

Diverse Berichte

Geologie.

Dynamische Geologie.

Innere Dynamik.

K. A. Weithofer: Über Gebirgsspannungen und Gebirgsschläge. (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1914. 64. 1. u. 2. Heft. 99—142.)

Gebirgsschläge (Bergschläge) sind für die einen Ergebnisse ausschließlich des Schweredruckes der darüber lastenden Schichten, für andere wieder nur Äußerungen eines lateral wirkenden Druckes von gebirgsbildenden Kräften. Schon die Erscheinungsform dieser Gebirgsschläge ist eine ziemlich mannigfaltige; es liegt nahe, daß auch die Ursachen verschieden sind.

Die Grube **Hausham**, von deren Beobachtung Verf. ausgeht, am Alpenrande südlich von München gelegen, baut Flöze der oberbayrischen Oligänmolasse. Es lassen sich in der oberbayrischen Molasse zwischen Salzach und Lech drei Faltenzonen unterscheiden:

a) Eine südliche Falte, die vom Westen nur bis zum Kochelsee oder zur Loisach reicht, sich hier schließt und an einer vorspringenden Alpengebirgsstaffel abstößt; sie besteht in ihrem Innern aus wenig Cyrenenschichten, hauptsächlich aus unterer bunter Molasse und ist ringsum von unterer Meeresmolasse umgeben.

b) Eine mittlere Falte, die gegen Osten über erstere hinaus bis zum Inn sich erstreckt und hier in ganz gleicher Weise an dem vorspringenden Alpenrand abstößt.

c) Ein nördlicher Faltenzug enthält keine einheitliche Falte, sondern neben einer Hauptfalte noch mehr oder weniger deutlich vorgelagerte Nebenfalten.

HEIM glaubte seinerzeit alle Druckerscheinungen auf Gebirgsdruck infolge der Last der überlagernden Schichten zurückführen zu müssen: „Die Schwerelast des Gebirges setzt sich in einer je nach der Gebirgs-(Gesteins-)Festigkeit ungleichen durchschnittlichen Tiefe in einen allseitigen, dem hydrostatischen ähnlichen Gebirgsdruck mit Auftrieb um.“

C. SCHMIDT (Basel) findet, „daß wir in den Tiefen, in denen Bergleute und Ingenieure zu arbeiten haben, nicht mit hydrostatischen, sondern mit dynamischen Kräften zu rechnen haben“.

Nach W. H. NILES bilden sich bei dem im Bruche freigelegten Gestein häufig flache Antiklinen, welche oft in ihrer Sattellinie mit lautem Knall aufbersten, wobei Staub, oft auch Steine von mehreren Pfund Gewicht in die Luft geworfen werden; die Knalle ähneln Sprengschüssen, einmal glaubte man sogar an die Explosion eines Pulvermagazins.

Bekanntere Erscheinungen haben ferner die Marmorbrüche von Carrara geliefert: die Sägespalten drücken sich über dem Sägedraht wieder zusammen, so daß er gar nicht mehr herausgezogen werden kann; von den freigelegten Wänden springen auch hier wie in Quenast unter starkem Knall größere Schalen ab.

Lassen sich schon nahe der Oberfläche Spannungserscheinungen verzeichnen, so dürfte mit dem bloßen Schweredruck um so weniger auszukommen sein, je tiefer man sich nach abwärts begibt.

Im Bau sind in Hausham zwei Flöze: das ältere Großkohlföz und das jüngere Kleinkohlföz, die etwa 5—9 m voneinander entfernt sind. Im überkippten Teil des Südflügels ist daher das Kleinkohlföz das liegende, im normal gelagerten Teil das Großkohlföz. Das zuerst abgebaute Flöz ist stets milde, das zweite wird erst hart, wenn das erste herausgenommen ist, und zwar genau für den Bereich der Abbaufäche des darunter oder darüber zuerst abgebauten Flözes.

Ob man die Schwerkraft als Hauptenergiequelle ansieht oder einen seitlichen Gebirgsdruck, Druck scheint immer vorhanden gewesen zu sein, sonst wäre die Verhärtung des Kleinkohlfözes nach erfolgtem Abbau des Großkohlfözes nicht eingetreten.

Normal kommt der Druck vor der Abbaufont dadurch zur Äußerung, daß die Kohle „arbeitet“, daß sie „lebendig“ ist; sie knistert und zerspringt ständig, es bedarf nur verhältnismäßig geringer Nachhilfe bei der Gewinnung. Solange dieser Zustand anhält, ist die Gefahr nicht groß; sie wächst erst wieder mit der Wegnahme dieses zerknisterten und zerklüfteten Mantels. Oft kommt es vor, daß die Kohle hart wird; Erscheinungen des „Arbeitens“ treten dann nicht mehr auf. Die Kohle muß wieder zum „Arbeiten“ gebracht werden, soll nicht größte Gefahr für den Eintritt eines Gebirgsschlages entstehen. Man beschleunigt dies dadurch, daß man mehrere Schüsse in der Kohle abtut; meist beobachtet man zuerst den Stoß des Schusses und einige Sekunden darauf den in harmloser Weise ausgelösten Gebirgsschlag.

Eine weitere Begleiterscheinung dieser Haushamer Gebirgsschläge sind endlich die Erdbeben. Das Erdbeben gelegentlich des Gebirgsschlages vom 21. Januar 1910 registrierte die Münchner Erdbebenwarte in einer Entfernung von etwa 55 km. Sogar schwache und unbedeutende Schläge vom 21. August 1912 und 12. Dezember 1912 wurden von der Nordsüdkomponente des Münchner Seismographen als Nahbeben aufgezeichnet.

Wir hätten demnach zu unterscheiden:

1. Der Gebirgsdruck — gleichgültig welcher Ursache — bleibt ziemlich weit unter der Druckfestigkeit der Gesteine (der Gebirgsfestigkeit), wobei weiter auseinanderzuhalten wäre:

a) etwa vorkommende weiche Gesteine werden sich je nach dem Grade ihrer Konsistenz treibend oder blähend zeigen;

b) harte, feste Gesteine werden standhaft bleiben und keinerlei Druckerscheinungen erkennen lassen.

Es gehören zu dieser Gruppe daher die meisten Gebirgsschläge, die aus Flözen, insbesondere beim Abbau bekannt geworden sind. WEITHOFER möchte diese Art von Gebirgsschlägen Pfeilerbrüche nennen.

2. Die Gebirgsspannung steht nahe der Druckfestigkeit der Gesteine (der Gebirgsfestigkeit) oder erreicht dieselbe;

a) bei weichem Gestein wird sich das Treiben und Blähen in immer verstärkterem Maße zeigen;

b) harte, spröde Gesteine werden schlagend; häufige Gebirgsschläge sind normale Erscheinung;

c) Überlastungen durch zu weit freistehendes Hangend auf zu klein gewordene Pfeiler werden sich mit ihren Wirkungen (Pfeilerbrüchen) hier entsprechend früher einstellen.

Recht wahrscheinlich ist das große Unglück auf Radbod vom Jahre 1908 primär auf einen Gebirgsschlag zurückzuführen. Die Schlagwetter in den Klüften und wahrscheinlich dem oder den Flözen wurden plötzlich in größter Menge — ähnlich wie auf Zeche Consolidation — frei.

Gasausbrüche wurden im allgemeinen fast immer getrennt von Gebirgsschlägen behandelt; nach den bisher maßgebenden Anschauungen von ARNOULD sind ihre Ursachen ausschließlich in den unter hoher Spannung in den Poren der Kohle, unter Umständen sogar in flüssigem Zustande befindlichen Grubengasen zu suchen; den Ausbrüchen der schlagenden Wetter liegen die Äußerungen zweier Agentien zugrunde: des Gebirgsdruckes und des Gasdruckes in den hiezu disponierten Flözen.

Ausbrüche von Kohlensäure gehen unter ähnlichen Erscheinungen vor sich und sind bekannt aus dem Ostwaldenburger Revier des niederschlesischen Kohlenbeckens und dem Kohlengebiet des Departements Gard in Südfrankreich¹. In Niederschlesien sind die von diesen Aus-

¹ LASKE, Der Kohlensäureausbruch auf dem Steinkohlenbergwerk Cons. Segen Gottes-Grube bei Altwasser am 7. Dez. 1910. Zeitschr. f. d. Berg-, Hütten- u. Sal.-W. im preuß. St. 59. 1911. p. 175; — Der Kohlensäureausbruch auf dem Steinkohlenbergw. Cons. Rubengrube b. Neurode am 17. Sept. 1911. Ebenda. 60. 1912. p. 74. — Festschrift zum XII. Allg. Deutschen Bergmannstag, Breslau 1913. 3. Der Waldenburg-Neuroder Industriebezirk. p. 120. Wetterwirtschaft v. Prietze. — WERNE, Vortrag bei gleichem Bergmannstag. Festschr. 6. p. 98 und Ref. v. BARTONEC, Montan. Rundsch. 1913. p. 1220. — WERNE und THIEL, Kohlensäureausbrüche beim Stein-

brüchen herbeigeführten mechanischen Wirkungen meist recht unbedeutend, nur sehr große Gasmengen — bis 5000 m — treten plötzlich auf, begleitet von Auswürfen fein zerkleinerter Kohle (bis 500 t).

Viel zerstörender zeigen sich diese Kohlensäureausbrüche in Südfrankreich, wie insbesondere aus dem von WERNE mitgeteilten Falle der Grube „Alais“ hervorgeht, wo bei Erreichung eines 18 m mächtigen Flöztes beim Schachtabteufen allein nach obertags gegen 1000 t Staubkohlen ausgeworfen worden waren; sie bedeckten 23 ha um die Schachtanlage herum und überschritten die außerordentliche Menge von 4000 t Kohle. Es wird berichtet, daß bei einer weiteren Katastrophe auf der Grube Nord d'Alais Ende November 1912, die 24 Opfer forderte, der Ausbruch „unvermutet mitten in der Arbeit ohne jede äußerliche Veranlassung und, wie angenommen wird, wahrscheinlich infolge Gebirgsschlages oder Einsturzes“ erfolgte.

Nach „Des Ingenieurs Taschenbuch“, hrsg. von Ver. Hütte, 1902, ergibt sich als Bruchbelastung für:

	kg/qcm
Granit, Syenit, Diorit	800—2000
Porphyr	1000—2600
Basalt	1000—3200
Grauwacke	500—1500
Kohlensandstein	500—1800
Keupersandstein	700—1800
Bruch- und Quadersandstein	300—1000
Kalkstein	400—2000.

Bei der Annahme von 3 kg spezifischem Gewicht — also reichlich gewählt — resultiert für je 100 m Gesteinssäule als Sohldruck derselben für den Quadratcentimeter etwa 30 kg.

1. Die meisten der in der montanistischen Literatur beschriebenen Gebirgsschläge haben mit primären Spannungen des Gebirges sehr wenig oder gar nichts zu tun; sie sind einfache Folgen des Abbaues.

2. Eine häufige Begleiterscheinung dieser Pfeilerbrüche in Kohle und der damit verbundenen plötzlichen Zermalmung größerer oder kleinerer Flözteile sind Gasausbrüche. Je nach der Menge der ausgeworfenen Kohle und je nach ihrem Gasgehalt sind diese Gasausbrüche sehr verschieden heftig.

3. Zeigen sich Gebirgsspannungen, gekennzeichnet durch Zerknisterung des anstehenden Gesteins, durch Hereinwerfen von abgesprengten Gesteins-

kohlenbergbau in Niederschlesien, Südfrankreich und Mähr.-Ostrau. Zeitschr. f. d. Berg-, Hütten- u. Sal.-W. im preuß. St. 1914. 62. p. 1. Die Kohlensäure ist nach ihnen überall juvenilen Ursprungs — worauf durch G. THIEL allein, „Glückauf“, Essen 1914, p. 251, schon eingehend hingewiesen wird — und lokal in die Kohle eingepreßt; sie wird durch Erschütterungen verschiedenen Ursprungs befreit.

schalen, von Gesteins- oder Kohlentrümmern verschiedener Größe beim Vortrieb von Strecken oder Querschlägen ins unverritzte Feld, so handelt es sich im Gegensatze zu den Pfeilerbrüchen um primären Gebirgsdruck, der wieder auf verschiedene Ursachen zurückgeführt werden kann, und zwar auf solche tektonischer Natur, auf den Schwere- druck überlastender Gebirgsmassen, auf molekulare Veränderungen chemisch-petrographischer Natur, auf physikalische Vorgänge u. dgl.

Ist dieser Druck gering, so kann er sich bei festem Gestein nicht äußern, bei weicherem höchstens durch „Blähen“ oder „Treiben“. Ist er sehr stark, wird dieses Blähen und Treiben milder Gebirgsschichten immer energischer. Feste, spröde Gesteine können bei Annäherung an ihre Belastungsgrenze „schlagend“, bei Überschreitung derselben explosionsartig zertrümmert werden.

Über den Zusammenhang zwischen Erdbeben und Schlagwetterkatastrophen.

„Aus den vorstehenden Untersuchungen hat sich nach MINTROP ergeben, daß zwischen Erdbeben und Schlagwetterexplosionen kein Zusammenhang besteht. Die Erscheinung, daß Erdbeben und Schlagwetterexplosionen vielfach zeitlich annähernd zusammenfallen, ist ganz zufällig und nicht häufiger, als nach der Wahrscheinlichkeit des gleichzeitigen Eintrittes zweier voneinander unabhängiger Erscheinungen erwartet werden kann. Ebenso hat sich kein Einfluß der Bodenuruhe (mikroseismische Unruhe) ergeben. Auf die Häufigkeit der Unfälle durch Stein- und Kohlenfall sind Erdbeben und Bodenuruhe im niederrheinisch-westfälischen Steinkohlenbezirk ebenfalls ohne nachweisbaren Einfluß.“

Desgleichen teilt Prof. Dr. GEORG VON DEM BORNE, der Leiter der Erdbebenwarte von Krietern bei Breslau, in der Schles. Zeitg. vom 13. Februar 1914 mit, daß seine Erdbebendiagramme vom Jahre 1908—1911 bezüglich eines Zusammenhanges „ein völlig verneinendes Ergebnis“ hatten. „Die wenigen Fälle eines Zusammentreffens von Erdbeben und Aufflammungen, die tatsächlich vorkommen, stellen sich in völlig zweifelloser Weise als Zufälle dar, wie sie nach den Regeln der Wahrscheinlichkeitsrechnung von vornherein zu erwarten waren.“

Wir dürfen schließen: Seismische Vorgänge üben bei uns einen nachweisbaren Einfluß auf Schlagwetteraufflammungen nicht aus. Ein seismischer Warnungsdienst zur Bekämpfung der Schlagwettergefahr ist deshalb zwecklos“.

Frech.

Petrographie.

Experimentelle Petrographie.

H. E. Boeke: Grundlagen der physikalisch-chemischen Petrographie. 428 p. 168 Textfig. 2 Taf. Berlin 1915.

Zur Lösung der Probleme der Petrogenese waren bislang deduktive und analytische Methoden die ausschlaggebenden. Das Studium der fertig gebildeten Gesteinsarten sollte Aufschluß geben über ihre Entstehungs- und Umbildungsgeschichte. Gewiß waren scheinbar jene Methoden umfassendere, jedenfalls einfachere, als die seit den letzten Jahren sich so kräftig entwickelnden induktiven Methoden der experimentellen Synthese auf diesem Gebiete. Wie bei anderen naturwissenschaftlichen Disziplinen werden nun auch hier jene Methoden vom Experiment überholt. Haftet doch jenen häufig der Nachteil der Unkontrollierbarkeit an, während diese langsam zwar, von einer gesicherten Tatsache zur andern fortschreiten. Wie weit sie aber schon in verhältnismäßig kurzer Zeit vorgedrungen sind, beweist deutlich das vorliegende ausgezeichnete Werk von H. E. BOEKE. Besonders den Petrographen, die dieser Forschungsrichtung fernere stehen, wird seine Lektüre zeigen, welche breite Grundlage existiert zum weiteren Aufbau der physikalisch-chemischen Petrographie und auch wie die Lösungen scheinbar abliegender Fragen nur eine Stufe darstellen zur leichteren Bewältigung der so komplizierten petrogenetischen Probleme. Vergessen werden darf nicht, daß viele Probleme praktisch noch nicht in Angriff genommen sind. Bis einmal das gesamte im Laufe eines Jahrhunderts aufgesammelte Tatsachenmaterial petrographischer Untersuchungen verarbeitet wird, ist noch viel Arbeit zu leisten.

Der Leitgedanke des vorliegenden Buches ist, das Magma bei seiner Abkühlung und bei der allmählichen Änderung seiner Erstarrungsprodukte zu verfolgen. So gliedert sich der Inhalt in folgende Kapitel:

- A. Magmatische Gesteinsbildung.
- B. Die Gase im Magma.
- C. Die pegmatitische, pyrohydatogene und hydrothermale Phase der Magmenerstarrung.
- D. Die Verwitterung. Grundzüge der Kolloidmineralogie.
- E. Sedimente.
- F. Metamorphose der Gesteine.

Nur in großen Zügen kann Ref. auf diese einzelnen Kapitel eingehen. Die vielen Zitate machen das Buch zu einem wertvollen Nachschlagewerk.

In einer Einleitung werden homogene und heterogene Gleichgewichte besprochen. Erstere, die nur in einphasigen Systemen auftreten, sind, soweit es sich um petrogenetische Probleme handelt, verhältnismäßig wenig untersucht. Für die heterogenen Gleichgewichte gibt die Phasenregel ein Klassifikationsprinzip und dient als Leitlinie zur Erforschung stabiler

Gleichgewichtszustände. Diese zu ermitteln, ist aber ein Haupterfordernis, um Abweichungen von der Gleichgewichtslage beurteilen zu können.

A. Magmatische Gesteinsbildung.

Ein erstes Erfordernis der synthetischen Versuche ist die Bestimmung der Schmelztemperatur von Mineralien. An natürlichen Produkten werden sie zweckmäßig nur im Notfall ermittelt, da meist schwer zu kontrollierende Verunreinigungen vorliegen. Bei der Herstellung künstlicher Stoffe ist Sorge für Reinheit und Homogenität zu treffen. Durch Abschrecken von verschiedenen Erhitzungsstufen, durch kontinuierliche optische Beobachtung während langsamen Erhitzens oder Abkühlens, schließlich durch die thermischen Methoden der Erhitzungs- und Abkühlungskurven ergeben sich Wege zur Bestimmung von Schmelztemperaturen, die je nach der Art des Stoffes gewählt werden müssen.

Es folgt eine kurze Übersicht über die Arten der Temperaturmessung, insbesondere bei hohen Temperaturen, sowie über deren Erzeugung im Laboratorium.

Petrogenetisch wichtig ist der Einfluß des Drucks auf die Schmelztemperatur. Gleichförmiger Druck wirkt gemäß der Gleichung von CLAUSIUS und CLAPEYRON erhöhend oder erniedrigend ein bei positiver Wärmetönung je nach der Art der Volumänderung bei der Kristallisation. Meist tritt Erhöhung ein, da $V_{fl} - V_{krist}$ positiv ist. Der Druckeinfluß ist indessen nicht sehr beträchtlich, 10—40° für 1000 Atm. Wichtiger ist die Frage nach dem Auftreten eines Maximums der Schmelztemperaturdruckkurven. — Weit stärker ist der Einfluß ungleichförmigen Drucks, der stets erniedrigend wirkt. Doch fehlen noch Versuche an Gesteinen und Mineralkörpern. Schließlich wird hingewiesen auf die Trägheit der Gleichgewichtseinstellung beim Schmelzen von Silikaten, sowie auf den Einfluß der Kernbildung und der Kristallisationsgeschwindigkeit.

Die inneren Eigenschaften der homogenen silikatischen Systeme sind nur wenig studiert. Es ist daher lehrreich, in den Kapiteln über innere Reibung, Diffusion, Oberflächenspannung, elektrische Leitfähigkeit, galvanische Polarisation Methoden kennen zu lernen, die bei Erforschung des Molekularzustandes der Schmelzen wertvoll werden können.

Zur Bestimmung des Einflusses der Schwerkraft auf die Kristallisationsdifferentiation sind Messung der Dichte notwendig, die bis zu den höchsten Temperaturen ausgedehnt werden müßten. Ein Anfang ist hier schon gemacht.

Ebenso wichtig wie die Bestimmung von Schmelztemperaturen sind die Ermittlungen der Übergangstemperaturen polymorpher Modifikationen. Einmal wird durch solche Vorgänge und die mit ihnen verknüpften Erscheinungen Licht geworfen auf den inneren Zustand der Kristalle, dann läßt die Kenntnis der die Umwandlung bedingenden Faktoren Schlüsse ziehen auf die Bildungsverhältnisse von Gesteinen. Erinnerung werde an die Polymorphie von Quarz. Wichtig sind die Regeln zur Erkennung von monotropen und pseudomonotropen Stoffen an der Art der Wärmetönung bei der Umwandlung.

Die Bestimmung der Übergangstemperaturen erfolgt in analoger Weise wie bei Schmelzpunkten. Da es häufig möglich ist, beide oder mehrere Modifikationen nebeneinander bestandfähig zu erhalten, so können Identitätsmethoden benutzt werden. So könnte die Herstellung galvanischer Ketten Aufschluß geben über die Stabilitätsbeziehung der Titan-dioxyde.

Druck beeinflußt das Gleichgewicht zwischen zwei kristallinen Modifikationen. Von den wenigen bekannten Systemen werden die des Schwefels und Wassers ausführlich besprochen.

Mit einem Hinweis auf die genetische Bedeutung der Umwandelungsvorgänge schließt das Kapitel über diesen Gegenstand.

Die kalorischen Eigenschaften der Minerale sind aus mehreren Gründen wichtig. Bildungs- und Reaktionswärmen direkt zu bestimmen war bisher bei Silikatschmelzen unmöglich. Es eröffnet sich aber ein Weg, wenn man bekannte thermochemische Gesetze zu Hilfe nimmt. Insbesondere wird das Wärmethorem von W. NERNST auch für die Petrographie leitend werden, da es Gleichgewichtsfaktoren zu berechnen gestattet aus Größen der Reaktionswärmen und spezifischen Wärmen, die auch bei Silikaten leicht zugänglich sind.

