z. T. zerstückeln, und eine mehr oder weniger deutlich ausgeprägte Paralleltexur besitzen, die den umgebenden Schichten im allgemeinen parallel verläuft. Die Regel, wonach das Fallen der umgeben-

den Schiefer nach außen geht, hat nur wenige Ausnahmen; dann verläuft das Fallen auf den Granit zu und dieser ist vorwiegend massig.

Von SO. nach NW. nimmt die Mächtigkeit der den Granit bedeckenden Schichten ab; die unterlagernden, intrusiv in sie eindringenden Granitgneise kommen immer häufiger an die Oberfläche und beherrschen, allerdings reich an umgewandelten Einschlüssen im NW. das Feld ganz alleine.

Das Generalstreichen der Schichten verläuft etwa N. 30 O., auch die Längsachsen der Batholithen passen sich dieser Richtung an. Die Faltung ist besonders im SO. recht kompliziert, Verwerfungen dagegen spielen keine große Rolle.

Die Stratigraphie des Gebietes ist sehr schwer zu entziffern, da charakteristische Leithorizonte fehlen. Die Basis der Sedimente ist infolge des Intrusivkontaktes unbekannt; Konglomerate kommen vor, scheinen aber keine größere stratigraphische Bedeutung zu haben. Die Mächtigkeit der Greenilleserie, der die meisten Sedimente angehören, wird an einer Stelle auf 94406 Fuß geschätzt. Sie nehmen etwa 62% des Areal ein.

Es sind zu unterscheiden:

1. Rote Gneise, der vorherrschende Typus, ein mittel- bis feinkörniges Quarz-Orthoklas-(Mikroklin-)gestein mit Biotit, seltener Muscovit oder Hornblende; Plagioklas überwiegt bisweilen den Kalifeldspat.

2. Graue Gneise, etwas abwechslungsreicher, mit Hornblenden, rhombischen und monoklinen Pyroxenen.

3. Amphiboliteinschlüsse, i. A. körnige Typen, ziemlich einformig ähnlich manchen Pyroxengranuliten. Auch peridotitische, pyroxenitische und gabbroide Typen.

Das Verhältnis dieser drei Hauptgruppen untereinander ist etwa 8:1:1.

Die Einschlüsse sind sehr variabel in Form und Größe, teils eckig (starr), teils ausgezogen (erweicht während der Rekrystallisation), größere Stücke oft zerbrochen, in Schwärme aufgelöst, wodurch schließlich im extremsten Fall scharf gebänderte Gneisamphibolitlagengesteine entstehen. Sehr gute Abbildungen erläutern diese Verhältnisse.

Wo Amphibolite in intensivster Weise von Pegmatiten oder grobkörnigen Graniten injiziert werden, und das Ganze eine starke Pressung erfuhr, entstehen sehr eigentümliche Pseudokonglomerate.

Die vorzüglich entwickelte Paralleltextur der Gneise entsteht auf die Art, daß die Feldspäte und Quarze granuliert und zu Körneraggregaten ausgezogen werden, und der Glimmer die Form paralleler Züge annimmt; die so entstandenen Schiefergneise zeigen schließlich keine Spur dynamischer Einwirkung mehr. Gänge und Flammen von Pegmatit erscheinen überall, wo sich im Gestein Brüche oder andere Hohlräume gebildet haben, und verheilen diese. Daraus ergibt sich folgende Bildungsgeschichte des Gneises:

1. Das Gestein hat Bewegungen erlitten und verdankt diesen die Paralleltextur.

2. Vor Eintritt dieser Bewegung war Feldspat und Biotit bereits vorhanden.

3. Quarz-Feldspatmasse muß z. T. vor Endigung der Bewegung auskristallisiert sein, da die im Magma schwimmenden Feldspäte ohne den Widerstand anderer Massen nicht hätten zerbrechen können.

4. Nach Aufhören des Druckes war ein Magmarest vorhanden, der existierende oder sich bildende Hohlräume ausfüllte; diese Sprünge entstanden vor der definitiven Verfestigung des Gesteins, da die Grenze der Pegmatite unscharf ist.

5. Lokal dauerte die Bewegung noch nach der Verfestigung der Pegmatite weiter; Resultat: geschieferte Pegmatite.

Die Kontakterscheinungen sind besonders bei den Kalken wichtig. Es werden unterschieden: 1. Pyroxengesteine, auch in Granatepidotgesteine übergehend, ferner eigentümliche feinkörnige Glimmergesteine; 2. Amphibolite, sehr mannigfach entwickelt. Wahrscheinlich gehört hierher auch ein anorthositähnliches Labrador-Skapolithgestein. Die verschiedenen Typen werden ausführlich beschrieben, wofür auf das Original verwiesen sei.

Bemerkenswert ist, daß fast niemals Kalk als Einschluß vorkommt, sondern nur Amphibolit und zwar in der Nähe des Kontaktes angereichert; dabei hat i. A. keine Digestion des Kalkes stattgefunden, sondern eine selektive Fixierung bestimmter Stoffe. Einzelne Fälle, in denen eine Lösung von Kalk angenommen wird, führen zur Bildung von Pyroxen-Skapolithgneisen mit Mikroklin und Epidot, von Pyroxen-Biotitsyenit u. a., doch stets in nur geringem Maßstabe. Auch die grauen Gneise sind z. T. auf Auflösung von Kalk im roten Gneis zurückzuführen.

Eine spezielle Beschreibung wird ferner dem bekannten „Kugelgranit“ vom Pine Lake zuteil, den ROSENBUSCH für verwandt mit den Turmalinsonnen hält, während die Verf. primäre magmatische Differentiation annehmen.

Pegmatitgänge treten besonders häufig im Batholithdach in der Nähe des Gneises auf als „universal healer of all wounds and dislocations in the various rocks of the area.“ Stoffliche Beeinflussung durch das Nebengestein ist nicht wahrnehmbar, nur im Amphibolit werden sie etwas biotitreicher. Von besonderem Interesse sind die Drusenräume, die u. a. bis 2 Fuß lange Orthoklas- und 1—2 Fuß lange Quarzkristalle enthalten.

Bei den Gabbros und Dioriten ist die Abgrenzung gegen die Amphibolite bisweilen schwierig; es treten auf: Hypersthengabbro, Uralitgabbro, Gabbrodiorite, Pyroxenite, auch olivinführende Gesteine und pyroxenführende Eisenerze.

Die überaus weit verbreiteten Amphibolite des Gebietes sind ebenfalls oft schwer zu deuten; sicher sedimentogen sind die mit Kalken eng wechsellagernden Typen, deren Paralleltexur allerdings in weiten Grenzen schwanken kann. Sie entstehen z. T. durch Rekristalli-

sation unreiner Kalke, z. T. durch magmatische Stoffzufuhr in den Kalk. Auch Beimengung tuffigen Materiales von Ergußformen der gabbroiden Gesteine mag eine Rolle gespielt haben. Die Gesteine sind z. T. reine Amphibolite, z. T. Pyroxen-Hornblendegranulite; einen besonders markanten Typus stellen die garbenschieferähnlichen „Federamphibolite“ dar, die in dünnen Bändern mit Kalken wechsellagern und bis 1 Zoll lange Skelettkristalle von Hornblende enthalten. Ein Gedrit-Granatgestein mit Cordierit, Quarz und Rutil ist ebenfalls sedimentogen.

Sedimentgneise, Quarzite und Arkosen treten mit den Kalken vergesellschaftet auf und bilden eine sehr mannigfache oft schwer zu deutende Gruppe von Gesteinen.

Die Kalke und Dolomite sind im wenig oder nicht veränderten Zustand feinkörnig und blau, gehen mit zunehmender Umwandlung in weiße, grobkristalline Marmore über, die meist Silikate in Lagen oder unregelmäßig verteilt enthalten; diese sind oft durch Faltung zerrissen und verrundet (Pseudokonglomerate), die Carbonate stark granuliert. Ihr Mineralgehalt ist sehr reich und mannigfach (37 Spezies).

Nephelin- und Alkalisyenite sind i. A. an den Granit-Kalkkontakt gebunden oder treten im Kalk nahe dem Granit auf. Die dem Kalk zunächstliegenden Nephelinsyenite gehen nach dem Granit zu in Syenite über, die zwischen beiden vermitteln. Näheres über die sehr interessanten Abarten, den Mineralbestand, die chemische Zusammensetzung etc. vergl. dies Jahrb. 1910. II. -238—243-. Die einzelnen Vorkommen werden, geographisch geordnet, ausführlich beschrieben.

Ganz untergeordnet treten auf felsitische, schwach schiefrige Ortho-phyre, associiert mit Amphiboliten.

Im SW. des Gebietes überlagert flach liegendes Cambrium (Loville formation) die aufgerichteten präcambrischen Bildungen.

Von nutzbaren Ablagerungen treten auf und werden z. T. abgebaut: Gold, Kupfer, Blei, Molybdänglanz (in Pyroxenit), Eisen (Magnetit), Ocker, Pyrit, Arsenkies, Glimmer, Talk, Graphit, Korund, das wichtigste „Erz“ (ausführliche Mitteilungen über die technische Gewinnung und Verarbeitung), Granat, Apatit, Mergel, Marmor, Sodalith (als Dekorationsstein).

Ein Schlußkapitel gibt Vergleiche mit verwandten Gebieten, insbesondere stratigraphische mit den Adirondacks. Die Erscheinungsform der Batholithen wird mit andern amerikanischen und europäischen Vorkommen verglichen; die Verf. vertreten die Auffassung, daß viele geologische Hebungen auf batholithische Intrusionen zurückzuführen sind, indem unter „stopping“ (Daly) die Decke gehoben und eingesenkene Teile in geringem Maße eingeschmolzen werden; es wird die Ähnlichkeit der Amphibolite und Pyroxengesteine mit LACROIX's roches dioritiques am Granit-Kalkkontakt der Pyrenäen hervorgehoben, jedoch seine Theorie der Granitisation in situ abgelehnt.

O. H. Erdmannsdörffer.

Lagerstätten nutzbarer Mineralien.

Kohlen. Erdöl.

- Bastin, E. S.: The graphite deposits of Ceylon. (Econ. Geol. 1912. 7. 419—443.)
- Schuster, J.: Zur Mikrostruktur der Kohle. (Dies. Jahrb. 1912. II. 33—41. 1 Taf.)
- Müller, Fr. C.: Die diluvialen Kohlen in der Schweiz. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1912. 20. 289—300. 6 Fig.)
- Watts, W. W.: The Coal Supply of Britain. (Quart. Journ. Geol. Soc. London. 68. LXXIII—C. 1912.)
- Porter, J. B. and R. J. Durley: An investigation of the coals of Canada. (Canada, Dep. of Mines. 1. 1912. 243 p. 51 Taf. 31 Fig. — 2. 1912. 189 p. 11 Taf. 25 Fig.)
- Martin, G. C. and F. J. Katz: Geology and coal fields of the Lower Matanuska Valley, Alaska. (U. S. Geol. Surv. 1912. Bull. 500. 98 p. 21 Taf. 10 Fig.)
- Stone, R. W.: Coal near the Black Hills. Wyoming South Dakota. (U. S. Geol. Surv. 1912. Bull. 499. 66 p. 7 Taf.)
- Glöckner, F.: Das Volumenverhältnis zwischen Moortorf und daraus resultierender autochthoner Humusbraunkohle. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1912. 20. 371—374. 6 Fig.)
- Becke, F.: Fossiles Holz an der Putzenwacke von Joachimstal. (Min.-petr. Mitt. 31. 81—86. 1912.)
- Dahms, P.: Mineralogische Untersuchungen über Bernstein. (Schriften d. Naturf. Ges. Danzig. 1912. 1—24. 8 Fig.)
- Novarese, V.: Über das Asphaltkalkgebiet des Pescaratal am Nordabhang der Majella. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1912. 20. 326—327.)
- Hubbard, P.: Bitumens and their essential constituents for road construction and maintenance. (Circular 93 of the Office of Public Roads, U. S. Dep. of Agriculture. 1911.)
- Hubbard, P. and C. S. Reeve: Methods for examination of bituminous road materials. (Bull. 38 of the Office of Public Roads, U. S. Dep. of Agriculture.)
- Engler, C. und H. v. Höfer: Das Erdöl, seine Physik, Chemie, Geologie, Technologie und sein Wirtschaftsbetrieb. 1. Abt. 1. Leipzig 1912. 593 p. 45 Abbild.
- Clapp, F. G.: Occurrence of oil and gas deposits associated with quaquaversal structure. (Econ. Geol. 1912. 7. 364—381.)
- Caméron, F. K.: The theory and practice of soil management. (Proceedings Michigan Ac. of Soc., at Lansing. Michigan 1911.)

Asien. Malaischer Archipel.

Weigel, O.: Über einige Erzlagerstätten am Sichota-alin in Ostsibirien. (Centralbl. f. Min. etc. 1911. 630—632.)

Scrivenor, J. B.: The Gopeng Beds of Kinta (Federated Malay States). (Quart. Journ. Geol. Soc. London. 68. 2. No. 270. 140—163. 5 Fig. London 1912.)

Afrika. Madagaskar.

Guillemain: Die bisher bekannt gewordenen Lagerstätten nutzbarer Mineralien des deutschen Schutzgebietes Kamerun. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 18. 1910. 138—143.)

Es wird eine kurze Übersicht über die bisher bekannten Mineralfunde in Kamerun gegeben. Bei den in riesenhafter Ausdehnung noch ganz unbekannt und unerforscht daliegenden Gebieten der Kolonie mögen noch mancherlei und hoffentlich noch reiche Mineralfunde der Zukunft vorbehalten sein, aber auch die nunmehr in Angriff zu nehmende Nutzbarmachung der bisher bekannten Mineralschätze wird fraglos für die Kolonie einen Schritt weiter bedeuten auf dem Wege der Zivilisation und Erschließung dieser reichen Gebiete für das Mutterland. A. Sachs.

Nord-Amerika. Mexiko.

N. H. Darton and O. E. Siebenthal: Geology and mineral resources of the Laramie Basin, Wyoming a preliminary report. (Unit. St. Geol. Survey Bull. 364. 81 p. 1 geol. Karte. 7 Taf. Washington 1909.)

Laramie Basin stellt im ganzen genommen eine im Osten von den Laramie Mountains, im Westen von den Medicine Bow Mountains begrenzte, nordsüdlich streichende, breite Synklinale vor, in der sekundär auch antiklinale Struktur sich geltend macht. Sie umfaßt 7000 Fuß mächtige paläozoische, hauptsächlich aus Sandstein, Kalkstein und Schieferton bestehende Sedimente, vom Carbon (Pennsylvanien, Mississippien) aufwärts bis zur jüngsten Kreide, als auch ausgedehnte tertiäre und quartäre Ablagerungen. Das Liegende bilden präcambrische Granite und kristalline Schiefer mit Gängen von Diabas und anderen Eruptivgesteinen. Im Osten zeigt die Synklinale geringe Einfallswinkel und schneidet im Westen mit einer großen Verwerfung an den Medicine Bow Mountains ab.

An nutzbaren Mineralien und Gesteinen kommen vor: Kohle (in der oberen Kreide bis 6 Fuß mächtig), Gyps (Carbon und Trias), Bentonit (obere Kreide), Glauber- und Bittersalz (Quartär), vulkanische Asche (Quartär oder Tertiär), Kalkstein, Schieferton (in verschiedenen Formationen) und Ton (Alluvium) für Zement- und Ziegelfabrikation, Brennkalk etc., Bausand (Quartär) und Glassand (Carbon). Gediegen Kupfer

ist einmal in der Nähe des Kontaktes von carbonischen Arkosen und Granit in kleinen Mengen durch die Arkose zerstreut angetroffen worden. Auf sekundärer Lagerstätte fanden sich an mehreren Stellen Mengen gediegenen Kupfers im Gewichte von mehr als 20 pounds, davon eine in der Nähe der eben erwähnten anstehenden Lagerstätte. Anflüge von grünem Kupfercarbonat sind eine häufigere Erscheinung in den carbonischen Arkosen.

Zum Schluß werden die Grundwasserverhältnisse des Gebietes behandelt, derenwegen die erstmalige geologische Untersuchung überhaupt geschah.

O. Zeise.

J. Edward Spurr: One disposition at Aspen, Colorado. (Econ. Geol. 1909. 4. 301—320.)

Verf. beschreibt die Erzlagerstätten von Aspen in Colorado. Die dort auftretenden Gesteine sind: Präcambrischer Granit, cambrischer Quarzit, silurischer Dolomit, devonische sandige Schiefer, untercarbonischer Dolomit und Kalkstein, obercarbonische Schiefer, rote Triassandsteine, Sandsteine und Schiefer der Jura-Triasgrenze, cretaceische Sandsteine, Kalksteine und Schiefer und außerdem späcretaceische und frühtertiäre Dioritporphyre und Rhyolithe. Das Empordringen dieser Eruptivgesteine geschah während der Faltung, welche letztere aber als lang anhaltender Prozeß die Eruption noch überdauerte.

Gleichzeitig mit der Faltung entstanden auch Spalten, und diese wurden von aufsteigenden Erzlösungen ausgefüllt. Für den Absatz der Erze waren gewisse Gesteinsschichten besonders günstig, wie die weichen „Weber“-Schiefer. Dem Alter nach kann man drei Gänge unterscheiden: 1. Barytgänge, 2. Gänge mit Silbersulphiden, Sulphantimoniten und Sulpharseniten, 3. Gänge mit Zinkblende und Bleiglanz.

O. Stutzer.

E. Wittich: Über das Vorkommen von Wismut in der Sierra von Sta. Rosa, Staat Guanajuato in Mexiko.

—: Zinnerze in der Sierra von Guanajuato (Mexiko). (Zeitschr. f. prakt. Geol. 18. 1910. 119—123.)

Die Sierra von Sta. Rosa besteht aus Andesiten und Rhyolithen, innerhalb deren gangförmige Wismuterze, besonders Guanajuatit, das ist Wismutselanit, vorkommt. Verf. beschreibt das Vorkommen. Ebenso ist das Zinnerz bei Guanajuato stets an die Rhyolithe gebunden. Die Republik Mexiko könnte bedeutende Quantitäten Zinn liefern, wenn sich erst das allgemeine Interesse dafür heben wollte.

A. Sachs.

Mineral Resources of the United States. Calendar Year 1910.

Part I Metals. Part II Nonmetals. (U. S. Geol. Surv. Washington 1911.)

Udden, J. A.: Geology and mineral resources of the Peoria Quadrangle, Illinois. (U. S. Geol. Surv. Bull. 506. 1912. 103 p. 16 Fig. 12 Taf.)

- Butler, C. M.: Some recent developments at Leadville. A Leadville fissure vein. (Econ. Geol. 1912. 7. 315—323.)
- Lee, M. L.: A Geological study of the Elisa mine, Sonora, Mexiko. (Econ. Geol. 1912. 7. 324—339.)
- Zapffe, C.: The geology of St. Helens Mining district, Washington. (Econ. Geol. 1912. 7. 340—350.)
- Schofield, S. J.: The origin of the silver-lead deposits of East Kootenay, British Columbia. (Econ. geol. 1912. 7. 351—363.)
- Catalogue of Publications of the Mines Branch (1907—1911). Canada Dep. of Mines. No. 104. Ottawa 1912. 134 p.
- Ries, H. and J. Keele: Preliminary Report on the clay and shale deposits of the western provinces. Canada Dep. of Mines. (Geol. Survey Branch. Mem. 24—E. Ottawa 1912. 231 p. 61 pls. 10 Fig. 4 maps.)
- Paige, S.: The origin of Turgnoise in the Burro mountains, New Mexiko. (Econ. Geol. 1912. 7. 382—392.)
- Miller, W. J.: The garnet deposits of Warren County, New York. (Econ. Geol. 1912. 7. 493—501.)
- Hill, J. M.: The Mining Districts of the Western United States. With a geol. introby W. LINDGREN. (U. S. Geol. Surv. 1912. Bull. 507. 309 p. 16 Taf. 1 Fig.)
- Schrader, F. C.: A reconnaissance of the Jarbidge, Contact, and Elk Mountain Mining Districts, Elco County Nevada. (U. S. Geol. Surv. 1912. Bull. 497. 162 p. 26 Taf. 3 Fig.)
- Weed, W. H.: Geology and Ore deposits of the Butte District, Montana. (U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 74. 1912. 262 p. 41 Taf. 109 Fig.)
- Boutwell, J. M.: Geology and Ore deposits of the Park City District, Utah. With contributions by L. H. WOOLSEY. (U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 77. 1912. 231 p. 44 Taf. 18 Fig.)
- Knopf, A.: The Sitka Mining District, Alaska. (U. S. Geol. Surv. Bull. 504. 32 p. 1 pl. 4 Fig. Washington 1912.)
- Capps, St. R. and F. H. Moffit: Geology and Mineral Resources of the Nizina District, Alaska. (U. S. Geol. Surv. Bull. 448. 111 p. 12 pl. 11 Fig. Washington 1911.)
- Hayes, C. W. and W. Lindgren: Contributions to the Economic Geology 1910. Part I. Metals and Nonmetals except Fuels. (U. S. Geol. Surv. Bull. 470. 558 p. 17 pl. 64 Fig. Washington 1911.)
- Butler, B. S. and H. S. Gale: Alunite, a newly discovered Deposit near Marysvale, Utah. (U. S. Geol. Surv. Bull. 511. 64 p. 3 pl. Washington 1912.)
- Martin, G. C. and F. J. Katz: A Geologic Reconnaissance of the Iliamna Region, Alaska. (U. S. Geol. Surv. Bull. 485. 138 p. 9 pl. 20 Fig. Washington 1912.)
- Clark, W. B.: Report of the Conservation Commission of Maryland for 1908—1909. 204 p.

- Clark, W. B. and E. B. Mathews: Maryland mineral industries 1896—1907. (Maryland geol. Surv. 8. 1909. 99—224.)
- Mathews, E. B. and J. S. Grasty: Report on the Limestones of Maryland with special reference to their use in the manufacture of lime and cement. (Maryland geol. Surv. 8. 1909. 225—477.)

Zentral-Amerika. Süd-Amerika.

G. Steinmann: Über gebundene Erzgänge in der Kordillere Südamerikas. Vortrag auf dem Internationalen Kongreß für Bergbau, Hüttenwesen etc. Düsseldorf 1910. Sep.-Abdr.

Unter gebundenen Erzgängen versteht Verf. solche, welche an Tiefengesteine und zwar vorzugsweise an deren Peripherie, sowie an deren unmittelbare ältere Hülle gebunden sind und deren Erscheinungsweise von jeher und in den verschiedensten Gegenden als Beweis für die engen Beziehungen zwischen eruptiven Durchbrüchen und der Erzgangbildung gegolten hat. In Südamerika sind die Erzgänge gebunden an alttertiäre Massengesteine, die man teils als Granite oder Diorite, teils als Liparite, Trachyte, Andesite oder Dazite beschrieben hat, die aber nach Verf.'s Erfahrungen stets wirkliche Intrusionen in der Form von Gängen, steilstehenden Linsen im starkgefalteten Gebirge („geneigte oder stehende Lakkolithe“) oder von Stöcken, manchmal mit Durchmessern von 10—20 km Durchmesser, bilden. Die besonders von DOMEYKO, MÖRITZE und STELZNER beschriebenen, teilweise bekanntlich zinnführenden Blei-, Silber-, Kupfer-, Zink- und Goldvorkommnisse, die hier Verf. ausschließlich im Auge hat, sind eng gebunden an das Auftreten jener Gesteine, d. h. sie fehlen wie diese in den östlichen Ketten der Kordilleren fast ganz; sie sind weit verbreitet im eigentlichen Hochgebirge und treten im allgemeinen zurück in der Küstenregion. Die in jungtertiärer oder diluvialer Zeit geförderten Eruptivmassen, ja auch die tieferen Aufschlüsse der Vulkane sind frei von Erzen.

Als Beispiele für das bezeichnete Auftreten der Gänge in und neben den plutonischen Massen werden diejenigen von Morococha, Hualgayoc, Tarica, Ticapanupa, Huallanca, der Cerro de Pasco, der Cerro de Potosí, Oruro, Huanchaca u. a. in Peru und Bolivien namhaft gemacht. Verhältnismäßig selten sind in der Umgebung der Gänge keine eruptiven Massen bekannt. Da im übrigen die letzteren stets Tiefengesteine sind, so sind auch die Gänge Bildungen der Tiefe.

Der Mineralabsatz fand in dem Eruptivgestein auf peripheren Kontraktionsrissen, in der Sedimenthülle nahe dem Kontakt auf Dislokations- oder Kontraktionsspalten statt, d. h. das Bild, welches so manche zinnerzführenden Granitstöcke und die Karten zahlreicher Grubendistrikte am Rande granitischer Durchbrüche zeigen, wiederholt sich auch hier. Damit im Zusammenhang steht die Häufung der Gänge an der Peripherie und in der Hülle, ihre Abnahme nach Zahl und Quantität der Erzführung in der

Tiefe. Bezüglich der letzteren betont Verf. das Zurücktreten von Schwer-
spat, der sich nur in den oberen Teufen findet, von Flußspat und Car-
bonaten und bestreitet die Wichtigkeit sekundärer Vorgänge bei der
Herausbildung der bestehenden Teufenunterschiede. Diese sind darin ge-
geben, daß in Bolivien das Zinnerz in den oberen, die Silbererze in den
unteren Gangzonen reichlicher auftreten, am Cerro de Pasco in den oberen
Teufen Silber, in den unteren Kupfer Gegenstand der Gewinnung sind.
[Die Teufenunterschiede in letzterem Grubengebiete bedürfen wohl noch
genaueren Studiums. Ref.]