Nach einer kurzen Erläuterung der Gesetze der Gefrierpunkts-erniedrigung durch Hinzufügen einer zweiten Komponente zum Schmelzfluß nach den VAN'T HOFF'schen Formeln werden Berechnungen solcher Größen für Feldspate gegeben und die Methoden der Molekulargewichtsbestimmung auf diesem Wege klargelegt. Dann geht Verf. über auf die ausführliche Besprechung der Erstarrungsschemate zweier Stoffe, in denen keine kongruent und inkongruent schmelzenden Verbindungen auftreten. Als petrographisch besonders wichtig für eine mögliche natürliche Systematik der Gesteine wird die Bedeutung der eutektischen Konzentration besprochen. Erst sichere synthetische Experimente vermögen hier Aufschluß zu geben.

Übereinstimmende chemische Zusammensetzung, übereinstimmende Kristallform und Fähigkeit zur Mischkristallbildung kennzeichnen isomorphe Körper, doch ist der Begriff nicht streng zu definieren. Physikalisch-chemisch ist am eingehendsten die Mischkristallbildung verfolgt, und besonders ihre Abhängigkeit von der Temperatur studiert. So nehmen die ROOZEBOOM'schen Diagrammtypen einen breiten Raum ein. Auch Isodimorphie ist nach ihnen leicht zu klassifizieren. Wichtig ist der Hinweis, daß die physikalischen Eigenschaften sich kontinuierlich in Mischkristallen ändern, bisweilen nach annähernd linearen Funktionen, wie z. B. die Dichte; die meisten der anderen Eigenschaften sind durch Kurven darstellbar (Härte, elektrische Leitfähigkeit).

Polymorphe Zustandsänderungen in Gemengen und in Mischkristallen werden diskutiert, Entmischungsvorgänge in der flüssigen Phase und in der kristallisierten kurz besprochen.

Infolge der größeren Mannigfaltigkeit ist die Behandlung der Dreistoffsysteme eine breitere. Auf Einzelheiten kann im Ref. nicht eingegangen

werden. Vierstoffsysteme werden nur kurz gestreift. Für weiteres Studium werden viele Zitate gegeben.

Sehr wesentlich sind die, wenn auch nur kurzen Ausführungen über Mehrstoffsysteme. Gerade bei Gesteinen handelt es sich meist um mehr als 3 Komponenten. Es ist nun wichtig, bei ihrem Studium Vereinfachungen einzuführen. Man hätte erstens nur die Hauptbestandteile zu berücksichtigen, isomorphe Komplexe könnten als je ein Bestandteil aufgefaßt werden. Zweitens könnte man die Varianz eines Systems verringern durch zweckmäßige Voraussetzung von Sättigung für einen Bestandteil, für Granit z. B. Sättigung an Quarz. Drittens kann man sich bei der Bearbeitung auf Bestimmungen der Komponenten beschränken, und die Kristallisationserscheinungen der einzelnen isolierten Oxyde, z. B. CaO , Al_2O_3 vernachlässigen. Besonders beachtenswert erscheint dem Ref. der Hinweis auf einen unzuweckmäßigen Gebrauch des Wortes Magma. Granitmagma oder Gabbromagma wird häufig gebraucht, um flüssigen Granit oder Gabbro zu bezeichnen. Indessen wird sich in manchen Fällen herausstellen, daß keineswegs ein solches geschmolzenes Magma durch Erkalten wieder Granit oder Gabbro liefert. Nur wenn es eine kongruente Schmelze darstellt, ist das der Fall.

Dienten die oben besprochenen Kapitel mehr zur Einführung in die Methoden und legten sie hauptsächlich Prinzipielles dar, so folgen jetzt ausführliche Daten über das vorhandene reiche Tatsachenmaterial. Es sei die Kapitelübersicht wiedergegeben: 1. Quarz und Verwandte, 2. Feldspatgruppe, 3. Feldspatvertreter, 4. Glimmergruppe, 5. Augit-Hornblende-Gruppe, 6. Olivin, 7. Granatgruppe, 8. Oxyde, 9. Sulfide, 10. Apatit, 11. Titanate, 12. Elemente — Meteoreisen. Es geht aus ihr hervor, daß auch schon kompliziertere Minerale näher untersucht sind. Die Lektüre dieses Teils ist sehr lohnend durch die eingehenden Besprechungen einzelner Arbeiten und wertvoll durch viele Hinweise und Anregungen.

B. Die Gase des Magmas.

Die Natur der flüchtigen Bestandteile des Magmas ist zwar größtenteils erkannt, besonders seit es DAY und SHEPHERD gelang, Gasexhalationen des Lavasees Halemaumau unmittelbar aufzufangen. Doch sind Versuche über die Gaslöslichkeit im Magma und die Gasgleichgewichte äußerst spärlich, so daß man hier zunächst nur auf theoretische Überlegungen fußen muß. Diese werden dementsprechend ausführlich behandelt.

C. Die pegmatitische, pyrohydatogene und hydrothermale Phase der Magmaerstarrung.

In letzter Zeit sind die hierher gehörigen Fragen häufig diskutiert worden, die Zusammenstellung gibt ein vortreffliches Bild, wie weit jene Probleme bisher gelöst wurden. Zunächst werden die Eigenschaften des Wassers bei hoher Temperatur besprochen. Es folgt dann die Darstellung der für flüchtige Komponenten in Frage kommenden Temperatur-Druck-Konzentrationschemate bei 2 und 3 Stoffen. Erläutert werden sie an passenden Beispielen, die allerdings meist nicht aus dem Bereich petrographischer Forschung entnommen wurden.

Die bisherigen petrogenetischen Versuche können nur als Vorversuche betrachtet werden. Verhältnismäßig ausführlich, allerdings als kondensierte Systeme, sind die sulfidischen Erzminerale (Lamprite) untersucht worden.

Für die hydrothermalen Synthesen spielt die Löslichkeit der Minerale bei höheren Temperaturen und variablen Drucken eine wesentliche Rolle.

Den Zeolithen wird ein besonderes Kapitel gewidmet.

D. Die Verwitterung. Grundzüge der Kolloidmineralogie.

Der Untertitel sagt, was in diesem Abschnitt besonders hervortritt. Es existiert noch ein „chaotischer Zustand“ unserer Kenntnisse über Verwitterung. Als Leitlinie müssen die Gesetze der Kolloidchemie angesehen werden, sobald es sich um chemische Verwitterung handelt.

E. Sedimente.

Bei der Erforschung der Bildung von Ausscheidungssedimenten spielen Wachsen und Auflösen von Kristallen eine Rolle. Ausführlich werden besprochen Versuche zur Dolomitbildung. Als ein weitgehend und vorbildlich bearbeitetes Gebiet werden die Salzlager behandelt. Die auf ihre Entstehung bezüglichen Arbeiten zeigen, daß hier beinahe sämtliche Methoden und Theorien der physikalisch-chemischen Petrographie angewandt worden sind.

F. Metamorphose der Gesteine.

Die Faktoren der Gesteinsmetamorphose sind Druck, Temperatur und Stofftransport. Ihr physikalisch-chemisches Studium ist schwierig, da in der Gesteinswelt sich Gleichgewichtszustände meist nicht ausgebildet haben. Diese müssen aber zunächst synthetisch aufgesucht werden. Immerhin ist erwünscht, wenn eine statistische Untersuchung erst einmal Ordnung in die zahlreichen Einzelbeobachtungen bringt.

Der Stofftransport erfolgt durch Fließen, Diffusion, Kapillarität. Die Thermometamorphose von Kalk und Dolomit, die auf einigermaßen festen Grundlagen ruht, sowie die praktisch nur statistisch und theoretisch verfolgte der Gesteinsserien zwischen Kalk, Dolomit und Tonschiefern, Sand geben Anregung zu weiteren derartigen Versuchen. Es sind dies erste Anfänge zu einer exakten Behandlung des verwickelten Problems der kristallinen Schiefer.

Ref. möchte diese kurze Zusammenstellung nicht schließen ohne nochmaligen Hinweis auf den reichen Inhalt der einzelnen Kapitel an neuen Fragestellungen. Eine Forschungsrichtung besitzt nur dann Lebenskraft, wenn sie neue Probleme aufdeckt und Mittel zu ihrer Erforschung gibt. Nach der Fülle, die nicht nur dem Fachmann, auch dem Physiker und Chemiker hier dargeboten wird, zu deren Erforschung sich so mannigfache Wege öffnen, darf die physikalisch-chemische Petrographie zu den ganz besonders fruchtbaren Forschungsgebieten gezählt werden.

R. Nacken.

Europa.

b) Rußland.

L. Duparc et M. Wunder: Sur les serpentines du Krevet-Salatim (Oural du Nord). (Compt. rend. 152. 883—885. 1911.)

Im nördlichen Ural treten, einige Kilometer östlich der Wasserscheide der europäischen und der asiatischen Ströme, zwischen den Oberläufen des Wijai und der Toschemka serpentinische Gesteine auf, die sich von N nach S über 30 km weit hinziehen; sie bilden im N den Krevet-Salatim, der z. T. die Vegetationsgrenze überschreitet. Im W stehen diese Gesteine in Kontakt mit kristallinen Schiefen, im O mit basischen metamorphen Schiefen und mit ziemlich sauren epidotreichen Gesteinen (Granite und Gneise v. FEODOROFF).

Es sind mehr oder weniger serpentinierte Dunite (I) und Harzburgite (II), die oft Blöcke von metamorphosiertem Kalkstein (III) einschließen. Die typischen Dunite des Krevet-Salatim unterscheiden sich von dem Pt-führenden Dunit durch die Ersetzung von Picotit durch Chromit. Der Kalksilikathornfels führt Granat mit etwas Chlorit und Zoisit.

	I.	II.	III.
SiO ₂	35,70	38,00	32,06
TiO ₂	0,21	—	1,89
Al ₂ O ₃	0,75	1,33	11,64
Cr ₂ O ₃	0,58	0,21	—
Fe ₂ O ₃	4,29	3,05	10,14
FeO	5,38	4,46	7,48
MnO	0,26	0,23	0,43
MgO	43,34	41,42	10,79
CaO	—	—	19,57
Glühverl.	9,35	11,18	5,89
Sa.	99,86	100,38	99,89

Johnsen.

c) Deutsches Reich.

1. M. Bauer: Vorläufiger Bericht über weitere Untersuchungen im niederhessischen Basaltgebiet. (Sitzungsber. preuß. Akad. d. Wiss., physik.-math. Kl. 1903. 992—996.)

2. A. Schwantke: Die neueren Untersuchungen der hessischen Basalte. (Ber. d. Niederrhein. geol. Ver. 1907. 2. Hälfte. 41—54.)

3. O. Lang: Zur Kenntnis der Verbreitung niederhessischer Basaltvarietäten. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. für 1905. 26. Berlin 1906. 272 ff.)

4. **M. Bauer:** Vorläufige Mitteilung über die Eruptivgesteine am Westrande des niederhessischen Basaltgebiets nördlich von der Eder. (Sitzungsber. preuß. Akad. d. Wiss., physik.-math. Kl. 1910. 990—995.)

5. **L. Hezel:** Die nordöstlichsten Ausläufer hessischer Eruptivgesteine westlich der Chaussee Trendelburg—Hofgeismar—Nd.-Meiser—Dörnberg. Inaug.-Dissert. Marburg 1912. 62 p. 1 Karte.

6. **F. Bender:** Die Basalte des Stifts- und Kaufungerwaldes zwischen Werra und Fulda mit Einschluß der Hünenburg bei Eiterhagen. Inaug.-Dissert. Marburg 1911. 33 p. 1 Karte.

7. **W. Stier:** Petrographische Beschreibung der Basalte der Gegend von Wetzlar und Weilburg. Inaug.-Dissert. Marburg 1914. 33 p. 1 Karte.

8. **K. Guyot:** Der Dolerit des Hohen Berges bei Homberg a. d. Ohm. Inaug.-Dissert. Marburg 1915. 42 p. 5 Taf.

1. In dies. Jahrb. 1901. II. - 386 - wurde über eine erste Abhandlung von M. BAUER referiert, die einen zusammenfassenden Überblick über die bis dahin erzielten Ergebnisse der vom Verf. eingeleiteten Untersuchung der niederhessischen Basalte gab. Die zugrunde liegenden Einzeluntersuchungen aus diesem Gebiete enthalten auch die Arbeiten von W. SCHULTZ (dies. Jahrb. Beil.-Bd. XVI. 1902. 241 ff.; Dissert. Marburg 1902) und von C. TRENZEN (dies. Jahrb. 1902. II. 1 ff.; Dissert. Marburg 1912). In einer zweiten Mitteilung (oben No. 1) wird von M. BAUER über die weitere Fortsetzung der Basaltuntersuchungen berichtet, deren Einzelheiten weiterhin in den Arbeiten von O. REUBER (dies. Jahrb. Beil.-Bd. XIX. 1904. 503 ff.; Dissert. Marburg 1904) und FR. WAITZ VON ESCHEN (Dissert. Marburg 1906; Ref. dies. Jahrb. 1907. II. - 403 -) mitgeteilt sind.

2. Einen zusammenfassenden Überblick über die Untersuchungen der hessischen Basalte bis zu dieser Zeit gibt auch der oben unter No. 2 genannte Vortrag des Ref. (vergl. dazu auch dessen Arbeiten Centralbl. f. Min. etc. 1910. 673 ff., dies. Jahrb. Beil.-Bd. XXXIX. 1914. 531 ff.), in dem auch die anderen vorliegenden Untersuchungen hessischer Basalte berücksichtigt sind.

3. Von diesen ist hier insbesondere die oben unter No. 3 genannte Arbeit von O. LANG zu erwähnen, da sie dasselbe Gebiet behandelt, das auch den von Marburg ausgehenden Arbeiten zugrunde liegt. Es soll hier zur Ergänzung darauf hingewiesen sein. Ein ausführliches Referat wäre ohne Diskussion der beiderseitigen Arbeiten, die nebeneinander hergehen, ohne sich gegenseitig zu berücksichtigen und daher vielfach zu abweichenden Resultaten gelangen, nicht möglich, und es kann auch unterbleiben, da die zugrunde liegenden Basalte gegenwärtig gelegentlich der fortgesetzten geologischen Aufnahmen der Landesanstalt von W. SCHULTZ neu bearbeitet werden.

4. Die oben unter No. 4 genannte Abhandlung von M. BAUER gibt einen dritten Bericht über die weiteren Basaltuntersuchungen. Die bis-

herigen Arbeiten über die Basalte südlich der Eder fanden eine Ergänzung durch die Untersuchung der westlichsten Ausläufer der Gegend zwischen Borken und Neustadt, deren Einzelheiten in der Arbeit von H. WIEGEL (dies. Jahrb. Beil.-Bd. XXIII. 1907. 345 ff.; Dissert. Marburg 1907) mitgeteilt sind. Ferner wurden nun auch die Basalte der Gegend von Fritzlar nördlich der Eder durch K. HEYKES (dies. Jahrb. Beil.-Bd. XXXI. 1910. 269 ff.; Dissert. Marburg 1910) bearbeitet.

Ein zusammenfassender Bericht über die weiteren Untersuchungen der im Norden sich hieran anschließenden Basalte durch M. BAUER steht noch aus. Die Einzeluntersuchungen sind z. T. bereits in diesem Jahrbuch mitgeteilt. Es sind dies die Basalte des Langen Berges (R. BERNGES, dies. Jahrb. Beil.-Bd. XXXI. 1911. 610 ff.; Dissert. Marburg 1911), des Habichtswaldes (K. SCHLOSSMACHER, dies. Jahrb. Beil.-Bd. XXXI. 1911. 641 ff.; Dissert. Marburg 1911) und des Reinhardswaldes (K. APEL, dies. Jahrb. Beil.-Bd. XXXVIII. 1914; Dissert. Marburg 1914).

5. An die eben genannten Arbeiten schließen sich die oben unter No. 5 und 6 genannten Marburger Dissertationen an. Die Arbeit von L. HEZEL behandelt das Gebiet der nördlichen Fortsetzung der Arbeit von K. HEYKES, etwa östlich der Linie Wolfhagen—Naumburg. Ebenso wie dort wurden beobachtet: Melilith-Nephelinbasalt (Hoher Berg bei Bühne, Westberg bei Hofgeismar), Leucit-Nephelinbasalt (Kuppe nordöstl. von Herlinghausen, Spiegelsberg bei Borgholz sowie am Heuberg, Wattberg und Rosenberg westlich von Hofgeismar), Nephelinbasalt (Isthaberg bei Isthä und seine Fortsetzung bei Philippinenburg, Igelsbett bei Ober-Listingen) und Limburgit (westlich Philippinental; Borneberg bei Wolfhagen; Gudenberg, Bärenberg, Katzenstein bei Zierenberg; Rohrberg, Klausberg, Sellberg, Katzenstein bei Bodenhausen; Busenberg und am Dorfe bei Burghasungen, Lammesberg bei Volkmassen, westlich Breuna, Warte bei Calenberg, Eckenstein und Kuppe gegenüber dem Dörenberg bei Daseburg, Cülter Berg bei Cülte, Escheberg bei Escheberg, Steinberg bei Breuna, Tannenkuppe bei Ober-Elsungen). Hierzu treten noch: Nephelin-Noseanbasalt (nordöstl. des Isthaberges bei Isthä, Habichtstein bei Bodenhausen, Hüssenberg bei Eissen), Leucitbasalt (Bärenberg und Katzenstein bei Zierenberg; südlich der Hängen bei Wettelingen). Endlich treten noch hinzu gewisse Feldspatbasalte, deren Feldspat z. T. als Orthoklas angesehen wird und die danach wie bei R. BERNGES und K. SCHLOSSMACHER unterschieden werden als shonkinitischer Trachydolerit mit dem Feldspat als Füllmasse (Isthaberg bei Wolfhagen, Bärenberg bei Zierenberg) und — der verbreitetste Basalt des Gebietes — basaltoider Trachydolerit (Isthaberg bei Isthä, Helfenberg bei Wolfhagen, Festberg bei Altenhasungen; Bärenberg, Gudenberg, Katzenstein, Wichmannsbühl, Rohrberg, Klausberg bei Zierenberg; nordwestlich vom Busenberg bei Wenigenhasungen, Habichtstein bei Bodenhausen, Warte bei Zierenberg, Hängen bei Listingen, Filz bei Nothfelden, Falkenberg und Spielberg bei Escheberg, Hübel bei Ehringen, Weißholz bei Lütgeneder, Frauenberg bei Nieder-Elsungen, Wiesberg und Desenberg bei Warburg,

Malsburg bei Laar, Braunsberg bei Breuna, Deiselberg bei Trendelburg, Schöneberg bei Hofgeismar). Auch Reste von Basalttuff sind noch vielfach vorhanden (Isthaberg bei Istha, Festberg bei Altenhasungen; Bärenberg, Gudenberg, Katzenstein, Wichmannsbühl und Sellberg bei Zierenberg; Habichtstein bei Bodenhausen, Warte bei Zierenberg, Tannenkopf bei Lütgeneder, Hübel bei Ehringen, Frauenberg bei Nieder-Elsungen; südöstlich des Hängen bei Wettelingen, Tannenkuppe bei Ober-Elsungen).

6. Während sich das Gebiet der eben besprochenen Arbeit als direkte Fortsetzung an die anderen Gebiete anschließt, behandelt die Dissertation von F. BENDER das im Süden von Kassel östlich der Fulda gelegene Basaltgebiet des Stifts- und Kaufunger Waldes, das etwa die nordöstliche Fortsetzung der von FR. WAITZ von ESCHEN beschriebenen Basalte bildet und seine Fortsetzung in den Basalten bei Großalmerode und im Meißner findet. Auch in bezug auf die geringe Mannigfaltigkeit der auftretenden Basaltarten gegenüber den Basalten nördlich der Eder schließt sich dieses Gebiet an die Basalte südlich der Eder an. Es werden hier ganz wie in den früheren Arbeiten die Dolerite im Sinne von STRENG und SANDBERGER von den Feldspatbasalten unterschieden und auf der Karte noch als feinkörnige und grobkörnige Dolerite mit besonderer Farbe ausgeschieden. Der feinkörnige Dolerit ist das verbreitetste Gestein. Wegen eines geringen Gehaltes an Orthoklas wurden von den Doleriten noch im Sinne der vorhergehenden Arbeiten die basaltoiden Trachydolerite abgetrennt, während andererseits auch unter den Doleriten ein nicht idiomorpher und unverzwillingter Feldspat vorkommt, der in den anderen Arbeiten als Füllmasse den Charakter der shonkinitischen Trachydolerite ausmacht, der aber hier durch die Bestimmung der Lichtbrechung als Plagioklas erkannt wurde. Untergeordnet sind (bei Albshausen) typische Limburgite vorhanden. Die einzelnen Basalte werden nach der Reihe der Vorkommen besprochen. Die Hauptgebiete sind die Gegend des Stellbergs und Triesch bei Wattenbach und des Belgerkopfes und Bilsteins westlich von Helsa. Ein Nachteil dieses Gebietes ist das vielfache Fehlen guter Aufschlüsse, die oberflächlich den geologischen Zusammenhang der auftretenden Basalte erkennen lassen könnten. In dieser Beziehung wurde nur auf die älteren Aufnahmen der geologischen Landesanstalt durch UTHEMANN zurückgegriffen. Danach hat man am Stellberg einen intrusiven Basalt und einen Deckenbasalt zu unterscheiden. Der erstere ist ein feinkörniger Dolerit, der letztere ein Feldspatbasalt, der am Küchelkorb als basaltoider Trachydolerit und am Schorn als grobkörniger Dolerit ähnlich dem Gestein des Meißners mit dem oben erwähnten füllmasseartigen Plagioklas ausgebildet ist. Östlich von Wattenbach war die Unterscheidung von Deckenbasalt und Intrusivbasalt nicht deutlich durchzuführen. Das Gestein im Norden am Trieschkopf ist ein Feldspatbasalt, die anderen Basalte feinkörniger Dolerit. Vielleicht handelt es sich auch um mehrere Deckenergüsse übereinander. Die südlichste Partie ist ein grobkörniger Dolerit ähnlich dem am Schorn. Ebenso wenig geklärt sind die Lagerungsverhältnisse am Belgerkopf. Es werden unterschieden der Dachbasalt des

Großen und Kleinen Belgerkopfes, ein grobkörniger diabasartiger Dolerit und ein unterer Basalt, ein feinkörniger Dolerit, dem die im Süden und Westen den Belgerkopf umrahmenden Vorkommen zugehören. Eine kleine Kuppe im Norden ist ein Feldspatbasalt. Im Vorkommen bei Helsa ist der obere Basalt des Bilsteins von dem unteren Basalt des Michelskopfes zu unterscheiden. Beide sind feinkörnige Dolerite. Am Westgipfel des Bilsteins tritt „als Reste eines älteren Ergusses“ ein Säulenbasalt auf, der ein Feldspatbasalt ist mit knäuelförmigen Augitverwachsungen ähnlich dem von W. SCHULTZ beschriebenen Hügelskopftypus. Außer diesen beiden Basaltgebieten werden noch beschrieben: Der Hüsenberg bei Eiterhagen (feinkörniger Dolerit), der Schloßberg bei Günsterode (basaltoider Trachydolerit), die früher von MOESTA nicht beschriebenen Basalte vom Bilstein (feinkörniger Dolerit), Hesselbühl (basaltoider Trachydolerit) und auf dem Klotz bei Großalmerode, ferner die Basalte der westlichen Vorberge des Kaufungerwaldes in der Nähe von Kassel, der Kleine Staufenberg bei Lutterberg und der Große Staufenberg bei Sichelstein, beides Dolerite; der grobkörnige Dolerit des Großen und der feinkörnige Dolerit des Kleinen Steinberges nördlich von Escherode. Südlich von letzterem wurde beim Graben in 3 m Tiefe ein Feldspatbasalt angetroffen.

Mit den genannten Arbeiten und der Dissertation von A. BERNS über die Tuffe des Habichtswaldes, Centralbl. f. Min. etc. 1915. 483. 517, ist die Untersuchung der nördlichen hessischen Basalte abgeschlossen. Ein weiteres Basaltgebiet der Provinz Hessen-Nassau am südlichen Vogelsberg ist durch die Dissertation von H. PFISTERER (dies. Jahrb. Beil.-Bd. XL. 1915. 1 ff.; Dissert. Marburg 1915) behandelt.

7. Die oben unter No. 7 genannte Arbeit von W. STIER behandelt in ähnlicher Weise die Basalte der Gegend von Wetzlar und Weilburg. Die Beschreibung erfolgt nach 4 Gebieten: I. die Basalte der Gegend von Wetzlar, II. die Basalte von Greifenstein bei Mengerskirchen, III. die Basalte nordwestlich von Weilburg, IV. die Basalte nördlich von Runkel, östlich von Hadamar. Die meisten Basalte sind Feldspatbasalte (I. Spitzenberg bei Dudenhofen, Kalsmunt bei Wetzlar, Schloß Braunfels; II. Dianaburg bei Greifenstein, Greifenstein, Straubersberg bei Greifenstein, nordöstlich von Beilstein, Schmalburg bei Beilstein, Reiflingsberg und Rasenberg bei Rodenroth, zwischen Rasenberg und Schmalburg, Nillkopf und Heidenkopf bei Arborn, Gipfel gegenüber dem Galgenkopf bei Mengerskirchen, zwischen Mengerskirchen und dem Seeweier; III. Füllburg, Kirschenkopf, Ziegenberg, Merenberg, Höhbürg bei Merenberg, Hinterster Kopf, Vorderster Kopf, Saalweidenkopf, Gipfel des Herrmannskopfes, Hohenstein bei Hasselbach, Steinbühl bei Weilburg; IV. Beselich bei Ober tiefenbach, Großer Berg bei Ahlbach, Spitzenberg zwischen Steinbach und Hintermeilingen, Burg bei Oberzeuzheim, Heidenhäuschen bei Hangenmeilingen, Steinkopf bei Ellar, Fussingen). An einigen findet sich Nephelinbasanit (III. Steinbüchl bei Merenberg, Nordabhang der Höhbürg bei Merenberg, Roter Ropf; IV. Kissel bei Oberweyer, Umgebung des Dorfes Steinbach). Das Gestein des Stoppelberges bei Wetzlar ist ein Leucit-

Nephelinbasalt, das Gestein des Gipfels ein reiner Nephelinbasalt. Bei Waldernbach (II.) fand sich ein Hornblendebasalt mit „einem dem Orthoklas ähnlichen Feldspat“. Am Galgenberge bei Hadamar ein typischer Dolerit. Von den Feldspatbasalten werden noch abgetrennt glasreiche Basalte, die dem Limburgit nahestehen, aber stets etwas Plagioklas enthalten. „Trachydolerite wurden nicht beobachtet; es findet sich aber unter den Feldspatbasalten (II. Gipfel „Wald“ bei Odersberg, Galgenkopf und Seeweiher bei Mengerskirchen; III. Pilsberg und Höhburg bei Merenberg, Nordostabhang des Herrmannskopfes; IV. Beselich bei Obertiefenbach, Honigberg bei Hintermeilingen) ein ganz charakteristischer Typus, der bis zu einem gewissen Grade an die Trachydolerite erinnert, indem eine jüngere Generation von Feldspat in der Grundmasse als nichtidiomorphe Füllmasse auftritt, die keine polysynthetische Zwillingsbildung, sondern nur einfache Zwillingsbildung erkennen läßt, und dadurch dem Orthoklas sehr ähnelt. Durch den Versuch mit der BECKE'schen Linie kann man jedoch diesen Feldspat durch die Lichtbrechung stärker als Kanadabalsam als Plagioklas erkennen. Auch das vielfach beobachtete Vorkommen eines grünen Kernes von Ägirinaugit in den Augiteinsprenglingen erinnert an die Trachydolerite.“ [Es handelt sich hier offenbar ganz um die analogen Gesteine, die in dem nördlichen Basaltgebiet, z. B. im Habichtswalde, als Trachydolerit¹ beschrieben worden sind. Der Nachweis des Feldspates als Orthoklas ist nicht immer erbracht. Vielleicht ist gerade das oben beschriebene Gebiet für diese Gesteine typisch, die durchaus noch einer weiteren Untersuchung bedürfen. Es fehlen vor allem — was auch für die anderen Basalte gilt — noch Analysen. Die Analyse des typischen shonkinitischen Trachydolerits vom Habichtswald (dies. Jahrb. Beil.-Bd. XXXI. 1911. 666) ist leider (wie aus dem Laboratorium mitgeteilt wurde, wahrscheinlich infolge einer Verwechslung) falsch. Es ist nicht sehr wahrscheinlich, das der Feldspat ein Orthoklas ist. Ref.] An einem einzigen Punkte, am Beselich bei Obertiefenbach (IV), fanden sich noch Reste von Basalttuff; er wird beschrieben als ein „Palagonittuff der gewöhnlichen Art“. Nach den vorhandenen Schliffen gleicht er den Tuffen des Habichtswaldes.

8. Die Dissertation von K. GUYOT enthält die chemischen Analysen des früher vom Ref. in dies. Jahrb. Beil.-Bd. XVIII. 460, 1904 beschriebenen Dolerits des Hohenberges und seiner dendritischen und variolitischen Abarten. Die Analysen sollen in dies. Jahrb. noch an anderer Stelle mitgeteilt werden.

Arthur Schwantke.

¹ Die Abtrennung der Trachydolerite von den Feldspatbasalten (nach H. ROSENBUSCH) ist erst in den jüngeren Marburger Arbeiten durchgeführt; infolgedessen bedeutet das Fehlen dieses Typus in den älteren Arbeiten nicht, daß solche Gesteine nicht auch im Basaltgebiet südlich der Eder vorhanden sein können. Ref.

E. Naumann: Über zwei neue Vorkommen von Basalt in Gangform bei Bermbach und Dankmarshausen a. d. Werra. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **66.** - 425—435-. 1 Taf. 4 Fig. 1914.)

Aufschlüsse an der Kleinbahn Wenigentaft—Mariengart (Meßtischblätter Geisa und Lengsfeld) zeigen sehr schön die schon früher vom Verf. hervorgehobene Tatsache, daß die gangförmigen Basaltausbrüche dieses Gebietes „Nord-Südspalten, und zwar ganz unbedeutende Verwerfungen von minimaler Sprunghöhe oder Spalten ohne Verwerfung benützt haben“. Er nimmt an, daß das Magma offene Spalten vorfand und sie beim Heraufdringen ausfüllte; wenn die Spalte nach oben nicht weiter offen war, blieb das Magma einfach stecken. Die Öffnung der Spalten möchte er weder dem Gebirgsbau noch den Basalten selbst zuschreiben; „vielleicht gingen von einem weiter westlich gelegenen unterirdischen Zentrum vulkanischer Tätigkeit als Vorspiel der dortigen ausgedehnten oberirdischen Vulkantätigkeit nur in einer Richtung wirkende Erderschütterungen aus, die durch Zerrung oder dergleichen eine Anzahl der vorhandenen parallelen Nord-Südspalten öffneten, und in letztere drangen später, als sich die Laven im Westen in großen Massen ergossen, hier im östlichen Randgebiet vulkanischer Tätigkeit nur wenige kleine Eruptivmassen ein, die eben unsere Basaltgänge bildeten.“

Milch.

R. Beck: Über einen Graniteinschluß im Pechstein von Garsebach bei Meißen und über Entwässerungsvorgänge in diesem Gestein. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **66.** - 244—250-. 1 Fig. 1914.)

Trotz ihrer Meinungsverschiedenheit über die genetischen Beziehungen zwischen Pechstein und Porphyry bei Meißen hatten sowohl SAUER (dies. Jahrb. 1889. II. - 452-, 1891. I. - 79 - ff., 1912. II. - 220 - ff.) wie STUTZER (dies. Jahrb. 1912 II. - 218 - ff.) felsitische Kugeln im Pechstein, teilweise als „wilde Eier“ bezeichnet, als primäre Ausscheidungen aus dem Schmelzfluß aufgefaßt. Untersuchungen, die sich an das Auffinden eines „wildes Eis“ im großen Pechsteinbruch nahe der Walkmühle von Garsebach anschlossen, eines knollenförmigen Blockes von $\frac{1}{2}$ m Durchmesser, der als Kern einen Graniteinschluß von 35 cm größter Ausdehnung, auf diesen folgend eine aus felsitähnlicher Masse bestehende Zone und um diese einen Mantel von normalem graugrünen Pechstein enthielt, führten Verf. zu der Überzeugung, daß auch der Felsit der Kugeln und der wilden Eier sekundärer Entstehung sei. Die auf den Graniteinschluß von der Beschaffenheit des Meißner Hauptgranits folgende Felsitzone stimmt in bezug auf Einsprenglinge, und soweit sie nicht mikrogranitisch, sondern sphärolithisch struiert ist, auch auf perlitische Sprünge vollständig mit dem umgebenden Pechstein überein; auch der Wassergehalt, 6,47% nach DÖRING, ist nur um 1% kleiner als der des Pechsteins, 7,48%, und für primären Felsit viel zu hoch. Im Gegensatz

zu dem von SAUER untersuchten sekundären Felsit, der mit seinen 10—11% einem Hydratisierungsprozeß seine Entstehung verdankt, ist hier der Beginn einer Entwässerung festzustellen; das felsitische Material anderer „Wilder Eier“ zeigt diesen Vorgang noch viel stärker, wie folgende Tabelle erkennen läßt.

		Verlust beim Trocknen (105°)		Gesamtverlust beim Erhitzen (650°)	
1. Block mit Granit-einschluß (anal.: DÖRING)	Pechstein der Peripherie .	1,75		7,48	
	„Felsit“ der felsitischen Zone	2,00		6,47	
2. Wildes Ei (anal.: EBERT)	äußere Kruste, völlig kristallin, aber noch grünlichgrau wie der Pechstein	0,46	0,42	1,42	1,28
	durch Eisenoxydstaub rötlich gefärbte 1—3 cm breite Zone	0,33	0,24	1,16	0,90
	Hauptmasse vom Aussehen eines lichtbraunen felsitischen Quarzporphyrs . .	0,09		0,62	

In dem hier beschriebenen Fall war ausnahmsweise ein Graniteinschluß der Ausgangspunkt der Felsitisierung; „für gewöhnlich setzen die merkwürdigen Umwandlungsvorgänge lediglich an den perlitischen Sprüngen ein“. Eine Summierung zahlreicher sphärischer Flächen folgender Zersetzungszone dieser Art führt schließlich auch zu den großen ellipsoidischen Massen, innerhalb deren zugleich die Wasserentziehung ihr höchstes Stadium erreicht hat.

Milch.

M. Sommer: Beitrag zur petrochemischen Kenntnis des Lausitzer Granitmassivs. (Ber. Kgl. Sächs. Ges. d. W. 1915 u. Diss. Leipzig. 70 p.)

Das Lausitzer Granitmassiv besteht in seiner heutigen Oberfläche zu $\frac{9}{10}$ aus dem „Hauptgranit“ und „Hauptgranitit“, von denen der erstere $\frac{3}{10}$, der letztere $\frac{6}{10}$ einnimmt. Der Hauptgranit (Zweiglimmergranit) ist wahrscheinlich ein durch Einschmelzen von Grauwacken- und Schiefermaterial veränderter Granit, dessen Verbreitung an die bedeckende Sedimenthülle gebunden ist. Neben diesen Hauptabarten treten noch räumlich beschränktere Massen von Biotit-, Zweiglimmer- und Hornblendebiotitgraniten auf, die stockförmige Intrusionen in das Hauptgestein bilden.

16 vom Verf. angefertigte Analysen der typischen Gesteine, zusammen mit einer Reihe älterer, werden berechnet und ihre Beziehungen an mehreren 2 oder 3-gliedrigem Verhältnissen statistisch untersucht; diese sind: das

ACF, SAIF, und AlCAlk-Verhältnis nach OSANN, ferner die Verhältnisse von FeCaM, CaNaK, M_2O_3 —MO— M_2O , deren graphische Darstellung im gleichseitigen Dreieck erfolgt. Dabei gibt sich die Zusammengehörigkeit der Granite dadurch zu erkennen, daß die Projektionspunkte schmale, fast geradlinige Reihen bilden, oder auf kleine Flächen dicht zusammengedrängt sind. Es sind 4 Gruppen von Graniten, deren Punkte stets nahe zusammenfallen. Es scheint, daß im Laufe der Zeit die intrudierten Magmen saurer wurden. Die Aplite schließen sich teils an die Granite an, teils bilden sie im Projektionsfelde Reihen für sich. Die zahlenmäßigen Einzelheiten müssen im Original nachgesehen werden.

Der cordieritführende Zweiglimmergranit, wahrscheinlich ein Mischgestein, zeigt auch chemisch einige Besonderheiten, so daß er z. B. im AlCAlk-Dreieck aus dem Eruptivfeld herausfällt.

Interessant ist das Verhältnis $FeO:Fe_2O_3$, das, in relativ geringen Grenzen schwankend, im Durchschnitt 8,46 ist. Das Magma war also sauerstoffarm.

Analysen von SOMMER; 3. von WEYBERG, 16. und 17. von BEGER.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.
SiO ₂	63,40	63,75	63,99	66,03	66,01	68,81	70,57
TiO ₂	0,91	0,66	0,56	0,69	0,74	0,51	0,36
Al ₂ O ₃	16,46	15,73	15,12	15,68	16,02	15,39	15,77
Fe ₂ O ₃	1,40	1,54	2,07	0,80	0,92	0,67	0,67
FeO	4,27	2,76	4,63	3,99	3,28	3,46	1,73
MgO	1,85	2,33	1,68	1,56	1,56	1,62	1,06
CaO	3,42	3,39	3,38	2,89	3,03	1,96	2,84
Na ₂ O	3,70	3,49	4,09	3,70	3,81	3,80	3,80
K ₂ O	3,33	4,52	2,76	4,06	3,81	2,44	2,77
H ₂ O	1,47	1,89	1,34	1,15	1,34	1,49	1,04
P ₂ O ₅	0,17	0,18	—	0,18	0,09	0,10	0,04
	100,38	100,24	99,91	100,73	100,15	100,25	100,65
	8.	9.	10.	11.	12.	13.	
SiO ₂	70,88	71,81	72,09	74,56	74,41	74,31	
TiO ₂	0,33	0,37	0,36	0,16	0,20	0,15	
Al ₂ O ₃	15,32	14,47	13,99	13,19	13,08	13,72	
Fe ₂ O ₃	0,63	0,58	0,76	0,68	0,41	0,57	
FeO	0,63	2,14	1,57	0,98	1,66	0,93	
MgO	0,94	0,92	0,73	0,28	0,41	0,12	
CaO	2,91	1,47	1,51	1,17	1,08	0,25	
Na ₂ O	4,02	3,44	3,26	4,15	3,25	4,38	
K ₂ O	2,68.	4,17	4,62	4,41	4,52	4,17	
H ₂ O	1,08	1,20	1,18	1,01	0,86	1,18	
P ₂ O ₅	0,01	0,02	0,07	0,02	0,19	n. best.	
	100,53	100,39	100,14	100,61	100,07	99,78	

	14.	15.	16.	17.	18.	19.
SiO ₂	75,70	76,98	75,71	75,62	75,16	76,13
TiO ₂	0,09	0,07	0,00	Sp.	0,08	0,04
Al ₂ O ₃	13,17	12,20	12,64	12,42	13,24	12,85
Fe ₂ O ₃	0,43	0,38	1,75	1,36	0,93	0,57
FeO	0,74	0,70	0,47	0,49	0,60	0,24
MgO	0,15	0,11	0,12	0,13	0,13	0,09
CaO	0,92	0,64	1,21	0,65	0,38	0,50
Na ₂ O	3,59	3,46	5,23	4,36	3,54	3,74
K ₂ O	4,77	4,78	3,01	5,46	5,36	5,18
H ₂ O	0,68	0,75	0,41	0,44	0,90	0,40
P ₂ O ₅	Sp.	n. best.	0,00	—	n. best.	n. best.
	100,24	100,07	100,55	100,93	100,32	99,74

1. Lausitzer Biotitgranit (Gt), Feldhäuser, N Reichenbach.
2. Hornblendebiotitgranit (Gth), Quirlberg b. Wiesa, NW Görlitz.
3. Lausitzer Biotitgranit (Gt), Nadelwitz b. Bautzen.
4. „ „ (Gt), Klosterberg b. Demitz-Rumitz.
5. Biotitgranit (Gt φ_1), Dobenschütz, NO Bautzen.
6. Lausitzer Zweiglimmergranit, (G), Bickenberg b. Stacha, NO Bischofswerda.
7. Biotitgranit (Gt φ_3), Amtshainersdorf b. Sebnitz.
8. „ (Gt φ_2), Rosenhain, N Schluckenau.
9. Zweiglimmergranit (G π_1), Horka, O Kamenz.
10. „ (G π_2), Kleinnaundorf b. Radeberg.
11. Porphyrischer, dunkler Königshainer Biotitgranit (Gs₂ π), Fürstenstein, W Görlitz.
12. Rumburger Granit (Gt γ), Rumburg.
13. Roter Granit von Zeitler-Ehrenberg (Gt ϱ), W Rumburg.
14. Königshainer Biotitgranit (Gs₂), normal, Fürstenstein b. Königshain, W Görlitz.
15. Stolpener Biotitgranit (Gs₁), Bockmühle i. Polenztal.
- 16—19. Aplite.
16. Aplit im Lausitzer Biotitgranit, Ohorner Steinberg b. Elster.
17. Desgl.
18. Aplitische Schlieren im Rumburger Granit, Oberhennersdorf b. Rumburg.
19. Aplit im Königshainer Stockgranit, Fürstenstein b. Königshain.

O. H. Erdmannsdörffer.

h) Italien. Sizilien. Sardinien.

H. S. Washington: Some Lavas of Monte Arci, Sardinia. (Amer. Journ. of. Sc. 186. 577—590. 1913.)

Monte Arci ist ein in der Nähe des viel besser bekannten Monte Ferru gelegener Vulkan, der sich 20 km südöstlich von der Stadt Oristano,

15 km von der Westküste Sardiniens erhebt und in seiner geologischen Geschichte sowie der Beschaffenheit seiner Gesteine dem etwas größeren Monte Ferru recht ähnlich ist. Er besteht aus einem Kern von Liparit (Rhyolith), vielleicht untergeordnet von Phonolith begleitet, bedeckt von Strömen von Trachyt, Dacit und Andesit; den Schluß bilden große Ergüsse andesitischer Basalte. Lose Auswurfsmassen sind ebenso wie am Monte Ferru selten. Die vom Verf. untersuchten Gesteine entstammen dem Westabhang des Monte Arci.

Die Liparite sind teils steinige, dichte, gewöhnlich hellgraue holokristalline Gesteine, die auch u. d. M. nur spärliche kleine Einsprenglinge von Alkalifeldspat enthalten (Anal. I), teils aschgraue Perlite mit höchstens 1% Einsprenglingen von Alkalifeldspat und Biotit in einem fluidal angeordnete Feldspatmikrolithe, sehr dünne Biotitblättchen und kleine farblose Pyroxenprismen enthaltenden Glase (Anal. II), teils schwarzer, kompakter Obsidian (Anal. III), der aber im Gegensatz zu den anderen liparitischen Gesteinen immer nur in losen eckigen Bruchstücken gefunden wurde. Analyse 4 bezieht sich auf einen roten prätertiären Liparit aus der Umgebung von Macomer in Sardinien, der mit den Gesteinen des Monte Arci in keinem genetischen Zusammenhang steht.