Die Ausfüllung der Gänge denkt sich Verf. in der Art, wie die
Pegmatitbildung, nämlich als Auskristallisation aus „hochtemperierten
pneumatolytischen Lösungen“ und erblickt in der Struktur beider gemein-
same, einen ähnlichen Ursprung beweisende Merkmale. Wie bei den Peg-
matiten, so habe auch hier eine Differentiation eine ungleiche Verteilung
der ursprünglich gemischten Stoffe auf verschiedene Stellen desselben
Ganges und auf verschiedene Spalten desselben Ganggebietes veranlaßt.
womit sich z. B. erkläre, daß in einem Silbererzrevier der Goldgehalt
fast vollständig auf einen Gang konzentriert sei, oder der gleiche Gang
beträchtliche Teufenunterschiede zeige. Verf. bemerkt dazu selbst: „Diese
Gesetze sind erst mangelhaft studiert.“

Bergeat.

F. Freise: Über einige Mineralvorkommen der süd-
lichen Serra dos Aymorés Staat Espirito Santo (Brasilien).
(Zeitschr. f. prakt. Geol. 18. 1910. 143—147.)

Es werden beschrieben die Vorkommen von 1. Gangmonazit, 2. Glim-
mer, 3. Wolframit, Gold, 4. Graphit, 5. Kaolin.

A. Sachs.

R. Stappenbeck: Übersicht über die nutzbaren Lager-
stätten Argentinien und der Magelhaensländer. (Zeitschr.
f. prakt. Geol. 18. 1910. 67—81. 266—268.)

Es werden besprochen die Vorkommen von Gold, Silber, Kupfer,
Eisen, Blei, Antimon, Zinn, Wolfram, Selen, Vanadium, Kobalt, Nickel,
Arsen, Steinkohle, Braunkohle, Petroleum, Asphalt, Erdwachs, Boronatro-
calcit, Alaun, Steinsalz, Kochsalz, Edelsteinen, Halbedelsteinen, Ornament-
steinen usw., Flußspat, Schwefel, Gips, Graphit usw. Die Vorkommen sind
auf einer Karte verzeichnet, ferner wird eine Übersicht über die wichtigste
Literatur gegeben.

A. Sachs.

Walther, R.: Zur Geologie der Gegend von Seibal und ihrer Kupfererz-
lagerstätten im Staate Rio Grande do Sul. (Zeitschr. f. prakt. Geol.
1912. 20. 404—413. 2 Fig.)

Viteau, P., E. Hermitte, L. Sol: Informe sobre el estado de la
Mineria en los distritos mineros de Famatina y Guandacol de la

Provincia de la Rioja. (Ann. Ministerio del Agricultura. Sección Geología, Mineralogía y Minería. 5. No. 1. Buenos Ayres 1910 (1911). Mit Plänen und 1 geol. Karte. 90 p.)

Montes de Oca, R.: Recopilacion de Leyes, Decretes y Resoluciones referentes á materia minera y á asuntos que se relacionan con las funciones de la division. (Ann. Minist. Agricultura. Sección Geología, Mineralogía y Minería. 5. 32 p. Buenos Aires 1910 [1911].)

Geologische Karten.

Geologische Karte der Schweiz 1 : 500 000. Mit Erläuterungen. Herausgegeben von der Geologischen Kommission der Schweizerischen naturforschenden Gesellschaft. Bern 1912.

Als Redakteur der zuerst im Jahre 1894 von A. HEIM und C. SCHMIDT bearbeiteten Karte zeichnet diesmal ALB. HEIM, der bei der Ergänzung und Verbesserung des Kartenbildes von NIETHAMMER, ERNI, ARGAND und ARBENZ unterstützt ist. Die Karte ist in frischeren Farbtönen gehalten, die ostalpine Trias unterscheidet sich jetzt z. B. viel besser von den kristallinen Gesteinen als früher. Überall erkennt man die Berücksichtigung der vielen neuen Forschungsergebnisse, die die verflossenen 18 Jahre gebracht haben, sei es in Graubünden, sei es in der Zentralschweiz oder in den walliser Gneisalpen. Die Struktur der Schweizer Alpen, ihr Deckenbau, enthüllt sich auf dieser Karte, auf der Dislokationslinien nicht eingetragen sind, natürlich nur dem Fachmann, doch liegen solche Strukturkarten ja von C. SCHMIDT und von E. ARGAND vor. Die „Begleitworte“ sind sehr dürftig. Wir wissen nicht recht, ob der Fachmann oder der Nichtfachmann etwas von ihnen haben soll. Sie beschränken sich auf einen Abriß eines Überblicks über die Stratiographie und die Gebirgsarten.

Otto Wilckens.

Topographische Geologie.

Außeralpines Deutschland (nebst Grenzländern).

Richard Lachmann: Der Bau des niederhessischen Berglandes bei Hundelshausen. (Aus dem 90. Jahresbericht der Schlesischen Gesellschaft für vaterländische Kultur. Sekt. f. Geologie. Breslau 1912.)

1. Tektonische Ergebnisse.

a) Zwei der ausgeprägtesten meridionalen Grabenbildungen in Mitteldeutschland, der Leinetalgraben und der Gelstertalgraben (Lichtenauer Bruchzone), treffen von verschiedenen Seiten bei Hundelshausen und Wendershausen auf einen prävaristischen Rumpf, den Allendorfer Rundhorst, auf.

b) Der Vorgang des Zusammentreffens von Horst und Graben vollzieht sich in der Weise, daß die Gräben, bevor sie den Zechstein auf dem Rundhorst erreichen, sich keilförmig verschmälern, derart, daß beiderseits die westlich gelegene Randspalte am weitesten gegen den Horst vordringt.

c) Eine Zerstückelung des Grundgebirges durch die Grabenspalten, wie sie MOESTA in einer älteren Abhandlung annahm, findet nicht statt.

d) Der Streifen zwischen den beiden Grabenenden ist auf der Höhe des Horstes dadurch ausgezeichnet, daß sich hier im Bereiche des oberen Zechsteins isolierte Schollen von Muschelkalk erhalten haben, die in einer etwa 1000 m höheren Lage vermutet werden müßten.

e) Diese Lagerung läßt sich weder durch trichterförmige Einstürze nach Auslaugungen (MOESTA), noch durch Abrutschung von Schollen aus der Höhe des Horstes in die Gräben hinunter (BEYNSCHLAG), noch endlich durch senkrechte Verwerfungen erklären.

f) Am Gottesberg ist die transgressive Ueberlagerung von Gipsen des Zechsteins durch eine solche Muschelkalkscholle aufgeschlossen. Auch der Buntsandstein zeigt schon in der Gegend von Hundelshausen Transgression.

g) Die Deutung ergibt sich unter Hinweis auf ähnliche Verhältnisse im oberen Allertal durch die Annahme, daß bei Hundelshausen vor dem Beginn der Auslaugungen des Steinsalzes und vor der übergreifenden Lagerung des mittleren Muschelkalks eine örtliche Anschwellung der Zechsteininformation stattgefunden hat.

h) Ob eine analoge Erklärung für die Bildung der großen Grabenbrüche zutreffend und ausreichend ist, muß weiteren Untersuchungen in den mehrere hundert Kilometer langen Gräben selber vorbehalten bleiben. Rechtfertigt sich eine solche Auffassung, so wäre das Alter für die Aufwölbung des Grundgebirges nur als älter als die oligocänen (oder altmiocänen?) Braunkohlensandsteine an der Söhre festzulegen. Ist andernfalls die alttriadische Anschwellung lokal und somit offenbar durch die Aufwölbung des Rundhorstes bedingt, so müßte der Horst mindestens zu dieser Zeit, wahrscheinlicher aber schon zur Zechsteinzeit sich zu bilden begonnen haben.

2. Geomorphologische Ergebnisse.

a) Die tertiären Schichten, welche am Meißner von Basaltdecken überlagert werden, liegen 8 km nördlich davon in unserem Gebiet an der Söhre um 400 m niedriger. Da eine Absenkung durch tektonische Vorgänge seit der Tertiärzeit nachweislich in diesem Betrage nicht stattgefunden hat, ist die von DAVIS und BRAUN angenommene präoligocäne Fastebene nicht vorhanden.

b) Ebensowenig zutreffend ist die Annahme einer zweiten, um 300 m tieferen Fastebene im Osten des Meißners, welche ihre Ausläufer in das behandelte Gebiet entsendet. Denn abgesehen von dem Meißner selber, welcher als Härtling das Peneplain überragt haben müßte, sind ringsherum auch in Sandsteinen verschiedener Formationen heute noch Höhen von mehr als 200 m über dieser angeblichen Fastebene erhalten.

c) Vielmehr ergibt sich, daß die von BRAUN und DAVIS beobachtete mittlere Ebenheit nur auf die durch Erosion und Denudation herauspräparierte und als Quellenhorizont dienende Zechsteininformation beschränkt ist und sich un-

gezwungen als verbreitete Terrainstufe in dem jung zerschnittenen Plateaugebirge des hessischen Berglandes erklären läßt.

d) Die präoligocäne Landoberfläche in Niederhessen war wohl ebenso kuptiert wie die heutige.

O.-E. Meyer.

J. Versluys: Le principe du mouvement des eaux souterraines. Aus dem Holländischen übersetzt von F. DASSESE. Amsterdam, W. VERSLUYS. 1912. 8°. 145 p.

Den wichtigsten Teil des Werkes bildet eine theoretische, durch den Vergleich mit den Ergebnissen zahlreicher Experimente erhärtete Prüfung der DARCY'schen Regel über die Bewegung des Grundwassers.

Diese sagt aus, daß in einem gegebenen Grundwasserträger die Strömungsgeschwindigkeit nur vom Gefälle abhängig und diesem proportional sei.

Es ergibt sich, daß folgendes theoretisch zu erwarten ist und sich auch tatsächlich experimentell nachweisen läßt:

1. Mit steigender Temperatur nimmt die Strömungsgeschwindigkeit sehr erheblich zu. Aus der auf p. 40 und 41 gegebenen Tabelle geht hervor, daß sie z. B. unter sonst gleichen Umständen bei 25° etwa doppelt, bei 46° etwa dreimal so groß ist wie bei 0°.

2. Der Einfluß des Druckes kann vernachlässigt werden (p. 44).

3. Solange die Geschwindigkeit der Strömung klein ist, steigt sie bei zunehmendem Gefälle etwas schneller, wie die DARCY'sche Regel angibt, bei mittleren Geschwindigkeiten ist die angenommene Proportionalität tatsächlich praktisch vorhanden, während große Geschwindigkeiten sehr viel langsamer zunehmen, wie die Regel erwarten läßt (p. 114 ff.).

Besonders hervorgehoben sei die klare und verständliche Weise, in der das recht verwickelte Problem erledigt wird.

v. d. Borne.

Alpen.

M. Lugeon: Sur la tectonique de la nappe de Moreles et ses conséquences. (Compt. rend. Ac. des sc. de Paris. 155. 623—624. 1912.)

Das Profil der Dent de Morcles in den waadtländischen Kalkhochalpen war seit RENEVIER'S Untersuchung nicht nachgeprüft worden. Es zeigt bekanntlich über Flysch eine gewaltige liegende Falte aus Nummulitenkalk mit einer verkehrten Kreidefolge darüber. Unter dem Flysch liegt eine Serie, die ihrerseits diskordant auf einem Grundgebirge aus kristallinem Gestein und Carbon aufruhet.

Verf. beobachtete nun bei La Rionda zwischen dem Nummulitenkalk und dem Flysch von oben nach unten: 30 m Mylonit aus Gneisen und Apliten, 2—5 m Breccie mit kristallinen Komponenten, 2—5 m Tonschiefer mit einer Breccienbank, 1—3 m schwarze, wahrscheinlich mesozoische Kalke und darunter Flysch. Die zertrümmerten und verquetschten kristallinen Gesteine,

die sehr an die des Nordabfalls des Mt. Blanc erinnern, ließen sich 3 km verfolgen.

Die Morelesdecke, die tiefste der helvetischen Decken, hat sich also auf einer mylonitischen Schuppe nach Norden bewegt, die anscheinend eine selbständige tektonische Einheit darstellt.

Man kann die Existenz dieser Schuppe auf zweierlei Weise erklären: Entweder wäre es eine präalpine Decke, die in einer Synklinale der helvetischen Decke darin steckt, also ein Analogon zur Cephalopoden-Neocomschuppe, oder aber die Schuppe findet ihre Wurzel im Mt. Blancmassiv. In diesem letzteren Falle ist sie homolog den von BERTRAND und RITTER am Mt. Joli nachgewiesenen und ähnlichen vom Verf. am Westende des Aarmassivs gefundenen Gneisschuppen. Die Schuppe an der Dent de Morcles ist nur noch weiter vom kristallinen Massiv entfernt, nämlich 10 km.

Unter dem Druck der alpinen Gebirgsbildung ist also das Mt. Blancmassiv doch nicht ganz starr geblieben, sondern seine kristallinen Schiefer sind bis an den Südrand der Voralpen vorgestoßen. Es nimmt eine mittlere Stellung zwischen dem Massiv der Aiguilles Rouges—Belledonne, das man als starr ansehen muß, und den penninischen Decken ein.

Aus LUGEON's Entdeckung ergibt sich aber noch ein anderer Schluß: Wenn die Morelesschuppe vom Mt. Blanc stammt, so ist die Morelessynklinale der vordere Teil der Synklinale von Chamonix, ebenso wie die Synklinale der Dent du Midi und die des Reposoir. Sicherlich ist es noch schwierig, die Verbindungen herzustellen; jedenfalls verdienen die Beziehungen zwischen dem Wurzelrand der Kalkhochalpen mit dem alten carbonisch gefalteten Gebirgsland eine erneute Prüfung.

Otto Wilckens.

M. Lugeon: Sur une inversion locale de pente du lit rocheux du Rhône, en aval de Bellegarde (Ain). (Compt. rend. Ac. des sc. Paris. 152. 1798—1800. 1911.)

Durch Bohrungen, die gelegentlich der Vorarbeiten für eine Aufstauung des Rhônewassers bei Génissiat, etwa 6 km unterhalb von Bellegarde, vorgenommen wurden, ergab sich, daß unter den sehr mächtigen Schottermassen das felsige Bett des Flusses auf eine Strecke von etwa 600 m ein rückwärts gerichtetes Gefälle aufweist. Die Schichten, in denen das Bett liegt, fallen dabei schwach stromabwärts. Es ergibt sich also, daß eine Form der Erosion, die man bislang für ein Charakteristikum des Glazialreliefs hielt, unter Umständen auch vom fließenden Wasser erzeugt werden kann.

Otto Wilckens.

1. **M. Lugeon:** Sur l'existence de deux phases de plissements paléozoïques dans les Alpes occidentales. (Compt. rend. Ac. des sc. Paris. 153. 842—843. 1911.)

2. —: Sur quelques conséquences de l'hypothèse d'un dualisme des plissements paléozoïques dans les Alpes occidentales. (Ebenda. 984—985. 1911.)

1. Das Streichen der Gneise und des Carbons des Massivs Aiguilles Rouges—Prarion ist ungefähr senkrecht zu demjenigen der Gesteine auf der Nordseite des Mt. Blancmassivs gerichtet, Man beobachtet das sehr gut im Gebiet des Arvetales.

Im Massiv der Aiguilles Rouges liegt das Stéphanien diskordant auf den kristallinen Schiefeln. Dieselbe Diskordanz findet sich im Belledonne-massiv und am Nordrand des Aarmassivs (Tödi). Im Mt. Blancmassiv liegt das Carbon konkordant auf den kristallinen Schiefeln. Das gleiche Verhalten zeigt es in der axialen Region des Aarmassivs, d. h. in seiner Protoginzone südlich der Jungfrausynklinale und deren Fortsetzung nach Osten. Diese Zone und das Mt. Blancmassiv sind demnach jünger als die Massive Aiguilles Rouges, Prarion, Belledonne und die Zone des Gasterengranits und der Erstfelder Gneise. Das Mt. Blancmassiv und das protoginische Aarmassiv waren vor dem Stéphanien nicht gefaltet, wohl aber vor Beginn der Trias. Ihre Faltung ist also dyadisch.

Verf. nennt die prästephanische Faltung die segalaunische, die spätere die allobrogische Phase der jungpaläozoischen Faltung. Beide verhalten sich zueinander wie die pyrenäische und die alpine. Die anfangs erwähnte Diskordanz der Streichrichtungen rührt daher, daß der Mt. Blanc mit seiner Sedimenthülle auf die Reste der Sedimenthülle der segalaunischen Kette geschoben ist.

2. Nach DUPARC und RITTER kommt im Vallorcinekonglomerat (Stéphanien) kein Protogin vor. Angeblich findet sich solcher im Konglomerat von Ajoux bei Argentiére im Chamonixtal; aber Verf. hat im Verein mit den Herren ARGAND und JEANNET vergeblich danach gesucht. Es zeigte sich nur injizierter Gneis vom Aiguilles Rouges-Typus. Demnach muß der Protogin während des Stéphanien noch nicht freigelegen haben. Nach KÖNIGSBERGER injiziert die porphyrische Randfazies des aarmassivischen Protogins Carbonschiefer. STAUB gibt das gleiche und ferner Konkordanz des Carbons mit den Gneisen an. Am Südrande der Aiguilles Rouges scheinen Carbonschiefer durch ein Magma in Hornfels verwandelt zu sein. Hat der Protogin diese Wirkung ausgeübt, so ist er dyadischen Alters. Das allobrogische Gebirge allein scheint durch die tertiäre Alpenfaltung beeinflußt zu sein. Es hat die helvetischen Decken entsandt, während die Sedimente von der Festebene des segalaunischen Gebirges einfach abglitten. Die Überschiebung des allobrogischen Gebirges über das segalaunische ist tertiären Datums. Das Mt. Blancmassiv ist mehrere Kilometer vorgeschoben. Die Synklinale von Chamonix muß sich in der Trias unter dem Mt. Blanc fortsetzen. Diese Synklinale ist [wie BUXTORF ausgeführt hat. Ref.] das Homologon der Jungfrausynklinale, die sich, wie die Lötschbergdurchtunnelung gezeigt hat, in der Tiefe sehr weit fortsetzt, und die ebenfalls zwei Gebiete verschiedener kristalliner Gesteine trennt.

Otto Wilckens.

P. Arbenz: Zur Geologie des Gebietes zwischen Engelberg und Meiringen. (Ecl. geol. helv. 9. 464—483. Taf. V. 1907.)

Diese vorläufige Notiz widmet sich besonders der Stratigraphie und den Faziesverhältnissen von Dogger, Lias und Trias in dem genannten Gebiet resp. am Jochpaß. Tektonisch muß zwischen der autochthonen Region, die die Titliskette mit der Eocänzone von Engelberg—Meiringen umfaßt, und den Decken unterschieden werden. Eine tiefere Deckengruppe umfaßt die Jochpaßdecke(n), Erzeggedecke und Hochstollendecke, welche sämtlich vollständige Mittelschenkel besitzen und mächtige liegende Falten von 6—10 km Schubweite darstellen. Zur höheren Deckengruppe gehört nur die Brisen—Drusbergdecke.

A. Das autochthone Gebirge besteht aus Trias, Dogger, Malm und Eocän. Zur Kreide könnte vielleicht ein sandig-schieferiger Kalk von 15—20 m Mächtigkeit gehören, der an der Rotegg am Nordabhang des Titlis unter dem Eocänquarzit liegt.

B. Das Deckengebirge. I. Die Jochpaßzone. Diese umfaßt eine verkehrte Schichtfolge von Trias bis Malm, die sich von Engelberg über den Jochpaß ins Gental zieht. Die Trias besteht aus 6—10 m Rötildolomit, grauen und bunten Schiefen in geringer Mächtigkeit, 20—50 cm Sandstein und 6—15 m Quartenschiefer. Darüber folgen 2—3 Bänke eines grauen Kalkes mit vielen kleinen Muscheln, die wahrscheinlich das Rhät repräsentieren. (Das erste Rhät im helvetischen Faziesbezirk entdeckte RENEVIER 1886 am Westabhang der Dent de Morcles, LUGEON fand 1905 Rhät am Nievenpaß und GERBER 1907 solches im Lauterbrunnental.) Der Lias beginnt mit dem Hettangien, braungrauem, bröckeligem Kalk mit Cardinien, auf das schwarze Tonschiefer mit kieseligen Einlagerungen (15—30 m) folgen. Die Schiefer enthalten am Jochpaß Fucoiden. Zum unteren Lias gehören endlich noch Quarzite und Kieselkalke (14—50 m) mit Gryphäen. Der mittlere und obere Lias besteht aus Lagenquarzit, schieferigen Sandkalken mit Belemniten, Tonschiefern, Lagensandkalk, Echinodermenbreccie. Der untere Dogger (Aalénien) wird vorwiegend von schwarzen Schiefen (20—30 m) aufgebaut, die unten zahlreiche Bänke von Echinodermenbreccie einschließen, die Fossilien führen (*Harpoceras fluctans* DUM., *Ludwigia* cf. *aalensis* QUENST., *L. costosa* QUENST., *L. Murchisonae acuta* QUENST., *Cidaris Royssyi* DÉS.). Der mittlere Dogger zeigt graue, sandhaltige, rauhe Kalke. Der obere Dogger fehlt ganz. Der Malm beginnt mit geschiefertem Schiltkalk, fleckigen Schiefen und Mergelkalken. An der Grenze gegen das Eocän ist er lochseitisirt, d. h. mylonitisirt. Der ganze Malmkomplex ist geschiefert und gestreckt und keilt gegen Westen aus.

Die ganze Schichtreihe liegt nicht einfach verkehrt, sondern bildet zwei Antiklinalen.

II. Das Scheideggstockgebiet schließt sich stratigraphisch am nächsten an die Jochpaßzone an. Der Lias stimmt beiderseits überein, auch der untere Dogger. Der mittlere Dogger (rauhe Kalke und Echinodermenbreccie) ist dem autochthonen ähnlich. Eine Eisenoolithschicht, die an der Alp Zingel und südlich des Scheideggstockes auftritt, dürfte dem Bathonien angehören; Calloven fehlt. Vom Malm fehlen Oxfordschiefer.

Über dem schwach fleckigen Schiltkalk (1,5 m) liegen 20 m Argovienmergel mit Aptychen, woraus allmählich der Malmkalk hervorgeht. Darauf liegt Berrias, Tithon fehlt.

III. Das Graustock—Engstrenalgebiet. Der Lias besteht aus Schiefen und Hettangien. Die Mächtigkeit des Aalénien ist 80—90 m. Am Südrhang des Graustock liegt es infolge von Faltung dreifach. Die Einlagerungen von Echinodermenbreccie sind mächtiger, sie vertreten wohl die *Murchisonae*-Schichten (30 m); oben liegen 40 m schwarze Schiefer. Der Eisengehalt nimmt zu; es tritt sogar Chamoisit auf. 16—17 m mittlerem Dogger am Scheideggstock stehen hier 70—80 m, ja bis 100 m mächtige rauhe Echinodermenkalke gegenüber. An Fossilien finden sich nur schlechte Belemniten. Eine bis 20 cm mächtige Schicht mit Dolomitbrocken gehört dem Bathonien an. Sie führt *Cosmoceras subfurcatum* ZIET. und viele andere Versteinerungen. Der Malm beginnt mit 17 m schwarzem Oxfordtonschiefer mit viel Ammoniten. Dann folgt Argovien und 200—300 m Hochgebirgskalk mit einem Schieferband im oberen Drittel, endlich 10 m Tithon.

IV. Die Erzeggedecke zeigt einen von der Graustockfazies nicht sehr verschiedenen Dogger, der aber mit einer 20 m mächtigen Folge von schwarzen, glimmerführenden Schiefen schließt, in deren oberem Teil das Erz der Planplatte und der Erzegg liegt. Es beginnt mit einer 1½—3 m mächtigen Eisenoolithbank, höher folgen dünnere Bänke mit Zwischenlagen von Schiefen. Der Malm besteht aus 20—30 m schwarzen Oxfordschiefern mit reicher Ammonitenfauna (*Aspidoceras biarmatum*, *Perisphinctes biplex*, *Pelloceras Arduennense* u. a.), 20 m hellere Argovienschiefer mit 30 cm Schiltkalk an der Basis, ferner Hochgebirgskalk und Tithon.

V. In der Hochstollendecke ist der untere Dogger 125, der mittlere 430 m mächtig. Im Malm ist das Tithon gut entwickelt und reich an Ammoniten. Als jüngstes Glied liegt darauf Berriasschiefer in 150 m Mächtigkeit.

VI. Die Brisendecke (= Drusbergdecke) beginnt mit Tithon oder *Diphyoides*-Kalk; ihre Hauptmasse bildet der Kieselkalk der Hauterivestufe. Wenig mächtig sind Schrattenkalk, Gault und Seewerkalk.

Glättet man die Decken aus, so daß die Faziesgebiete ihre ursprüngliche Lage von Norden (autochthones Gebirge) nach Süden (Brisendecke) einnehmen, so ergibt sich folgendes:

Der Hochgebirgskalk nimmt von Norden nach Süden an Mächtigkeit ab. Das kommt namentlich daher, daß sich oben und unten schieferige Partien von ihm absondern (Tithon, Aargaustufe). In derselben Richtung treten die Oxfordschiefer allmählich auf und nehmen an Mächtigkeit zu. Ebenso gewinnen von Norden nach Süden der Lias und der Dogger an Mächtigkeit. Der erstere nähert sich gegen Süden dem Liastypus vom Westende des Aarmassivs und südlich des Walensees. Der untere Dogger zeigt im Süden mächtige Einlagerungen von eisenschüssigem Quarzsandstein und der Echinodermenbreccie, während solche im Norden wenig mächtig sind oder fehlen. Der mittlere Dogger zeigt nach Süden zu mehr schieferigen Charakter und Abnahme der Echinodermengesteine.

Otto Wilckens.

M. Lugeon et E. Jérémime: Les bassins fermés des Alpes suisses. (Bull. des Labor. de Géol., Géogr. phys., Min. et Paléontol. de l'Université de Lausanne [Suisse]. 192 p. 12 Taf. 1911. Auch Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat. 47. No. 174.)

Diese Arbeit über die geschlossenen Wannern der Schweizer Alpen behandelt einen Gegenstand, der nicht auf Grund einer Untersuchung im Gelände dargestellt werden konnte, wenn anders sie überhaupt zu einem Abschluß in absehbarer Zeit gelangen sollte. Vielmehr wurde sie auf Grund des Studiums der Blätter des Siegfried-Atlas ausgeführt, wobei man naturgemäß von der Genauigkeit der Karten abhängig war, die schon wegen ihres Maßstabes in der Darstellung der sehr kleinen Becken, also z. B. der Dolinen, vieles vermissen lassen müssen. Das wird besonders deutlich, wenn man die gewonnenen Ergebnisse aus solchen Gebieten vergleicht, die sowohl 1 : 25 000 wie 1 : 50 000 kartiert sind. Die Region des Chamossaire ergab z. B. im ersteren Maßstab drei Wannern mit 29 730 Ar Oberfläche, im letzteren sah das Gebiet überhaupt nicht geschlossen aus und eine Übertragung der Grenzen ergab nur einen Flächeninhalt von 28 000 Ar. So stellen denn die Zahlen der von den Verf. gegebenen Statistik ein Minimum der mit unterirdischem Abfluß versehenen Gebiete dar. Die Frage, was als Grenzlinie der geschlossenen Wannern dienen sollte, wurde von den Verf. anfangs dahin beantwortet, daß es der Rand der Oberfläche der Wassermasse sei, die das Becken bis zum Überlauf anfüllte. Aber dies Kriterium ergibt weder die genaue Form der Wanne, noch hätte sich aus der Karte immer die Höhenlinie für die Felsbarre, die die Wanne unten abschließt, ermitteln lassen. So gingen die Verf. denn davon aus, daß die Wanne, abgesehen von der Stelle der tiefsten Depression, eine für Wasser undurchdringliche Oberfläche darstelle. Damit wird alle Willkür ausgeschaltet, obwohl anderseits die Grenzlinien, die sich so ergeben, oft sonderbar genug verlaufen. Man denke sich z. B. eine an einem Abhang gelegene Doline. Die Grenzlinie dieser geschlossenen Wanne würde dicht unterhalb der Doline einen Halbkreis darstellen, aufwärts aber würden ihre beiden Arme sich erst weit oberhalb der Doline vereinigen, indem sie noch das ganze Gelände einschlossen, das nach der Doline zu entwässert.

Bei der Ausmessung der geschlossenen Wannern wurde die Ausdehnung des Papiers berücksichtigt, was wegen der sonst für die kleinen Wannern vorhandenen Ungenauigkeit notwendig erschien. Die Geologie des Bodens der Wannern wurde den Spezialkarten oder, wo solche nicht vorhanden, den Blättern der geologischen Karte 1 : 100 000 entnommen.

Den meisten Raum nimmt in dem vorliegenden Buche die Einzelbeschreibung der geschlossenen Wannern ein. Dieselbe besteht jedesmal aus der Angabe der Lokalität, der Ausdehnung, der Grenzen und einer Beschreibung der Form sowie der geologischen Beschaffenheit des Untergrundes. Als Hauptabschnitte des regionalen Teiles sind die geschlossenen Wannern der Voralpen, die der Kalkhochalpen und die der Walliser, Tessiner und graubündnerischen Alpen gewählt worden. Wir berichten hier nicht über die Einzelheiten, sondern nur über die zusammenfassenden Kapitel, die sich am

Schlusse eines jeden dieser drei Abschnitte, sowie am Schluß des ganzen Buches finden.

Die geschlossenen Wannern der Voralpen sind in der Zahl von 84 festgestellt. Sie nehmen im ganzen einen Flächenraum von 636 200 Ar ein und verteilen sich folgendermaßen auf die einzelnen Teile der Voralpen:

Randzone	2 460 Ar
Mittlere Voralpen	478 270 „
Brecciendecke	62 930 „
Niesendecke	30 560 „
Innere Voralpen	61 980 „

Somit gibt es bei weitem am meisten in den mittleren Voralpen.

Von den 84 Wannern sind 15 durch Moränen abgeschlossen, 2 liegen in Schutt. Auf Chablaisbreccie liegen 3, im Flyschsandstein und -konglomerat 9, im Neocom und in der Oberkreide 17, im Malm oder Neocom 2, im Malm 9, im Dogger 5, im Lias 9, in Triasdolomit und Rauhwacke 9, im Gips 7. Da zwischen der Oberkreide und dem Malm keine wasserundurchlässige Schicht existiert, so kann man diese Stufen nebst dem Neocom zusammenfassen. Im Gebiet dieser Formationen liegen die meisten geschlossenen Wannern. Wenn die Trias mit ihrem Gips damit nicht konkurrieren kann, so liegt das an den wenig ausgedehnten Flächenräumen, die sie einnimmt. Innerhalb einer Formation ist die Zahl und die Ausdehnung der Wannern um so größer, je größer die Oberfläche der Formation ist. Die kalkarmen Formationen liefern wenig geschlossene Wannern.

Morphologisch kann man verschiedene Typen der Wannern unterscheiden: A. Kare. Ihrer finden sich 29 in den Voralpen. 9 davon werden von Seen eingenommen, eins ist sumpfig, die übrigen sind trocken. B. Poljen, d. h. große, weite Depressionen mit flachem Boden, deren Wände steil sind und deren Richtung parallel dem Schicht- oder Faltenstreichen verläuft. Die präalpinen Poljen sind jung und enthalten deshalb keinen flachen Boden aus angeschwemmtem Material. C. Blinde Täler, in den Voralpen selten. D. Dolinen erscheinen selten, weil sie meist zu klein sind, als daß die Karten sie darstellten. Nur 36 lassen sich aus diesen herauslesen; sicher sind aber in Wirklichkeit Hunderte vorhanden.

Stellt man die Höhen zusammen, in denen sich die geschlossenen Wannern finden, so zeigt es sich, daß in den Voralpen die Mehrzahl zwischen 1300 und 1900 m liegt. Das liegt nicht an der geologischen Beschaffenheit des Untergrundes, dagegen hat dabei die Anzahl der Kare, die sich zwischen 1500 und 2100 m finden, einen Einfluß. Die Hauptursache für diese Verteilung der geschlossenen Becken liegt darin, daß naturgemäß auf den Höhen nur wenige und kleine und in den tieferen Teilen der Hänge wegen der Nähe der Täler ebenfalls nur wenige liegen können.

Im Gebiete der Kalkhochalpen wurden 126 geschlossene Wannern ermittelt, die 3 327 500 Ar einnehmen. Von ihnen sind 9 durch Bergstürze, 6 durch Moränen abgegrenzt, 14 liegen auf Eocän, 39 auf Urgon und Seewenschichten, 11 auf Neocom, 32 auf Malm, 1 im Dogger, 4 im Lias, 5 in der

Trias, 2 im Perm. Von den unterirdisch abwässernden Wannern nehmen die in der oberen Kreide und im Urgon 835 060 Ar, die im Malm 1102 090 Ar ein. Es findet sich also die Regel bestätigt, daß bei gleicher Durchlässigkeit von Gesteinen die Ausdehnung und Zahl der geschlossenen Wannern der Oberflächenverbreitung dieser Gesteine entspricht. Ferner begünstigt die Entfernung eines durchlässigen Gesteins von den großen Tälern die Bildung der geschlossenen Wannern. Diese liegen also auf den großen Höhen. Das Dach der Kalkhochalpen ist stark durchlöchert; dadurch unterliegen sie weniger schnell der Abtragung. Es finden sich in den Kalkhochalpen dieselben morphologischen Typen der geschlossenen Wannern wie in den Voralpen. In der Höhenverteilung weichen die Wannern der Kalkhochalpen etwas von denen der Voralpen ab, indem sie in jenen mehr in relativ tiefen Lagen vorkommen. Das kommt daher, daß die Kalkhochalpen noch jugendlicher sind als die Voralpen. Im Säntis z. B., wo die Täler fast alle noch synklinal sind, sind die geschlossenen Wannern groß und häufig.

In den walliser Alpen wurden 11, in den tessiner 7 und in den graubündner 30 geschlossene Wannern ermittelt. Von ihnen sind 17 von Moränen abgeschlossen, 4 von Bergstürzen, eine hat ihren unterirdischen Abfluß im Malm, 7 im Lias, 6 in den Bündner Schiefen, 13 in Triasdolomit oder -rauhwacke. Es hat also nur ein relativ geringer Prozentsatz, nämlich etwa die Hälfte, einen karstischen Ursprung. Abgesehen von den Moränenbecken finden sich nur Dolinen und Kare. Im ganzen liegen die geschlossenen Wannern hier relativ höher als in den anderen Teilen der Schweizer Alpen, was an der geringeren Verbreitung der für ihre Bildung günstigen Gesteine liegt.

Im ganzen gibt es in den Schweizer Alpen 258 geschlossene Wannern mit 444 593 qkm Oberfläche, d. h. 2¼% der gesamten Oberfläche der Schweizer Alpen, gewiß eine überraschend große Zahl.

Otto Wilkens.

H. Schardt: Mélanges géologiques sur le Jura Neuchâtelois et les régions limitrophes. 8. Fasc. (Bull. Soc. Neuchât. Sc. Nat. 37. 310—429.)

Dieses Heft der geologischen Mitteilungen über den Neuenburger Jura und dessen Umgebung enthält folgende Nummern:

No. 36. Der Lac de Brenets und der niedrige Wasserstand des Doubs im Jahre 1906, bei dem der genannte See sich so senkte, daß die Gestaltung seines Beckens und seine Quellen ausgezeichnet studiert werden konnten. Auch wurden Färbeversuche mit Fluorescein gemacht, um die Speisung gewisser Quellen durch das Wasser des Sees nachzuweisen.

No. 37. Die vom Verf. zusammen mit DUBOIS behandelte Stratigraphie des Doggers der Gorges de l'Areuse konnte infolge neuerer Aufschlüsse noch genauer untersucht werden. Die Grenze zwischen Bajocien und Bathonien verläuft nicht durch die Schichten von Brot-Dessous, sondern diese gehören ganz und gar zum Bajocien.

No. 38. Im oberen Hauterivien wurden in den Brüchen von Saint-Blaise bei Neuenburg zwei Zähne von *Polyptychodon* gefunden, die wahrscheinlich einer neuen Art, *P. neocomiensis*, angehören.

No. 39. Der Bergsturz bei Neuveville am 11. Febr. 1909 brachte eine 800 cbm große Masse von Kalk der Portlandstufe zum Absturz. Die Kalke stehen an der Stelle sehr steil und waren an ihrem Unterrande durch Steinbruchsbetrieb ihres Widerlagers beraubt.

No. 40. Im Schenkel der Seekette bei Neuveville am Neuenburger See tritt eine Ueberschiebung auf, die bei Les Baumes die Portlandstufe und am Schloßberg die Valendisstufe verdoppelt.

No. 41. „Der unterirdische Lauf der Ronde“ ist die Schilderung der Untersuchung eines natürlichen unterirdischen Wasserlaufes im Kalkgebirge in der Stadt La Chaux-de-Fonds, der für die Abwässerung nutzbar zu machen war.

No. 42. Bei Onnens (Waadt) wurde ein Aufschluß im oberen Aqutian studiert, der eine Wechsellagerung von Tonen, Sandsteinen und limnischen Kalken zeigte.

No. 43. Entdeckung einer Manganknolle im oberen Hauterive von etwa 15 cm Länge und 10—12 cm Breite, mineralologisch Pyrolusit, mit 89 % Mn O₂ und Fe₂ O₃ 11 %. Es wird angenommen, daß es sich um eine Sekretion handelt. Die Möglichkeit der Entstehung nach Analogie der rezenten Manganknollen wird nicht erörtert.

No. 44. Bei Fahys bei Neuenburg wurde eine neue Tasche im Valendiskalk (marbre bâlard), ausgefüllt mit Hauterivemergel und -kalk und Valendiskalk, die Kalke in Form von Blöcken, beobachtet.

Nr. 45. Die kleine Chatollionkette bei Saint-Blaise am Neuenburger See wird von einer Querverschiebung durchsetzt, die oberes Portland ans obere Untervalendis heranbringt. Das Ausmaß der Dislokation, deren Fläche senkrecht steht, beträgt etwa 60 m.

No. 46 bringt Notizen über die Asphaltlagerstätten des Jura, nämlich die von St. Aube und die am Ufer des Neuenburger Sees, die des Val-de-Travers und die südwestlich von dieser Lokalität gelegenen. Auf primärer Lagerstätte befand sich der Asphalt im Albien. Von dort ist er abwärts ins Urgon gewandert.

No. 47. Im oberen Urgon von La Lance bei Vaumarcus wurde oberhalb des Neuenburger Sees ein römischer Steinbruch entdeckt, in dem die Römer Blöcke von mehr als 3 t Gewicht gewonnen haben.

Otto Wilckens.

J. Boussac: Les grands phénomènes de recouvrement dans les Alpes maritimes italiennes et la „fenêtre“ de Castelvecchio. (Compt. rend. Ac. des sc. 17 déc. 1910.)

Am Ostrande des Mercantourmassivs tritt das Eocän der „Flyschzone“ nur in Form schmaler Schuppen auf, die zwischen das Massiv und die Zone des Briançonnais eingeklemmt erscheinen, breitet sich dann aber gegen SW. weit aus, so daß es in der Breite von Ventimiglia bis Albenga an die Küste tritt. Dies Vortreten erinnert an dasjenige des Flysches in der Ubaye und

im Embrunais, und in der Tat gehört er dort ebenso wie hier einer Schubmasse an.

Diese große Überschiebungsdecke besteht vorwiegend aus Flysch, ruht auf autochthonem Eocän und läßt ihre tektonische Natur dort leicht erkennen, wo sie von mesozoischen Schollen begleitet wird; während sie allerdings anderwärts wegen der Lagerung Flysch auf Flysch schwer beobachtbar ist. Auf den sandig-glimmerigen Schiefen des Oligocäns liegen kalkige, hochgradig gefaltete Schiefer mit Kalk- und Sandsteinbänken, worin Nummuliten, Orthophragminen, Globigerinen und *Lithothamnium* vorkommen, so daß Lutétien und Auversien vorliegen dürften. Die Embrunais-Ubaye-Fazies des Eocäns herrscht gegen Osten und Südosten in der ganzen Flyschzone.

Die Zone des Briançonnais ist auf die Flyschzone übergeschoben, und zwar auf wenigstens 8 km. Am Mte. Armetta auf dem rechten Tanaroufer liegt über dem Oligocän das Eocän und darüber, den Kern eines liegenden Sattels bildend, Triasmarmor und -quarzit. Trias und Lias des Castell d'Ermo bilden einen in den Flysch tauchenden Sattel. Der schönste Beweis für die Überschiebung der Briançonnaiszone über den Flysch ist die Existenz eines Fensters in der ersteren, das sich im Tal der Neva in der Umgebung von Castelvecchio öffnet. Hier beginnt die tiefste Schichtfolge mit groben, rosa gefärbten Quarziten des Perm, dann folgen sericitreiche weiße oder grünliche Quarzite der Untertrias und weiße, rosa oder grünliche Marmore der mittleren und oberen Trias. Alle diese Schichten sind verquetscht. Sie tauchen nach allen Seiten unter kalkigen Flysch, der auf der Unterlage übergeschoben ruht, und dieser Flysch wird nun seinerseits von Briançonnaisgesteinen überdeckt, die linsenförmige Strukturen zeigen, wie sie für Deckenland charakteristisch sind. Die Briançonnaischichtfolge beginnt mit Permschiefern, dann folgen untertriadische Quarzite und mittel- und obertriadische Kalke. An ihrer Basis ist sie stark verquetscht.

Otto Wilckens.

Termier, Pierre: Résultats scientifiques de l'Excursion alpine de la „Geologische Vereinigung“: Les nappes lépontines à l'Ouest d'Innsbruck. (Compt. rend. d. séances de l'Acad. d. Sciences. 155. 602. 1912.)

Kilian et Ch. Pussenot: Sur l'âge des Schistes lustrés des Alpes franco-italiennes. (Compt. rend. d. séances de l'Acad. d. Sciences. 155. 887. 1912.)

Rabot-Muret: Les Variations périodiques des Glaciers. (Zeitschr. f. Gletscherkunde. 3. 37—47. 1912.)

Seidlitz, W. v.: Sind die Quetschzonen des westlichen Rhätikons exotisch oder ostalpin? (Centralbl. f. Min. etc. No. 16 u. 17. 492—542. 1912.)

Staff, Hans v.: Die Alpengeologie auf dem XVIII. Deutschen Geographentage in Innsbruck. Pfingsten 1912. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 64. Monatsbericht No. 6. 310—319. 1912.)

Schwinner, Robert: Der Monte Spinale bei Campiglio und andere Bergstürze in den Südalpen. (Mitt. d. geol. Ges. Wien. 5. 128—197. 1912.)

- Schaffer, F. X.: Zur Geologie der nordalpinen Flyschzone. I. Der Bau des Leopoldsberges bei Wien. (Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. No. 10. 257—264. 1912.)
- Ampferer, Otto: Über die Gosau des Muttekopfs. (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 62. 2. Heft. 289—310. 1912. Mit 2 Lichtdrucktaf. (No. XIV—XV) u. 4 Zeichnungen im Text.)
- Gedanken über die Tektonik des Wettersteingebirges. (Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. No. 7. 197—212. Wien 1912. Mit 4 Abb. im Text.)
- Über einige Grundfragen der Glazialgeologie. (Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. No. 9. 237—248. Wien 1912. Mit 6 Abb. im Text.)

Skandinavien.

- Seidlitz, W. v.: Das schwedische Hochlandsproblem. Eine Antwort an Dr. FREDR. SVENONIUS-Stockholm. (Centralbl. f. Min. etc. No. 12. 369—378. Stuttgart 1912.)

Karpathen.

Erich Siegfried: Die Naphthalagerstätten der Umgebung von Solotwina. Ein Beitrag zur Tektonik des Karpathenrandes in Ostgalizien. Wien — Berlin — London 1912. Verlag für Fachliteratur G. m. b. H. 72 p. 42 Abbild., Karte u. Tafel.

In der Einleitung entwirft Verf. ein Bild von dem Aufbau der Karpathen als Deckengebirge nach der Auffassung von UHLIG und schildert dann die orographischen und die aus den Arbeiten von PAUL, UHLIG und ZUBER bekannten stratigraphischen Verhältnisse der galizischen Karpathen. Das Ergebnis der tektonischen Untersuchungen ist, daß der Karpathenrand in jenem Gebiete von zwei hintereinanderfolgenden Decken gebildet wird, von denen die nordöstliche der subbeskidischen, die südwestliche der beskidischen Decke UHLIG's entspricht. Die Beweise für den Deckenbau seien dadurch gegeben, daß im Kern einer zwischen Pasieczna und Jablonka gegen Nordwesten streichenden Antiklinale jüngere Schichten teils zutage treten, teils durch die Petroleumbohrungen der Grube Bitkow in einigen hundert Metern Tiefe nachgewiesen worden sind. Die Ansicht ZUBER's, welche die Lagerungsverhältnisse durch Ausfüllung von Buchten, die in den schon bestehenden Karpathenrand hineingeragt hätten, erklären will, wird dadurch widerlegt, daß bei Jablonka die Schichten des jüngeren Oligocän sowohl nach SW. wie nach NO. unter Kreideschichten sich einsenken.

Verf. erklärt dann die Ausbildung der Überschiebungsdecke durch Entstehen einer Flexur mit abgesenktem und überbogenem Nordostschenkel und mit Überschieben des abgesunkenen Teils durch den stehengebliebenen unter Ausbildung einer sich gegen das Vorland zu verflachenden Schubfläche. Bei weiterer Faltung des Untergrundes staut sich die Überschiebungsfläche und es bildet sich eine sekundäre Falte heraus, die SIEGFRIED nach dem Vorgange MRAZEC's als „Diapirfalte“ bezeichnet.

Es schließt sich an eine Beschreibung einzelner Faltungs- und Brucherscheinungen, und es werden die Lagerungsverhältnisse der 7—8 km breiten, dem Antiklinalfenster vorgelagerten Schubmasse beschrieben. Nordöstlich des noch erhaltenen und steil gelagerten Stirnrandes befindet sich die miocäne Antiklinale von Dzwiniacz-Starunia, auf welche von NO. her an einer steilen Bewegungsfläche ein Oligocänsattel heraufgeschoben ist. Verf. deutet diese Lagerungsverhältnisse durch eine „Reaktionsüberschiebung“ oder „Rückschiebung“, indem die mit steiler Schubfläche endigende subbeskidische Schublecke den vorgelagerten autochthonen Streifen schräg abwärts hinabgedrückt habe; für eine derartige Rückschiebung spreche auch die Tatsache, daß die Sättel des Vorlandes im Gegensatz zu den Faltungen der beskidischen und subbeskidischen Zone einen steilen Südwestflügel und einen flachen Nordostflügel aufweisen.

Verf. übersieht, daß seine Herleitung der wohl zweifellos nachgewiesenen Randüberschiebungen der Karpathen aus absteigenden Flexuren ein sehr wirksames Argument gegen die UHLIG'schen Fernüberschiebungen darstellt und daß ebenso die von ihm geschilderten Tatsachen eher für eine lokale Steilschuppung als für eine Überlagerung einer „subbeskidischen“ durch eine „beskidische“ Decke sprechen.

Die Arbeit verbreitet sich sodann über die in jener Gegend erschlossenen Rohöllagerstätten und ihre Genesis. Die Erdölhorizonte stellen sekundäre Ansammlungen eines aus dem primären Ölhorizont, den Menilithschiefern, ausgepreßten Naphthas dar. Die höher emporgestiegenen Öle sind stärker filtriert und entcarbonisiert derart, daß die Öle im oberen Horizont von Bitkow sich als vollkommen inaktiv erwiesen haben.

Das in Dzwiniacz und Starunia zum Abbau gelangende Erdwachs hält Verf. mit MUCK gegen die Ansicht von ZUBER für sekundär aus Erdöl entstanden.

Die Arbeit des Verf.'s, welche dankenswerterweise unter weitgehender Benutzung allgemein geologischer und spezieller Literatur zusammengestellt worden ist, schließt mit Bemerkungen über die wirtschaftliche Entwicklung des Naphthabergbaues in der Umgegend von Sototwina.

In dem theoretischen Teil über die Karpathentektonik (p. 37—39) hat SIEGFRIED zwei Arbeiten des Ref. über den Gebirgsbau des westfälischen Steinkohlengebirges spaltenlang und wörtlich benutzt, ohne seinen Namen zu erwähnen.

R. Lachmann.

Östliches Mittelmeergebiet.

Baron **Nopcsa**: Zur Stratigraphie und Tektonik des Vilajets Skutari in Nordalbanien. (Jahrb. geol. Reichsanst. Wien. 1911. Mit 1 geol. Kartenskizze, 12 Taf. mit geol. Landschaftsbildern u. 7 Zinkotypen. 56 p.)

Das von dem Verf. schon früher berührte Gebiet gliedert sich in:

1. die Nordalbanische Tafel (nördlich und z. T. westlich von Skutari;
2. das Faltengebiet des Cukali-Berges im NO. von Skutari;
3. das alte Eruptivgebiet der Merdita im Osten von Skutari (gewöhnlich als das Miriditenland bezeichnet).