Trachyt wurde nur in der Conca Cannas (Conca bezeichnet schluchtenartige enge Täler), Liparit überlagernd, gefunden; er ist lichtgrau, kompakt und enthält zahlreiche 2—5 mm große dicktafelförmige Alkalifeldspate in einer dichten grauen, wesentlich aus einem kryptokristallinen Quarz-Feldspataggregat bestehenden Grundmasse. Augit und Magnetit sind in kleinen Körnchen selten (Anal. V). Zum Vergleich wird die Analyse eines Trachyts vom Monte Muradu bei Macomer beigelegt (Anal. 6).

Unter den Andesiten lassen sich zwei Typen unterscheiden, ein glasführender mit viel Hypersthen und wenig Augit, und ein ophitischer mit beträchtlichem Augitgehalt neben dem Hypersthen. Der Hypersthen-Andesit ist am besten in einem Tälchen südlich von der Conca su Ollastru, unterhalb Rione Pranu Pira entwickelt (Anal. VII); das dunkelgraue bis schwarze, dichte Gestein besteht aus farblosen Hypersthenprismen, 0,2—1,0 mm lang, schmalen Plagioklasleistchen von 0,1—0,2 mm Länge ($Ab^3 An^2 - Ab^1 An^1$), zurücktretendem farblosen monoklinen Pyroxen, bisweilen den Hypersthen umrandend, sehr zahlreichen kleinen Magnetitkörnchen und farblosem, durch feinen schwarzen Staub grau erscheinendem Glas. Der ophitische Andesit vom Canale Perdiera (Anal. VIII) besteht aus ziemlich dicken Labradoritafeln ($Ab^3 An^4$), zwischen denen intersertal farblose bis graue Hypersthene in schlecht begrenzten Prismen oder ohne Kristallform sowie farblose monokline Pyroxene ohne kristallographische Begrenzung liegen; Magnetit in Körnern und Ilmenit in Tafeln sind häufig. Ein unterer Strom von der genannten Stelle ist basaltähnlich, die Analyse bezieht sich auf den oberen lichtgrauen, der 50 m mächtig und säulenförmig abgesondert ist. Zum Vergleich beigelegte Analysen beziehen sich auf etwas ältere prätertiäre Andesite außerhalb des Gebietes des Monte Arci (9 und 10).

	I.	II.	III.	4.	V.	6.	VII.	VIII.	9.	10.	XI.	12.	13.
SiO ₂	73,09	70,50	74,61	72,05	65,94	59,92	61,08	56,34	60,14	56,60	52,79	52,40	52,67
Al ² O ₃	13,80	14,28	12,68	13,07	16,11	14,30	13,66	13,95	16,65	16,80	16,45	15,26	15,35
Fe ² O ³	1,28	0,75	0,09	2,93	2,56	7,50	0,70	1,94	2,94	2,52	2,74	0,74	3,82
FeO.	0,68	1,22	1,36	0,39	0,82	0,42	5,61	6,73	2,39	5,12	6,44	8,33	5,42
MgO	0,37	0,21	0,66	0,60	0,60	0,72	4,69	6,41	1,16	3,80	5,56	7,45	4,40
CaO	0,69	1,00	0,69	1,30	1,06	1,90	4,84	6,20	5,21	7,29	6,51	7,33	5,91
Na ² O	3,77	3,62	3,68	3,49	5,27	5,32	3,84	3,10	3,41	2,43	3,64	3,54	4,50
K ² O	5,36	5,28	4,77	4,55	6,49	5,77	2,23	0,76	2,51	1,98	1,21	0,99	2,68
H ² O +	0,60	2,86	1,37	0,59	0,25	—	0,74	1,04	3,98	1,80	1,02	0,29	0,37
H ² O —	0,72	0,10	0,04	0,24	0,36	0,34	0,49	0,63	0,54	0,58	0,21	0,06	0,14
TiO ₂	0,38	0,47	0,08	0,40	1,21	0,87	1,76	2,22	0,62	0,99	2,64	3,12	4,04
ZrO ₂	0,02	—	—	0,05	—	0,11	—	—	—	—	—	—	—
P ² O ⁵	0,07	0,11	n. best.	0,22	—	0,58	0,17	0,44	0,07	0,12	0,39	0,49	0,75
SO ₂	n. vorh.	—	—	0,18	—	0,06	—	—	—	—	—	—	—
MnO	Sp.	0,04	n. best.	0,04	0,06	0,06	—	—	0,06	0,13	0,06	0,08	Sp.
BaO	n. vorh.	—	—	0,06	—	0,05	—	—	—	—	NiO 0,18	NiO 0,06	—
Sa. . .	100,83	100,72	99,58	100,22	100,73	97,92 ¹	99,81	99,76 ²	99,68	100,16	99,84	100,14	100,05

I. Liparit. Capanna bei Marrubiu, Monte Arci.
 II. Perlit. Punta Breuta bei Uras, Monte Arci.
 III. Obsidian. Conca Cannas bei Uras, Monte Arci.
 4. Liparit. Macomer.
 V. Trachyt. Conca Cannas bei Uras, Monte Arci.
 6. Trachyt. Nuraghe Terchis, Monte Muradu, bei Macomer.
 VII. Hypersthenandesit, glasführend. Unterhalb Rione Pranu Pira, Monte Arci.
 VIII. Augithypersthenandesit. Canale Perdiera, Monte Arci.
 9. Augitandesit, glasführend. Monte Ferru bei Bosa.
 10. Augitandesit. Monte Piscinale bei Bosa.
 XI. Basalt. Uras, Monte Arci.
 12. Basalt. Umgebung von Cuglieri, Monte Ferru.
 13. Basalt. Monte San Mateo, Ploaghe.

¹ In der Originalarbeit ist keine Summe angegeben, auch findet sich für H²O + keine Angabe. — ² Nicht 99,79.

Die jüngsten Laven sind dichte, schwarze Basaltströme, die in großer Verbreitung auftreten; es wird unterschieden ein ophitischer Typus, aufgebaut aus Labradoritafeln (Ab^2An^3) und farblosem Pyroxen, teils Hypersthen, teils Augit (der in zersetztem Zustand an teilweise zu Iddingsit umgewandelten Olivin erinnert), sehr wenig Alkalifeldspat und durch massenhafte kleine Globulite von wahrscheinlich titanreichem Magnetit schwarz gefärbtem Glas, und ein als Andesitbasalt zu bezeichnender Typus mit andesitischer oder trachytischer (pilotaxitischer) Struktur, der von Pyroxenen vorwiegend Hypersthen enthält und sich von den Andesiten des Gebietes wesentlich durch spärliche Olivineinsprenglinge unterscheidet. Die Analyse XI bezieht sich auf den ophitischen Basalt von Uras; zum Vergleich sind unter 12 und 13 die Analysen zweier anderer sardinischer Basalte beigelegt.

In der Analysentabelle auf p. - 65 - sind (ebenso wie im Text) die Gesteine vom Monte Arci durch lateinische, die übrigen sardinischen Gesteine durch arabische Zahlen bezeichnet. Sämtliche Analysen sind vom Verf. ausgeführt. Milch.

k) Österreich-Ungarn.

J. E. Hibsich und F. Seemann: Geologische Karte des Böhmisches Mittelgebirges. Blatt IX (Leitmeritz—Triebtsch) nebst Erläuterungen. (Min.-petr. Mitt. 32. 1—128. 1 geol. Karte. 15 Textfig. 1913.)

Das petrographisch Bemerkenswerte ist folgendes.

Im Oberoligocän treten an Eruptivmassen der Altersfolge nach auf: Basalte und Basalttuffe, Tephrite und Tephrittuffe, Phonolith, campitonitische und gauteitische Ganggesteine.

Basalte und Tephrite bilden im zentralen und nordwestlichen Teil des Gebiets ein mannigfaltiges System von decken- und stromförmigen Körpern. Phonolithe breiten sich als schild- oder domförmige Oberflächenergüsse aus. Es finden sich an mehreren Orten, besonders am Langen Berge, neben Tuffen Agglomerate von mannigfaltigem Aussehen.

Basalttuffe treten im Nordwestviertel des Blattes auf als mannigfaltig struierte, grau bis schmutzigbraun gefärbte Massen. Ihre Bestandteile haften ohne weiteres aneinander oder sind durch Zeolithe, Carbonate, Opal, Eisenoxydhydrate verkittet.

Die Feldspatbasalte sind dicht oder porphyrisch von schwarz- bis braungrauer Farbe. Sie zeigen Serpentinisierung und Chloritisierung ihres Olivins, der auch häufig z. T. oder ganz in roten Iddingsit umgewandelt ist. Als Decken wechsellagern sie mit Tuffen bei Lerchenberg, im Ritinatale, im Prutscheltale; in Kegelform ragen die Radebeule, der Steinberg, die Panna, der Eulenberg u. a. auf. Meist sind die Gesteine schön abgesondert, so an der Radebeule. Nephelinbasalt ist in 27 Gesteinskörpern

über das ganze Gebiet zerstreut. Leucitbasalt wurde zweimal beobachtet. Glasbasalt wurden Gesteine genannt, die weder Plagioklas noch Nephelin, noch Leucit aufweisen, sondern lediglich Glasbasis neben gefärbten Bestandteilen. Er konnte in 26 Gesteinskörpern erkannt werden. Leucitbasanite und Nephelinbasanite, Sodalith-, Nephelin-, Leucit- und Glastephrite werden genannt, die Phonolithe gliedern sich in Nephelinphonolithe und trachytische Sodalithphonolithe. Ganggesteine treten nur vereinzelt auf. Ein Hauynmonchiquit, Augitmonchiquit, ein Hauyn-Gaunit konnten beobachtet werden. Einige interessante Kontakterscheinungen werden beschrieben.

Alte und neue Analysen werden aufgeführt. Auf Einzelheiten kann hier nicht eingegangen werden. R. Nacken.

H. Michel: Quarzitschiefer aus der Veitsch und Rumpfitschiefer von Neuberg. (Min.-petr. Mitt. 32. 175—176. 1913.)

Es werden zwei Analysen mitgeteilt:

	I.	II.
Si O ₂	69,13	29,98
Al ₂ O ₃	16,94	24,38
Fe ₂ O ₃	0,22	0,19
Fe O	0,38	0,63
Ca O	0,64	0,42
Mg O	7,33	30,52
Na ₂ O	0,43	0,23
K ₂ O	0,26	0,16
CO ₂	0,15	0,93
H ₂ O	5,29	12,42
	100,77	99,86

I. Quarzitschiefer, Veitsch. Aus der Analyse ergibt sich ein beträchtlicher Gehalt an chloritischem Material, so daß das Gestein ganz an die Grenze der Quarzitschiefer gegen die Quarzchlorit-schiefer zu stellen wäre.

II. Rumpfitschiefer von Neuberg.

R. Nacken.

F. Becke, A. Himmelbauer, F. Reinhold, R. Görgey: Das niederösterreichische Waldviertel. (Min.-petr. Mitt. 32. 185—246. 1913. 1 geol. Karte, 1 Taf., 6 Textfig.)

Als Festschrift zur 85. Versammlung Deutscher Naturforscher und Ärzte in Wien 1913 wurde vorliegende Abhandlung dargeboten. Sie stellt eine Neubearbeitung der geologischen Karte des Gebiets dar, insbesondere

sollten die neuesten Ergebnisse berücksichtigt werden. Die Schrift gibt zunächst eine Übersicht über die petrographischen Verhältnisse von F. BECKE.

Es werden die moravische und moldanubische Zonen unterschieden. In der ersten sind zu unterscheiden komplexe körnige Erstarrungsgesteine, so besonders der Eggenburg—Maissauer Granit, der Bittesche Gneis und Glimmerschiefer. Alle diese Gesteine sind wenig untersucht, auch sind die Fragen nach Zusammenhängen und Entstehungsbedingungen ungelöst.

Die meist deutlich kristallinen Gesteine der moldanubischen Zone sind näher untersucht.

Den Orthogneisen ist gemeinsam das Auftreten in geschlossenen großen Gesteinskörpern. Drei Nuancen wurden unterschieden: Gföhler Gneis, Granitgneis, Granulit. In allen herrscht Kalivormacht, ihre Struktur ist typisch granoblastisch. Mit der geringfügigen Verbreitung von Biotit hängt der geringe Wassergehalt zusammen, der sich als besonderes Unterscheidungsmerkmal zwischen Granulit und Gföhler Gneis ergibt.

Die Paragneise zeigen eine in schichtartigem Wechsel auftretende Veränderlichkeit. Abgesehen von Einlagerungen aus Marmor, Quarzit, Amphibolit zeigen die einzelnen Lager fortwährenden Wechsel an Glimmer. Es bestehen trotzdem Typen größerer Beständigkeit, so Schiefergneis und Glimmerschiefer. An Einlagerungen im Schiefergneis treten graphithaltige schwarze Quarzite auf, die sichere Kennzeichen des sedimentären Ursprungs des Gesteins sind. Helle Quarzite entwickeln sich durch Zurücktreten von Feldspat aus Schiefergneis. Kalklager und Marmorlager treten im westlichen Teil des Gebiets auf.

Die Amphibolite zeigen sehr große Mannigfaltigkeit. Östlich von der Gföhler Gesteinsmasse lassen sich drei Gruppen herausgliedern. Bei Langenlois am Loisberg tritt Gabbro und Amphibolit auf. Sie zeigen ein Beispiel der Metamorphose eines Gabbrogesteins in Amphibolit. Der Gabbro-Amphibolit von Rehberg ist offenbar durch Metamorphose ursprünglicher Gabbrogesteine hervorgegangen. Der Amphibolitzug von Schiltern besteht aus körnig-streifigem Amphibolit.

Interessant ist die Veränderung des Mineralbestandes der Amphibolite mit Annäherung an den Gföhler Gneis.

Loisberg: 8 km vom Gföhler Gneis: Erhaltene Gabbrokerne, in den geschieferten Teilen tritt Zoisit als typomorpher Gemengteil auf.

Rehberger Zug: 2—4 km vom Gföhler Gneis: Pyroxen verschwunden: Smaragdīt. In einzelnen Linsen noch Andeutung von Gabbrostrukturen. Epidot nur als gesteinsfremde Neubildung.

Schilterner Zug: 0—1 km vom Gföhler Gneis: Struktur granoblastisch, jede Erinnerung an Mineralbestand und Struktur von Gabbro verschwunden.

Einige fragliche Amphibolittypen bedürfen noch eingehender petrographischer Durchforschung.

Pyrophaltiger Olivinfels nebst Serpentin begleitet stets den Granulit. Der Pyrop zeigt eine Kelyphitzone aus Spinell und rhombischem und monoklinem Pyroxen.

Der Eklogit ist nur aus Sammelstücken gut bekannt, da er selten anstehend beobachtet wird. Ein eigentümlicher Biotitschiefer (Biotit, Apatit, Erztäfelchen) harrt ebenfalls näherer Untersuchung.

Es folgen Angaben und Skizzen der Lagerungsverhältnisse der oben genannten Gesteine, sowie Erörterungen über das Verhältnis vom Gföhler Gneis zum Schiefergneis.

A. HIMMELBAUER beschreibt die kristallinen Schiefer zwischen dem Kremstal und der Horner Bucht. F. REINHOLD behandelt das Gebiet östlich des Kamptales. R. GÖRGEX stellt die älteren Analysen über Gesteine des Waldviertels und isolierte Mineralien zusammen (23 Analysen). Hinzugefügt werden neue Analysen von 9 typischen Gesteinen, die hier aufgeführt seien.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.
SiO ₂ . .	75,85	73,47	68,67	67,46	71,60	45,19	48,74	53,69	34,65
TiO ₂ . .	0,08	0,23	0,37	0,47	0,54	2,25	1,98	0,59	0,58
Al ₂ O ₃ . .	13,96	13,90	15,39	15,81	14,76	13,39	13,79	13,68	9,53
F ₂ O ₃ . .	0,42	—	1,48	0,17	1,90	4,48	3,08	0,25	—
FeO . .	0,97	1,44	1,09	3,63	2,97	10,50	11,45	5,22	4,87
MnO . .	—	—	—	Spur	—	0,48	0,36	Spur	—
MgO . .	Spur	0,33	0,72	2,35	1,09	6,97	6,68	2,45	2,57
CaO . .	0,82	1,31	0,76	2,97	1,17	10,04	10,44	17,25	28,27
Na ₂ O . .	2,70	2,86	1,82	3,18	1,78	3,19	0,98	1,38	1,15
K ₂ O . .	4,34	5,02	9,85	2,08	2,67	0,97	0,67	0,78	2,35
H ₂ O . .	0,58	1,15	0,58	1,28	2,28	2,15	2,06	1,22	0,65
CO ₂ . .	—	—	—	0,10	—	—	—	2,93	15,60
P ₂ O ₅ . .	—	0,12	Spur	0,17	—	0,24	0,47	0,20	Spur
S . . .	—	0,10	—	Spur	—	Spur	—	—	Spur
Summe .	99,72	99,93	100,73	99,67	100,76	99,85	100,70	99,64	100,22
Dichte .	2,64	2,63	2,61	2,71	2,78	3,09	3,18	2,91	2,83

I. Granulit, Wanzenau. II. Gföhler Gneis, Dürnstein. III. Granitgneis, Wolfshof, Straße nach St. Leonhard. IV. Schiefergneis, Kremstal bei Krems. V. Glimmerschiefer, Breitenreich, Felsen im Ort. VI. Amphibolit, Kammegg, linkes Kampufer (körnig-streifige Varietät). VII. Granatamphibolit, Rosenberg. VIII. Augitgneis, Burgerwiesen, S Kote 373 (calcitarme Varietät, deutlich chlorhaltig). IX. Augitgneis, Steinbruch im Taffatal, Hammerschmiede ONO Rosenberg (calcitreiche Varietät, deutlich chlorhaltig).

R. Nacken.

H. Michel: Geologisch-petrographische Untersuchungen der Erzgebirgsbruchzone westlich Bodenbach. (Min.-petr. Mitt. 32. 281—401. 1913. Mit 1 geol. Karte u. 1 Textfig.)

An petrographisch wichtigen Tatsachen seien folgende herausgehoben. Grobflaseriger Biotitgneis, diaphoritiserter Gneis von Neuhof, turmalinführender Pegmatitgneis, Granatamphibolit bauen das Gneisgebirge auf. An älteren Eruptivgesteinen werden permischer Granitporphyr und Quarzporphyr genannt. Beide sind nur spärlich vertreten. Als oberoligocäne Eruptivgesteine werden Sodalith-Analcim-Phonolithe, Leucitnephelintephrite, Basalte und Gänge von Sodalith-tephrit und Gauteit aufgeführt.

Sie werden eingehend petrographisch beschrieben. Im Phonolith-lakkolith an der Leukersdorfer Straße tritt Hainit auf. Im rhönitfreien Feldspatbasalt zeigen sich eine Reihe von Umwandlungsprodukten des Olivin, die sich nur schwer mit bekannten identifizieren lassen. In einer Tabelle werden die bisher bekannten Daten dieser fraglichen Stoffe zusammengestellt. Eingehende Angaben über die optischen Erscheinungen von sanduhrförmig struierten Pyroxenen folgen. In den rhönitführenden Gesteinen tritt Rhönit entweder in größeren einsprenglingsartigen Körnern auf, die stellenweise vom Pyroxen der Grundmasse durchspickt sind, oder in kleinen Körnchen. Nephelinbasalt ist rhönitfrei und rhönithaltig vorhanden. Am Hutberg und Kahlen Berg sind Rhönitbasalte in lokalen Ausbildungsformen vorhanden. Nephelingsbasalte, die in Glasbasalte übergehen, werden eingehend beschrieben. Ganz untergeordnet sind einzelne Gänge von Sodalithtephrit und Gauteit. Die Arbeit behandelt sehr ausführlich die optischen Verhältnisse der Gesteinskomponenten; bezüglich Einzelheiten sei auf das Original verwiesen.

R. Nacken.

1) Balkan-Halbinsel.

L. Kichler: Analyse einer Brotkrustenbombe von Santorin. (Min.-petr. Mitt. 32. 265. 1913.)

Die Analyse ergibt fast völlige Identität mit den früher von C. HAUER ausgeführten Analysen von Santoriner Laven. Das vorliegende Stück war ein licht gefärbtes poröses, wie sie auf dem Kraterplateau und den Abhängen des Georgios herumliegen. Li und F sind in der Lava nicht enthalten. SiO₂ 66,54, TiO₂ 0,67, Al₂O₃ 13,99, Fe₂O₃ 2,55, FeO 2,94, MnO 0,08, CaO 3,98, MgO 1,60, K₂O 1,55, Na₂O 4,61, H₂O 1,07; Sa. 99,58.

R. Nacken.

Afrika. Madagaskar.

A. Lacroix: Le volcan de la Réunion. (Compt. rend. 154. 169—174. 1912.)

Die Insel Réunion ist durchweg vulkanisch, doch ist die vulkanische Tätigkeit jetzt auf den Piton de la Fournaise an der Ostseite beschränkt, einen bedeutenden Vulkan, dessen Ströme bis 10 km lang sind. Dieser Vulkan liegt inmitten einer großen Caldera, die in einen alten Vulkankegel eingeschnitten ist, welcher seinerseits wieder in einer älteren und viel größeren Caldera liegt. Jener Piton de la Fournaise endete bis 1766 in einen einzigen Krater, den Bory, der heute erloschen, aber noch wohl erhalten ist. An seiner östlichen Flanke bildete sich damals ein Mamelon, an dessen Ostseite 1791 der Dolomieu-Krater entstand. Seitdem ist die Ausbruchsstelle immer weiter nach Osten verschoben und der Krater in fortwährender Veränderung begriffen. Die Abhänge des Vulkans sind in den Richtungen größten Gefälles von Spalten durchsetzt. Unter den lockeren Auswurfsmassen finden sich Glastränen und Glashaare; die Lava ist teils Schlacken-, teils Stricklava, von vielen tunnelartigen Hohlräumen durchzogen, in denen sich Lava-Stalaktiten und -Stalagmiten finden. Die petrographische Beschreibung soll künftig erfolgen.

Johnsen.