Die Küstenketten — die Fortsetzung des dalmatinischen Gebirgszugs —, für die die Studien VETTERS' wertvolle Aufschlüsse geliefert haben, bleiben im wesentlichen außer Betracht. Für die Nordalbanische Tafel ließe sich, wie aus der tektonischen Darstellung ersichtlich wird, auch die Bezeichnung Nordalbanische Decke anwenden. Da jedoch der Grad der Überschiebung der ungefalteten mesozoischen Serie noch nicht bekannt ist, bevorzugt Verf. — mit Recht — den neutralen Ausdruck Tafel. Überhaupt ist in der Art der bildlichen und wörtlichen Darstellung ein unbedingter Fortschritt gegenüber den früher veröffentlichten, etwas unzusammenhängenden Tagebuchnotizen zu konstatieren. Allerdings kann die Kritik, die Verf. wiederholt an der Auffassung anderer dasselbe Gebiet behandelnder Forscher (z. B. VETTERS') übt, nicht vergessen machen, daß NOPCSA sich im Gegensatz zu diesen rein auf die geologische Untersuchung beschränkt und sein paläontologisches wie petrographisches Material durchweg anderweitig bearbeiten läßt — so die Trias durch ARTHABER.

Soweit diese noch nicht abgeschlossenen Arbeiten eine Übersicht gestatten (Pal. p. 258, 259), umfaßt die Nordalbanische Tafel eine fast vollständige sedimentäre, d. h. eruptivfreie Schichtenfolge vom Carbon und der Dyas („Permocarbon“) durch Trias, Jura, untere und obere Kreide bis zum Alttertiär. Dagegen sind in der Merdita (Trias—Oberkreide) und dem Cukali (Trias—Alttertiär) lückenhafte Schichtfolgen mit z. T. sehr mächtigen Eruptiv- und Tuffgebilden entwickelt.

Unter den geologischen Schichten Nordalbaniens ist der wichtigste und interessanteste Fund zweifellos der Nachweis von ozeanischer Untertrias. Es handelt sich, wie das Vorkommen von *Tirolites illyricus*, *seminudus* und anderen zeigt, um ein Äquivalent der Campiler Schichten Südtirols, die jedoch in Albanien mit einer großen Menge anderer weitverbreiteter Ammonoiten dieses Niveaus zusammen vorkommen. Sie stellen weiterhin ein Äquivalent der höheren ammonitenführenden Schichten der Araxes-Enge, der *Hedenstroemia*-Schichten Indiens, sowie der *Columbites*-Schichten Kaliforniens dar. Die zuerst aus Kalifornien beschriebene Gattung *Columbites* ist ebenfalls in Albanien gefunden worden. Der einzige Hinweis einer direkten Verbindung der Campiler Schichten Südosteuropas mit dem fernen Osten war bis dahin der Nachweis von Tiroliten in Indien (KRAFFT) und der indischen Gattung *Aspidites* durch den Ref. im ungarischen Mittelgebirge gewesen (*A. eurasiaticus* FRECH). Die sonstigen stratigraphischen Feststellungen des Verf.'s bieten nur lokales Interesse.

Stratigraphisch schließt sich das aus sedimentären Bildungen bestehende Jungpaläozoicum und Mesozoicum der Nordalbanischen Tafel eng an die Entwicklung an, die aus Dalmatien und Montenegro bekannt ist. Dagegen ähnelt die eruptive und tuffige Entwicklung der Trias und der sonstigen mesozoischen Schichten der Merdita und wohl auch des Cukali der Fazies, wie sie in die bosnische Serpentinzone sowie andererseits in die von C. RENZ und dem Ref. studierte Ausbildung von Epirus¹ und Teilen von Mittelgriechenland, d. h. in die Pindos- und Kiona-Zone fortsetzt.

¹ Verf. erwähnt in diesem Zusammenhang auch Korfu, wo die Trias jedoch nach C. RENZ völlig eruptivfrei auftritt. Die Unkenntnis des Verf.'s in bezug auf die Geologie der an Nordanatolien angrenzenden Gebiete erschwert ihm die Vergleichung ungemein.

Seine Anschauungen über den Gebirgsbau Nordalbaniens faßt Nopcsa folgendermaßen zusammen: „Der Cukali ist ein durch einen von NNO. wirkenden Schub einseitig nach SSW. überfaltetes posteoocänes Gebirge, auf das auf unbekannte Distanz hin im Norden unseres Gebietes die Nordalbanische Tafel, im Süden die Eruptivmasse von Merdita überschoben wurden und das infolge einer mit den gegenüberstehenden Rändern der überschobenen Partie fast parallel verlaufenden Aufwölbung wieder ans Tageslicht gelangte.“ Mit anderen Worten scheint der Cukali den Kern einer Art von „Doppelfalte“ zu bilden, der man ein besseres Schicksal wünschen möchte als der Glarner Doppelfalte.

Von Interesse sind die kurzen Schlußworte über den Zusammenhang Nordalbaniens mit anderen Gebirgszonen, wobei Verf. sich mit Recht gegen die verworrenen Konstruktionen von Cvijic wendet. Ein Umschwenken der Dinarischen Falte gegen O. oder gar NO. findet nicht statt. Dagegen vereinen sich die bosnischen, rascischen, die ost-, nord-, mittel- und südalanischen sowie die griechischen Serpentine, Tuffite und Jaspisschiefer zu einer bei Mitrowiza und Skutari doppelt geknickten \supset -förmigen, von Slawonien bis an den Golf von Volo reichenden Zone. Diese Zone ahmt durch ihren Doppelknick den Verlauf der Westgrenze der randlichen halbkristallinen Schieferzuges „Kapaonik—Sarkoral—Begova“ der Rhodopemasse nach und soll sich angeblich als Nordostgrenze der „Dinariden“ über Agram bis an die Tonalinie in den Alpen verfolgen lassen. Den erwähnten Doppelknick zwischen Mitrowiza und Skutari bezeichnet Verf. als albanischen Knick der Dinariden. Ob die dalmatinisch-herzegowinisch-montenegrinische Kalkzone infolge eines der Serpentinzone analogen Doppelknicks etwa bei Skutari unter der Adria verschwindet (Philippson) oder in den Kalkbergen bei Janina und Santi Quaranta wieder empor-taucht oder aber bei Skutari endgültig aufhört, das sind Fragen, die Verf. am Schluß seiner jedenfalls recht bemerkenswerten Arbeit offen läßt. Frech.

1. **Franz Kossmat**: Geologische Untersuchungen in den Erzdistrikten des Vilajets Trapezunt, Kleinasien. (Mitt. d. geol. Ges. Wien III. 1910. Mit Textbildern.)

2. **F. Frech**: Geologische Beobachtungen im pontischen Gebirge. Oberkreide, Flysch und mitteltertiäre Masseneruptionen bei Trapezunt, Kerassunt und Ordu. (Dies. Jahrb. 1910. I. Heft 1. 1—24. Mit 2 Taf. im Text.)

Die Erzlagerstätten des großen pontischen Eruptivgebietes sind in theoretischer und praktischer Beziehung noch wenig erforscht. Kossmat beschränkt sich, wie der Titel besagt, nicht auf die Lagerstättenuntersuchungen, sondern liefert auch wichtige Beiträge zur rein geologischen Kenntnis der untersuchten Gegenden. Die Aufnahmen Kossmat's bei Trapezunt bilden genau die östliche Fortsetzung der von dem Ref. bei Kerassunt und Ordu gemachten Untersuchungen, über die jedoch in der an zweiter Stelle zitierten Arbeit nur teilweise berichtet wurde. Die Untersuchungen des Ref. über Erzvorkommen (s. u.) sind noch nicht veröffentlicht.

Von sehr großer Wichtigkeit für die Altersbestimmung der Ergußgesteine im Küstengebiet sind die Zonen von Sedimenten, welche in der Regel als schmale Einlagerungen auftreten.

In kalkigen Einschaltungen, welche zwischen Tripoli (Tireboli) und Gümüşchane häufig mit Andesitlaven wechseln, beobachtete schon TCHICHATCHEFF *Nummulites Ramondi*, eine Art des Eocän.

Ref. stellte bei Ordu fossilreiche senone Kreidemergel an der Basis gewaltiger Ergußmassen fest und beobachtete am Kap Vona eine Wechsellagerung von flyschähnlichen, als Eocän bestimmten Schichten mit Eruptivtuffen.

KOSSMAT beobachtete ferner Einschaltungen fossilführender, häufig mit Tuffen beginnender Oberkreideschichten innerhalb der Eruptivmassen im Esselidistrikt südöstlich von Tireboli und im Kalanema deré südwestlich von Trapezunt.

Diese Vorkommnisse, deren Konglomeratlagen Gerölle von älteren Augitandesiten und Daciten einschließen, stellen die Verbindung zwischen dem Kreideterrain der Umgebung von Ordu und dem transkaspischen Verbreitungsgebiet dieser Schichtgruppe dar. Ein genaues Datum für diese ältere Eruptionsperiode anzugeben, ist schwierig; sie scheinen von der Oberkreide bis zum Alttertiär zu reichen. Die Angabe, daß bei Esseli kontaktmetamorphe und teilweise vererzte Schollen von Requienienkalk in der Eruptivmasse schwimmen, würde allerdings nicht viel beweisen. Denn die Mitführung des Requienienkalkes durch Eruptivgestein kann in der Oberkreide ebensowohl wie in der Tertiärzeit erfolgt sein.

Die Neigung der vulkanischen Decken in der ganzen Umgebung von Trapezunt ist meerwärts gerichtet.

Morphologisch interessant, wenn auch zeitlich noch nicht genau fixiert, sind die sehr verbreiteten Terrassenbildungen der Küstenregion. Der ca. 250 m hohe Boztépe (= Tischberg) bildet eine ebene Plattform, welche den Abschluß der flach seewärts geneigten Abdachung des Küstengebirges bildet und ganz den Eindruck einer alten, wohl aus der Neogenzeit stammenden Abrasionsfläche macht.

In geringerer Höhe, nach KOSSMAT's Schätzung in etwas über 100 m, kann man auf weite Strecken, so z. B. zwischen Hadji Bekir und Platana, eine sehr schön eingeschnittene, wahrscheinlich quartäre Terrasse verfolgen. Auch am Nordhange des Boztépe trifft man im Hintergrunde der Stadt Trapezunt ruhig gelagerten Sandgrus mit Konglomeratlagen an.

Eine niedrige Terrasse, welche meist etwa 10—20 m über dem Meere durchzieht, kommt zum Ausdruck an dem von einem alten Wachturm besetzten Vorsprung neben der Rhede von Trapezunt.

In der Gegend von Kerassunt, besonders bei Abdal, konnte KOSSMAT während der Küstenfahrt ebenfalls deutlich Terrassen beobachten. Auch das alte, gehobene Delta des Yeshil Yrmak (Iris) bei Samsún, auf dessen verfestigten Schottern die Ruinen von Amisus liegen, würde im Zusammenhang mit diesen Bildungen ein näheres Studium verdienen.

Ref. unterzog im Frühjahr 1909 die Umgebung von Ordu einer Untersuchung, welche besonders der Feststellung des Verhältnisses zwischen den dortigen, durch SCHUBERT's Fossilienbestimmungen horizontierten Eocän-

sedimenten und den Eruptivmassen galt. Er konstatierte Kreideschichten entlang der von Ordu nach Karahissar führenden Straße sowohl bei Eski Bazar (Alt-Ordu), als auch weiter südlich bei Dedé-dschamé (nicht weit vom Knie des Melet Yrmak) und fand an letzterem Punkte folgendes Profil:

3. (Oben) weiße, harte Kalke ohne Versteinerungen.
2. Arkose mit auffälligen schwarzen Biotitkristallen.
1. Weißer Plänerkalk des Untersenon mit *Micraster coranguinum*, *Ananchytes ovatus*, *Echinoconus conicus*, *E. vulgaris*, *Gryphaea vesicularis*, *Aphorrhais* (?) sp., *Parasmilia* sp. In der Nähe fand sich lose ein großes Exemplar von *Pachydiscus subrobustus* SEUNES, einer Form aus dem Obersenon.

An zahlreichen Stellen konnte die Auflagerung der nach F. FRECH mindestens bis 1400 m mächtigen Ergüsse von Augitandesit auf diesen Schichten beobachtet werden. Saure Laven (Liparit), wie sie westlich von Kerasunt vom gleichen Beobachter als ältere Bestandteile der Eruptivserie angetroffen wurden, fehlen bei Ordu; doch fanden sich Quarztrachytbreccien in der unmittelbaren Nähe der Stadt und werden von den basischen Gesteinen durchbrochen. Zu den jüngsten vulkanischen Gebilden gehören Kegel von Hornblendeandesit, welche z. B. am Karatash tepe dem Kreideplateau aufsitzen. Anderseits wechseln bei Mersin am Kap Vona (nordwestlich von Ordu) horizontal gelagerte, eocäne Flyschsandsteine mit Eruptivtuffen ab.

F. FRECH schließt aus seinen Beobachtungen, daß die vulkanischen Ausbrüche im Eocän begannen und ihren Höhepunkt hier ebenso wie in dem verwandten Eruptivgebiet von Galatien während der Mitteltertiärzeit erreichten.

Die Angaben, welche KOSSMAT über das Hinterland von Trapezunt und Körele machen konnte, beweisen lediglich, daß entsprechend der Beobachtung des Ref. über das Vorkommen von Biotitkristallen im Senon von Ordu Vorläufer der Tertiärausbrüche schon die obere Kreidezeit kennzeichnen. Die Unerheblichkeit der bisher nur an zwei Punkten Nordanatoliens beobachteten wenig bedeutsamen Oberkreideergüsse gegenüber den 1—1½ km Mächtigkeit erreichenden Tertiärausbrüchen kann nicht dem mindesten Zweifel unterliegen. Ref. hat also die Bedeutung der von ihm gesehenen Erscheinungen für die Bestimmung des Eruptionsbeginns im pontischen Gebirge nicht überschätzt. Im Gegenteil: Gerade die Verhältnisse des pontischen Küstengebirges, eines der gewaltigsten Eruptivgebiete der Erde, bilden nach wie vor eine gewichtige Bestätigung der von ARRHENIUS und dem Ref. vertretenen Theorie des Zusammenfallens von klimatischen Wärmeperioden mit Phasen intensiver vulkanischer Tätigkeit. Die Geringfügigkeit der Eruptionen in der Oberkreide und die räumliche und vertikale Bedeutung der Ausbruchsmassen der Tertiärzeit geht besonders aus dem Vergleich mit Südanatolien hervor: Im Tauros und Amanos sowie in ganz Syrien fehlt jede Andeutung vulkanischer Ausbrüche im Verlauf der wohl entwickelten Kreideperiode. Daß übrigens auch KOSSMAT die jüngeren Eruptivgebilde für die wichtigeren hält, geht aus seiner Zusammenfassung p. 381 hervor:

Im Eleutale gegen die Küste wandernd, quert man eine ungeheure Folge von vorwiegend seewärts fallenden vulkanischen Gesteinen der jüngeren

Serie. Über dem Kreidebände von Esseli folgen basaltähnliche, feinkörnige Augitandesite. Sehr verbreitet sind ferner in diesem ganzen Gebiete vulkanische Agglomerate mit Augititbrocken.

Zwei Tagestouren im Osten von Trapezunt zeigten einfache Verhältnisse: eine Decke tertiärer basischer Eruptivgesteine, welche auf einem in unregelmäßigen Aufschlüssen bloßgelegten Untergrund von marinen obercretacischen Schichten aufruhet.

Kreideschichten waren besonders an zwei Stellen deutlich unter der Eruptivdecke aufgeschlossen. Die erste lag bei Pechlivan, nahe der neuen Straße, die zweite am Kalon Oros, einer sanften Schwelle am Hange des Lavaplateaus zwischen Seftar und dem Sachurfluß; hier tritt gleichfalls Mergel in Verbindung mit tonigen Lagen zutage und enthält bezeichnende Fossilien, wie: *Micraster* cf. *coranguinum* KLEIN, *Inoceramus* sp., *Ammonites* sp.

Auch aus den Beobachtungen von KOSSMAT geht somit die überwiegende Bedeutung der tertiären Ausbrüche hervor und darum — nicht auf die Frage, ob in der Oberkreide der Vulkanismus gänzlich fehlt — handelt es sich bei dem Klimaproblem. Die Intrusivgesteine kommen für die Klimafrage nicht in Betracht. Zwei Eruptivformationen sind vorhanden:

a) Der auf die inneren Gebirgstheile beschränkte ältere Komplex von Eruptivbildungen besteht der Hauptsache nach aus dunklen Augitandesiten, neben denen außer Ergüssen von oft sehr sauren Daziten (z. T. wohl auch Rhyolithen) noch bedeutende Stöcke von granodioritähnlichen Gesteinen zutage treten.

b) In der jüngeren vulkanischen Serie, welche im Eleu- und Kalanematale das obercretacische Sedimentband durchbricht und überlagert, fand KOSSMAT nur basische Gesteine in mächtigen, seewärts geneigten Lavadecken und Tuffbildungen. Weitaus vorherrschend sind auch hier Augitandesite und Augite, während Biotitandesit nur lokal, z. B. als Durchbruch in dem Mergelkalk von Chashka, auftritt. Olivinführende Feldspatbasalte erlangen besonders in den jüngsten Ergüssen größere Bedeutung. Auch die seit den Untersuchungen von LACROIX bekannten Leucittephrite des Stadtgebietes von Trapezunt nehmen eine analoge Altersstellung ein.

Das ausgedehnte Gebiet der pontischen Masseneruptionen ist durch zahlreiche Lagerstätten sulfidischer Erze ausgezeichnet, welche in älterer Zeit Gegenstand einer lebhaften Abbautätigkeit waren, wie die große Zahl alter Bergwerksspuren und Bergwerksorte beweist. Auch heute noch bieten einige Distrikte günstige Aussichten, doch ist die Summe der in neuerer Zeit geleisteten Arbeiten minimal im Verhältnis zur Zahl der Vorkommnisse.

In den von KOSSMAT besuchten Gegenden sind folgende Typen vertreten:

A. Sulfidische Lagerstätten.

I. Echte Erzgänge mit silberhaltigem Bleiglanz, Kupferkies, Zinkblende und Schwefelkies; als Gangart ist Quarz weitaus vorherrschend, Baryt nicht allgemein verbreitet.

Das Nebengestein der von KOSSMAT untersuchten Vorkommnisse ist in der Regel propylitische Augitandesit, welcher in der unmittelbaren Nachbarschaft der Gangspalten fast immer kaolinisiert, verkieselt und schwach mit Pyrit imprägniert ist.

Diese Lagerstättenart, welche man als eine in jungvulkanischen Gesteinen auftretende Modifikation der Freiburger „kiesigen Bleiformation“ und der „quarzigen Kupferformation“ bezeichnen kann, ist in zahlreichen Andesitgebieten Ungarns, der Balkanhalbinsel, des westlichen Nordamerika etc. bekannt. Sehr häufig, besonders in Gebieten mittelbasischer bis saurer Eruptivgesteine geht sie in die goldführenden Lagerstätten nach dem Typus Schemnitz, Nagybanya etc. über. In den Eruptivgebieten des Vilajets Trapezunt scheint aber diese letztere Kategorie ebensowenig vertreten zu sein, wie z. B. in Mexiko.

Typische Beispiele: 1. Gangdistrikt von Fol Maden südwestlich von Trapezunt, mit sieben gut ausgesprochenen Hauptgängen.

2. Yakadjak, südlich von Ordu, mit zahlreichen, aber nicht auf längere Erstreckung konstatierten Gangausbissen.

3. Nähere Umgebung von Kerassunt im Westen der Stadt.

4. Weitere Umgebung im Osten von Kerassunt (Seradjik—Osmanié).

Ähnlich ist nach vorhandenen Daten der Charakter zahlreicher, bereits im Vilajet Siwas gelegener Lagerstätten des Hinterlandes von Kerassunt; hierher gehören Sis Orta im Oberlaufe des Aksu und die zahlreichen Gänge der Umgebung von Karahissar (Lidjessi, Subach, Catiralan).

II. Sulfidische Imprägnationslager in vulkanischen Tuffen.

Beispiele: Kupferkiesführende Pyritlager von Esseli, Sadé-Kuré, Ak-Köi. Sie enthalten mitunter konkretionäre, dichte Gemische von Bleiglanz, Zinkblende und Kupferkies; geringer Goldgehalt vorhanden.

In diese Kategorie gehören vermutlich auch die kupferführenden Kiesvorkommnisse von Erseil, zwischen Esseli und dem Karshutfluß, sowie die Pyritlagerstätten im Hinterlande der Esbiebucht westlich von Tripoli.

III. Sulfidische Kontaktlagerstätten in einigen von Eruptivgesteinen umschlossenen und veränderten cretacischen Kalkschollen.

Beispiele: Kupferlagerstätten von Karaburk und Tshödjen Maden bei Esseli.

Hierher ist nach vorhandenen Angaben auch Gümüşchane im oberen Karshuttale zu rechnen; es tritt auch silberhaltiger Bleiglanz auf.

B. Oxydische Lagerstätten.

IV. Schmale, wenig anhaltende Adern von Kuprit, Chrysokoll und gediegenem Kupfer in Klüften des Andesits am Usun-deré südlich von Hajar Kale. Wahrscheinlich durch Tageswässer aus lokalen Kupfererzimpregnationen ausgelaugt und konzentriert.

V. Unregelmäßige Schnüre und Schmitzen von oxydischen Manganerzen (meist Pyrolusit) in stark zersetzten Eruptivgesteinen. Diese Vorkommnisse sind in den verschiedensten Gegenden der Provinz Trapezunt verbreitet, haben aber keine praktische Bedeutung.

Von Interesse ist die große Einheitlichkeit des Erzmaterials der Lagerstätten innerhalb eines so weit ausgedehnten Verbreitungsgebietes. Wenn man diese Erscheinung zusammenhält mit dem Vorherrschen bestimmter Typen von Eruptivgesteinen, nämlich von Augitandesiten, kann man wohl nur zu der auch in zahlreichen anderen Fällen bestätigten Vorstellung kommen, daß der Metallgehalt dem betreffenden Magmamentstamm t.

Selbstverständlich ist dabei nicht an Lateralsekretion im engeren Sinne zu denken; denn die sulfidischen Erze kamen hier zweifellos noch während der langen vulkanischen Periode durch Thermalwirkungen zur Abscheidung.

Für die Kontaktlagerstätten ergibt sich diese Schlußfolgerung von selbst und für die in Form von Gangaasfüllungen oder von Imprägnationen abgelagerten Vorkommnisse liefert die Analogie ihres Erzmaterials mit jenem der Kontaktbildungen den Hinweis auf ähnliche Absatzbedingungen. Dabei soll aber nicht ein gleiches Alter der verschiedenen Sulfidlagerstätten des Gebietes angenommen werden, denn auch die Eruptionen erstreckten sich über einen ganz langen Zeitraum. Dementsprechend sind z. B. die an vortertiäre Eruptivgesteine geknüpften Kontaktlager von Karaburk sicher älter als gewisse Kieslager der Küstenzone.

Die oxydischen Manganerzadern sind schließlich ihrer Entstehung nach auf Verwitterungsprozesse zurückzuführen und sind ebenso wie die allenthalben vorkommenden Ausscheidungen von Limonitschnüren als echte Produkte der Lateralsekretion aufzufassen.

Frech.

F. Frech: 1. Über den Gebirgsbau des Taurus. (Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde. Berlin 1911. (Briefl. Mitt. 9 p.) 2. Über die geologisch-technische Beschaffenheit und die Erdbebengefahr des Bagdadbahngebietes bis zum Euphrat. 40 pp. Großfolio. Als Manuskript gedruckt. Frankfurt a. M. 1912.

Das folgende Referat beruht auf einer Bereisung der anatolischen und Bagdadbahn vom September bis Dezember 1911. Während die briefliche Mitteilung eine kurze Zusammenfassung über den Gebirgsbau gibt, enthalten die umfangreichen als Manuskript gedruckten Studien neben technischen Einzelheiten zahlreiche geologische Beobachtungen über ein bisher wenig bekanntes Gebiet. Im folgenden sind aus der nur in wenigen Exemplaren gedruckten Abhandlung 2. die geologischen Angaben ausführlicher als sonst wiedergegeben, da die paläontologischen und petrographischen Ergebnisse der Sammlungen des Ref. in den Beil.-Bänden dieses Jahrbuchs eingehendere Behandlung finden.

Von N. nach S. zeigt der eigentliche Taurus drei bedeutsame Erhebungszonen (I—III), die durch Senken (1, 2) getrennt sind oder durch Glacis (3) begrenzt werden. Jenseits der kilikischen Ebene erhebt sich mit parallelem Streichen und ähnlicher Zusammensetzung der Amanos (V—VI), dessen Faltenzüge nach Cypern fortsetzen.

I. Die innere Zone der jungen lykaonischen Vulkane erstreckt sich vom Kara-Dagh (zwischen Konia und Eregli), dem Karandja-Dagh und Hassan-Dagh bis zum Argäos (Erdjas) bei Kaisarié.

1. Die lykaonische Senke mit ihren Salzsteppen und anbaufähigen Ebenen umgibt die jungen Vulkane.

II. Die kappadokische oder Zentralzone des Taurus umfaßt zunächst eine silurisch-devonische, aus bunten Schiefnern, Porphyriten, Schalstein-

tuffen und Diabasen bestehende Unterzone des Kisiltepe (II a); der Oberlauf des Tschakit verläuft fast genau im Streichen der steil aufgerichteten Schichten.

Die Tunnels 7 und 8 der Bagdadbahn durchschneiden den Porphyritgang, der den steilen Bergrücken zwischen Ali Hodja Han und Tabakli deré bildet. Das Tal des Ali Hodja Tschai entspricht in seiner Ausdehnung einem steil aufgerichteten, aus der senkrechten Stellung etwas nach Süden abweichenden Schieferzug. Der Südbhang des Tales besteht aus je einem schmalen Eruptiv- und Kalkzug, die durch Schieferbänder getrennt werden. Über beiden erhebt sich jenseits des Horos deré die gewaltige Kalkmauer des Bulgar-Dagh bis zu einer Höhe von ca. 3300 m.

Das Warmbad Ilidschassi (Kanlidscha auf der KIEPERT'schen Karte) liegt 8 Minuten nördlich von dem gleichmäßigen Han; die Quelle entspringt in den senkrecht stehenden Schiefeln. Die Temperatur beträgt weit mehr als 50°. Deutlicher Schwefelwasserstoffgeruch und -geschmack kennzeichnen das Wasser ohne weiteres als Schwefelquelle. Zwei weniger starke kühle Quellen entspringen etwas tiefer als die Therme. Der Ursprung der Wärme dürfte in dem gewaltigen Höhenunterschied der umliegenden, bis weit über 2000 m ansteigenden Berge und dem nur 950 m hoch liegenden Ursprungsort der Quelle zu suchen sein; es handelt sich um die wahrscheinlich in einer Syncline aufsteigenden und auf ihrem langen Wege mit Schwefelwasserstoff angereicherten Wässer.

II b. Die aus Kohlenkalken zusammengesetzte Zentralzone des kappadokischen Taurus bildet die Haupterhebung des Aidost (über 3600 m. bei Eregli) und des Bulgar-Dagh. Regelmäßige, sehr steil aufgerichtete Sättel und Mulden sind für den Aufbau der Kalkzone bezeichnend, in der untergeordnete Schieferzüge auftreten. Von großer Bedeutung ist das Vorkommen gefalteter Nummulitenkalke bei Bulgar-Maaden. Die geologische (nicht orographische) Fortsetzung der kappadokischen Tauruszone im O. ist das noch wenig bekannte kappadokische Silur, Devon und Carbon des sogen. Antitauros bei Hadjin und Felké mit Höhen bis zu 2400 m.

2. Es folgt die von aufgerichteten oberoligoänen Mergeln erfüllte Senke der kilikischen Tore (oder die Tekirsenke), ein scharf ausgeprägter tektonischer Graben, durch den in NNO.-Richtung der uralte Saumweg nach Kaisarié führt.

III. Die kilikische Zone des Tauros (Hadjin-Dagh, Ak-Dagh und Ala-Dagh) besteht aus massigen oder wohlgeschichteten Kalken der Oberkreide, die im Ala-Dagh (3000—3300 m) an Höhe der Zentralzone nahe kommen. Mit NO.-Streichen sind am Kerkun- und Yoksun-Tschai mächtige postcretacische Serpentin- und Hypersthenitmassen entwickelt, die mit roten und grauen Schiefeln verbunden sind. In beiden treten Kalksteinlagerungen auf. Das diskordante Liegende der Oberkreide ist der Kohlenkalk von II b. Die kleine Tschakitschlucht, der die Bahntrace folgt, ist in das aufgerichtete Untercarbon eingeschnitten und auch der Paß von Gülek-boghas (die alten Pylae Ciliciae) liegt in grauem fossilereen, z. T. halbkristallinen Kohlenkalk. Die gewaltige Kalkmasse des Ala-Dagh besteht dagegen wie die große Tschakitschlucht (s. u.) aus flachlagernden Karstkalken der Oberkreide mit spärlichen Rudisten am

Tschakit; über den Karstkalken lagern senone fossilreiche Pläner und bei Kuschdjular kieselige Kalke mit *Inoceramus Crippsi*¹.

Der große Bergsturz zwischen km 293 und 294,5 beruht auf dem ziemlich steilen (unter ca. 40°) ostwärts gerichteten Einfallen der hier plattig ausgebildeten Kreidekalke. Infolge der starken Unterwühlung des Gehänges durch den Fluß ist daher vor vielen hundert Jahren eine gewaltige Gesteinsmasse in das Tal herabgebrochen und bis auf das östliche Ufer hinübergelutet; oberflächlich ist der Bergsturz schon vollständig mit alten Aleppokiefern bewachsen.

Der Tunnel von Belemedik (etwa zwischen km 292,400 und km 294) beginnt in flach lagerndem, versteinungsreichem Kohlenkalk, durchörtert dann weißen (? cenomanen) Quadersandstein, der 10—11 m Mächtigkeit besitzt, und wird über dem an Schiefertone reichen Kohlenkalk voraussichtlich Wasser führen. Der längste Teil des Tunnels wird dann die plattigen Kreidekalke durchschneiden, deren abgestürzte Massen den Bergsturz gebildet haben. Der Kohlenkalk ist bei dem Sektionshaus Belemedik (km 292) sehr versteinungsreich und führt u. a. *Spirifer duplicicosta*, *pinguis*, *rotundatus*, *bisulcatus*, *Spirifer (Martinia) glaber*, *Athyris Royssii*, *Dielasma hastatum* und besonders häufig *Davisiella comoides*.

Die Kreidekalke der Großen Schlucht sind vorwiegend rein und weiß, nur ganz lokal von grünlichem Ton (in dünnen Lagen) durchsetzt (zwischen km 294 und 295), oder rötlich gefärbt und dolomitisiert.

Die zwei den südöstlichen Teil der Großen Tschakitschlucht durchschneidenden, je über 2 km Länge messenden Tunnels durchfahren ebenfalls allein den Kreidekalk, in dem die mannigfachen Kluftrichtungen und die ebenfalls unter mittleren Neigungswinkeln einfallende Kalkbänke sich selbst innerlich versteifen.

Man kann sich die Gebirgsmasse der Großen Schlucht am besten als ein 1½ km mächtiges Paket dicker Glasplatten vorstellen, die durch den Gebirgsdruck zerrüttet sind und überall leicht ausbrechen. Die Anlage der offenen Eisenbahnlinie unter derartigen Wänden wäre zwar ausführbar, aber die unausgesetzte Erschütterung durch die Züge würde den Steinschlag gerade in der Nähe der Linie selbst beleben, so daß zusammengenommen mit der natürlichen Klüftigkeit der Betrieb einer solchen Bahn unausgesetzte Störungen zur Folge haben würde. In den Tunnels versteift sich dagegen das unregelmäßig in verschiedenen Richtungen zerklüftete Gestein gegenseitig, so daß sowohl Bauausführung wie Bahnbetrieb als durchaus gefahrlos bezeichnet werden kann.

Ein Anschneiden der Hänge durch kleine Tunnels und Einschnitte ist hier durch den steten Steinschlag äußerst gefährlich: In dem FELT'schen Zeltlager bei km 295 wurden während der drei Sommermonate 1911 allein drei stärkere Steinschläge beobachtet. Für die Entstehung dieser Gefahr ist sowohl der Spaltenfrost in den höheren Gebirgsteilen wie vor allem die starke Sommerwärme und die entsprechende nächtliche Abkühlung der tieferen Gehänge verantwortlich zu machen: im Sommer wurden Gesteinstemperaturen auf dem Grunde

¹ Sämtliche im folgenden durch Fossilnamen bezeichnete Fundorte sind neu.

steiler Nebentäler bis zu + 85° C gemessen und die Intensität der nächtlichen Abkühlung in der überaus engen und wasserreichen Schlucht bedarf keiner weiteren Begründung. Die Steilheit der in sehr junger geologischer Vergangenheit entstandenen Wände übersteigt zudem alles, was mir sonst aus den steilsten Cañons des westlichen Amerika bekannt ist.

Es vereinigen sich also drei Umstände: Steilheit der Kalkwände, ursprüngliche Zerklüftung des Kalkes durch Rutschflächen und enorme Gesteinstemperaturen unter der Einwirkung der Sonne, um die Gefahr des Steinschlags für eine dem Gehänge folgende Eisenbahn außerordentlich zu steigern.

Noch größer ist die Hochwassergefahr. Vom 23.—26. Dezember 1911 regnete es ununterbrochen und zwar derart reichlich, daß die auf der Station Kuschdschular gemessene Regenhöhe 870 mm betrug. Der Regenmenge entsprachen die Verwüstungen an den freiliegenden Wänden. Bei Tasch durmass am km 301 lösten sich infolge dieses Regenwetters an einer verhältnismäßig harmlos aussehenden Wand große Steine los und zerstörten den eben gebauten Weg. Der Volksausdruck für diese Wand — Tasch = „Stein“, durmass = „hält nicht“ — hat also vollkommen recht behalten. Bei sinkender Temperatur wird sich auch die Wirkung des Spaltenfrostes bis in den Bereich der Bahn geltend machen; denn der nach dem Regenwetter einsetzende Schneefall reichte um Neujahr 1912 bis 800 m abwärts.

Die Besorgnis, daß der Tunnel III etwa noch die plastischen und daher zu Rutschungen neigenden paläozoischen Schiefer anschneidet, ist nach gründlicher Begehung beider Talseiten auszuschließen.

Das Paläozoicum neigt sich ziemlich rasch nach W. und verschwindet daher von der Nivellette des Tunnels III. Der Tunnel III durchschneidet demnach nur Kreidekalk, die trocken, wenig klüftig und unter günstigen Einfallswinkeln geneigt sind. Das Wiedererscheinen carbonischer Gesteine in der Tiefe der großen Tschakitschlucht bei der natürlichen Brücke Yerköprü ist somit lediglich von geologischem Interesse. Unter versteinungsleeren Dolomiten liegen hier Kalkschiefer des untersten Carbons (Tournai-Stufe) mit *Spirifer tornacensis*, *Productus burlingtonensis*, *Phillipsia gemmulifera*, *Spiriferina laminosa*, *Syringothyris subcuspidata* mut. nov., *Athyris Royssii* und *Athyris lamellosa*. Häufig findet sich *Zaphrentis vermicularis* DE VERN. und andere Arten. Unter dem Carbon lagert Oberdevon mit *Spirifer Verneuli* und zahlreichen Korallen dicht am Fluß.

3. Das Glacis des Taurus besteht im wesentlichen aus untermiocänen marinen Kalken, die besonders in der kilikischen Tracheotis entwickelt sind; diese jungen Gebilde steigen nach SCHAFFER bis 2300 m an und senken sich in flacher Neigung zu der Küstenebene; die Kalke wechseln mit Tonen und Mergeln.

Bei dem km 316 (nördlich der Station Dorak) geht die Eisenbahnlinie aus dem Kreidekalk in die tonigen, in runden Formen verwitternden Mergel des Miocän über.

IV. Der Antitaurus und die paläozoische kilikische Klippenregion besteht (nach SCHAFFER) aus Fragmenten von NO.—SW. streichenden Gebirgszügen, die z. T. unter den miocänen Kalken des Taurus-Glacis sichtbar

sind, z. T. aus der Küstenebene selbst emportauchen. (Ob der Antitaurus als die Fortsetzung der kappadokischen Kohlenkalke (II b) sich mit den gleichalten kilikischen Klippenkalken vereinigt, müssen spätere Untersuchungen lehren.)

Das Alter dieser paläozoischen, meist stark metamorphen NNO.—SSW. bis N.—S. streichenden Kalke dürfte wohl ausnahmslos das gleiche sein, wie das der Unterlage des kilikischen Taurus, d. h. es dürfte dem Kohlenkalk von Beledemedi und Yerköprü sowie dem Devon entsprechen.

Viel weiter östlich traf SCHAFFER im Antitaurus oberdevonische Mergelkalke mit *Spirifer Verneuli* und *Phillipsastraea* (zwischen Felce und Hadjin) sowie untersilurische Schiefer und Sandstein. Der kappadokische Taurus streicht — ebenso wie die paläozoische Unterlage des kilikischen Taurus, des Amanos (V) und des Antitaurus (IV) — in nordöstlicher Richtung quer über die Halbinsel zu den Araxesketten, wo ich dieselben Formationen wie im Taurus feststellen konnte. (Über den Antitaurus vergl. das Ref. über BROILL.)

V. Der Amanos oder Giaur-Dagh erhebt sich im Süden der kilikischen Ebene bis über 2300 m und besteht in seinem Kern ebenfalls aus paläozoischen Schichten. Die mächtigen Schiefer, welche der 5 km lange Tunnel von Bagtsché durchbohrt, umschließen quarzitische Züge, aus denen ich einen Trilobiten (*Acaste* sp.) sowie die bezeichnenden Kriechspuren des untersilurischen armorikanischen Sandsteins von Nord- und Südfrankreich bestimmen konnte (*Cruziana* oder *Fraena*); das Alter ist also das gleiche wie das der Sandsteine des Antitaurus mit *Phycodes*.

Die mehr als 2300 m messende höchste Erhebung des Dül-Dül-Dagh bildet eine nach Süden zu überkippte Falte und besteht aus fossilleeren Kalken, deren Alter ebenfalls untercarbonisch sein könnte.

Ausgedehnter als das Paläozoicum sind im Giaur-Dagh Kalke der Oberkreide und Nummulitenkalke, sowie grüne Tiefengesteine (Hypersthene, Gabbros und Serpentine). Die Gesteine des Giaur-Dagh haben also die nächste Verwandtschaft mit denen des kilikischen Taurus. Auch hier bezeichnet die stärkere Dislokation des Paläozoicums eine ältere Faltungsphase. Auf dem kilikischen Abhang des Amanos greifen miocäne mediterrane Konglomerate, Austernbänke¹ und Korallenkalke buchtartig in das ältere Gebirge ein; auch dies marine Miocän ist noch durchweg gefaltet und von jüngeren Basaltgängen durchsetzt. Nachstehende Zusammenfassung beruht auf den folgenden Beobachtungen:

Die ausgedehnten Schotterterrassen, welche in der Landschaftsform des nördlichen Abhanges überall hervortreten, bestehen im Kern aus dislozierten, z. T. stark aufgerichteten Miocänmergeln und Sanden, darüber aus mächtigen quartären Schottern und Nagelfluhbildungen, die wesentlich durch rezente Kalkrindenbildung verfestigt worden sind. Diese Mergel halten etwa bis km 483 an und werden — etwa bei km 482,50 — durch eine Einlagerung von Basalttuff unterbrochen.

¹ Mit massenhaften, bankweise auftretenden Exemplaren riesiger Austern (*Ostrea gingensis*).

Bei km 482,9 ist an einem Eisenbahneinschnitt an einer OW. streichenden, steil unter 70—80° nach S. einfallenden Kluft, die auf 400 m verfolgt werden kann, der miocäne Korallenkalk scharf vom basaltischen Tuff abgegrenzt. Die schon weiter westlich an der Strecke beobachteten Tuffe sind also durchweg auf Spalten emporgedrungen. Man erkennt, daß die vulkanische, mit Tuff gefüllte Spalte in östlicher bis OSO.-Richtung weiter streicht, an Breite zunimmt und weiter eine Scholle von Miocänmergel einschließt.

Der Miocänkalk fällt am Kontakt mit dem Tuff nach SSW. unter 30° ein und besteht vollkommen aus Korallenresten, die z. T. in Mergel eingeschlossen sind, z. T. mehr riffartigen Charakter tragen.

100 m vor dem Ausgang eines großen 300 m-Tunnels und beim Eingang des kleinen Dienstbahntunnels wird nochmals ein NO.—SW. streichendes System vertikaler Klüfte angetroffen.

Der fünfte Tunnel von 80 m Länge bei km 483,8 durchbohrt ausschließlich den festen, widerstandsfähigen und mit Ausnahme der klüftigen Stellen keiner Ausmauerung bedürftigen Riffkalk. Dieser Riffkalk ist als Baustein einwandfrei. Die Grenze von Kalk und Tuff scheint hier SO.—NW. zu streichen.

In der Nähe dieses Tuffvorkommens ist der Kalk wieder von ostwestlichen Rutschflächen durchsetzt. Im gleichen Anschluß streicht ein anderes Kluftsystem SSO.—NNW. und fällt nach W. ein. Zwischen km 484 und 485 werden die letzten schmalen Gänge von Eruptivtuffen beobachtet. Die Korallenkalke nehmen jetzt flache Schichtstellung an. Ihr Streichen ist ungefähr N.—S., das Fallen unter 10—15° nach O. gerichtet.

Etwas außerhalb der Linie wurden bei km 484,3 auf einem freistehenden Felsvorsprung *Clypeaster olisiponensis* und zahlreiche Korallen und Gastropoden in einem schwach mergeligen Kalk gefunden. Die unterhalb dieses Fundortes etwa 40 m hoch abstürzende Wand zeigt keine Spur von Eruptivgestein mehr. Eine am einspringenden Teil der Wand sichtbare, von NO. nach SW. streichende offene Kluft dürfte das Ende der Eruptionsspalte andeuten. Die Eruptionsspalten verbreitern sich also nach NO., während sie sich nach SW. schließen.

Der Ort Bagtsché ist noch von dem posteretacischen geschieferten Serpentin eingefaßt, der am Hospital, am Kirchhof sowie an der Straße nach Airan ansteht.

Das vorherrschende Gestein in dem 5 km langen Amanostunnel zwischen Airan und Entilli ist ein elastischer und dabei doch fester untersilurischer Tonschiefer, während für Gewinnung von Werkstücken die dem Tonschiefer eingelagerten Quarzitbänke zur Verfügung stehen. Die Strecke begleitet der Quarzit von km 502,100 bis km 502,800. Da das Einfallen (bei km 502,100) an der alten Befestigungsmauer unter 45° geneigt ist und die Richtung der Linie hier ziemlich genau W.—O. gerichtet ist, ergibt sich als absolute Mächtigkeit des Quarzits ca. 170—180 m. Dem untersilurischen Quarzit sind besonders bei km 501,100—200 grobe Konglomerate mit weißen Quarzgeröllen eingelagert.

Das Joch, das der Tunnelachse entspricht, besteht, wie die Gebirgsformen unzweideutig zeigen, aus Tonschiefer. 900 m vom südlichen Portal entfernt

biegt das Streichen fast genau in die Nordsüdlinie um, verläuft also parallel zu dem großen tektonischen Graben des Ghâb.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß die NO.—SW. streichende, etwa 700 m breite Quarzitmase von Airan außerhalb des Tunnels bleibt. Nur die Grenze von Quarzit und Schiefer wird im Tunneleingang, vor allem in dem Richtstollen, angetroffen.

Weiterhin werden bis zur Jochhöhe Tonschiefer als vorherrschendes Gestein mit eingelagerten Quarzitäben angetroffen. Auf der Südhälfte des Tunnels werden dagegen nur reine Tonschiefer angetroffen werden und in ihnen werden voraussichtlich nur die südlichsten 200 m vom Südportal anstehenden vertikalen Schiefertone Wasser führen. Weiterhin dürfte das flache Einfallen der Schiefer den Wasserzufluß hindern.

An einem ca. $\frac{1}{2}$ km langen Tunnel zwischen Entilli und Keller liegt die geologische Grenze zwischen dem untersilurischen Tonschiefer und dem weiterhin vorwiegenden Oberkreidekalk, in dem bei Scheckly und Ekbes Rudisten vorkommen.

Die ausgedehnte Strecke zwischen dem durch die hetitischen Ausgrabungen bekannten Entilli und Kara baba liegt in dem Graben des Ghâb, welcher — mit ca. 500 m Sprunghöhe — zwischen zwei Spalten eingebrochen ist. Die ausgesprochene Erdbebengefahr dieses Einbruchs entspricht dem jugendlichen Alter (s. u.).

4. Die Grenze zwischen dem Giaur-Dagh und dem Kurdengebirge (Kurd-Dagh) bildet der N.—S. streichende Graben des Ghâb, der die Fortsetzung des großen syrischen Grabens, des Ghôr, darstellt. Der Boden der Senke ist fast ganz mit Eruptivgesteinen erfüllt, deren älteste zwischen Islayé und Kara baba aus jungtertiären oder quartären Vulkanruinen bestehen. Die jüngsten Lavadecken zwischen Ekbes und Kara baba zeigen die Oberfläche der Fladenlava, frische Lavaspalten und kleine Explosionstrichter; sie machen den Eindruck, als ob ihr letzter Ausbruch noch der historischen Zeit angehöre.

VI. Das Kurdengebirge (Kurd-Dagh) besteht wie die jüngeren Teile des Giaur-Dagh aus Oberkreide (besonders mit obersynonischen *Gryphaea vesicularis*, *Janira* und anderen Zweischalern) und aus Serpentinmassen. Die in der Nähe des Ghâb noch ausgeprägte Faltung nimmt nach S. immer mehr ab, so daß die Grenze der taurischen Falten und des indoafrikanischen Schollengebietes wenig scharf ausgeprägt ist.

Der 130 m lange Tunnel von Kara baba (im Kurdengebirge) schließt an seinem Nordportal eine unter 40—43° nach W. geneigte, glatt polierte Rutschfläche auf, welche Kreidekalk und Serpentin (des Alttertiär) trennt. Der Tunnel biegt alsbald in den Oberkreidekalk ein, der im ganzen Kurdengebirge das herrschende Gestein bildet.

In den Einschnitten wird gewöhnlich roter Verwitterungslehm (Terra rossa) angeschnitten, während die durch Regen und nachherige Verdunstung des Wassers gebildeten Kalkrinden besonders dem Gehänge auflagern.

An dem Nordportal des 540 m langen Tunnels von Radju-Missaka stehen die ziemlich dünnplattigen Kalkschichten der Kreide auf dem Kopf und streichen von NO. nach SW. Diese NO.—SW. streichenden, aus Kalk

aufgebauten Höhenzüge sind durch die Einsenkung zweier Mergelzonen derart getrennt, daß der Kalk des südöstlichen Höhenzuges unter den Mergel einfällt und der des NW.-Bergzuges ihn überlagert.

2. Bei km 569,7 kreuzt die zweite Mergelzone die Bahnlinie. Ihr Streichen wurde durch zahlreiche Messungen auf OW. genauer N. 85° O. bis N. 80° O. bestimmt. Das Einfallen ist durchgehend flach unter 15—18° nach N. gerichtet. Gegenüber von km 571,400 wurden an der Straße schwach bituminöse Kalke mit zahlreichen sicher bestimmbar Versteinerungen angetroffen, von denen besonders *Gryphaea vesicularis* eine sichere Altersbestimmung als Oberenon ermöglicht; außerdem kommen vor: *Trigonia*, *Janira*, *Exogyra* vom Typus der *E. carinata* und andere Kreideformen.

Der Verbreitung des Kreidekalkes entspricht das Vorkommen von Eisen. Verhältnismäßig günstig sind die Aussichten besonders für das Vorkommen eines sehr stark Fe-haltigen Roteisensteins, des sogen. Dolinenerzes, in dem Gebiet des Giaur- und Kurd-Dagh. Zahlreiche Dolinenerze weisen zwischen Ekbes und Scheckly sowie zwischen Kara baba und Missaka auf einen nicht unerheblichen Erzreichtum des verkarsteten Kalkgebirges hin. Da auch weiter nördlich bei Harackly dieselben sehr eisenreichen Erze in großer Ausdehnung innerhalb der Schuttkegel der Ebene beobachtet wurden, ist eine genauere Untersuchung auf die Bauwürdigkeit dieser Erze keineswegs aussichtslos.

Auch Magnetit, von dem ich Proben sah, findet sich bei Katranök innerhalb der Basaltlager nahe der östlichen Bruchspalte.

Die Erdbeben.

Im Taurus (I—IV) deutet die ungestörte Lagerung der Terrassenschotter der Pluvialperiode auf das Fehlen stärkerer seismischer Bewegungen hin. Auch die gute Erhaltung mittelalterlicher und antiker Ruinen berechtigt hier (d. h. in den Zonen I—IV) zu dem gleichen Schlusse. Für die Frage der Erdbebensicherheit der Bahn bei Dorak ist z. B. die gute Erhaltung, welche die alte Kreuzfahrerburg Kis kalé (Kis = Jungfrau, also etwa „Magdeburg“) zeigt, von großer Bedeutung. Fünf Räume in verschiedenen Stockwerken sowie die steinernen Treppen zeigen noch gute Erhaltung. Nur die aus Holz ausgeführten Decken sind verbrannt; somit hat nur feindliche Gewalt, Brand und Witterungseinflüsse, nicht aber Erdbeben die Bauten zerstört. Ähnliche Beobachtungen wie bei Kis kalé wurden auch in der Mitte und im Osten der kilikischen Ebene an alten Burgen gemacht.