A. Lacroix: Les laves du volcan actif de la Réunion. (Compt. rend. 154. 251—257. 1912.)

Die Laven von Réunion stellen teils mehr glasige, teils mehr kristalline Basalte dar, die hier und da von Schlieren durchzogen sind. Letztere sind reich an großen Olivineinsprenglingen und gehören nach ihrer chemischen Zusammensetzung mehr zu Feldspat-Pikriten als zu Basalten. Die Olivine sind oft nach (110) verzwillingt.

Alle Gesteine führen Labradorit, Augit und Glas, die beiden ersteren als Mikrolithe oder auch zugleich als Einsprenglinge. Magnetit fehlt den glasigen Typen ebenso wie denen der Ätna-Eruption von 1908, er ist also nicht intratellurisch gebildet, wenn er in Basalten erscheint. Die glasigen und die kristallinen Varietäten sind chemisch nicht merklich verschieden. Die Abspaltung der Pikrite ist vor dem Ausbruch, also im Magma-Reservoir, erfolgt. Die Lava-Stalaktiten und -Stalagmiten sind chemisch mit obigen Feldspatbasalten ident; sie sind besonders kristallin, die Korngröße nimmt nach der Peripherie hin ab; Olivin fehlt ihnen, ihre Struktur ist etwas doleritisch; ihre Oberfläche besteht aus Magnetitoktaedern mit vertieften Flächen; die Magnetite tragen Augitkristalle, die in Plagioklas tafeln eingehüllt sind. Solche Stalaktiten und Stalagmiten treten auch in den Basalten von Hawaii und der Canaren auf.

Von den 13 Analysen gebe ich hier 5, nach dem Alter der Laven geordnet, wieder: 1. Lava von 1863, reich an Glas; 2. pikritische Lava

von 1897; 3. pikritische Lava von 1903; 4. ziemlich kristalline Lava von 1905; 5. sehr kristalline Lava von 1909.

	1.	2.	3.	4.	5.
Si O ₂	48,26	43,82	44,10	47,63	48,64
Ti O ₂	2,81	2,07	2,07	2,81	2,61
Al ₂ O ₃	14,74	10,10	9,59	14,83	14,13
Fe ₂ O ₃	2,49	2,98	3,11	3,13	3,01
Fe O	8,95	10,44	10,36	8,48	8,92
Mg O	6,76	20,89	20,51	6,77	7,01
Ca O	12,39	7,66	8,21	13,04	12,34
Na ₂ O	2,38	1,44	1,52	2,26	2,25
K ₂ O	0,90	0,62	0,62	1,04	0,81
P ₂ O ₅	0,44	0,21	0,26	0,28	0,35
Glühverlust . . .	0,15	0,02	—	0,08	0,08
Sa.	100,27	100,25	100,35	100,35	100,15

Johnsen.

A. Lacroix: Sur la constitution minéralogique des volcans de l'île de la Réunion. (Compt. rend. 155. 538—544. 1912.)

Unter der Gleichförmigkeit der oberflächlichen Laven, die denen des gegenwärtig tätigen Vulkans analog sind, birgt das ältere Massiv des Piton des Neiges auf Réunion eine große Mannigfaltigkeit von vulkanischen Massen. Man kann diese in drei Gruppen A, B, C bringen.

A₁ = intrusiver Dunit, A₂ = Harrisit = Feldspat-Peridotit mit großen schwarzen Olivinen, A₃ = Feldspat-Pikrit, A₄ = A₅ = Olivvingabbro; B₁ = gangförmiger Mikrogabbro, B₂ = Gabbro, B₃ = Basalt; C₁ = Essexitgabbro, C₂ = ophitischer Basalt, C₃ = Olivin-Trachyandesit, C₄ = Akerit (dyke), C₅ = C₆ = phonolithischer Trachyt, C₇ = quarzführender Syenit mit Ägirin und Katophorit.

Da die ganze Insel überhaupt nur aus vulkanischem oder eruptivem Material besteht, muß man obige Gesteine als Spaltungsprodukte eines Muttermagmas betrachten, das etwa die Zusammensetzung B₁ + B₂ + B₃ + C₁ + C₂ + C₃ haben müßte. Es entstanden also nebeneinander Glieder der Alkalireihe und der Alkalikalkreihe, was bereits für Tahiti, Samoa und Hawaii festgestellt ist und demnächst auch für Madagaskar gezeigt werden soll. Von atlantischer und pazifischer Sippe kann hier also nicht die Rede sein.

Die nebenstehenden Analysen der Gesteine a bis d zeigen, daß diese unvollständige Spaltungsprodukte darstellen und zwischen je zweien der Gruppen A, B, C liegen.

Johnsen.

	A ₁	A ₂	A ₃	A ₄	A ₅	B ₁
Si O ₂	39,85	41,68	43,96	45,36	46,77	43,28
Ti O ₂	0,10	0,49	2,07	0,74	1,46	3,81
Al ₂ O ₃	0,65	6,28	9,84	13,56	14,55	13,58
Fe ₂ O ₃	—	2,64	3,04	1,88	1,94	5,43
Fe O	12,95	9,32	10,40	7,34	6,70	8,03
Mg O	45,09	29,65	20,70	14,58	12,74	7,63
Ca O	0,99	7,28	7,93	14,17	13,34	13,19
Na ₂ O	0,19	0,44	1,48	1,01	1,47	2,04
K ₂ O	0,09	0,46	0,62	0,20	0,54	0,66
P ₂ O ₅	0,09	0,06	0,25	0,04	0,18	0,41
Glühverl.	—	1,96	0,01	1,18	0,74	1,82
Sa.	100,00	100,26	100,30 ¹	100,06	100,43	99,88 ²

	B ₂	B ₃	C ₂	C ₃	C ₄	C ₅
Si O ₂	44,73	48,22	45,57	48,63	59,95	61,98
Ti O ₂	2,49	2,72	2,82	4,02	1,57	0,72
Al ₂ O ₃	13,30	14,74	17,16	17,01	17,47	17,79
Fe ₂ O ₃	5,42	2,24	3,64	2,92	2,59	3,34
Fe O	6,95	9,38	8,41	8,85	3,15	2,61
Mg O	9,12	7,01	5,33	3,87	1,18	0,59
Ca O	14,16	12,26	10,35	7,90	3,25	2,82
Na ₂ O	1,66	2,23	3,10	3,98	6,38	5,59
K ₂ O	0,60	0,89	1,88	1,76	2,98	3,65
P ₂ O ₅	0,16	0,38	0,54	0,77	0,02	0,29
Glühverl.	1,71	0,06	0,94	0,22	1,04	0,37
Sa.	100,30	100,13 ³	99,74	99,93	99,58 ⁴	99,75 ⁵

	C ₆	C ₇	a	b	c	d
Si O ₂	61,49	64,01	47,38	58,54	46,70	46,27
Ti O ₂	0,51	1,66	3,65	1,34	2,36	2,98
Al ₂ O ₃	18,25	13,96	11,51	16,69	13,21	18,43
Fe ₂ O ₃	1,77	7,31	5,17	3,41	2,62	3,98
Fe O	3,13	0,20	8,49	3,76	7,26	8,22
Mg O	0,41	0,21	6,87	1,60	11,48	3,75
Ca O	1,65	1,02	11,43	3,08	9,76	12,33
Na ₂ O	6,78	5,30	2,02	3,82	2,28	2,58
K ₂ O	5,47	5,10	1,76	6,83	1,36	0,96
P ₂ O ₅	0,09	0,08	0,52	0,35	0,31	0,33
Glühverl.	0,26	1,38	0,97	0,33	2,44	—
Sa.	99,81	100,23	99,77	99,75	99,78 ⁶	99,83

Anm. d. Ref. Verf. gibt an: ¹ 100,28. — ² 99,86. — ³ 100,11. — ⁴ 99,88. — ⁵ 99,80. — ⁶ 99,72.

J. Giraud: Sur les roches éruptives du Sud de Madagascar. (Compt. rend. 154. 1298—1300. 1912.)

Im Gegensatz zu den durch LACROIX beschriebenen Natrongesteinen des nördlichen und des zentralen Madagaskar treten im Süden dieser Insel Diabase, Andesite, Andesinlabradorite und Rhyolithe, daneben auch Nephelinite, Norite und Trokto-lithe auf. Die Vulkanformen sind durch Erosion zerstört, nur Necks, Gänge, Ströme und Eruptivbreccien nebst spärlichen lockeren Auswurfsmassen sind zu beobachten; hier und da Lava-Injektionen in Kreidekalk.

Johnsen.

A. Lacroix: Les volcans du centre de Madagascar. Le massif de l'Ankaratra. (Compt. rend. 154. 476—481. 1912.)

Das Vulkanmassiv der Ankaratra liegt ungefähr im Zentrum von Madagaskar. Es erhebt sich bis über 2600 m ü. d. M. inmitten von Granit und Gneis, deren Oberfläche 1400 m ü. d. M. liegt. Seine Produkte sind über ein Areal von mindestens 4000 km² zu verfolgen. Seine Tätigkeit begann in der Tertiärzeit und hat sich bis in die geologische Jetztzeit fortgesetzt, ist aber mangels fossilführender Sedimente nicht genauer zeitlich abzugrenzen.

Die Gesteine sind Feldspatbasalte, z. T. mit Olivin, ophitisch oder doleritisch, Nephelinbasalt mit Übergängen in Melilithbasalt, dann Hornblendeliparit, Biotittrachyt, Riebeckittrachyt, Ägirintrachyt (häufig quarzführend), phonolithische Trachyte und schließlich Phonolithe.

Die Altersfolge ist nur stellenweise, nämlich in den Schluchten zwischen dem Tsiafakafo und dem Tsiafakafokely, zu erkennen: zu unterst Basalt, dann Phonolith, hierauf Nephelinbasalt. Der letztere zeigt sich auch an andern Stellen jünger und frischer als die Feldspatbasalte. Auch die Biotittrachyte sind jünger als die letzteren. Die Alkali-trachyte und die phonolithischen Trachyte sind den Phonolithen zeitlich äquivalent.

Die rezenten Laven der Ankaratra scheinen gleichaltrig mit denen der Vulkane bei Betafo und bei Antsirabé zu sein.

Die petrographische Detailbeschreibung soll künftig erfolgen.

Johnsen.

A. Lacroix: Sur les gisements de corindon de Madagascar. (Compt. rend. 154. 797—802. 1912.)

In den Hochebenen von Madagaskar tritt Korund in zweierlei Weise auf. Erstens als durchsichtiger Rubin oder Sapphir in kleinen, für Schmuck geeigneten Kristallen durchweg in Alluvionen, teils in vulkanischen Gegenden, teils im Gneisgebiet und dann im goldführenden Schwemmland. Sie zeigen die gleiche Vergesellschaftung mit Zirkon, Almandin, Pikotit, Magnetit, Ilmenit etc. und die gleichen Formen

wie im Velay und entstanden wie dort durch Zerfall von Graniten und Gneisen, doch konnte ihr primäres Auftreten nirgends beobachtet werden. Die Korunde des andern Typs sind opak, grau oder violett, bis zu 10 cm lang, mit {11 $\bar{2}$ 1}, {44 $\bar{8}$ 3}, {14.14. $\bar{2}$ 8.3} und zuweilen {11 $\bar{2}$ 0} oder mit {0001}, {10 $\bar{1}$ 1} und {22 $\bar{4}$ 3}. Sie fanden sich zuerst in goldführenden Alluvionen, dann aber auch in Roterden, die aus der Zersetzung von Glimmerschiefer hervorgingen, und schließlich seit kurzem in den Glimmerschiefern selbst. Diese biotit-, muscovit- und oft quarzführenden Gesteine zeigen im Granitkontakt Orthoklas, Mikroklin, Sillimanit und Korund, letzteren mikroskopisch sowie in großen Kristalloblasten, die aus der angewitterten Gesteinsoberfläche hervorragen. Dieses Korundgestein geht „seitlich“ in almandin- und turmalinführende oder in sillimanithaltige Glimmerschiefer über; hier hatte der ursprüngliche Glimmerschiefer offenbar keine freie Tonerde. Dort, wo solche vorhanden war, hat sie den Quarz granitischer Injektionen in Sillimanit übergeführt, während der Überschuß freier Al₂O₃ in Korund überging. Daher sind die hier und da im Glimmerschiefer auftretenden Granit-Apophysen vom Charakter quarzfreier Korundsyenite.

Johnsen.

A. Lacroix: Sur l'existence de roches à néphéline dans les schistes cristallins de Madagascar. (Compt. rend. 155. 1123—1127. 1912.)

Bisher haben sich Intrusiv- und Ganggesteine der Alkalireihe auf Madagaskar nur in dem nordwestlichen Sedimentärgebiet der Insel gefunden, wo sie obere Lias metamorphosierten und wahrscheinlich viel jünger als diese sind. Jetzt zeigt sich, daß in dem alten Teil der Insel zwischen Androtra im Norden und Makarainganga Nephelingeusteine eine weite Verbreitung haben. Sie sind den auf Madagaskar häufigen, oft Hornblende führenden Glimmergneisen der Alkalikalkreihe eingelagert, haben Lagentextur und sind Orthogneise. Sie führen Mikroklin mit Gitterstruktur, Albit meist ohne Zwillingslamellen, Nephelin, Losit (eine Art Cancrinit, die Verf. von den Los-Inseln beschrieb), grünen Biotit oder auch Ägirin, auch zuweilen Muscovit, Allanit, Sphen, gelben Melanit und meist reich blaugrün-gelb pleochroitischen Hastingsit mit starker Dispersion und großen Auslöschungsschiefen in der Zone [001]. Das Gestein ist feinkörnig, die Gemengteile sämtlich xenomorph, die Struktur granoblastisch, nur der Mikroklin bildet mitunter Phenoblasten. Die Lagentextur rührt von der Verteilung der Hornblende und einer Verlängerung oder Abplattung der Feldspäte her. Manche Stücke sind reich an regellos verteilten Magnetitoktaedern. An einigen Blöcken zeigt sich mehrere Zentimeter tief gehende Lateritisierung, wobei der Hydrargillit zuerst im Nephelin, dann im Feldspat auftritt.

Die Gesteine (a) ähneln OSANN's portugiesischem Nephelingeis (b), wie auch ein Vergleich der Analysen zeigt:

	a.	b.
Si O ₂	55,99	59,52
Ti O ₂	0,29	—
Zr O ₂	—	0,16
Al ₂ O ₃	20,18	21,24
Fe ₂ O ₃	4,19	2,71
Fe O	3,25	0,48
Mg O	0,33	0,12
Ca O	2,29	0,48
Na ₂ O	6,85	10,72
K ₂ O	5,59	3,92
P ₂ O ₅	0,19	—
Cl	0,04	—
SO ₃	0,02	—
CO ₂	—	0,21
Verl. (110°)	0,10	} 0,50
„ (Rotglut)	0,43	
Sa.	99,74 ¹	100,06

Johnsen.

H. Arsandaux: Sur la présence au Gabon de roches appartenant à la série de la charnockite. (Compt. rend. 154. 896—898. 1912.)

In Französisch-Kongo treten in dem Gebiete des Gabon oder des Corno ausgedehnte Granitmassen auf. Innerhalb des dynametamorphosierten Granitgebietes findet man Charnockit, der neben Biotit nicht sehr reichlichen Hypersthen und selten monoklinen Augit führt. Bisher hat man diesen Gesteinstyp nur von Indien, Norwegen, Kanada, den Adirondacks und der Côte d'Ivoire beschrieben. **Johnsen.**

Artini, E.: Note di Petrografia Libica. 1° Monchiquite di Kaf Batús. (R. Ist. Lombardo di Sc. e Lett. Rendiconti. 47. Fasc. 14—15.)

Mesch, D.: Die Basalte des Kamerungebirges und des Gebietes zwischen Kamerungebirge und Elephantensee. (Dies. Jahrb. Beil.-Bd. XL. 2 Taf. 2 Fig. 1915. Dissert. Berlin. Volldruck.)

Ledoux, A.: Les roches cristallines du Kasai (Congo Belge). (1^{re} Série: Roches Granitiques.) (Ann. Soc. Géol. de Belgique. 1914.)

Hatch, F. H.: Note on an interesting contact of dolerite with sandstone from the Ecca Beds of Elandslaagte, Natal. (Ann. Natal Museum 2. 3. 1912.)

¹ Verf. gibt 99,84 an.

Lagerstätten nutzbarer Mineralien.

Allgemeines.

M. Lazarevic: Die Propylitisierung, Kaolinisierung und Verkieselung und ihre Beziehung zu den Lagerstätten der propylitischen jungen Gold-Silbergruppe. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 21. 1913. 345—361).

Alle drei Umwandlungsarten sind als eine stetige Funktion der post-vulkanischen Phase in ihren mannigfachen chemisch-physikalischen Änderungen aufzufassen. Die Propylitisierung in ihrer mäßigen Entwicklung fällt in die Grenzphase pneumatolytisch-hydrothermalen Bildungen, während Kaolinisierung und Verkieselung hauptsächlich hydrothermale Bildungen sind. Mit der Verkieselung erreicht die Gesteinsumwandlung ihre höchste Stufe, ihr folgt unmittelbar, zum Teil auch parallel mit ihr gehend, die Bildung der genannten Erzlagerstätten. Die Lagerstätten sind nach Genesis und morphologischer Erscheinungsweise in verschiedene Gruppen der Systematik einzureihen.

A. Sachs.

P. Krusch: Primäre und sekundäre Erze unter besonderer Berücksichtigung der „Gel-“ und der schwermetallreichen Erze. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 21. 1913. 506—513.)

Es werden besprochen: I. Bedeutung der Gele bei der Entstehung sekundärer und primärer Erze. A. Allgemeines über die Entstehung der Gelerze. B. Durch Deszensionslösungen entstandene Gelerze. C. Erfahrungen über durch Aszension entstandene Gelerze. D. Kennen wir neben den sekundären auch primäre Gelerze? II. Die Entstehung der schwermetallreichen Sulfide und Erze. A. Allgemeines. B. Entstehung der sekundären reichen Sulfide durch Deszension. C. Entstehung primärer schwermetallreicher Erze durch Aszension. D. Der Wert der Dünnschliffuntersuchungen.

A. Sachs.

G. Köhler: Gangtonschiefer. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 22. 1914. 321—323.)

Es ist als feststehend zu betrachten, daß Gangtonschiefer nichts anderes als verändertes Nebengestein ist. Die äußeren Eigenschaften des Gangtonschiefers stimmen genau mit dem Gebirge der „Faulen Ruscheln“ überein. Ursache und Wirkung sind bei Gangtonschiefer und Faulen Ruscheln dieselben, nur daß bei jenen die Schwerkraft, bei diesen die Horizontalkraft tätig war.

A. Sachs.

Kieslager.

C. Motas: Die Tuffitzone der mittleren Dobrogea (Dobrudscha) und die Kieslagerstätte von Altan-Tepe, ein Beispiel der Epigenese. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 21. 1913. 437—467.)

Es handelt sich um ein ziemlich einheitliches Tuffitgestein, an dessen Zusammensetzung außer eruptivem auch toniges und sandiges Material teilgenommen haben, und das hauptsächlich mechanische und nur geringe chemische Umformung erlitten hat. Für die Entstehung der Kieslagerstätte ist die Injektionshypothese heranzuziehen. **A. Sachs.**

O. Falkenberg: Geologisch-petrographische Beschreibung einiger südnorwegischer Schwefelkiesvorkommen mit besonderer Berücksichtigung ihrer Genesis. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 22. 1914. 105—155.)

Bei mehreren der besprochenen Vorkommen ist die Verknüpfung mit Gabbrogesteinen eine derart innige, daß wir hier von perimagnetischen Gängen im Sinne BERGEAT's sprechen können, so z. B. bei den Meldalen- und Foldalen-Vorkommen. Als apomagnetische Gänge sind vor allem die Lillebø-Vorkommen anzusehen. Hierher dürften ferner die Svanø-Vorkommen, Gravidal, Varaldsø und Melen gehören. Für die Vorkommen bei Guldberg und Östesø läßt sich vorläufig schwer etwas Bestimmtes über die Entstehung sagen. **A. Sachs.**

W. von Reitzenstein: Beitrag zur Kenntnis der Groß-Fraganter Kieslagerstätten. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 22. 1914. 197—213.)

Es werden besprochen:

- I. Topographie und geologische Position der Groß-Fragant,
- II. Form der Groß-Fraganter Lagerstätten,
- III. Inhalt der Groß-Fraganter Lagerstätten,
- IV. Geschichtliches und wirtschaftliche Verhältnisse.

Über die Genesis des Vorkommens äußert sich Verf. nicht. Man muß mit R. CANAVAL die Groß-Fragant als das „auch heute noch hoffnungsvollste Kupfervorkommen“ Kärntens bezeichnen. **A. Sachs.**

A. Bergeat: Das Meggener Kies-Schwerspatlager als Ausscheidung auf dem Grunde des mitteldevonischen Meeres. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 22. 1914. 237—249.)

BERGEAT legt die Gründe dar, aus denen er entgegen anderer Meinung eine epigenetische Natur der Meggener Lagerstätte für unmöglich hält, und vielmehr der Überzeugung ist, daß sie nur eine abnorme Stoff-

ablagerung auf dem Grunde des mitteldevonischen Meeres darstellen kann. Nur wenige Sätze dieses wichtigen Aufsatzes seien hervorgehoben. In geologischer Hinsicht zunächst stimmen alle Mitteilungen darin überein, daß das Meggener Lager in der Art einer geschichteten Ablagerung konkordant zwischen das Liegende und Hangende eingebettet ist. Verf. bespricht sodann eingehend die Struktur des Kieslagers. Die Glaskopfstruktur des ursprünglich gebildeten Eisenbisulfids drängt den Gedanken auf, daß die konkretionären Schwefeleisenbildungen Meggens ursprünglich kolloidale Absätze gewesen sind. Die mikroskopische Untersuchung der Zinkblende ergab sehr nahe Beziehungen zu der Abscheidung des Eisenbisulfids, die Verfestigung des Zinksulfides ist aber etwas später erfolgt wie die des letzteren. Es erscheint nicht unwichtig, daß sich nicht nur im Tonschiefer zwischen den beiden Erzpacken, sondern auch wiederholt im Tonschiefer des liegenden Packens, und zwar in unmittelbarer Nachbarschaft von Kieskügelchen und -Oolithen, mikroskopische Organismenreste nachweisen ließen. Verf. glaubt annehmen zu dürfen, daß niemals ein Kalkstein die Stelle des Kieslagers eingenommen hat. Der Schwerspat des Schwerspatlagers hat nicht die ursprüngliche Erscheinungsweise eines durch allmählichen Bodensatz kristalliner Partikel gebildeten Gesteines, sondern seine Struktur ist die Folge einer in situ vor sich gegangenen Kristallisation oder einer Umkristallisation. Die Untersuchung einer größeren Anzahl von Dünnschliffen zeigte, daß in keinem Fall von einer Verdrängung des Schwefelkieses durch Schwerspat die Rede sein kann. Verf. nimmt an, daß das Schwerspatlager durch die Ausfällung von Baryumoxyd aus baryumhaltigen Lösungen am Grunde des Meeres entstanden ist. Die Entstehung des Meggener Lagers hat B. Doss auf die Lebensfunktionen von Schwefelbakterien zurückgeführt, man wird aber zu untersuchen haben, ob nicht auch ohne das Zutun von Bakterien die Bildung der Mineralabsätze möglich war: durch andauernde Umsetzung von niedersinkendem Calciumcarbonat mit zuströmenden Baryumlösungen in Anwesenheit von Sulfaten. Zum Schlusse weist Verf. auf die genetische Verwandtschaft zwischen Meggen und Rammelsberg hin.

A. Sachs.

H. v. Scotti: Beitrag zur Frage der Entstehung der Schwefelkieslagerstätten im Süden der Iberischen Halbinsel. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 22. 1914. 317—320.)

Es wird einer metasomatischen Bildungsweise die größte Wahrscheinlichkeit zugesprochen, die auf den ersten Blick bei nicht carbonatischen Gesteinen wie Tonschiefer und Eruptivgesteinen befremdend erscheint. Es wird angenommen, daß die erbeladenen Solutionen mit den die Pyritlinsen heute begleitenden Eruptivgesteinen in einem ursächlichen Zusammenhang stehen; sie verdanken diesen ihre höhere Temperatur, auf die zumal bei Hinzutreten eines emporpressenden Druckes ihre große Löse- und Verdrängungsfähigkeit zurückgeführt wird. A. Sachs.

R. Pilz: Einige Bemerkungen zur Genesis Huelvaner Kies- und Manganerzlagerstätten. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 22. 1914. 373—377.)

Die dortigen Kieslagerstätten hält Verf. im Gegensatz zu B. WETZIG (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1912. 241) für epigenetisch, die Manganerzlagerstätten für sedimentär: Tiefseesedimente, aus organogener Kieselsäure gebildet.

A. Sachs.

Aluminiumerze.

O. Pauls: Die Aluminiumerze des Bihargebirges und ihre Entstehung. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 21. 1913. 521—572.)

Seine sehr eingehenden Untersuchungen führen den Verf. zu dem Schlusse, daß die gesamten den Bauxit ausmachenden Substanzen bereits in den abgelagerten Malmkalken vorhanden gewesen sind, und die Bildung der Erze selbst nur als Folge von Auflösungsvorgängen aufzufassen ist.

A. Sachs.

Salzlager.

Schloesing père: Sur les eaux mères des marais salants. (Compt. rend. 152. 741—746. 1911.)

Während eines Aufenthaltes in Tunis entnahm Verf. den Salinen von La Goulette 4 Proben von Mutterlauge. Die erste derselben repräsentiert das Stadium beginnender Steinsalz-Ausscheidung (1), die folgenden je ein späteres Kristallisationsstadium (2—4). Sie wurden morgens, also vor der täglichen durch die Sonnenstrahlung bewirkten Übersättigung gesammelt und waren daher nur sehr wenig übersättigt. In je 1 l Lauge wurden gefunden in g:

	1.	2.	3.	4.
Na Cl	257,0	229,4	197,3	171,4
Ca SO ₄	1,3	—	—	—
Mg SO ₄	21,9	42,1	56,5	69,1
Mg Cl ₂	32,3	62,2	81,7	99,7
K Cl	6,7	13,8	18,3	23,3
Na Br	0,8	1,5	2,0	2,5
H ₂ O	890,6	882,9	886,6	886,2
Sa.	1210,6	1231,9	1242,4	1252,2 ¹

Man hat behauptet, daß solche Laugen während des Fließens über durchlässigen Boden ihre Zusammensetzung infolge verschiedener Diffusionsgeschwindigkeiten ihrer Bestandteile ändern. Das ist bei La Goulette

¹ Verf. nennt 1252,3. Ref.

nicht der Fall (trotz sehr durchlässigen Bodens). Der Gehalt z. B. der 4. Lauge an $MgSO_4$, $MgCl_2$, KCl , $NaBr$ ergibt auf 100 g umgerechnet 35,5 g $MgSO_4$, 51,2 g $MgCl_2$, 12,0 g KCl , 1,3 g $NaBr$, der Gehalt des Meerwassers liefert 35,5 g $MgSO_4$, 51,5 g $MgCl_2$, 11,7 g KCl , 1,3 g $NaBr$.

Johnsen.

Debler, E.: Über ozeanische Salzablagerungen. Erlangen 1913.

Rózsa, M.: Zusammenfassende Übersicht der in den Kalisalzlagern stattgefundenen chemischen Umwandlungsprozesse. (Zeitschr. f. anorg. u. allg. Chemie. 92. 297—300. 1915.)

Jänecke, E.: Einige neue Modelle der Vanthoffschen Untersuchungen ozeanischer Salzablagerungen. (7. Jahresber. d. Niedersächs. geol. Ver. 1914. 59—70, 1 Taf. 4 Fig.)

Junghann, H.: Die Salpeterindustrie Chiles unter besonderer Berücksichtigung ihrer Wirtschaftslage. (Glückauf. 1914. 376—384. 7 Fig.)

Geologische Karten.

Die soeben erschienene 113. Lieferung der Geologischen Spezialkarte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten umfaßt die Blätter Eisenach, Wutha, Fröttstedt und Sälzungen. Sie beansprucht ein besonderes Interesse durch die Mannigfaltigkeit der geologischen Erscheinungen in diesem auch wegen seiner landschaftlichen Schönheiten viel besuchten nordwestlichsten Ende des Thüringer Waldes. Während das eigentliche, aus Glimmerschiefer, Gneis und Granit bestehende Kerngebirge bereits in dem mächtigen Pfeiler des Ringberges bei Ruhla endigt, umschlingen die dyadischen Randbildungen in großer Mächtigkeit und Ausdehnung bis zur Ruine Brandenburg an der Werra diesen ältesten Kern. Endlich legen sich beiderseits der paläozoischen Bildungen die Triastafeln, gegen SW flacher, gegen NO steil und durch intensive Grabenbrüche zerschnitten, an den Horst des Waldgebirges.

Auf Blatt Eisenach trennt das breite Tal der Hürsel das triadische Vorland mit den altbekannten Liasschollen am Wadenberg nördlich Eisenach von dem Wartburg-gekrönten Gebirgstheil in der östlichen Hälfte des Blattes. Hier sind die interessanten Erosionsformen in den oberrotliegenden Konglomeraten und Schiefeln, die schmalen Täler, die bis zur Form der Klamm führen können, allen Wanderern des Thüringer Waldes bekannt. Gegen SW taucht das Rotliegende unter die Zechsteinformation, die hier in breitem Ausstrich, namentlich bei Eppichnellen an der Werrabahn, ausgezeichnete Profile bietet. Den südwestlichen Teil des Blattes bedeckt der Buntsandstein, gelegentlich durchsetzt von den letzten gangförmigen Basaltausläufern der Rhön. Hier sind namentlich an der Stoffelskuppe die Kontakterscheinungen ausgezeichnet zu beobachten.

Ein ähnliches Bild bietet Blatt Salzungen, dessen nordöstlicher Teil, dem eigentlichen Kerngebirge des Thüringer Waldes angehörend, von der Zechsteinformation umsäumt wird, während weiter anschließend der Buntsandstein in weiter Fläche sich ausbreitet und hier die mannigfaltigsten Formen der ober- und unterirdischen Erosion zeigt. Die Erdfälle, deren größte der Salzunger See und das Senkungsgebiet des Moorgrundes, sind die Folgewirkung der unterirdischen Salzauslaugung, während das Werratal mit seinen Flußterrassen und den zahlreichen in diese tief eingeschnittenen Seitentälern das Maß der Erosion seit der Diluvialzeit widerspiegeln.

Von besonderem Interesse ist ferner die auf Blatt Wutha dargestellte Landschaft. An das im SW des Blattes liegende Teilstück des alten Gebirges schließt sich die Zechsteinformation in der interessanten Fazies des Bryozoenriffes an, gegen Norden in breiter Fläche von Buntsandstein umsäumt, der nördlich der Hörsel unter das Muschelkalkplateau untertaucht. Der große Hörselberg bezeichnet den Rand der gleichmäßigen Muschelkalkauflagerung, während die Muschelkalkschollen am Petersberg, Reihersberg, Arnsberg und Heiligenberg eine interessante Folge tektonisch eingesunkener und durch die Erosion wieder herausmodellierter, vielfach in sich noch zerbrochener Pfeiler darstellten.

Verglichen mit diesen ungemein komplizierten Lagerungsverhältnissen, erscheint die auf Blatt Fröttstiedt zur Darstellung kommende Landschaft relativ einfach. In der Nordhälfte des Blattes durchziehen zahlreiche hercynische Verwerfungen mit schmalen versenkten Schollen als Ausläufer des Gothaer Grabens das Plateaugebiet des oberen Muschelkalks. Die Südhälfte dagegen bringt einen Teil der Keuperlandschaft und der bedeutensamen diluvialen Schotter-Terrassen, welche die aus dem Thüringer Wald hervortretenden Gewässer hier zum Absatz gebracht haben, zur Darstellung.

Geol. Landesanstalt.

Geologische Karte des Königreichs Bayern, Blatt Baierbrunn No. 713. München 1914. Bearbeitet von W. KOEHNE und H. NIKLAS (mit einem forstwirtschaftlichen Beitrag von K. GOEBEL).

Dieses Blatt ist die erste geologisch-bodenkundliche Karte, welche die geognostische Abteilung des kgl. Oberbergamtes herausgegeben hat. Sie unterscheidet sich grundlegend von den preußischen geologisch-agronomischen. Zunächst ist die topographische Unterlage insofern anders, als die Isohypsen nicht schwarz, sondern braun sind. Die braunen Striche sind an sich zwar auch recht deutlich zu sehen, aber sie wirken nicht so stark, sogar nahezu gar nicht auf die geologische Eintragung. Infolgedessen wird das geologische Bild hervorragend klar und übersichtlich. Doch liegt dies nicht nur an der Wahl der Unterlage, sondern es sind anscheinend mit großer Sorgfalt alle Eintragungen vermieden, welche die Übersichtlichkeit stören könnten. So fehlen die Buchstabenbezeichnungen für die Formationsglieder; die Bodenprofile sind zwar in weit größerer Zahl eingetragen als auf den preußischen Karten, aber nur mit kleinen roten Buch-

staben, welche die Mächtigkeit der kalkarmen Decke auf kalkreichen Gesteinen, oder bei Torf dessen Mächtigkeit in Dezimetern angeben. Auch die 52 Stellen der Entnahme von Bodenproben, welche alle mit schwarzen Ziffern und Häkchen eingetragen sind, treten doch nicht störend hervor.

Am Rande sind 14 Bodenprofile von zumeist je 1 m Mächtigkeit wiedergegeben, in welchen — eine sehr wertvolle Angabe — zwischen Wiesen-, Wald- und Ackerboden unterschieden ist. Der Wiesenboden hat eine braungraue oder schwarze oder dunkelgraue Oberkrume, also wohl einen feuchten Humushorizont. Der Waldboden hat graue oder (unter 2 cm Humus) weißliche Oberkrume, der Ackerboden überall graubraune oder braune.

Die Karte zeigt in der Südwestecke eine Endmoräne, welche an Teile einer älteren Hochterrasse angrenzt. Diese wird von der zur Endmoräne gehörigen Niederterrasse zerschnitten, welche von der Hochterrasse in größerer Fläche sanft nach Norden und Nordnordosten abgedacht ist; die Endmoräne zeigt einen Übergang zum Niederterrassenschotter. Die Hochterrasse ist, wohl durch interglaziale Verwitterung, tiefgründig verlehmt, nur oder hauptsächlich an ihren Rändern tritt der Kies mit wechselnd mächtiger Verwitterungsdecke hervor. Die Farben zeigen diese Unterschiede überraschend schön. Im ganzen ist aber, wie die roten Zahlen angeben, die Verwitterungsdecke der Hochterrasse auch an den Rändern oft noch erheblich mächtiger als die der Niederterrasse. Bei dieser ist mit verschiedenen Farben die verschiedene Mächtigkeit der postglazialen Verwitterungsdecke angegeben. Eine stärkere findet sich hauptsächlich in der Mitte des Plateaus zwischen Würm und Isar. In der Nähe des Würmtales ist die Verwitterungsdecke allgemein schwach. Längere, z. T. in sanften Bodenvertiefungen liegende Streifen von schwächerer Verwitterungsdecke ziehen sich nach Nordosten etwa in der Richtung der Abdachung bezw. in der Nähe des Isartales zu diesem hin nach Südosten.

Soweit in kurzen Zügen der Inhalt der Karte, meines Wissens der ersten, welche den Boden als die Verwitterungsdecke der Gesteine auffaßt und darstellt. Allein der Versuch einer solchen Darstellung wäre von großer Bedeutung für die Bodenkunde, aber er ist auch vortrefflich gelungen. Die Karte ist eine wertvolle Grundlage für die Bodentypenkunde, an Sorgfalt der Aufnahme und Darstellung wohl nicht zu übertreffen. Zu wünschen wäre noch die Darstellung des so wichtigen Verhaltens der Sesquioxide im Boden, ferner eine genauere Bezeichnung der Farben der Oberkrume. Namentlich ob bei den Ackerböden das Braun etwa ein Schokolade- oder Rostbraun ist, bezw. wo ev. rostbraune Flecken, d. h. Untergrundfarben in der wahrscheinlich schokoladebraunen Humuskrume auftreten. Diese Verschiedenheiten treten jedenfalls in Norddeutschland auf.

Die Erläuterungen stellen ein Heft von 100 Seiten dar und sind — besonders für eine Diluvialaufnahme — ungewöhnlich inhaltreich, in den textlichen Teilen auch von frischer Anschaulichkeit. Die 9 Kapitel sind überschrieben: I. Allgemeiner Überblick. II. Die Aufgabe unserer geologisch-bodenkundlichen Aufnahme. III. Formationsbeschreibung. IV. Chemische Analysen verschiedener Schichtproben. V. Hydrologische und klimatologische

Übersicht. VI. Geologische Einzelbeschreibungen. VII. Nutzung durch Gräberei. VIII. Forstwirtschaftliche Erläuterungen. IX. Spezielle bodenkundliche Untersuchung. Das 9. Kapitel nimmt genau $\frac{2}{3}$ des ganzen Heftes ein. — Man erfährt aus den Erläuterungen, daß nicht weniger als 3300 Bodenprofile für die Karte verwertet sind. Diese wurden zum kleineren Teil mittels Grabung, zumeist mittels Bohrung bis 1 m Tiefe aufgenommen und die Beobachtungspunkte wie die sonstigen Aufnahmeergebnisse auf den Steuerblättern 1:5000 eingetragen. Infolge dieser großen Genauigkeit findet man zahlreiche Angaben wertvoller Einzelbeobachtungen. In erster Linie kommen auch diese der Bodenkunde zugute. Besonders über die verschiedenen Verwitterungsdecken erfährt man Näheres, häufig ist die rote, rotbraune und gelbe Färbung des Untergrundes durch Eisenoxyde, bisweilen in Gestalt einer Ausscheidung von Brauneisenerz auf Klüften, erwähnt, auch die Humuskrume der verschieden genutzten Böden beschrieben. Zwei schöne Photographien von Bodenprofilen sind beigegeben.

Die spezielle bodenkundliche Untersuchung ist ebenfalls sorgfältig durchgeführt. Es wurden bestimmt: chemische Totalzusammensetzung, Nährstoffgehalt; elektrische Leitfähigkeit der Bodenlösungen; Korngröße nach KOPECKJ, Tongehalt nach SCHLÖSING-ARNTZ, Druckfestigkeit, Hygroskopizität, Porenvolum, Wasserkapazität, mineralische Zusammensetzung des Sandes, Staubsandes und Staubes der Feinerde (sowohl qualitativ wie auch annähernd quantitativ). Eine gründlichere Untersuchung ist zurzeit wohl kaum denkbar. Die Ergebnisse sind aber auch eingehend durchgearbeitet und alle Folgerungen für die Landwirtschaft gezogen. In dieser Hinsicht übertrifft die Aufnahme selbst die speziellen agronomischen Gutsaufnahmen von HAZARD, KOPECKJ und HEINRICH. D. h., auch für die praktische Bodenkunde dürfte dieses Blatt Baierbrunn von großem Werte sein.

Nicht unerwähnt lassen möchte ich, daß die Anordnung des Stoffes in den Erläuterungen mir beim Durcharbeiten eine nicht unerhebliche Schwierigkeit bereitete. Es sind die Angaben über die einzelnen Böden an mindestens 6 verschiedenen Stellen zu suchen, so daß ich — um ein klares und vollständiges Bild zu haben — den ganzen Text hätte umschreiben müssen. Mir würde die folgende Einteilung zweckmäßiger erscheinen: I. Allgemeiner Überblick (auch in hydrologischer und klimatologischer Hinsicht). II. Die Aufgaben und Methoden der geologisch-bodenkundlichen Aufnahme und der bodenkundlichen Spezialuntersuchung. III. Formations- und Bodenbeschreibung (einschließlich der Einzelbeschreibungen und Analysen nebst deren Besprechungen und wirtschaftlichen Übersichten, so daß jedes Formationsglied mit den zugehörigen Böden nur in einem Abschnitt ausführlich besprochen wird). IV. Nutzung durch Land- und Forstwirtschaft (Erträge), Gräberei und Wasserversorgung. **H. Stremme.**

Topographische Geologie.

Deutschland.

Gustav Göttinger: Morphogenetische Beobachtungen am Nordfuß des Reichensteiner Gebirges (im westlichsten Schlesien). (Mitt. d. k. k. Geogr. Ges. in Wien. 1915. 58. No. 5 u. 6. 271—302. Mit 3 Taf.)

Die sorgfältigen und durch gute Abbildungen erläuterten Beobachtungen am Nordfuß des Reichensteiner Gebirges, d. h. in Österreichisch-Schlesien, aber geographisch-geologisch bereits im Bereiche der nordischen Vergletscherung, führen den Verf. zu folgenden Ergebnissen, die nach seiner Zusammenfassung etwas gekürzt folgendermaßen lauten:

1. Den Fuß des Reichensteiner Gebirges, das entlang eines nordwestlichen Bruches abgebrochen ist, begleitet von Weißwasser bis zum Krebsbach bei Jauernig eine Terrassenrampe von 360—390 m Höhe, die als „jungtertiäre Abrasionsterrasse“¹ gedeutet wird, deren Oberfläche durch die Erosion des Inlandeises zu Rippen und Rundhöckern modelliert wurde. Eine fluviatile Entstehung der Terrassenfläche ist nicht nachweisbar. Die höhere Verebnungsfläche (460—470 m Höhe) in der Umgebung von Woitzdorf repräsentiert wahrscheinlich eine höhere Abrasionsterrasse. Die Höhenverteilung im großen ist auf die jungtertiäre, die Höhenverteilung im kleinen auf die glaziale Erosion (und Akkumulation) zurückzuführen.

¹ Die Deutung als Abrasionsterrasse einer jungtertiären Wasserbedeckung oder als Kliff eines jungtertiären Strandes leidet an der erheblichen Schwierigkeit, daß aus Mittelschlesien, wie Verf. übrigens selbst hervorhebt, Ablagerungen dieses jungtertiären Meeres nicht bekannt sind. Verf. sucht die Schwierigkeit dadurch zu umgehen, daß auch im Wiener Becken Ablagerungen auf der Strandplattform nur in manchen Gegenden gefunden wurden. Diese Beweisführung ist nicht recht überzeugend, denn man kennt in Oberschlesien — was dem Verf. unbekannt geblieben ist — ziemlich genau die Grenze der mediterranen Transgression und der jungmiocänen Ablagerungen von Oppeln. (Man vergleiche die Zusammenstellung in des Ref. Schlesischer Landeskunde p. 70 ff.) Hiernach reichten die letzten Spuren der mediterranen Transgression bis nach Annaberg bei Leschnitz O.-S., Zülz und Neustadt O.-S.

Die Süßwasserschichten obermiocänen Alters mit Landsäugetieren sind bei Oppeln selbst sowie bei Kieferstädtel bekannt.

Die Altersdeutung der Braunkohlenformation des Vorlandes, die FRIEDENSBURG als obermiocän gibt, ist, wie ebenfalls in der Schlesischen Landeskunde dargelegt wurde, nicht zutreffend. Es handelt sich um untermiocäne Braunkohle.

Ob das marine Miocänmeer nördlich von der äußersten Verbreitungsgrenze die Fähigkeit zu so intensiver Abrasionstätigkeit besessen hat, steht dahin. (Siehe die in der Schlesischen Landeskunde p. 71 wieder-gegebene Karte MICHAEL'S, wo die Grenzen des marinen Miocäns vielleicht noch etwas zu weit vorgeschoben sind.) Jedenfalls bedarf dieser Teil der Darlegungen des Verf.'s noch eingehendster Nachprüfung unter Berücksichtigung der ihm nicht bekannt gewordenen Beobachtungen in Preußisch-Schlesien. Ref.