Von besonderer Bedeutung für die Frage der Erdbeben und die jüngste Gebirgsgeschichte des Taurus ist die quartäre Terrasse der roten Tekir-Nagelfluh¹, deren größte Höhe zwischen Gülek-boghas und Aiwa-bey-Han etwa bei 1400 m liegt. Die Nagelfluh gehört dem von oberoligocänen Mergeln erfüllten, von N. nach S. verlaufenden Graben an und war früher weiter verbreitet, wie die große Ausdehnung der losen, aus ihrer Zersetzung stammenden roten Gerölle zwischen Aiwa-Bey und Gülek-Boghas beweist. Die rote Terra rossa-Farbe dürfte auf ein höheres, d. h. auf unterquartäres Alter hinweisen. Auf

¹ = Schotterterrassen bei F. X. SCHAFFER. Das nagelfluhartige feste Gestein stellt den ursprünglichen Zustand dar, während die verbreiteten Schotter der Auflösung und Zersetzung der Nagelfluh entsprechen.

das warme und trockene Jungtertiär mit seinem für Terra rossa-Bildung günstigen Klima folgte die Pluvialzeit, deren erste Regengüsse das lose rote, in der Trockenzeit aufgehäufte Material abspülten und bei dem Kalkreichtum des Gebirges rasch verfestigten.

Die Terrasse folgt der heutigen Abflußrichtung des Mesarlyk-tschai von dem Tekkirpaß bis Gülek-Boghas und ebenso zeigt die noch ausgedehntere zusammenhängende Terrasse über Bosanti-han eine deutliche, talwärts gerichtete Neigung. Abgesehen von dieser orographischen Neigung (welche eine präquartäre Anlage der heutigen Haupttäler des Taurus beweist), sind irgendwelche Dislokationen in der quartären Terrasse nicht wahrnehmbar. Im jüngeren Quartär und in der geologischen Gegenwart sind demnach keinerlei Erdschütterungen mehr erfolgt, welche die rasch erhärtete — über den leicht zerstörbaren Mergel z. T. vorragende — Nagelfluh disloziert hätten.

Gerade Nagelfluh- und Schotterterrassen sind nun echten Verwerfungen — so in Amerika bei Cottonwood creek unweit Salt lake city — oder Verbiegungen — wie in den Alpen — besonders ausgesetzt.

Das Fehlen aller Dislokationen in der Nagelfluhterrasse ist also ein ganz bestimmter Beweis dafür, daß der kilikische Taurus seit dem jüngeren Quartär, d. h. seit 40—50 000 Jahren, keinen Erdbebenherd mehr gebildet hat.

Vereinzelte schwache Erschütterungen, wie sie z. B. im Frühjahr 1911 beobachtet wurden, stammen entweder aus der syrischen Erdbebenregion oder beruhen auf eng begrenzten Einsturzerscheinungen innerhalb des Kalkgebirges. Im eigentlichen Taurus ist eine Gefahr für die gut ausgeführten Objekte des Eisenbahnbaus von diesen Ausläufern der größeren Beben nicht zu befürchten.

Ähnlich liegen die Verhältnisse im Osten der kilikischen Ebene. Die Höhen neben der von der alten Kreuzfahrerburg Toprak kalé geschützten Amanischen Pforte¹ bestehen in ihrem unteren Teile aus mergeligen, aufgerichteten Tertiärschichten und darüber aus einer etwa 30—40 m mächtigen Lavadecke. Die Lavadecke dürfte spätpliocänes Alter haben, während die Aufrichtung der miocänen Mergel etwa dem Altpliocän angehören könnte. Jedenfalls ist die gesamte heutige Oberflächenform der Amanischen Pforte lediglich ein Werk komplizierter Erosionsvorgänge, die etwa der Quartärzeit, d. h. der Pluvialperiode angehören dürften.

Seismische Erschütterungen irgendwelcher Art sind nicht einmal angedeutet: weder zeigt die Lavadecke irgendwelche Verbiegungen oder Brüche, die auf quartäre oder gegenwärtige Erdbeben schließen lassen, noch deuten die Ruinen der Burg auf eine durch Erdbeben bedingte Zerstörung hin. Wenn auch die Erhaltung der Burgmauern nicht so gut ist wie bei der Schlangenburg (Jilan kalé)² westlich von Hamidié, so lehrte doch auch hier die genaue Unter-

¹ Pylae Amanicae.

² Diese Burg liegt auf den N.—S. streichenden uralten (paläozoischen) Klippenkalken der kilikischen Ebene und beweist durch ihren Erhaltungszustand ebenso wie durch das Alter der unterlagernden Kalke die Erdbebenruhe der Gegend.

suchung der Burgruine, daß die Zerstörung nur durch Feindeshand und Verwitterung, nicht aber durch seismische Kräfte erfolgt ist.

Die auf der ganzen projektierten Linie beobachtete rutschige Beschaffenheit der Schotter sowie die tertiären Mergel und Sande zwischen Jar-Baschi und Mamured-Odschak macht die Frage, ob Erdbebengefahr vorliegt, besonders wichtig. Erdbeben werden allerdings nicht ganz selten wahrgenommen, vor allem sind Erdbebengeräusche recht häufig. So wurden am 13. November 1911 in Harunje und Jar-Baschi zwei leichte Erdbebenstöße um 4 und 5½ Uhr morgens beobachtet.

Andererseits bezeugt der jetzige bauliche Zustand der Burg Frenk (oder Giaur) kalé (bei Osmanié) ihr hohes Alter und das Fehlen stärkerer seismischer Erschütterungen. Alle Zerstörungen sind durch Feindeshand, Verwitterung oder bei Kurdlar-kalé durch Diebstahl von Werkstücken bedingt. Nirgends sind die bezeichneten Formen der das Mauerwerk durchsetzenden Erdbebenrisse zu beobachten. Vielmehr ist in dieser Hinsicht der bauliche Zustand aller Ruinen, deren Alter mindestens bis in die Kreuzfahrerzeit zurückreicht, als recht gut zu bezeichnen.

Der bauliche Zustand der Burgen Jilan- und Toprak-, Frenk- und Kurdlar-kalé und der umgebenden Quartärterrassen beweist also, daß seismische Zerstörungen irgendwelcher Art in der kilikischen Ebene, am Dschebel Missis, Tschangly- und Giaur dagh nicht stattgefunden haben.

Das Ghâb bildet zwar ebenso wie der seine südliche Fortsetzung bildende syrische Graben die Ausgangszone verheerender Erdbeben, aber ihre Ausstrahlungen sind nur in weniger heftiger Form bis in die kilikische Ebene bemerkbar.

Für die Frage, ob östlich von Aleppo, besonders bis zum Euphrat, auf Erdbeben Rücksicht zu nehmen ist oder nicht, sind folgende Momente von Wichtigkeit:

I. Die Oberflächenform.

II. Die Lagerung der ausschließlich aus Miocän und überlagerndem Basalt bestehenden Schichten.

III. Der Zustand der Ruinen von Europus (Dscheroblus, Hierapolis).

I. Die Oberflächenform der Gegend am Euphrat und Sadjur deutet auf vollkommene geologische Ruhe hin. Die wellige Oberfläche, die meist vorherrscht, wurde lediglich durch Vorgänge der Verwitterung, Erosion und Einwirkung gebildet, ohne daß irgendwelche Anzeichen einer neueren tektonischen Veränderung der Erdrinde vorlägen. Insbesondere folgen die Flüsse durchaus der heutigen Neigung der Oberfläche und lassen keinerlei Anzeichen neuerer Niveauänderungen wie Terrainstufen, Flußverlegungen, Talwasserseiden oder ähnliches beobachten. Die Erdtrichter bei km 768 zwischen Karakia und Dujuhunuk sind lediglich das Werk der in dem reinen Kalk unterirdisch arbeitenden Erosion. Die Oberflächenformen der Ufer des Sadjur und Euphrat sind z. T. durch Unterwühlung des Hauptflusses, z. T. durch die abrundende Wirkung und Flächenspülung der Regengüsse bedingt. Nirgends zeigen sich schärfer ausgeprägte Cañons der Nebenflüsse und Bäche, wie sie

etwa durch eine Veränderung der Niveauverhältnisse des Landes, d. h. durch tektonische Verschiebungen der Oberfläche bedingt werden. Überall walten die sogen. reifen oder Altersformen des Geländes vor. Nirgends sind Anzeichen jugendlicher, d. h. unvollendeter Talbildung wahrnehmbar. Eine aus fest verbackenen Flußkieseln, d. h. aus Nagelfluh bestehende Terrasse, die etwa 15 m über dem Euphrat oberhalb der Akropolis von Europus deutlich sichtbar ist, zeigt keinerlei Lageveränderung, trotzdem sie weithin mit dem Auge verfolgt werden kann. Auch die als Vorbereitung des Brückenbaus im Euphrat und auf den Euphratinseln ausgeführten Bohrungen ergeben unter Flußschotter und Sand auf beiden Ufern anstehendes kreideähnliches Miocän. Das Euphratbett ist somit ausschließlich ein Werk der Erosion, ohne daß irgendwelche tektonischen Vorgänge dem Fluß den Weg vorgezeichnet hätten. Aus den mir vorliegenden Bohrtabellen war zu entnehmen, daß die alluvialen Schotter- und Sandschichten überall regelmäßig von miocänem Kalk unterlagert werden. Das Euphrattal ist bei Europus eine reine Erosionsfurche.

II. Die Lagerung der Gesteine. Die ausschließlich vorkommenden kreideähnlichen hornsteinführenden Miocänkalke und die darüber hingeflossenen Lavaströme sind völlig flach gelagert, mag man nun die Beobachtung auf dem rechten oder linken Euphratufer machen. Auf dem linken Ufer hebt sich der horizontale Verlauf der Schichten besonders deutlich ab. Man sieht, wie die Schichtenbänder in die Nebentäler hinein verlaufen und die wenig zahlreichen kegelförmigen Zeugenberge, die isolierten durch die Arbeit der Denudation von dem benachbarten Plateau abgetrennten Erhebungen „bezeugen“ die frühere Ausdehnung des Plateaus.

Auch die Lagerung der Basaltlavadecken, die sich besonders zwischen Tschobanbey und dem Sadjur im Süden der Linie und auch im Norden bei Tschangalli und Ütschtepe finden, ist durchaus horizontal. Es handelt sich offenbar um Spalteneruptionen einer sehr dünnflüssigen jungtertiären Lava, bei denen keine wahrnehmbaren Dislokationen des Grundgebirges erfolgte.

Das geologische Alter dieser Ausbrüche ist keineswegs so jung wie das der Vulkane der mittleren Kara-Su-Ebene. Die Oberfläche der Lava ist stets vollkommen verwittert. Sie zeigt nirgends die ursprünglichen Formen des Fließens, noch weniger Explosionstrichter und Aschenkegel, wie am Kara-Su. Östlich von Tschobanbey sind die Lavadecken sogar bereits vollkommen in einzelne gerundete Blöcke aufgelöst. Wir befinden uns also hier in einem wesentlich älteren Eruptionsgebiet, dessen geologische Datierung allerdings nicht ganz einfach ist; doch kommt als Ausbruchszeit nur jüngeres Tertiär (genauer Postmiocän) und Quartär in Frage, während am Kara-Su die letzten Ausbrüche noch zweifellos der geologischen Gegenwart angehören.

III. Die Ruinen von Europus am Euphrat geben weniger sichere Anhaltspunkte für die Frage, ob noch in der Gegenwart Erdbeben zu erwarten sind. Die Stichgrabungen von THOMSON, die im Sommer 1911 ausgeführt worden sind, lassen im wesentlichen Reste zweier Kulturperioden erkennen. Zuunterst lagern die durch schöne Reliefs, breite Freitreppen und Straßenzüge vertretenen Überreste aus assyrischer Zeit (etwa 800—600 v. Chr.). Darüber erkennt man am deutlichsten Säulentrümmern und Gesimse römischen Ursprungs. Alles ist,

abgesehen von den Fundamenten selbst, wirr durcheinander geworfen. Doch deutet jedenfalls eine nicht überall verfolgbare Brandschicht von kaum 1 cm Mächtigkeit über den assyrischen Trümmern auf Zerstörung durch Feindeshand hin, und ebenso sind auch die römischen Mauer- und Säulenreste der Wut barbarischer Horden zum Opfer gefallen. Eines der assyrischen Reliefs, Bogenschützen in dahinrollenden Streitwagen und einem getroffenen Feind unter den galoppierenden Pferden, steht sogar noch aufrecht, und zwar wie es scheint in ursprünglicher Stellung. Wahrscheinlich ist das umliegende Kalkmauerwerk gänzlich verwittert. Die Fundamente an den Straßenzügen und die breite Freitreppe, die zu der assyrischen Akropolis emporführt, ist ebenfalls ohne wahrnehmbare Lageveränderung in ihrer ursprünglichen Stellung verblieben. Jedes Erdbeben hätte hier auf dem künstlich aufgeschütteten losen Boden nicht nur die Gebäude zerstört, sondern auch die Fundamente selbst zerrüttet. Das Wenige, was auf der Trümmerstätte des antiken Europus auf Grund der immerhin noch wenig ausgedehnten Ausgrabungen beobachtet werden konnte, deutet also auf Erdfrieden, nicht auf Erdbebenunruhe hin.

Die Beobachtungen über Oberflächenform des Hochlandes, über Form der Täler, über horizontale Lagerung des Tertiärs, der Schotterterrassen und der Lavadecken, beweisen, daß zwischen Sadjur und Euphrat keinerlei Erdbebengefahr besteht. Die Erdbebenzone beschränkt sich auf das Einbruchstal des Kara-Su und seine nähere Umgebung, d. h. vor allem auf die Strecke Baghtsché—Radju. Da auch Aleppo in historischer Zeit wiederholt von schweren Beben verwüstet worden ist, muß auch noch die ganze Strecke Kurd-dag—Katma—Aleppo in die Gefahrenzone einbezogen werden. Wie weit sich die Aleppobeben ostwärts fortsetzen, kann beim Fehlen deutlicher größerer natürlicher oder künstlicher Aufschlüsse nicht mit voller Sicherheit gesagt werden.

Auf Erkundigungen über Vorkommen von Erdbeben zwischen Katma und dem Euphrat erfolgten lediglich negative Antworten, während zwischen Baghtsché und Missaka kleinere Erdbebenstöße und die fernem Donner vergleichbaren Erdbebengeräusche nach übereinstimmender Mitteilung der Ingenieure sehr häufig sind.

IV. Die Frage des Erdbebenschutzes von Gebäuden und Eisenbahnbauten. Für den Schutz gegen die Folgen seismischer Umwälzungen kommen verschiedene Gesichtspunkte in Betracht. Bei Aleppo muß der Geologe und Ingenieur gleichzeitig auf den Einsturz der Gebäude und auf die Feuergefahr Rücksicht nehmen. Im Bereich des Karasugraben handelt es sich wesentlich um Tunnels und Viadukte.

Dem Ideal eines bebensicheren Hauses würden die japanischen Wohnstätten mit ihren aus leichtem Rahmen ausgeführten Fachwerk und ihren verstellbaren Wänden entsprechen. Einem italienischen Abgeordneten scheint auch etwas derartiges vorzuschweben, wenn er für den Wiederaufbau Messinas einstöckige Häuser fordert, die dann auch tatsächlich hergestellt worden sind.

Ferner sind jedoch die Erfahrungen zu berücksichtigen, die man in den durch Bergschäden bedrohten Gebieten Deutschlands und vor allem bei dem

großen Erdbeben von San Francisco gemacht hat. Hier sind sogar die in Stahlfachwerk ausgeführten Wolkenkratzer infolge der federnden Elastizität ihres Baumaterials im wesentlichen unversehrt geblieben und nur der später ausbrechenden Feuersbrunst zum Opfer gefallen.

Auch in deutschen Bergwerksgegenden, wo Einstürze über abgebauten Strecken möglich sind, werden bebensichere Stahlfachwerkbauten ausgeführt, so z. B. auf dem Bahnhof Morgenroth in Oberschlesien.

Wenn große, mehrstöckige Gebäude in federndem Stahlgerüst, d. h. in armiertem Eisenbeton ausgeführt werden, so wird damit die Hauptgefahr beseitigt sein. Im Jahre 1908 scheint die annähernd vollständige Zerstörung der meisten Messinaer Häuser durch dieselben Gründe hervorgerufen zu sein, die GOETHE schon im Jahre 1788 erkannt hatte. Damals hatte man an die aus soliden Quadern hergestellten Fassaden den Hauptteil der Gebäude aus gerundeten Rollsteinen angefügt, die durch schlechten Mörtel verbunden waren.

Vereinzelte Gebäude sind dagegen vor 1908 auch in Messina aus Eisenfachwerk erbaut und das Füllmaterial aus Backstein wurde durch Drähte geschützt.

Über erdbebensichere Herstellung von Eisenbahnviadukten und die hierfür notwendigen Berechnungen gibt es in der Literatur kaum irgendwelche Mitteilungen. Als einziges Ergebnis des Literaturstudiums blieb eine verhältnismäßig kurze Mitteilung des japanischen Seismologen OMORI¹ übrig, die über bebensichere Viadukte in Formosa handelt. Formosa ist wegen der Stärke seiner Erdbeben berüchtigt und ein dort als sicher anerkanntes Bauwerk würde somit auch in der immerhin weniger stark seismischen Region Nordsyriens standhalten.

Im Heré deré und bei Keller können dagegen angesichts der Trockenheit des Klimas die Viadukte in der gegen Erdbeben wesentlich widerstandsfähigeren federnden Eisenkonstruktion ausgeführt werden. Mit dieser erleichternden Veränderung können somit die Berechnungen OMORI's auf die syrischen Verhältnisse übertragen werden.

Es handelt sich in den amerikanischen Beschreibungen meist um Bauten, die erst nach den großen Beben von San Francisco, Costa Rica und Jamaica ausgeführt worden sind und die ihre Bebensicherheit daher erst noch zu erweisen haben. Nur zwei Hinweise betreffen die Erfahrungen an armierten Betonbauten („reinforced concrete buildings“), die das Erdbeben von San Francisco überdauert haben. In dem Universitätsgebäude der Stanford University bei San Francisco war das aus armiertem Beton ausgeführte Zentrum im wesentlichen nach dem Erdbeben unbeschädigt — mit ein paar tausend Dollar waren alle Schäden repariert. Dagegen wurden die beiden aus Ziegelmauerwerk ausgeführten Flügel desselben Gebäudes zu mehr als 50 % beschädigt.

Frech.

¹ On the Seismic Stability of the Piers of the Naisha-gawa Railway Bridge, Formosa. Publications of the Earthquake Investigation Committee, No. 12.

Asien.

J. Elbert: Die Sunda-Expedition des Vereins für Geographie und Statistik zu Frankfurt a. M. Austrasien¹ und die Entwicklungsgeschichte der indoaustralischen Inselwelt vom Tertiär bis zur Gegenwart. Mit Karte². Sonderabdruck. Bd. II. p. 15.

Auf Grund geologischer sowie tier- und pflanzengeographischer Untersuchungen faßt Verf. seine Anschauungen über die Entwicklung Indonesiens wie folgt zusammen:

Der Asien mit Australien verbindende „austrasische“ Landstreifen verdankt seine Entstehung den großen ozeanischen Einbrüchen. Die etwa seit dem Mesozoicum immer weiter fortschreitende Vertiefung des Indischen und Pazifischen Ozeans bewirkt durch die nach Süd und Nord gerichtete Zerrung das Aufreißen eines etwa ost-westlichen (bald ein wenig nach Nord und Süd abweichenden) Spaltensystems. Dieses führt zu einem Nachsinken der Randschollen sowie in den inneren Gebieten zu ausgedehnten Grabenbrüchen und horstartigen Aufpressungen. Da die Massenbewegungen mit starken Zertrümmerungen verbunden sind, so baut sich das Randstafelgebirge aus einer Unzahl von größeren und kleineren Schollen auf.

Außer der süd- und nördlichen Zerrung veranlaßt eine nach West und Ost gerichtete, von den beiden Festländern Asien und Australien ausgehende Stauung, zusammen mit randlichen Schwellungen die Bildung von bogenförmig verlaufenden Gebirgen, die durch die eigene Torsion zerstückelt und deren Schollen zusammengeschoben, aber auch durch die Zerrung an der einen Stelle mehr, an anderer weniger stark in ihrem normalen Bau gestört sind. Als Widerlager für die Faltungen dürfte das paläozoische, die malaiische Mulde rings umgebende Rumpfgebirge und für die jüngeren Bögen auch das tertiäre Randstafelgebirge selbst gedient haben, da diese nur im Innern des indonesischen Landstreifens, und zwar bei zunehmender Entfernung vom Kontinentalrande mit wachsender Deutlichkeit (z. B. auf Java und Madura) zur Ausbildung gelangen.

Wenn also die Zerrungsküsten bogenförmig mit dem ozeanischen Senkungsfeld abschneiden, so scheint die Ursache nicht der v. RICHTHOFEN'schen³ Vorstellung entsprechend in der Kombination äquatorialer (west-östlicher) und meridionaler (nord-südlicher) Zerrungselemente, aber auch nicht ausschließlich, wie VOLZ⁴ meint, in der runden Form der beiden großen Einbruchbecken zu liegen, sondern es dürfte der Verlauf der Gebirgsbögen ebenfalls eine Rolle mitgespielt haben. Auch nach der Bildung von diesen im Tertiär und Alt-

¹ Austrasien oder Austrasia ist in der historischen Geographie die Bezeichnung für das westliche Deutschland in seiner Zugehörigkeit zum Reiche der Merowinger. Es ist somit wohl nicht empfehlenswert, denselben Namen an Stelle von Indonesien oder Indoaustralien anzuwenden.

² Zu der Karte ist zu bemerken, daß ein fast geradliniger Gebirgszug („Wetarbogen“) nicht gut als „Bogen“ bezeichnet werden kann.

³ Über Gestalt und Gliederung einer Grundlinie in der Morphologie Ostasiens. Verh. d. K. Preuß. Akad. d. Wiss. Berlin 1900. 2. 916 ff.

⁴ Nordsumatra, a. a. O. II. 316.

Diluvium dauert die Zerrung fort und wandelt mit Hilfe des rhomboidalen Spaltengitters das ganze Gebirge in Einsturz- und Horstgebiete um, so daß die gesamte malaiische Landscholle tektonisch ein ausgedehntes Trümmerfeld darstellt.

Die morphologische Entwicklung Indonesiens vom Tertiär bis zur Jetztzeit vollzog sich dementsprechend etwa folgendermaßen: Im Miocän beginnt mit der zunehmenden Absenkung des Indischen und Pazifischen Ozeans die Entstehung des äußeren Teiles des burmanischen Gebirgszuges, von Hinterindien an setzen die Staffelbrüche über Sumatra, Java nach Timor, Kei und Ceram fort. Dieses die Außenküsten begleitende Randstaffelgebirge bildet an dem Abbruch zur Ozeantiefe teilweise Stufen, z. B. an der Westküste Sumatras die Inseln Nias, Mentawai und Engano. Die spätere Gebirgsbildung schafft im jüngeren Pliocän (oder noch Altdiluvium) ein dem ersten paralleles Zerrungsgebirge, welches über Flores, Wetar nach Banda weiter geht, sowie fernerhin die inneren west- und ostmalaiischen Bögen bildet. Sie bewirkt die Gestaltung einer zusammenhängenden Landmasse, aber auch den Einsturz des Längsgrabens innerhalb des burmanischen Doppelbogens, sowie die ersten großen Graben- und Kesselbrüche, wie die Bandasee und den Arafura- und Timorgraben. Eine allgemeine Landsenkung im Diluvium um ca. 2800 m veranlaßt einen Zusammenbruch des indonesischen Festlandes. Ihr folgt eine noch im Alluvium bemerkbare Hebung um mindestens 1200—1300 m, welcher die Inseln im wesentlichen ihre heutige Gestalt verdanken.

Der Vulkanismus des indoaustralischen Archipels ist eine Folgeerscheinung der Gebirgsbildung, also in erster Linie, wie schon W. Volz¹ auf Grund seiner trefflichen Untersuchungen auf Sumatra betont, des Versinkens des Indischen Ozeans im Süden, dann ferner des Pazifik im Osten. Bei dem gewaltigen Zusammenbruch des großen indonesischen Festlandes wurde das flüssige Magma in den zwischen beiden Meeren stehengebliebenen, verhältnismäßig schmalen, kontinentalen Horststreifen hineingedrückt und gelangte in die durch Aufwulstung gebildeten Zerrungsbögen. Da diese durch die Torsion zerstückelt und die Schollen durch das Aufpressen gelockert wurden, so drangen die Magmen, dieser Richtung der Entlastung folgend, zur Erdoberfläche.

Abgesehen von den ersten Anfängen des Vulkanismus zur Zeit der eocänen Transgression beginnt dieser sich vor allem im Miocän, gleichzeitig mit der Bildung des burmanischen Bogens, zu entwickeln, und der zweiten Phase folgten neue Ergüsse im Pliocän. Die Haupteruptionen der Vulkane fallen jedoch in das ältere Diluvium und dürften durch das erneute allmähliche Versinken Indonesiens um mindestens 2800 m sowie durch die großen Einbrüche im Innern der Bögen veranlaßt sein.

Erst das erneute Aufsteigen der Reste des versunkenen Indonesiens im jüngeren Quartär brachte die vulkanische Tätigkeit zum Abflauen.

Frech.

¹ Die geomorphologische Stellung Sumatras. Geograph. Zeitschr. 16. Jahrg. Leipzig 1909. Heft 1. — Nordsumatra. Bd. II. Die Gajoländer. Berlin 1912. p. 313.

Nordamerika.

De Lorme Cairnes: Differential Erosion and Equiplanation in portions of Yukon and Alaska. (Bull. of the Geol. Soc. of Amer. 23. 1912. 333—348.)

Verf. berichtet über die physiographischen Grundzüge seines im Einzugsgebiet des Yukon Rivers in der Breite des Polarkreises an der Grenze zwischen Yukon und Alaska gelegenen Aufnahmegebietes.

Der Boden besteht aus zwei grundverschiedenen Gesteinsserien: einer Folge von Kalksteinen und Dolomiten unter- und obersilurischen Alters, sowie einer sehr mächtigen, hauptsächlich aus Schiefen, Phylliten, Quarziten und Sandsteinen bestehenden Schichtfolge der mesozoischen, wahrscheinlich größtenteils der Kreide angehörenden Periode.

Der größte Teil des Gebietes fällt in die physiographische Provinz des Yukonplateaus und besteht aus einer durch DAWSON, BROOKS, SPURR und andere eingehend beschriebenen Fastebene, welche im jüngeren Tertiär gebildet und seither gehoben worden ist. Einige vortreffliche Abbildungen erläutern den durch gegenwärtige Talerosion zerschnittenen Plateaucharakter des heute in 3500 Fuß über dem Meeresspiegel gelegenen Hochlandes. Die Natur dieser Hochfläche als Fastebene kennzeichnet sich durch die Tatsache, daß sie unter verschiedenem Winkel die anstehenden Schichten in einer horizontalen Fläche abschneidet.

CAIRNES lenkt nun die Aufmerksamkeit auf die Tatsache, daß die gegenwärtige Erosion vollkommen verschieden ist in dem nördlichen, vorwiegend aus Kalkmassen gebildeten Gebiet, und in den südlichen Teilen, welche sich aus mesozoischen Schiefen aufbauen. Im Norden ist nämlich die alte Hochfläche bis auf wenige Erosionskanäle erhalten, im Süden hingegen ist eine tiefzerschnittene Topographie mit sehr breiten Tälern zu beobachten.

Der Gegensatz ist so auffällig, daß der Gedanke an eine Verwerfung nahe liegt, der jedoch durch Verfolgung einzelner Kalkschichten aus der Plateauregion in das zerschnittene Hügelland widerlegt werden kann. Ja, überall wo die silurischen Kalke in größeren Massen auftreten, findet sich auch der gleiche auffallende Plateaucharakter der Landschaft.

Eine Untersuchung des Widerstandes, welchen die beiden vorhandenen Klassen von Sedimenten den Angriffen der verschiedenen erodierenden und zerkleinernden Kräfte darbieten, denen sie unterworfen sind, führt zu der Tatsache, daß die erosiven Agentien viel schneller im Schiefer als im Kalk wirksam sind, obwohl die mesozoischen Schichten häufiger aus viel härterem Material bestehen. Die einzelnen in Frage kommenden Faktoren (Windwirkung, chemische Wirkung, Grundwasser, Frostwirkung, Ausdehnung und Zusammenziehung, Wirkung des Schneetreibens) werden unter diesem Gesichtspunkte durchgesprochen. Alle diese Kräfte müssen in der Kalkdolomitzone mit ihrer schützenden Decke von gefrorenem Schutt und dem massiven Charakter der Gesteine viel weniger wirksam sein, als in den Schiefen und Phylliten mit ihrer Dünnschichtigkeit und Ungleichartigkeit. Auch ist zu bedenken, daß die chemische Tätigkeit des Wassers, welcher die Kalke mehr als die

Schiefer ausgesetzt sind, bei dem herrschenden arktischen Klima stark verzögert wird.

Verf. kommt also zu dem Ergebnis, daß bei einer Wiederbelebung der Erosion in arktischem Klima lediglich durch Gesteinsverschiedenheit ein „jugendliches“ und ein „reifes“ Stadium, welches sich bereits dem Alter nähert, nebeneinander und gleichzeitig im Gleichgewicht bestehen können.

Im zweiten Teil seiner Arbeit gibt CAIRNES eine sehr interessante Schilderung der Einebnung der über die Fastebene in der Kalkzone hinausragenden Monadnocks.

Die aus der ebenen Fläche der mit spärlicher Vegetation bedeckten großenteils gefrorenen Schuttmassen herausragenden Restmassen anstehenden Gesteins werden auch heute noch durch denudative Prozesse zerkleinert und aufgelöst und so schließlich den Schuttakkumulationen einverleibt, welche die bestehenden Depressionen des anstehenden Gesteins im Hochlande ausfüllen. Dieser Prozeß wird „equiplanation“ genannt. Dieser Vorgang unterscheidet sich dadurch z. B. von der Ausbildung von Fastebenen, daß durch ihn weder ein Verlust noch ein Gewinn an Material eintritt, während die Ausbildung von Penepains im Sinne von DAVIS von dem Vorhandensein der Flußsysteme, also von Material entziehenden Faktoren abhängig ist. Equiplanation in arktischem Klima ist also wohl imstande, ebene Flächen zu schaffen, und zwar ohne Rücksicht auf die Höhenlage des beanspruchten Gebietes zum Meeresniveau. (Nach Ansicht des Ref. besteht kein Hindernis, dieses Resultat, wie auch CAIRNES andeutet, auf weitere bisher als Fastebene im DAVIS'schen Sinne beschriebene Teile in arktischen Gebieten auszudehnen.)

R. Lachmann.

Montessus de Ballore: Historia Sismica de los Andes Meridionales. Santiago de Chile Imprenta Cervantes Delicias. 1167. 1912.

Afrika.

Oskar-Erich Meyer: Die ostafrikanische Bruchstufe südlich von Kilimatinde. (90. Jahresbericht der Schlesischen Gesellschaft für vaterländische Kultur. Sekt. f. Geologie. Breslau 1912.)

Verf. gibt eine vorläufige Mitteilung über einige der geologischen Ergebnisse der im Sommer 1911 unternommenen Ugogo-Expedition.

Ostafrikanische Bruchstufe ist die von CARL UHLIG gewählte Bezeichnung für das Südende des großen Grabens, welchem der eigentliche Ost- rand fehlt.

Ein sandsteinähnliches Gebilde, welches in ganz Ugogo auftritt und für welches OBST den Namen Kilimatindekonglomerat eingeführt hat, wird von MEYER als eluviales Verwitterungsprodukt von Granit erklärt. Die Einebnung der Oberfläche geschah vielleicht in einer Wüstenperiode, die Sandsteinbildung in der dem Diluvium entsprechenden Pluvialperiode. Schon vorher war die Bruchstufe entstanden.

Bei dem Dorfe Mena südlich von Kilimatinde stellt MEYER eine dritte östlichste Staffel der Bruchstufe fest, welche zuerst nach Nordosten, dann nach Osten streicht und endlich nach Norden umbiegt, um das Ngombia-Plateau östlich zu begrenzen. Dieses ist demnach eine nicht völlig abgesunkene Scholle der Grabensohle¹.

Die Bruchstufe ist also bei Kilimatinde als dreifach gestaffelte, gegen Osten absinkende Verwerfung ausgebildet, von denen die beiden östlichsten etwa bei Mena zusammenlaufen. Es erfolgt dann eine Umknickung der Verwerfung in südöstlicher Richtung. Bei Mahaka fängt auch die südwestliche, oberste Stufe an, auszusetzen. Die große tektonische Störung, die in Palästina beginnt und das östliche Afrika durchzieht, erreicht in Südugogo etwa unter 6° 35' s. Br. ihr Ende. Keinesfalls besteht ein Zusammenhang der ostafrikanischen Bruchstufe mit dem Nyassa- oder Ruahagraben, wie UHLIG bereits richtig vermutet hatte.

R. Lachmann.

Staff, Hans v.: Morphologische Ergebnisse der Deutschen Tendaguru-Expedition in Ostafrika. 1911. Vortrag, gehalten auf dem XVIII. Deutschen Geographentag zu Innsbruck im Jahre 1912. (Verhandl. des XVIII. Deutschen Geographentages zu Innsbruck. p. 73—81. 1912.)

Stratigraphie.

Silurische Formation.

Steinmann, G. und H. Hoek: Das Silur und Cambrium des Hochlandes von Bolivia und ihre Fauna. Beiträge zur Geologie und Paläontologie von Südamerika. (Dies. Jahrb. Beil.-Bd. XXXIV. 176—252. Stuttgart 1912.)

Zimmermann, E.: Das Obersilur an der Heinrichsthaler Mühle im Wetteraltale bei Gräfenwarth. (Begleitwort zu der folgenden Abhandlung des Herrn TÖRNQUIST.) (53./54. Jahresber. d. G. v. F. d. N. in Gera. 44—55. 1912.)

Carbonische Formation.

F. Frech: Deutschlands Steinkohlenfelder und Steinkohlenvorräte. SCHWEIZERBART, Stuttgart 1912. 4°. 165 p. 7 Karten u. Profile, 18 Textfig.

Der vorliegende, wie der Untertitel besagt, „kurz gefaßte Überblick der neuesten Erfahrungen“ schließt sich in mancher Hinsicht an die in dies. Jahrb. 1910. II. 2. p. 437 ff. ausführlich referierte Abhandlung des Verf.'s über die

¹ Leider ist durch ein Versehen des Setzers auf der beigegebenen Skizze eine verkehrte Orientierung insofern eingetreten, als sich die Nordrichtung auf der rechten Seite der Zeichnung befindet.

Vorräte der bekannten Steinkohlenlager der Erde an und geht insbesondere auf die Einzelheiten ein, welche durch Tiefbohrungen und Aufschlußarbeiten der letzten Jahrzehnte in den deutschen Steinkohlenrevieren des Ostens und Westens festgestellt worden sind. Da es sich hauptsächlich um Darstellung der wirtschaftlich wichtigen neueren Ergebnisse handelt, so ist das vorliegende Buch auch neben der allgemeineren Darstellung in den ersten Lieferungen von DANNENBERG'S (mehrfach schon durch neue Arbeiten ergänzbaren) Geologie der Steinkohlenlager von Wichtigkeit.

Das erste Kapitel behandelt die Steinkohlen Deutschlands in ihrem Zusammenhang mit Bodenbeschaffenheit, Klima und Niederschlägen. Es wird betont, daß die allgemein bekannte technische Einteilung der Steinkohlen in Fettkohlen und Magerkohlen in stratigraphischer Hinsicht nur lokale Bedeutung besitzt; wohl aber sind die petrographischen Varietäten wichtig für die Frage nach der Entstehung der Steinkohle. Glanzkohle ist fossiler Humus- oder Moortorf, Mattkohle fossiler Faulschlamm.

Die Bildung der carbonischen Flöze im Tropenklima wird abgelehnt, weil der Lebhaftigkeit des Pflanzenwachstums im feuchtwarmen Klima die Geschwindigkeit des Zerfalls bei Luftzutritt gegenübersteht. Im großen und ganzen wird ein frostfreies, aber gemäßigtes Klima mit Niederschlägen in allen Jahreszeiten als günstigste Vorbedingung der Kohlenbildung angesehen. Hierfür spricht die Tatsache, daß bisher zwischen den Wendekreisen keine Kohlenflöze der carbonischen Zeit nachgewiesen worden sind, ebenso wie andererseits das Vorkommen von Steinkohle in China im unteren Rotliegenden, d. h. zur Zeit der paläozoischen Kälteperiode, die Annahme einer Tropensumpfnatur der Steinkohlenlager in höchstem Grade unwahrscheinlich macht.

Gleichmäßigkeit im Klima und große Feuchtigkeit, die Hauptbedingungen eines üppigen Pflanzenwuchses, sind am Fuße der carbonischen Hochgebirge ebensowohl erfüllt gewesen, wie die Zufuhr an Nahrung aus anorganischen Stoffen, welche die Pflanzen zu ihrem üppigen Wachstum benötigen.

FRECH geht im einzelnen dem Zusammenhang zwischen der intracarbonen Faltung und der Verteilung der Kohlenfelder in Mitteleuropa nach. Ein enger ursächlicher Zusammenhang der tektonischen Phasen und der geographischen Lage und der Gesteinsbeschaffenheit der europäischen Kohlenfelder ist unverkennbar, aber nicht nur die Auffaltung der Gebirge, sondern auch das Empordrängen von kalireichen Eruptivgesteinen bildet ein für das Gedeihen der Pflanzenwelt günstiges Moment. Es bildete sich die Steinkohle in Mitteleuropa nur in den Niederungen zwischen Meer und Gebirge, oder in den Tälern des Gebirgsinnern.

Was die Typen der Flözbildung anlangt, so fehlt bei uns die Donjetz-entwicklung, welche eine Wechsellagerung von marinen mit nichtmarinen Schichten darstellt. Die rein autochthone westfälische oder paralische Entwicklung (Westfalen und Oberschlesien) besitzt einen bedeutenderen ökonomischen Wert als die Saarbrücker Entwicklung, welche autochthon und allochthon im Innern der carbonischen Gebirge entstanden ist und außer in Saarbrücken in Sachsen und Niederschlesien vorkommt. Nur die Steinkohlenfelder der ersten Gruppe kommen auf dem Weltmarkte in Betracht.

Die deutschen Steinkohlenlagerstätten.

Bei der Beschreibung des oberschlesischen Steinkohlenrevieres gibt FRECH zunächst eine Zusammenstellung der bekannten Einteilungen des oberschlesischen Steinkohlengebirges. Die untere und mittlere Abteilung des produktiven Carbons werden, wie bereits in der Lethaea, als sudetische und als Saarbrücker Stufe bezeichnet, wobei die erstere gleichzeitig die Sattelflözschichten umfaßt. Die bekannten marinen Fossilien, welche im Liegenden der Sattelflözgruppe von F. ROEMER aufgefunden wurden, werden mit Namen und Fundort der bisher revidierten Arten aufgeführt. Als auffallend wird hervorgehoben, daß eine große Zahl eigentümlicher Spezies existiert und daß auch Untercarbondtypen ziemlich häufig vorkommen. Im ganzen sind nur fünf Arten aufgeführt, welche mit westeuropäischen Obercarbontypen übereinstimmen.

Aus dem Golonoger Sandstein stammt eine Mischfauna. FRECH zieht es vor, diese Stufe zum Untercarbon zu setzen. In dem Kapitel über die Mächtigkeitsverhältnisse der Flöze schließt sich Verf. an das bekannte Buch von GAEBLER über das oberschlesische Steinkohlenbecken an und gibt seine sorgfältigen zusammenfassenden Tabellen über Kohleführung und Mächtigkeitsverhältnisse der einzelnen Stufen im Osten und Westen von Oberschlesien wieder.

Im Mittelpunkt der Darstellung über den Gebirgsbau steht eine eingehende Diskussion über die Natur der sogen. Orlauer Störung. Nachdem die tatsächlichen Verhältnisse nach Durchfahrung der Störungszone bei Orlau durch MLADEK aufgeklärt worden sind, hat sich ergeben, daß die von BERNHARDI bereits vor 20 Jahren gegebene Deutung der Orlauer Störung als tektonische Grenze zwischen sudetischer Faltung und russischer Platte die richtige gewesen ist. Diese Störung ist nicht ein einfacher Verwurf, wie GAEBLER meinte, sondern eine Flözfalte, welche ihre Entstehung einem enormen Seitendrucke von Westen verdankt. (Nach Ansicht des Ref. zeigt das MLADEK'sche Profil ein Mittelding zwischen Sattel und Flexur, etwa BAILEY WILLIS' „step-fold“ = Stufenfalte entsprechend.) Die Hauptbrüche in Oberschlesien sind paläozoischen Alters, weil die triadischen Absätze von ihnen nur geringfügig berührt werden.

Die Bildung der oberschlesischen „Flözberge“ von Zabrze, Königshütte, Laurahütte und Rosdzin sind Erscheinungen, die in räumlicher und zeitlicher Hinsicht als posthum im Verhältnis zur sudetischen Hauptfaltung bezeichnet werden müssen.

In Galizien liegt das Alttertiär als Abscherungsdecke auf dem Carbon, ohne daß man auf eine ferne Überschiebung schließen müßte.

Schließlich werden die interessanten Tatsachen zusammengestellt, welche wir über das stark zertalte Oberflächenbild von Oberschlesien kennen, eine Oberfläche, welche erst durch die Ingression des von Süden vordringenden miocänen Meeres ausgeglichen worden ist. Wir besitzen unter der Tertiärdecke über 1000 m tiefe cañonartige Erosionsrinnen. Das jetzt so ebene Oberschlesien muß damals den Anblick des Coloradoplateaus in Arizona geboten haben.

Das niederschlesische Steinkohlenbecken.

In der Gliederung des Carbon greift FRECH auf die Monographie von Ebeling, Geologie der Waldenburger Steinkohlenmulde 1907 zurück. Zum obersten Carbon werden die nur auf dem österreichischen Muldenflügel flözführenden Radowenzer und Idastollner Schichten gezogen, welche dem Niveau der Ottweiler Schichten entsprechen. Das mittlere Obercarbon oder Saarbrücker Schichten teilt sich in die Xaveristollner Schichten (hangender Flözzug bei Neurode und untere Schwadowitzer Schichten auf der böhmischen Seite) und in den Waldenburger Hangendzug, welcher den Höhepunkt der Kohlenbildung in Niederschlesien darstellt. Außerdem aber führt auch das untere Obercarbon oder die sudetische Stufe ebenso wie in Oberschlesien bauwürdige Flöze (Waldenburger Liegendzug). Die beiden Flözzüge werden durch ein großes Mittel, die 200—300 m mächtigen Hartauer Schichten, getrennt. Das teilweise Fehlen des Liegendzuges wird durch eine diskordante Einlagerung der Konglomerate des großen Mittels erklärt, wie andererseits auch Obercarbon fast überall diskordant auf Untercarbon und auf kristalline Gesteine übergreift.

Von den Decksedimenten erfährt eine genauere Beschreibung das Rotliegende, welches nur lückenhaft als Decke erhalten ist.

Die tektonischen Störungen des Beckens zeigen sämtlich ein widersinniges Einfallen, d. h. die Bruchbildung arbeitet der synklinen Senkung entgegen und bringt immer wieder ältere Schichten nach oben.

Das niederrheinisch-westfälische Steinkohlengebiet.

Nach kurzer Erwähnung der erzgebirgischen und der Wettiner Steinkohlenfelder, sowie der technisch bedeutungslosen Steinkohlenbecken im Schwarzwald und in den Vogesen wendet sich das Buch dem Ruhrrevier zu. Es werden die bekannten Hauptmulden und Hauptsättel aufgeführt und die Einteilung in Mager-, Fett-, Gas- und Gasflammkohlen mit ihren bergmännisch bedeutsamen Leitflözen aufgeführt. Die Haupteinteilungen lassen sich auch mit einer bestimmten Farnflora belegen. Die marinen Einlagerungen sind für die Magerkohlenpartie charakteristisch. Von den 11 bekannten Horizonten gehören nur zwei einer hangenderen Schicht an. Auch Konglomerate und Eisensteinlager (Toneisenstein und Spateisenstein) sind am häufigsten in der liegendsten Gruppe zu finden. Das Auftreten von Konglomeraten in der hangendsten Gasflammkohlengruppe (Hauptkonglomerat 100—150 m über Flöz Bismarek) wird mit dem Fortschreiten der Faltung nach Norden erklärt.

Die Faltungsintensität nimmt nach Norden ab. Die Mulden sind hier weit gespannt, die Sättel spitz und schmal. Die südlichen Mulden sind durch mehrere Spezialsynklinen ausgezeichnet.

Die Dislokationen sind in Westfalen weniger bedeutend als weiter im Westen. Es gibt Verwerfungen, Schaufelflächen und Überschiebungen. Diese sind im wesentlichen mit der jungpaläozoischen Faltung gleichartig und gleichzeitig. Der Überschiebungsbetrag geht nicht über 2 km hinaus. Die Überschiebungen sind ihrerseits mitgefaltet worden. Die Verwerfungen streichen quer zur Faltung von Nordwesten nach Südosten und sind häufig nicht nur mit vertikalen, sondern auch mit horizontalen Dislokationen verbunden. Am Hansasprung, unweit Dortmund, hat MENTZEL nachgewiesen, daß die Aus-

bildung der Falten auf den beiden Seiten einer Faltung verschieden ist und daß demnach die Querbrüche in ihrer ersten Anlage bereits gleichzeitig mit der dyadischen Faltung angelegt wurden. Diese Brüche sind bis in eine Zeit nach Ablagerung der oberen Kreide zu verfolgen.

Die zwischen zwei gegeneinander einfallende Quersprünge gelegenen Gräben, die in sehr vielen Fällen wertvolle Kohlenhorizonte vor Denudation und Abrasion zu schützen vermochten, spielen wegen ihrer wirtschaftlichen Bedeutung eine Hauptrolle. Das Herausheben der Mulden nach Westen ist vielleicht mit einer tektonischen Ursache, und zwar mit einem staffelförmigen Absinken der Mulden, nicht mit einem wirklichen Sedimentationsrand zu erklären. Wichtig ist die durch Messung festgestellte Tatsache, daß am Rhein die Gebirgsbewegungen an den Dislokationen noch andauern.

Das Kohlengebirge taucht am Nordrande des Münsterer Kreidebeckens in einer Entfernung von ca. 35 km von den nördlichen, zurzeit bekannten Steinkohlenfunden noch einmal in durchgerissenen Antiklinen aus der Bedeckung von jüngerem Mesozoicum empor. Es sind dies die kleinen Vorkommen von Ibbenbüren und Osnabrück (Piesberg). Die Lagerung erinnert an die Monoklinalfalten des Great Basin im amerikanischen Westen. Hier liegt der Ausläufer der westfälischen Faltung.

Die wichtigsten tektonischen Grenzen im Deckgebirge liegen vor in der Linie Ahaus, Stadtlohn—Öding, wo in einer Verwerfung im Untergrunde Ober- und Unterkreide zusammentreten und in der Begrenzung der dyadisch-triadischen Gesteine im tieferen Untergrunde von der holländischen Grenze westlich Kevelaer bis zu einem Punkt zwischen Dorsten und Haltern. Auf letzterer Linie ist die Kreide nicht mehr verschoben, also wird eine oberjurassische Dislokationsperiode vermutet.

Das niederrheinische Kohlenrevier.

Nach einer Diskussion über das Alter der Bruchbildungen im westfälischen Steinkohlengebirge, welches in Übereinstimmung gebracht werden kann mit dem Alter der Dislokationsperioden im deutschen Mittelgebirge nach STILLE, GRUPE u. a., wird der Zusammenhang zwischen dem Kohlengebirge rechts und links des Rheins besprochen. Die Bohrungen zwischen Aachen und Westfalen haben das Vorhandensein von ausgeprägten Bruchschollen, insbesondere von ausgedehnten Horsten und Gräben erwiesen, bei deren Beschreibung auf die Darstellung von WUNSTORF und FLIEGEL zurückgegriffen wird.

Das Aachener Kohlenrevier.

Die Schichtenfolge der Inde- und Wurmmulde wird mit ihren bekannten Flözgruppen aufgeführt. Im westlichsten Teile der Wurmmulde, und zwar im Grubenfelde Karl Friedrich, in welchem sich die Muldenlinien des Gebietes herausheben, wurde die dritte Flora von POTONIE bestimmt und damit die Schichten als Äquivalente von Teilen der westfälischen Magerkohlengruppe nachgewiesen. Im östlichen Teile der Wurmmulde konnte das Flöz 6 der Mariagrube mit dem Flöz Katharina von Westfalen identifiziert werden. Die Gliederung im Limburger Steinkohlenrevier auf holländischem Gebiete ist nach W. C. KLEIN derjenigen Westfalens überaus ähnlich.

Die Verbreitung der Goniatiten im rheinischen Carbon steht nicht im Widerspruch mit der floristischen Gliederung; jede Flora hat ihre besonderen Goniatitenarten. Sie werden bei genauem Studium voraussichtlich noch eine weitere Unterteilung des flözführenden Carbons ermöglichen.

Die Faltung in den Aachener Mulden deutet unverkennbar auf die Nähe der weiter im Westen gewaltig gesteigerten Höhe der carbonischen Faltung hin. Bei Aachen überdeckt das Oberdevon infolge einer großen Überschiebung Kohlenkalk und flözleeren Sandstein, und die starke Zickzackfaltung mit steilem Südflügel und flachem Nordflügel in den Mulden, welche unvermittelt in die flache Lagerung des nördlichen Wurmreviers und des Limburger Gebiets übergeht, ist ebenfalls ein Anzeichen einer stärkeren horizontalen Schubkraft wie in Westfalen.