2. Große Teile des Gebietes des Friedeberger Granitstockes sind eine ausgezeichnete glaziale Rundhöckerlandschaft mit ihren von Geschiebelehm erfüllten Mulden und Talungen. Die postglaziale Tieferlegung der Erosionsbasis äußert sich in bedeutenden Beträgen der Tiefenerosion (Schlippe ca. 50 m); viele Flüsse und Bäche treten aus einer südlichen Senkenregion in die höhere Rundhöckerlandschaft in Engtälern ein, die subglazial angelegt und postglazial vertieft sind.

3. Das Studium der diluvialen Aufschüttungen im Vorland und im Randgebiet des Gebirges ließ die Entwicklungsgeschichte während der Eiszeit entwirren. Ein präglazial bereits tief erodiertes Relief wurde verschüttet, zunächst stellenweise von Stauseetonen und von fluvioglazialen Sanden, die meist von N her während eines Eisstandes in Preußisch-Schlesien aufgeschüttet wurden. Die lokalen Flüsse brachen vollends erst gegen Schluß vor, Terrassen verursachend. Die diluvialen Schotterkegel zeichnen sich durch ähnliche Gefällsverhältnisse; aber verschiedenen hohe Scheitelpunkte aus. Die postglaziale Tiefenerosion ist auch im Gebiete der Terrassenlandschaft oft bedeutend. Während im Bereiche des Grundgebirges Engtäler eingeschnitten wurden, kam es im Bereiche der lockeren diluvialen Ablagerungen zur Bildung von breiten postglazialen, tief gelegenen Aufschüttungsböden, bei deren Verbreiterung durch laterale Erosion besonders in der Gegend von Jauernig nur kleine Riedel von den höheren diluvialen Aufschüttungsflächen übrigblieben.

4. Die geologisch-geomorphologische Analyse des Bieleletals unterhalb Freiwaldau lehrte einen komplizierten Gang der Ereignisse, vor allem mancherlei Laufverlegungen, während und nach der bis zu mindestens 485 m Höhe nachweisbaren und mindestens 180 m Mächtigkeit erreichenden Vereisung des Tals erkennen. Der Kampf der von N her kommenden Eisabflüsse mit der Biele endete schließlich mit dem völligen Durchbruch der letzteren, wobei es zu mächtigen, hohen Aufschüttungen kam und die Biele sogar in das Saubsdorfer Gebiet überfiel. Die Gegend von Sandhübel war Schauplatz eines Eisstausees von etwa 40—50 m Tiefe, dessen Seeboden und mehrfache Deltabildungen in Aufschließungen studiert werden können. Mit der Entleerung des Sees und mit dem Rückzug des Eises setzte die weitere Tiefenerosion der Biele ein, wobei sie ihr epigenetisches Engtal zwischen Sandhübel und Breitenfurt anlegte. Sie ist durch mindestens zwei von Terrassenbildungen begleitete Halte unterbrochen gewesen.

[Die sachkundigen und scharfsinnigen Ausführungen des Verf.'s würden noch an Wert gewinnen, wenn er die über analoge Glazialerscheinungen im benachbarten Preußisch-Schlesien veröffentlichten Beobachtungen eingehender berücksichtigt hätte. Ein dem Sörgsdorfer analoger Eisstausee ist z. B. bei Kamenz, also an der Nordgrenze des Reichensteiner Gebirges, von FRIEDRICH beschrieben und auch in der Schlesischen Landeskunde des Referenten (Leipzig 1913) p. 97 in seiner Bedeutung gewürdigt worden. Während es sich hier nur um Vergleichenungen handelt, erfordert die Berechnung der Eismächtigkeit, die Verf. noch am Gebirgs-

rande auf 180 m schätzt, eine Revision. Die Funde von nordischen Blöcken bis 485 m, die Verf. anführt, sind für die absolute Eismächtigkeit deswegen nicht beweisend, weil am Außenrande einer großen Eismasse dünne Gletscherzungen sogar bergauf geschoben werden können; dies geht z. B. aus den grönländischen Beobachtungen und Photographien Drygalski's hervor. Auch im Waldenburger Gebirge sind nordische Geschiebe sogar bis 555 m Höhe nachgewiesen worden, ohne daß deshalb eine entsprechende Eismächtigkeit anzunehmen wäre. Gegen diese bedeutende Eismächtigkeit sprechen die am Rummelsberg gemachten Beobachtungen:

Die wenig über 60 m hohe Gipfelkuppe des Rummelsberges, welche eine 330 m hohe Geländestufe mit einem deutlich ausgeprägten Absatz überragt, bildete zweifellos einen eisfreien Nunatak. Denn:

1. Der Steilabsturz liegt im Norden, während sich nach Süden die Gipfelkuppe viel flacher abdacht. Ein über den Gipfel selbst fließendes Landeis hätte aber gerade die Nordseite abschleifen müssen, während sich im Süden ein steiler Absturz bilden konnte.

2. Das Gestein der Kuppe ist sehr stark verwittert, nur an wenigen Stellen tritt der anstehende Granit zutage. Die Glazialerosion hätte aber allseitig, vor allem im Norden, Osten und Westen, das feste Kerngestein herausschleifen müssen.

3. Unterhalb der 330 m-Stufe ist am Rummelsberg oberhalb der sogenannten Sammelbirke Quarzitgeröll als eine von Norden stammende Lokalmoräne aufgeschlossen. Nordische Geschiebe fehlen hier ganz oder fast ganz.

Mit Rücksicht auf diese eindeutige Tatsache, welche mit den analogen Beobachtungen Lozinski's in der Lysagora übereinstimmt, ist auch am Nordabfall des Reichensteiner Gebirges mit einer wesentlich geringeren Eismächtigkeit zu rechnen, als sie Verf. annimmt. Ref.] Frech.

Rózsa, M.: Über den chemischen Aufbau der Kalisalzablagerungen im Tertiär des Oberelsaß. (Zeitschr. f. anorgan. Chemie. 1915. 93. 137—150.)

Österreich-Ungarn.

R. Kettner: Über das Verhältnis der Glimmerschiefer zu den Phylliten und den Gneisen in der Gegend von Luditz. (Abh. böhm. Akad. 1913. No. 43. Mit 1 Textfig. 9 p. Böhmisch.)

Die kurze Mitteilung über das durch den Titel gegebene Thema, inhaltsreich trotz des geringen Umfangs, ist wichtigen Fragen der Geologie Böhmens gewidmet; es sind:

1. Die Stellung der Phyllite im Flußgebiete der Střela oberhalb Plasy zum übrigen böhmischen Algonkium.
2. Das Verhältnis derselben zum Glimmerschiefer.
3. Die Natur des nordwestlich angrenzenden Gneises.
4. Das Verhältnis zwischen Gneis und Glimmerschiefer.

1. Im böhmischen Algonkium ist ein charakteristischer Horizont durch die Spilitergüsse und Einlagerungen von Kiesel- und Alaunschiefern charakterisiert; denselben finden wir in der Zone von Klattau bis Kralupy mächtig entwickelt, im nördlichen, weit schwächeren Flügel der Synklinale, deren Achse über Plasy geht, von Lité bis Horní Hradiště durch Spilite und Alaunschiefer vertreten. Die Phyllite und halbkristalline Schiefer des Střelatales bilden das Liegende dieses Horizontes, gehören also einer älteren Abteilung des Algonkiums an.

2. Die Glimmerschiefer unterteufen diese Phyllitschichten ganz konkordant und gehen ganz unmerklich in dieselben über, stellen also das unterste, älteste bisher bekannte Niveau des böhmischen Algonkiums dar. Es sind zugleich die ältesten Gesteine Böhmens, deren Alter wir heute verlässlich kennen.

3. 4. Der Gneis im Nordwesten geht nicht allmählich gegen das Liegende zu aus dem Glimmerschiefer durch unmerkliche Übergänge hervor, sondern bildet Einlagerungen, welche mit gleichem Streichen und Fallen mit dem Glimmerschiefer wechsellagern, an den Grenzflächen aber von demselben scharf getrennt sind; dafür geht der Gneis (zum großen Teile Augengneis) besonders WNW von Sichelau in einem und demselben Gesteinskörper ganz unmerklich in einen typischen Granit über. Es kann also kein Zweifel sein, daß er ein Orthogneis ist, wie dies unlängst A. KREHAN für das nicht weit entfernte größere Gneisgebiet von Buchau wahrscheinlich gemacht hat, und daß er in den älteren Glimmerschiefer in Lagergängen eingedrungen ist; bezeichnenderweise sind diese Lagergänge von Orthogneis im westlicher gelegenen Sternbachtale, näher dem Buchauer Gneisgebiet, viel zahlreicher und mächtiger als im östlicheren Tale der Kleinen Schnella, wie dies auch sehr instruktiv aus der Kartenskizze hervorgeht, welche Verf. seiner Mitteilung beigegeben hat. Das Gneisgebiet von Buchau wird vom Verf. als ein granitischer Lakkolith gedeutet, welcher in die Algonkiumschichten eingedrungen ist, sie mit Apophysen (Lagergängen) durchdrungen und zu Glimmerschiefern metamorphosiert hat, und zwar vor der paläozoischen Hauptfaltung, die ihn selber schon mitbetroffen hat.

F. Slavík.

Ostalpen.

Artur Winkler: Die tertiären Eruptiva am Ostrande der Alpen, ihre Magmabeschaffenheit und ihre Beziehung zu tektonischen Vorgängen. (Zeitschr. f. Vulkanologie. 1. 1915. 167—196. Mit 1 Übersichtskarte.)

Es wurde in dieser Arbeit der Versuch unternommen, die vom atlantischen Typus abweichenden, peripher gelegenen, pliocänen Plagioklasbasalte Oststeiermarks genetisch zu deuten und somit einen Anhaltspunkt für die Faktoren zu gewinnen, welche die Umänderung dieser, ursprünglich dem „Mittelgebirgstypus“ angehörigen Magmen bedingt haben. Diese nach Ablagerung des Unterpliocäns in der mittelsteirischen Scholle aufsteigenden atlantischen Lavafloten und die zu gleicher Zeit in der untersteirisch-kroatischen „Savezone“ eintretende Faltung der pontischen Sedimente führt zu der Annahme von einheitlichen Bewegungsvorgängen in den abweichend gebauten Regionen des alpinen Ostrandes. Diese führen, wie sich aus der jungtertiären Geschichte erkennen läßt, in Mittelsteiermark zu einem Wechselspiel von Hebung und Senkung, in der Savezone zu Faltungen und Überschiebungen der Sedimente. Auf Grund von F. KOSMAT's Darlegungen¹ lassen sich die im Jungtertiär bewegten Savefalten mit ihren gegen Süd konvexen Vulkanbögen, ebenso wie die im Norden angrenzende, starre mittelsteirisch-kärntnerische Scholle mit ihrem z. T. „atlantischen Vulkanismus“ als Ausschnitt aus der großen Region der periadriatischen Bogen auffassen; wie denn auch die tektonische Depression der „Savefalten“ südlich des Bachergebirges eine Teilerscheinung der Knickung an der alpin-dinarischen Grenzregion bildet.

Die Eruptionen der Savefalten entsprechen nach ihrem Auftreten in einem kurz vorher gefalteten Gebiet, nach der räumlichen Anordnung zu wohlgeschwungenen, einen Kontinentalsockel umsäumenden Bogen, nach dem typischen Spaltencharakter vieler Ausbrüche, nach der gewaltigen Tuffförderung und nach dem Auftreten rhombischen Pyroxens in den andesitischen und dacitischen Magmen dem pazifischen Eruptionstypus.

Eine andere Gruppe sehr stark umgewandelter Eruptivgesteine findet sich besonders am Nordostrand der Tüfferer Bucht im Bereich der paläozoisch-triadischen Antiklinalzone.

Eine weitere Serie im Kartenbild deutlich hervortretender jugendlicher Eruptionen tritt in dem Triasgebiet der Menina und von Ponigl als intrusive Spaltenfüllung auf. Diese beiden weniger bekannten magmatischen Regionen werden nicht weiter besprochen.

Der Vergleich der jungtertiären Tektonik mit den eruptiven Vorkommnissen am Ostrand der Alpen, die fast vom Rand des Wiener Beckens mit oftmaliger Unterbrechung bis nahe an die „dinarischen“ Falten reichen,

¹ Die adriatische Umrandung der alpinen Faltenregion. Zeitschr. Geol. Ges. Wien 1913.

ergab, daß das Auftreten der pliocänen atlantischen Magmen an die ausgedehnte Schwelle der Zentralalpen geknüpft ist, die vom Untermiocän an den Charakter eines typischen Schollenlandes trägt. Das Erscheinen von Übergängen von atlantischem zu pazifischem Magma im Untermiocän derselben Gegend harmoniert mit dem an der Wende von Alt- und Jungtertiär kennbaren letzten Ausklingen faltender Bewegungen im Zentralalpensaum. Schließlich ist das Hervortreten rein pazifischer untermiocäner Magmen auf die Savefalten beschränkt, d. h. auf eine Region, in welcher um dieselbe Zeit sehr intensive, mit Überschiebungen verknüpfte Faltungen erfolgten, deren allmähliches Ausklingen sich bis in die mittelplicäne Zeit hinein geltend macht.

[Es wäre eine dankbare Aufgabe, unter dem gleichen Gesichtspunkte die mehr im Alpeninnern gelegenen Melaphyr- und Quarzporphyr-Ergüsse mit der Entstehungsgeschichte der Gebirge in Beziehung zu setzen und auch das Vicentin und die Euganeen in den Kreis der gleichen Betrachtung zu ziehen. Ref.]

Frech.

Frei, Roman: Geologische Untersuchungen zwischen Sempachersee und Oberem Zürichsee. (Beiträge z. Geol. Karte d. Schweiz. Neue Folge. 45. 1914.)

Cornelius, H. P.: Über die Stratigraphie und Tektonik der sedimentären Zone von Samaden. (Ebendasselbst. 1914.)

Niggli, Paul und Walther Staub: Neue Beobachtungen aus dem Grenzgebiet zwischen Gotthard- und Aarmassiv. (Ebendasselbst. 1914.)

Lugeon, Maurice: Hautes-Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander. (Matériaux pour la Carte géol. de la Suisse. Nouv. série. Livr. XXX. 1914.)

Hartmann, Placidus P.: Zur Geologie des kristallinen Substratums der Dents de Morcles. Bern (Verlag A. Francke) 1915.

Höfer, H. v.: Schwundspalten (Schlechten, Lassen). (Mitt. d. Geol. Ges. in Wien 1915. 8. 1/2. 1—127. 2 Taf. 1 Textfig.)

Fugger, Eberhard: Das Tennengebirge. (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. Wien 1915. 64/3. 369—565. 1 Taf. 5 Illustr. im Text.)

Rußland.

P. Pravoslavleff: Kaspische Ablagerungen längs dem Fl. Ural. (Ber. d. Donschen Aleksejevschen Polytechnischen Institutes. Novotscherkassk 1913. 2. Liefg. 2. 59 p.)

Die vorliegende Arbeit ist das Ergebnis einer vom Verf. im Jahre 1911 von Gurjeff nach Uralsk längs dem Urallauf ausgeführten Reise. Das untersuchte Gebiet — die sogen. Wolgo-Uralische Steppe — ist eine weite Niederung, welche sich sehr langsam nach dem Kaspischen Meere

senkt und deren Höhe zwischen + 30 m (Uralsk) und — 22 m relativ zum Meeresniveau liegt.

Von tertiären und posttertiären Sedimenten vom kaspischen Typus sind die folgenden Stufen angetroffen worden (von unten nach oben):

1. Aktschagyl-Stufe, unmittelbar und anscheinend konkordant den obersten Mergeln aufliegend; zu unterst konglomeratische Sande, dann sandige Mergel, wieder Sande und endlich sandige Kalke mit reicher Fauna. Die beobachtete Gliederung in eine untere sandige Serie mit kleinen Exemplaren von *Maetra subcaspia* und *M. Venjukovi* und eine obere sandig-tonig-kalkige Serie mit sehr viel *Potamides caspius* u. a. bildet vielleicht ein Analogon zu der von SOKOLOW beobachteten faziellen Zweiteilung in der hinteruralischen Steppe.

2. Apscheron-Stufe; diese kann bisher nur provisorisch ausgeschieden werden. Es treten zwar die charakteristischen Formen, wie *Cardium intermedium*, *Monodacna propinqua* etc. auf, doch werden diese auch innerhalb der Baku-Schichten angetroffen, wobei die unvollständige Kenntnis der Faunen beider Stufen die Frage offen läßt, ob sie sich hier auf sekundärer oder primärer Fundstätte befinden. Wie nach oben, so ist auch nach unten, gegenüber dem Aktschagyl, die Abgrenzung noch durchaus unsicher, da ja diese Stufe in jüngster Zeit durch ANDRUSOFF eine Umdeutung erfahren hat (überpontisch statt unterpontisch). Nur eine Revision der kaspischen pontischen Stufe könnte hier Klarheit schaffen.

3. Baku-Stufe — sandig-schlammige Flachwasserbildungen mit Muschelkalken, die neben typischen kaspischen Formen (*Didacna*, *Monodacna*, *Dreissensia*) auch Süßwasserformen (*Unio*, *Paludina*, *Planorbis*, *Succinea*) enthalten. Die stellenweise beobachtete, fast unmittelbare Auflagerung auf dyadischen Gipsen und der zuweilen konglomeratische Charakter mit älteren Komponenten macht wahrscheinlich, daß Terrainunebenheiten bzw. tektonische Störungen schon vor Ablagerungen dieser Stufe bestanden. Sie wurden dann auch von späteren Dislokationen (ONO-Streichen) ergriffen.

4. Altpleistocäne, terrestrische und Süßwasserbildungen: Sande, Tone, Sumpfablagerungen, Löß mit *Planorbis*, *Limnaeus*, *Succinea* und Wirbeltieren (*Equus*, *Bos*, *Elephas*), oben z. T. vom transgredierenden aralo-kaspischen Meere abgetragen.

5. Ältere sogen. aralo-kaspische Ablagerungen. Verf. unterscheidet in Übereinstimmung mit ANDRUSOFF 3 „Stufen“, besser Zonen: 1. chosarische Stufe (Untere Wolga — fehlt am Ural), 2. chwalynische Stufe oder eigentliches Aralo-kaspium — Schichten ohne *Cardium edule*, 3. jüngere kaspische Sedimente mit *C. edule*. Die Stufe 2 zeigt Flachwassercharakter — es sind wenig mächtige Sande mit Muschelkalken (*Didacna protracta*, *Monodacna caspia*, *Adacna plicata*, *Dreissensia polymorpha*, *D. rostriformis* etc.). Sie haben wohl das ganze Gebiet bedeckt.

6. Es folgen im Süden die jüngsten kaspischen Muschelkalke, welche faunistisch ganz rezenten Habitus besitzen und nach oben Brackwassercharakter annehmen. Sie werden von diagonal-geschichteten Sanden über-

deckt, welche wohl mit dem Frühjahrshochstand des Urals und Überschwemmungen des Kaspimeeres zusammenhängen, wie sie noch heute am Kaspiufer in kleinerem Maßstabe auftreten.

Die wichtigsten Züge in der jüngsten Geschichte der Uralischen Steppe sind demnach: eine flache, aber weitgehende Transgression in der Aktschagylzeit, ein Fortdauern dieses Meeres in der Bakuzeit, wobei es allmählich einen ausgesprochenen Limanencharakter annahm und ausgestübt wurde, eine nachfolgende starke Regression (terrestrische Sedimente) und wiederum eine Überflutung durch das Aralo-kaspische Becken, welches dann allmählich bis heute zurückwich. Die Gründe dieser Bewegungen sind nach dem Verf. teils in klimatischen Änderungen, teils in der jungen Gebirgsbildung zu suchen. Die Tatsache, daß die jüngsten Sedimente der Kaspistufe in anderen Gebieten (Aral, Apscheronhalbinsel) bis zu 80 m ü. M. liegen, im Uralgebiet aber bei 0 und sogar unter Meeresniveau, scheint dem Verf. auf eine ganz junge Senkung dieses Landstriches hinzudeuten; dafür spricht vielleicht auch der trotz ihrer tiefen Lage sehr flache Charakter dieser Sedimente am Fl. Ural, das ziemlich tiefe Einschneiden des Flusses in seine Ufer und das hier konstatierte Fehlen des sonst so häufigen *Cardium edule*, was für eine starke Aussüßung spricht, d. h. eine früher relativ höhere Lage gegenüber dem Wasserspiegel des Kaspibeckens andeutet.

S. v. Bubnoff.

P. Pravoslavleff: Zur Geotektonik des Inderschen Rayons. (Ber. d. Aleksejevchen Donschen Polytechnischen Institutes. 1913. 2. Liefg. 2. 39 p. Mit 1 Kartenskizze.)

Der Inder-See befindet sich 10—12 km östlich vom Fl. Ural, 130 km nördlich vom Kaspischen Meer. Es ist ein elliptischer Kessel von 10—12 km Länge und 8—9 km Breite, etwa 8 m ü. M. gelegen und stets von einer Salzschiefer bedeckt. Im nördlichen Teil wird er von einem Höhenzug umgeben, welcher etwa 44 m abs. H. erreicht, im Osten und Süden liegen einzelne kleinere Hügel. Das Profil setzt sich nach Verf. folgendermaßen zusammen:

1. Dyadische Gipse mit sandigem Mergel und Kalk.
2. Sandige Schiefer mit spärlichen Pflanzenresten und Pelecypoden-Steinkernen — Jura, vielleicht z. T. noch Trias.
3. Schieferige Tone mit Gips und *Rhynchonella Oppeli*, *Hinnites velatus*, *Lucina Fischeri*, *Perisphinctes* sp., *Quenstedticeras* sp., *Belemnites Puzosi*, *Gryphaea dilatata* u. a., also Oxford bzw. Callovien.
4. Dunkelgraue Tone mit *Perisphinctes Quenstedti*, *Perisph. Zarajskensis*, *Olcostephanus pusillus* u. a. — untere Wolga-Stufe.
5. Kreide (oben senone Schreibkreide).
6. Aktschagyl-Stufe mit reicher Fauna. Konglomerat, Kalksande und Mergel.
7. Feinschichtige, sandige Tone der Apscheron-Stufe.
8. Grünliche Tone und eisenhaltige Sande mit Fauna der Baku-Stufe.