Die Verwerfungen zeigen in der Aachener Mulde dieselbe Streichrichtung und dieselbe vertikale Tendenz, wie auf dem rechten Rheinufer, sind aber im allgemeinen jünger als diese. Ihre Entstehung hängt im wesentlichen mit dem Einbruch der niederrheinischen Bucht zusammen.

Das Saarkohlenbecken.

Das Saarkohlenbecken verhält sich zur westfälischen Entwicklung ähnlich wie Niederschlesien zu Oberschlesien, d. h. es hat sich im Innern der varistischen Gebirgskette gebildet. Zum Unterschiede gegen Niederschlesien ist aber bisher das Untercarbon im Saarrevier nicht nachgewiesen und die Diskordanzen innerhalb des Obercarbons und des Rotliegenden sind ebenso im Saarbecken unbekannt. Die Lagerungsverhältnisse des Saarbeckens zeigen eine etwas asymmetrisch flach gespannte Mulde; ihre Achse ist dem Nordrande genähert und verläuft südlich des Nahetales. Den tektonischen Abschluß der Mulde bildet im Süden eine von Brüchen durchsetzte Aufsattelung („Pfälzer Sattel“), welche südlich von einer Hauptsprung genannten Verwerfung abgeschnitten wird.

R. Lachmann.

Dyasformation.

Meyer, H.: Über Vertretung von Zechstein bei Schramberg. (Jahresber. u. Mitt. d. oberrhein. geol. Ver. Neue Folge. 1. Heft 2. 47—49. 1911.)

Triasformation.

A. Jeannet et F. Rabowski: Le Trias du bord radical des Préalpes médianes entre le Rhône et l'Aar. (Ecol. geol. helv. 11. 739—746. 1912.)

Den Verf. ist es gelungen, die Trias der mittleren Voralpen genauer zu gliedern. So beobachteten sie im Tale der Grande Eau (bei Aigle) von oben nach unten: Rhät, dunkle Mergel mit hellen Bänken von dolomitischen Kalk (15—20 m), dickbankige dolomitische Kalke (30 m), obere Rauhwacken

mit Einschaltungen von Mergeln und dolomitischen Mergelkalken (150 m), dunkelgraue oder schwärzliche Kalke mit *Diplopora* cf. *cylindrica* GÜMB. und *D. discita* GÜMB. sowie Muscheln und Gastropoden (500—600 m), untere Rauh- wacken (andere Fazies der Basis der vorhergehenden Kalke) (40—50 m), weiße Quarzite (2—2,5 m). Am Hügel von Saint-Triphon schließen dunkelgraue Kalke *D. pauciforata* GÜMB. und *D. minuta* GÜMB. ein. Auf der Westseite des Hügels von Charpigny kommt in Kalken mit Kieselknollen *Spirigera* (= *Retzia*) *trigonella* SCHL. sp. vor. In dem Steinbruch nahe beim Bahnhof von Saint-Triphon finden sich in oolithischen Kalken außer *Retzia trigonella* *Spiriferina fragilis* SCHL. sp. und *Gervillia socialis* SCHL. sp. Etwas tiefer zeigt sich *Encrinurus liliiformis*. Die von JACCARD neuerdings wieder beschriebenen Brachiopoden von dieser Lokalität [vergl. dies. Jahrb. 1912. I. - 372 -] sind von QUENSTEDT sehr richtig als *Terebratula vulgaris* var. *minor* oder *T. cf. vulgaris* v. SCHL. bestimmt worden. Andere gehören der *Cruratula carinthiaca* ROTHPL. sp. var. *pseudofaucensis* PHIL. an. Aus tektonischen und stratigraphischen Gründen muß man annehmen, daß die Kalke von Saint-Triphon verkehrt liegen. Ihre Fauna ist die des alpinen Muschelkalkes. Den Quarzit an der Basis der Trias betrachten die Verf. als Vertretung der Werfener Schichten.

Weiter aufwärts im Tal der Grande Eau führt die Trias Diploporen. Als verbreitetste Triasschichtfolge in den mittleren Voralpen läßt sich angeben:

Mergel in Keuperfazies,
helle dolomitische Kalke oder dunkle Kalke,
Rauhwaacke,
Gips,
untere Rauhwaacke?

Die Verf. meinen, daß der Muschelkalk durch Gips vertreten sein könnte.

Die Trias am Wurzelrande der mittleren Voralpen zwischen Simmen- und Kandertal tritt in zwei tektonisch getrennten Zonen auf. Die untere, die „Twirienhornschuppe“, stellt eine isoklinale, normale Folge der Triasgesteine dar: Oben (i) sandige Kalke (0—40 m), dann (h) schwärzliche, gelegentlich mergelige Kalke mit seltenen Korallen und typischen *Terebratula vulgaris* (10—15 m), (g) dunkelgraue Kalke mit kieseligen Bänken mit *Myophoria Goldfussi* ALB. und *M. elegans* DUNK. sp., kleinen Schnecken und Dentalien (15 m), (f) schwarze Kalke mit *Lima striata* und *Encrinurus liliiformis* (60 m), (e) dolomitische Kalke mit Einschaltung eines plattigen Kalkes, der kleine helle Linsen enthält (200 m), (d) dunkelgraue, etwas dolomitische Kalke (30 m), (c) dunkelgraue, etwas dolomitische Kalke mit *Diplopora pauciforata*, oft begleitet von kleinen Gastropoden (*Naticopsis*) und *Dentalium* (10—15 m), (b) wurmförmige Kalke in Bänken von 10—20 cm Mächtigkeit (20—30 m), (a) Rauhwaacken (50 m), auf Niesenflysch aufruhend. Die Fauna ist durchaus die des alpinen Muschelkalkes, dem auch die untere Rauhwaacke zuzurechnen ist, während die obere wohl zur Raibler Stufe gehört.

In der oberen Zone liegt die Schichtserie nicht so einfach und Fossilien sind selten. An den Spielgerten lagert auf der Trias direkt der Malm und

zwischen ihnen findet sich eine Bolusbildung. Zwischen dem Paß westlich des Rothorns und dem Malm des Südkammes der Spielgerten folgen von oben nach unten: (f) dunkle Kalke mit dolomitischen Bänken (160 m), (e) mehr oder weniger helle dolomitische Kalke mit weißen Punkten (260 m), (d) Kalke, z. T. dolomitisch, unten wurmförmig (20 m), (c) dunkle Kalke mit Diploporen (10 m), (b) wurmförmige Kalke mit rosa dolomitischen Bänken (30 m), (a) Rauhwanne (25 m).

Die enorme Triaskalkmasse des Mont-d'Or, die gelegentlich große Diploporen einschließt, scheint dem Hauptdolomit, die der Gummfluh dem Muschelkalk anzugehören, doch bleibt die Zurechnung unsicher.

Die Mergel in Keuperfazies können als Vertretung der germanischen Fazies aufgefaßt werden. Im übrigen weisen die Beziehungen der Trias der mittleren Voralpen nach der alpinen Trias Graubündens und der lombardischen Alpen. Es sind zwei Horizonte mit Diploporen vorhanden, einer an der Basis des Muschelkalks und einer im Niveau des Wettersteinkalks. Man kann also die Giswyler Stöcke und Teile der Iberger Klippen nicht der ostalpinen Decke zuweisen.

Otto Wilckens.

Meyer, Hermann L. F. und R. Lang: Keuperprofile bei Angersbach im Lauterbacher Graben. (Ber. d. Oberhess. Ges. f. Natur- u. Heilkunde zu Gießen. Neue Folge. Naturwissenschaftl. Abt. 5. 1—44. 1912.)

Grupe, O.: Zur Gliederung des deutschen Buntsandsteins. Mit einer Übersichtstabelle. (Jahrb. d. k. preuß. geol. Landesanst. 33. Teil I. Heft 3. 397—421. Berlin 1912.)

Böhm, Joh.: Über Triasversteinerungen vom Bellsunde auf Spitzbergen. (Arkiv för Zoologi. 8. No. 2. 1—15. 1912. Mit 1 Taf. u. 3 Fig. im Text.)

Juraformation.

Poelmann: Der Jura von Hellern bei Osnabrück. (Wissenschaftl. Beil. z. d. VIII. Jahresber. d. städt. Oberrealschule i. E. zu Münster i. W. Progr. No. 534. 1—58. 1912.)

Kreideformation.

M. Leriche: Sur les fossiles de la Craie phosphatée de la Picardie, à *Actinocamax quadratus* (Assoc. franç. p. l'Avanc. d. Sci. 37 Sess. 1908. 494—503. 3 Fig.)

—: Deuxième note sur les fossiles de la Craie phosphatée de la Picardie. (Bull. Soc. Belge de Géol., de Paléont. et d'Hydrol. 25. 1912. 297—310. 1 Taf. 2 Fig.)

Hatte Verf. in seinem ersten Aufsätze mit Ausschluß der nur generisch angegebenen Foraminiferen 45 Arten von Reptilien, Fischen, Cirrhipeden, Cephalopoden, Pelecypoden, Echiniden und Spongien, dazu an Pflanzen das

sehr bemerkenswerte Vorkommen von *Cycadeoidea arida-gamantiensis* n. sp. aufgeführt, so wurde diese Zahl im zweiten Aufsatz um 22 vermehrt, wozu insbesondere die Brachiopoden, Anneliden mit *Terebella phosphatica* n. sp. und Korallen beigetragen haben. Der zuerst als *Cidaris* sp. angeführte Stachel wird neuerdings als *C. veromanduensis* n. sp. bezeichnet; *Radiolites* sp. wird abgebildet und das Vorkommen von *Edaphodon* sp. angegeben. Mit *Actinocamax Grossourei* JANET, der nach LERICHE *A. quadratus* in der Phosphatkreide der Picardie begleitet, findet sich *A. Hutini* n. sp., charakterisiert durch sehr kurze und untersetzte Gestalt sowie durch sehr breite Dorsolateralfurchen.

Joh. Böhm.

A. Mestwärdt: Das Senon von Boimstorf und Glentorf. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. Monatber. 1912. 374—388. 4 Fig.)

Die Gliederung und Fossilführung des Obersenon, das sich vom Langenberge bei Rothenkamp westlich von Boimstorf vorbei über den Ziegenhorstberg nach Glentorf hinzieht und mit 15°—20° nach SO. einfällt, ist von GRIEPENKERL eingehend behandelt worden (dies. Jahrb. 1891. I. 154). Verf. zeigt, daß das Senon mit einem typischen phosphoritischen Basalkonglomerat über Schichten des Gipskeupers, Rhäts und unteren Lias, die vor seiner Ablagerung aufgerichtet wurden, transgrediert. Es wird vom Unteroligocän diskordant überlagert, wodurch die Annahme einer eocänen Faltungsphase angedeutet wird. Aber auch das Unteroligocän zeigt Störungen, die zur jüngsten Miocänzeit erfolgt sein dürften. Durch diese Beobachtungen werden die Schlußfolgerungen gestützt, die hinsichtlich der Gebirgsbildung in benachbarten Gebieten des nördlichen Harzvorlandes bereits gezogen worden sind.

Joh. Böhm.

C. F. Parona: Saggio per uno studio sulle Caprinidi dei calcari di scogliera (orizzonte del Col dei Schiosi) nelle Prealpi Venete orientale. (Mem. R. Accad. Linc. (5.) 7. 1908. 319—346. 30 Fig.)

Aus dem Col dei Schiosi-Horizont im Cansiglio mit *Chondrodonta Joannae* CHOFF. var. (mit zahlreichen feinen Rippen), *Neithea Zitteli* PIR., *Nerinea forojuliensis* PIR. und *N. schiosensis* PIR. beschreibt Verf. eingehend auf Grund eines neuen reichen Materials *Caprina schiosensis* G. BOEHM, *C. carinata* G. BOEHM, *Mitrocaprina* (?) *glavensis* n. sp., *Schiosia schiosensis* G. BOEHM, *Sch. forojuliensis* G. BOEHM und *Sphaerucaprina forojuliensis* G. BOEHM.

Joh. Böhm.

A. Franke: Die Foraminiferen und Ostracoden des Untersenons im Becken von Münster in der Übergangszone aus mergeliger zu sandiger Fazies. (Monatsschr. deutsch. geol. Ges. 62. 1910. 141—146.)

Die Arbeit BÄRTLING's über das Untersenon des Münsterschen Beckens veranlaßte Verf., die Foraminiferen und Ostracoden des Untersenons genauer

zu durchsuchen, wobei behufs vollkommener Übereinstimmung mit den von BÄRTLING unterschiedenen Horizonten nur an den von diesem erwähnten Örtlichkeiten Proben entnommen wurden.

Dabei wurden im grauen Marsupitenmergel der I. Zone der Ziegelei Robert 73 Foraminiferen und 6 Ostracoden gefunden. Dies ist die an Arten und Individuen reichste Schicht, die mit dem Emscher die meisten Arten gemein hat. Auch die im Emscher gemeinste Art *Globigerina marginata* ist noch häufig, in den anderen Zonen aber fast verschwunden. In dieser Zone als Seltenheiten gefundene Arten wie *Glandulina cylindrica*, *Rotalia exsculpta* und *Pleurostomella subnodosa* sind im Obersenen Westfalens sehr häufig.

In der II. Zone, in den grauen Mergeln unter (mit 50) und über (mit 37 Foraminiferenarten) dem Netteberger Sande treten sandige Formen recht häufig auf. Für den oberen Mergel scheint *Haplophragmium compressum* BEISSEL charakteristisch zu sein.

Die III. Zone, die grauen Mergel von Lüdinghausen, ist von den übrigen Zonen durch das Vorkommen einer *Spiroloculina* und von *Cythere semiplicata* leicht zu unterscheiden. Die sandigen Formen treten hier wieder mehr zurück; im ganzen wurden in dieser Zone 53 Foraminiferen und 9 Ostracoden gefunden.

R. J. Schubert.

Stevens, E.: A Palm from the Upper Cretaceous of New Jersey. (Amer. Journ. of Science. 34. 421—436. 1912.)

Laurent, A.: Beiträge zur Kenntnis der westfälischen Kreide. (Ibidem. p. 86. Mit 1 Textfig.)

Tertiärformation.

Fabiani Ramiro: Nuove osservazioni sul Tertiario fra il Brenta e l'Astico. (Atti Acc. Sc. Ven. Trent. Istr. 5. 1912. 1—36. 1 Taf.)

Verf. gibt eine von einer zusammenfassenden stratigraphischen Tabelle und den photographischen Abbildungen der unter-, obereocänen wie oligocänen Nummuliten und Lepidocyclinen begleitete Darstellung der Schichtfolge des Gebietes zwischen Brenta und Astico.

Die ältesten Gesteine sind untereocäne Kalke und Tuffe mit lokal häufigen Exemplaren von *Nummulites bolcensis*, also Vertreter der Spileccostufe, für die Verf. den Namen Spilecciano einführt.

Das Mitteleocän oder Lutétien beginnt wie im Vicentinischen und im Gebiete der Berischen Berge mit Schichten, die *N. laevigata* führen, entspricht auch sonst der Entwicklung in jenen Gebieten; das gleiche ist mit dem Oberocän der Fall (als dessen Vertreter Verf. das Priabonien auffaßt).

Als Unteroligocän (Lattorfiano) werden die Korallenkalke von Crosara angesprochen, die Mergel von Chiavon und Salcedo dagegen als Mitteloligocän (Rupeliano).

Die tieferen Abschnitte der Schichten von Schio (Suess' Nulliporenkalk) werden vom Untermiocän getrennt, da hier *Nummulites vasca* mit verschiedenen Lepidocyclinen (*Lepidocyclina marginata*, *Tournoueri*, *dilatata*) vorkommt.

Der darüber liegende Horizont mit großen Lepidocyclinen (*L. elephantina* und *dilatata*), in dem die Nummuliten gänzlich verschwunden sind, wird schließlich als Basalglied des Miocäns, als Aquitanien angesprochen.

R. J. Schubert.

G. Dollfus: Découverte de l'horizon d'Ormoys (Kassilien) près Maintenon (Eure-et-Loire).

—: Nouveau gîte de calcaire de Beauce fossilifère. (Compt. rend. Séances Soc. géol. de France. No. 18. 16 décembre 1912. 180.)

In einer neuen Sandgrube bei Maintenon liegt über den oberen Sanden von Fontainebleau und unter dem unteren Kalk der Beauce (Kassilien) eine Schicht mit *Ostrea cyathula* und *Potamides plicatus*. Bei Franconville, 18 km südöstlich Chartres, wird der untere Calcaire de Beauce vertreten durch weiße Mergel mit gut erhaltenen *Helix moguntina* DESH., *Hydrobia Dubuissoni*, *Planorbis cornu*, *P. declivis*, *Limnea fabulum* etc. Darüber folgt bei Encherville der obere Calcaire de Beauce als meulière und dann der sehr harte graue Kalk des Orléanais. Unter diesem haben mitten in der Beauce Bohrungen Kalksande und Mergel über dem weißen Calcaire de Beauce angetroffen, Ausläufer der Molasse des Gâtinais.

von Koenen.

J. Cottreau: Observations sur les terrains tertiaires de la côte entre Sausset et l'Anse du Grand-Vallat (Bouches-du Rhône). (Bull. Soc. géol. de France. 4. XII. 331. 1912.)

In dem Küstenstrich vom Hafen von Guignac am Golf von Marseille bis zum Cap Couronne folgen auf Konglomerate des Stampien und des Aquitanien die Schichten des Langhien und Burdigalien, die von FONTANNES, DEPÉRET etc. beschrieben worden sind. Verf. hatte nun zwischen Sausset und dem Grand Vallat außer Echiniden die von DOUVILLÉ beschriebenen Lepidocyclinen gefunden und beschreibt jetzt unter Beifolung von Skizzen genauer die an den einzelnen Aufschlüssen sichtbaren Schichten und vergleicht die des Aquitanien miteinander. Das Helvétien scheint zu fehlen, wie in einer anderen Arbeit ausgeführt werden soll.

von Koenen.

L. Collot: Le Miocène des Bouches-du-Rhône. (Bull. Soc. géol. de France. 4. 12. 48.)

Nach Anführung der Literatur wird hervorgehoben, daß das Meer zur Zeit des Aquitanien bei Montpellier und bei Carry bei Marseille gestanden und dann das Rhonebecken eingenommen hätte, wo es im Westen die mächtige Kalkmolasse mit Nulliporen (Fortannes), *Lithothamnium* und *Pecten praesca-*

briusculus abgelagerte. Ausführlich werden dann die Profile von Arles bis Lambesc bis Rognes, bei Trévaresse und am Plateau de Touloubre besprochen unter Beifügung von Listen von Fossilien, z. T. mit längeren kritischen Bemerkungen.
von Koenen.

L. Collot: Le Miocène des Bouches-du-Rhône. (Bull. Soc. géol. de France. (4.) 12. 48.)

Zur Miocänzeit drang das Meer aus der Gegend von Montpellier in das Rhonebecken vor und lagerte dort die Molasse mit Nulliporen (Lithothamnium) und *Pecten scabriusculus* ab. Es werden dann die Vorkommen dieses Burdigalien an einer Reihe von Stellen besprochen und Profile durch die ganzen Schichtenfolgen gegeben mit Listen von Fossilien, so bei Lambesc und Rognes, Trévaresse und Touloubre, bei Aix und über den Nordosten des Departements hinaus. Es wird dadurch gezeigt, daß im Norden alle Stufen vom Burdigalien bis zum Pontien vertreten sind, wenn auch in verschiedenen Fazies, die durch eine Übersichtstabelle verglichen werden. Die Transgression des Miocäns wird erörtert, seine Oberfläche und seine Ufer, sein Untergrund und spätere Bewegungen.
von Koenen.

Soellner, J.: Über den geologischen Aufbau des Limberges bei Sasbach am Kaiserstuhl und über das Auftreten tertiärer Sedimente daselbst. (Mitt. d. Großh. Bad. geol. Landesanst. 7. 1. Heft. 313—358. 1912. Mit 10 Abb. u. Taf. IX.)

Schaffer, F. X.: Das Miocän von Eggenburg. Die Fauna der ersten Mediterranstufe des Wiener Beckens und die geologischen Verhältnisse der Umgebung des Mannhartsberges in Niederösterreich. (Abh. d. k. k. geol. Reichsanst. 22. Heft 2. 122—123. Wien 1912. Mit 12 Taf. u. 4 Textfig.)

Quartärformation.

E. Werth: Die äußersten Jugendmoränen in Norddeutschland und ihre Beziehungen zur Nordgrenze und zum Alter des LöB. (Zeitschr. f. Gletscherkunde. 6. 1912. 250—277. Mit Karte.)

In kurzer Beschreibung wird der auf der Karte sichtliche Endmoränenzug besprochen, der aus Westholstein (Neuhaus) über die Gegend von Harburg nach Gardelegen—Burg—Belzig—Dalme—Spremburg—Sorau—Glogau—Öls¹ hinzieht; eine südliche Abzweigung bei Magdeburg—Bitterfeld—Gräfenhainichen ist von besonderem Interesse, einen Endmoränenbogen von „verwaschener

¹ Die Annahme eines Endmoränenzuges im N. des Odertales bei Breslau widerspricht den von verschiedenen Seiten gemachten Beobachtungen. FRECH.

Jugendmoräne“ bildend, außerhalb dessen das Breslau-Braunschweiger Urstromtal läuft. Teilweise wird die Endmoräne im Innern von Moränenlandschaft begleitet, von der wieder eine Abzweigung von Gardelegen nach Dannenberg an der Elbe abgeht. Nach außen schließen sich mehr oder weniger breite Sandur an, welche sich mit dem Breslau-Bremer Urstromtal verbinden.

Die eigentliche Glazialseelandschaft tritt nicht bis an den Zug heran, aber die Jugendlichkeit wird charakterisiert durch zahllose kleine Senken und Sölle.

Der Verlauf des Zuges deutet darauf, daß das Eis sich unregelmäßig in einzelnen Loben zurückgezogen hat; Lücken werden erklärt als fortgewaschene Teile. Weit verbreitet sind Geschiebepackungen, im O. und W. treten sie bis zum gänzlichen Fehlen zurück, einen erheblichen Anteil haben auch glaziale Aufstauhungen des Untergrundes genommen.

Aus dem Kartenbild ergibt sich, daß die Nordgrenze des Lösses im NW. (im Bereiche der feuchten Seewinde) ziemlich weit von dem Endmoränenzug liegt, bei Magdeburg tritt er in unmittelbare Berührung mit dem Außenzug, den er bei Köthen sogar überschreitet, im Fläming scheint er mit dem Hauptzug in Berührung zu treten; nirgends rückt der Löß über die äußere Jugendmoräne gegen N. vor. Seine Ablagerung muß also vollendet gewesen sein vor dem definitiven Rückzug des letzten Inlandeises, sein Fehlen in den Untergrundschichten der jüngsten Moränen schließt seine Bildung in der letzten Interglazialzeit aus — er gehört in den Höhepunkt der letzten Eiszeit (womit auch das kontinentale Klima des Höhepunktes der Eiszeit übereinstimmen würde).

E. Geinitz.

F. Wahnschaffe: Über die Entstehung der Förden Schleswig-Holsteins. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 33. I. 422—436. 1912.)

Referat der diesbezüglichen Arbeiten von ACKERMANN, GEINITZ, HAAS, WERTH, STRUCK, WOLFF, GAGEL (gegen dessen Auffassung der „sogenannten“ *Litorina*-Senkung berechtigter Einwand erhoben wird), WEBER, FRIEDRICH, CREDNER, SPETHMANN, das mit dem Satze schließt: Förden sind ertrunkene Seen an den Küsten formenreicher glazialer Aufschüttungsgebiete.

E. Geinitz.

E. Werth: „Baltische Schwankung“ und letztes Interglazial. (Zeitschr. f. Gletscherkunde. 7. 1912. 54—61.)

Verf. betrachtet die Torflager von Lauenburg, Schulau und Ohlsdorf als postglazial, nach oder während der *Litorina*-Senkung gebildet, das Vorkommen von *Brasenia* allein kann nicht als beweisend für Interglazial oder „Schwankung“ sprechen. Die Förden sind nicht umgeformte Flußtäler, sondern subglazialer Entstehung, ohne fluviale Vorbildung. Aus der kritischen Betrachtung der Elbeterrassen sowie der südlichen Endmoränen ergibt sich, daß irgendwelche Anhaltspunkte für die Einsetzung eines Interglazials oder einer

längeren „Schwankung“ vor dem baltischen Gletscherstande nicht vorhanden sind. In der Senke des Ostseebeckens erblickt WERTH ein Zungenbecken des riesigen skandinavischen Eisfächers, das nur unvollkommen eine Gliederung in einzelne Teilbecken erkennen läßt.

E. Geinitz.

Grupe, O.: Die Flußterrassen des Wesergebietes und ihre Altersbeziehungen zu den Eiszeiten. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **64**. Abh. Heft 1/2. 256—298. 1912.)

Berg, G.: Glaziale Bodenformen westlich von Kupferberg im Riesengebirge. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **63**. Monatsber. No. 2. 139—141. 1911.)