9. Terrestrische Ablagerungen und aralo-kaspische Sande und Tone.

10. Rezente äolische, diluviale Bildungen und Ablagerungen der Salzseen.

Die Tektonik konnte Verf. nur in den Grundzügen klarlegen, da ihm zur Zeit seines Aufenthaltes am Inder-See eine gute topographische Unterlage fehlte. Es ließen sich jedoch deutlich vier sich kreuzende Dislokationsrichtungen unterscheiden, nämlich mit WNW-, NNW-, ONO- und NNO-Streichen. Diese vier Richtungen bedingen eine mehr oder weniger deutliche Aufeinanderfolge von Synklinen und Antiklinen, wobei an den Kreuzungspunkten zweier verschiedenen streichender Störungsliuinen zahlreiche Verwerfungen und Blattverschiebungen zu beobachten sind. Dem Alter nach sind die Störungen mit NNW- und ONO-Streichen die jüngsten: sie fallen in die Zeit nach der Ablagerung der Baku-Stufe und vor der aralo-kaspischen Transgression. Die NNO-Störungen, welche stellenweise in die NW- und ONO-Richtung umgelenkt werden, scheinen älter zu sein, ebenfalls diejenigen von den WNW-Störungen, welche nicht als Resultierende der vorhergenannten Dislokationsrichtungen anzusprechen sind. Sie sind im Wolga-Ural-Gebiet weit verbreitet. Die Form des Inder-Sees ist durch diese Störungen beeinflusst und der Kessel selbst scheint an der Stelle der intensivsten Durchkreuzung der einzelnen Dislokationsrichtungen zu liegen.

Alle diese Dislokationen ordnen sich zwanglos in jenes System junger Störungen ein, welche die aralo-kaspische Niederung im Norden umsäumen und wohl in engem Zusammenhang mit der kaukasischen (möglicherweise mittelasiatischen) Gebirgsbildung stehen. S. v. Bubnoff.

H. Krascheninnikow: Zur Tektonik des Granitmassives von Tscheljabinsk. (Ann. géol. et minéral. de la Russie. 1914. 16. H. 1. Mit 1 Taf.)

Das untersuchte Granitmassiv zieht sich auf einige 10 km nördlich, westlich und südlich von Tscheljabinsk hin. Es wird im Süden und Südosten von Porphyriten umsäumt, welche z. T. in den Granit eingreifen. Morphologisch gehört es zu dem bekannten Peneplain-Streifen am Osthang des Urals, welcher nach KARPINSKY die Abrasionsfläche des Kreide- oder Alttertiärmeeres darstellt. Die hier vorkommenden Granite sind recht mannigfaltig — ein Biotitgranit mit großen basischen Schlierenausscheidungen herrscht vor. An der Südgrenze, in der Nähe des Kontaktes mit dem Untercarbon, treten Granitgneise auf, welche starke Kataklyse aufweisen und unmerklich in den Granit übergehen. Pegmatitgänge und Quarzadern von wechselndem Streichen sind sehr verbreitet; an letztere ist die Goldführung gebunden. Die Tektonik trägt im allgemeinen disjunktiven Charakter; die Zahl der einfachen und der Blattverwerfungen ist sehr groß und läßt sich in mehrere voneinander unabhängige Systeme bringen. Ganz allgemein kann man sagen, daß die Klüfte und die Ver-

verfungen im Südosten mehr oder weniger meridionales Streichen besitzen und von hier in einem nach NW geöffneten Halbfächer auseinandergehen.

Interessant sind einige gesetzmäßig wiederkehrende Veränderungen an den Verwerfungsklüften. In der Nähe der Kluft, welche gewöhnlich von schönen Spiegelflächen und Harnischen begleitet wird, befindet sich beiderseits eine Zone intensivster Kataklyse, welche durch eine vollständige Zerstäubung und nachträgliche Neuzementierung des Gesteins gekennzeichnet wird. Das dichte, hornsteinartige, bläulich-graue Gestein dieser „Zone der Pressung und Zermahlung“ unterscheidet sich scharf vom normalen, hellen Granit. Etwas weiter von der Kluft ist das Gestein zwar äußerlich mehr oder weniger unverändert, zerfällt aber leicht in eine Menge von kleinen Vielecken mit glatten Wänden, so daß hier noch eine äußere „Zone der Verdrückung“ unterschieden werden kann.

Die Sprunghöhen der Verfungen scheinen im allgemeinen gering zu sein, wie gelegentlich an Gängen beobachtet wurde.

Der Anfang der tektonischen Bewegungen fällt in das Untercarbon, da die entsprechenden Sedimente den gleichen Störungscharakter besitzen. Nach der Bildung dieser carbonischen Verfungen beginnt bekanntlich nach KARPINSKY die intensivste Erhebung des Urals. Hierbei wurden die Granitmassive in einzelne Fetzen zerrissen und bildeten kleine Teilhorste, zu denen auch das Tscheljabinsker Granitmassiv gehört; diese Bewegung wurde an den Rändern von porphyritischen Ergüssen begleitet, die dann in einer nachfolgenden Störungsperiode ebenfalls disloziert wurden. In diese Zeit fällt die Bildung des fächerförmigen Verfungsnetzes, welches Verf. auf Torsionserscheinungen zurückführt. Verf. unterscheidet bei dieser Bewegung folgende Phasen: die sich zunächst bildenden Klüfte wurden von Quarzadern erfüllt; es folgte eine neue Verschiebung an den nicht ganz ebenen Kluftflächen, welche die Bildung einer mächtigen Reibungs-breccie (Zermahlungszone) zur Folge hatte; die äußere Verdrückungszone erklärt sich vorwiegend aus den Belastungsverhältnissen der sich gegeneinander verschiebenden Massen. Diese Störungen fallen wahrscheinlich noch in die Haupterhebungszeit des Urals (dyadisch); die nachfolgenden Bewegungen (Rhät, Lias) waren hier nach dem Verf. von geringer Bedeutung.

S. v. Bubnoff.

Deutsche Kolonien.

O. Mann und E. Hennig: Mesozoische Ablagerungen in Adamaua, Kamerun. (Beitr. z. geol. Erforsch. d. deutsch. Schutzgebiete. H. 7. 1913. Mit 1 Taf. u. 3 Textfig.)

Auf Grund eigener Beobachtungen gibt der Gouvernementsgeologe MANN zuerst einen Überblick über die geologische Beschaffenheit Adamauas. Dies ist darnach ein flachhügeliges, vielfach ebenes Gneisland, aus dem eine Reihe von oft granitischen Bergketten und Einzelbergen hervorragt. Nach Norden zu legen sich auf die Gneisplatte die jungen Sedimente des

Tsad-Logone-Scharibeckens, und im Zuge des Benuetales sind die sogen. Bennesandsteine verbreitet, denen wohl eher ein senones als eocänes Alter zukommen dürfte, wie das Ref. im Heft 1 der Beitr. z. geol. Erforsch. d. deutsch. Schutzgebiete p. 48 näher ausgeführt hat. Einen Teil des Benuetales oberhalb Garua erfüllen Schottermassen, die nach PASSARGE der Pluvialzeit angehören. Außerdem gibt es auf der Adamauaplatte noch eine Reihe von Schollen älterer, z. T. kontaktmetamorpher Schiefer (Mao Lidi = Sidi, Hossere Bidjar und Ssarauiel balaraba). Besondere Beachtung verdient wegen seiner Fossilführung das letztgenannte Vorkommen. PASSARGE kannte von hier schlecht erhaltene, aber die charakteristische faserige Schalstruktur zeigende, 5—6 mm große Brachiopodenreste, die nach JAEKEL einen altertümlichen Habitus besitzen, und neigte deswegen dazu, die Schichten als paläozoisch anzusehen (Adamaua, p. 559, Anm. 59, und Zeitschr. Ges. f. Erdkunde. 1910. p. 459). MANN gelang es nun, aus einem Aufschluß, der wohl mit PASSARGE's Mao Dakume übereinstimmt, eine Reihe von Fischresten zu bergen, die von HENNIG näher untersucht wurden; die Brachiopodenreste sind dagegen verloren gegangen. Es ist sehr bedauerlich, daß MANN nicht die Zeit gefunden hat, die Lagerungsverhältnisse unter Berücksichtigung der älteren Angaben von PASSARGE eingehender darzustellen. So erfahren wir denn nicht viel mehr, als daß am ? Mao Dakume eine Gruppe von NW oder W streichenden und durchschnittlich unter 40° nach S einfallenden Grauwacken, Quarziten und dunklen Tonschiefern (in diesen die Fischreste!) vorliegen, die von einem Porphyrgang „gestört“ werden. Es bleibe auch dahingestellt, ob man, wie MANN es will, alle Schiefervorkommen Adamauas als gleichalterig anzusehen hat, ferner ob es richtig ist, von einer Einfaltung dieser Schiefer zu reden.

Im zweiten Teile gibt HENNIG die Ergebnisse seiner Untersuchungen an den Fossilien von Ssarauiel balaraba. Unter den Fischresten erkannte er eine *Lepidotus*-Art, welche dem *Plesiodus pustulosus* WAGN. aus dem lithographischen Schiefer nahesteht, aber doch eine besondere Art darstellt, die *Lepidotus Manni* benannt wird. Beschuppung, das Kopfskelett und ein Flossenteil werden eingehend beschrieben und abgebildet; die Körperrisprofile sind nicht hinreichend zu ermitteln. Außerdem wurde ein Sauropterygierzahn festgestellt. Darnach ist für die Fischschiefer von Ssarauiel das mesozoische Alter gesichert und oberjurassisches sehr wahrscheinlich. Beziehungen zu den fischführenden Mamfeschiefen des Croßfuß-Gebietes bestehen nicht, eher wäre ein Anschluß an die ebenfalls *Lepidotus*-Reste führenden Lualabaschichten des oberen Kongo denkbar.

Die Ansicht (p. 27), daß für die Ssarauielschiefer der marine Charakter durch Brachiopoden gewährleistet sei, kann Ref. nicht teilen und verweist dafür auf die oben mitgeteilte, unzulängliche Charakterisierung dieser Reste; ein Bestimmungsfehler erscheint bei derartig mangelhaften Stücken doch durchaus möglich.

Koert.

W. Janensch: Über Torfmöore im Küstengebiete des südlichen Deutsch-Ostafrika. (Archiv f. Biontologie. 3. H. 3. 265—276. 1914. Mit 2 Taf. u. 2 Textfig.)

Angeregt durch den verstorbenen H. POTONIÉ achtete Verf. bei Gelegenheit der Tendaguru-Expedition auf etwaige Torfmoore im Küstenlande des südlichen Deutsch-Ostafrika und konnte deren am unteren Lukuledi fünf feststellen, nämlich:

1. Als am weitesten talabwärts belegen ein in der 80 m breiten Talsohle des Mahumbikabaches, $\frac{3}{4}$ Stunden westlich Mroweka, auftretendes Moor mit einem Bestand von Schilf, Busch, niederen und einzelnen höheren Bäumen. Torfmächtigkeit $> 1,75$ m.

2.—4. Bei der Pflanzung Narunyo, 2 Stunden oberhalb Mroweka. Das sogen. große Narunyomoor wird vom gleichnamigen Bach, einem Zufluß des Lukuledi, durchzogen, ist etwa 350 m breit, 1000 m lang und bis über 1,5 m mächtig. Nach dem nördlichen Talrande zu steigt es um etwa 1,5 m an, ähnlich einem Gehängemoor, und hatte hier als Unterlage sandigen, faulschlammhaltigen Ton. Dicht vor dem Lukuledi wird das Moor durch eine schmale Zone von Alluvialton abgelöst. Einen charakteristischen Baumbestand nahe dem Talrande geben enggestellte, gerade, nur etwa 0,3 m dicke Stämme von *Barringtonia racemosa* ab, während nach dem Lukuledi zu ein reicheres Unterholz, u. a. von Kletterfarnen durchzogen, zwischen einzelnen stärkeren Bäumen sich einstellt. Pflanzenproben sind nicht gesammelt, doch konnte WERTH aus den Aufnahmen die angegebenen Typen feststellen. Der Torf ist breiartig weich und zeigt noch in voller Deutlichkeit die pflanzlichen Bestandteile. Das kleine Narunyomoor liegt oberhalb, nur 0,4—0,5 km unterhalb der Quelle desselben Baches in der 130 m breiten Talsohle und ist bis über 2,25 m mächtig. Es trägt auch den *Barringtonia*-Bestand. Ein drittes Moor südlich vom Wohnhause der Pflanzung Narunyo ist einige Hektar groß.

Aus dem Mbenkurutal beschreibt Verf. ferner:

1. Den Pindirosumpf (70 m Seehöhe) mit auffallend dürftiger Vegetation (niedriges Gras, Seggen, Farnkräuter). Die Ursache für die Vegetationsarmut ist unbekannt.

2. Am Mto Nyangi, 5 km W vom Pindirosumpf, sind nach v. STAFF an dem von *Barringtonia* umgebenen See Anzeichen von Moorbildung unverkennbar. Dem Mto Nyangi soll eine Meereshöhe von nur 50 m zukommen, während die morphologische Karte von HENNIG und v. STAFF 127 m Höhe angibt; letztere Angabe dürfte die wahrscheinlichere sein, da ein Abfluß zu dem 70 m hoch gelegenen Pindirosumpf bestehen soll.

Bei allen diesen Mooren handelt es sich um Flachmoore in Seehöhe von höchstens 150 m und bedingt durch den Austritt von reichlichem Grundwasser. Die Aschen der Torfproben ergaben bei der Analyse den bemerkenswert hohen Gehalt von 29,06—60,4 % Kieselsäure, worauf POTONIÉ bereits seinerzeit hingewiesen hatte und was er als bezeichnend für tropische Torfe anzusehen geneigt war. Der im Vergleich zu den europäischen Torfen höhere Kieselsäuregehalt könnte entweder aus der

Pflanzensubstanz oder aus dem Grundwasser stammen; welche Möglichkeit in Betracht kommt, wäre noch näher zu untersuchen. Der Gehalt an Kalk ist niedriger als bei europäischen Flachmoortorfen [nicht Flachlandtorfen, wie es p. 276 Zeile 14 von unten heißt!].

Schöne Vegetationsbilder sind der Arbeit beigegeben.

Koert.

Asien.

Max Blanckenhorn: Syrien, Arabien und Mesopotamien. (Handbuch der Regionalen Geologie, herausgegeben von G. STEINMANN. 5. 4. Abh. 17. Heft. Heidelberg 1914.)

Für die Bearbeitung von Syrien, Palästina und Arabien ist Verf. ganz besonders durch ausgedehnte, alle drei Gebiete umfassende Reisen vorbereitet; nicht minder hervorragend ist die Beherrschung der ungleichwertigen und sehr ausgedehnten Literatur, die bis zu den letzten Erscheinungen Berücksichtigung gefunden hat.

Indoafrika, oder die große, durch meridionale Brüche zerspaltene Wüstentafel und die vorderasiatischen Faltengebirge sind, wie aus Reisen des Ref. und aus der Darstellung BLANCKENHORN's hervorgeht, enger verbunden, als man nach der inneren Verschiedenheit des Aufbaues annehmen sollte. Einerseits klingt am Südabhang des Kurdengebirges die taurische Faltung derart aus, daß schließlich das marine Miocän sich der nur wenig gehobenen und gefalteten Oberkreide anlagert¹, und andererseits dringt das nördliche Ghâb [wie man den Graben des Kara-su oder Melas wohl am einfachsten bezeichnet. Ref.] noch in das Gefüge des Kurden- und Amanosgebirges ein.

Syrien und Arabien gehört zur großen Saharatafel, deren morphologischer Charakter nicht durch Faltungen der Erdrinde, sondern durch Brüche bestimmt ist, die allein ihre Einförmigkeit unterbrechen. Die wichtigsten Bruchlinien hängen mit dem großen südnördlichen Bruchsystem zusammen, das den Osten Afrikas großenteils durchzieht, dort die Grabeneinbrüche des Nyassa- und Tanganjika-Sees, des Natron-, Baringo-, Rudolf-, Stephanie-Sees und anderer langgestreckter Seen bedingt und im O des abessynischen Horsthochlandes Afrikas Ostküste erreicht. Von hier an bildet der junge Graben des Roten Meeres, der Typus und gewaltigste aller Grabenbrüche der Erde, die Scheide zwischen der nordafrikanischen Saharamasse und Arabien, die in geologischer und geographischer Hinsicht einander verwandt sind und ursprünglich zusammengehangen haben.

¹ Die Grenze beider, wie sie die geologische Karte des Verf.'s am Euphrat zwischen Biredjik und Djeroblus auf Grund älterer Reisenotizen supponiert, entspricht meinen Beobachtungen nicht. Der Euphrat ist hier vollständig in das Miocän eingeschnitten, dessen Versteinerungen (*Cardium subhians*) ich noch in nicht allzu großer Entfernung auffand und dessen Gesteine ich bis an die Stromufer verfolgt habe. Ref.

Am Nordende des Roten Meeres findet eine Gabelung des Hauptgrabens in zwei schmalere Teilgräben statt, den Golf von Suez, der die bisherige erythräische Richtung beibehält, und den Golf von Akaba, der nach N abgeht und den dreieckigen stehengebliebenen Keilhorst der Sinaihalbinsel im O umschließt. Das große, komplizierte syrische Bruchsystem mit Brüchen in S—N- und SSW—NNO-Richtung bildet die unmittelbare Fortsetzung des Akabagolfes und erstreckt sich durch ganz Syrien hindurch bis in die Randketten des kleinasiatischen Faltungsgebirges. Seinen prägnantesten Ausdruck findet es in der Bildung einer beiderseits von Randverwerfungen eingeschlossenen Grabenfurche, der zweitiefsten Furche im Antlitz der Erde, die am Toten Meer eine Depression von 392 m unter dem Meeresspiegel erreicht¹. Dieser Hauptgraben, der ganz Syrien in einen westlichen und östlichen Teil zerlegt, beherrscht zusammen mit den zahlreichen, parallelen oder in spitzem Winkel von ihm ausgehenden, z. T. gegabelten Brüchen und einigen Querbrüchen in O—W- und SO—NW-Richtung die ganze Oberflächenform des Landes. Diese Einbrüche wurden begleitet von vulkanischen Eruptionen und Deckenergüssen, die der Grabenmitte oder den Seitenhorsten angehören; die Hauptbruchspalten sind fest verkeilt und daher eruptivfrei.

„Die Entstehung großer bruchartiger Zerreißen der Erdrinde erklärt man mit Spannungsdifferenzen“ bei der Kontraktion derselben². „An den Stellen größter Spannung klapft der Schichtenverband in der Krisis, der aber gewöhnlich eine mehr oder weniger leichte Aufwölbung oder Faltung der Sedimente in großem Maßstab vorangeht“. Sind Lavaneister in der Tiefe verborgen, so kann an der geöffneten Bruchspalte Magma emporgequetscht werden. Die Gebirgsbewegungen gingen vornehmlich von einem Zentrum, oder wenigstens einer Richtung aus, und zwar in dem ostafrikanisch-arabisch-syrischen Bereich von Osten. Von der Bruchzone aus nehmen die Meereshöhen in dem großen arabischen Senkungszirkus in der Richtung W—O bzw. SW—NO bis zum Tiefenzentrum des Perser Golfes ab.

Einen anderen großen, senkrecht zu dem ostafrikanisch-erythräischen verlaufenden Graben stellt der breite Golf von Aden dar, der wohl gleichzeitig mit dem Roten Meer einbrach und erst den Gewässern des Indischen Ozeans den Zugang zu jenem Becken öffnete. Die durch diesen Einbruch bedingte Südküste Arabiens ist geologisch ganz das Spiegelbild der Somaliküste mit der einen Ausnahme, daß jungvulkanische Ergüsse, abgesehen von der Gegend der Vereinigung der zwei großen Gräben zwischen Aden und dem abessinischen Hochland, sonst der afrikanischen Küste fern zu bleiben scheinen, während sie uns an der Küste Hadramaut auf Schritt und Tritt begegnen.

¹ Nach Korvettenkapitän JAKOBS ist die tiefste Furche die Sohle des Tanganjika-Sees stellenweise bis 1000 m unter den Spiegel des Indischen Ozeans abgesunken. Vergl. O.-E. MEYER: Die Brüche von Deutsch-Ostafrika. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. XXXVIII. p. 856 u. 873.

² Vergl. hierzu: O.-E. MEYER: Die Brüche von Deutsch-Ostafrika. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. XXXVIII, bes. Kap. XI.

Die Geschichte eines Teils des Roten Meeres hebt schon zur Miocänzeit an. Dagegen sind Jordantal und Totes Meer jünger als das Rote Meer oder dessen ursprüngliche Binnenseekette. Ihre Bildung fällt in den Anfang des Diluviums, während die Furche des Roten Meeres vielleicht schon zur Pliocänzeit bestanden hat, allerdings ohne Meeresbedeckung. Eine direkte Wasserverbindung zwischen dem Golf von Akaba und dem Toten Meer war nie vorhanden. Dem widerspricht die nur aus Kreidesteinen bestehende Schwelle im Wadi Araba. Die altdiluvialen Meeresablagerungen im S dieser Schwelle steigen nur bis zu + 30 m Meereshöhe empor, während die Wasserscheide an ihrem tiefsten Punkte + 250 m erreicht.

Suezgolf und Rotes Meer zeigen einen fortwährenden Wechsel der Tiefenmaxima. Eine Linie, welche die tiefsten Punkte des Suezgolfs in dessen Längserstreckung verbinden würde, ist eine ganz unregelmäßig auf- und absteigende Wellenkurve. Die Hypothese einer Kette von Seen, die durch Bodenschwellen getrennt waren, müßte also auch auf den Golf von Suez angewendet werden, wenn man einmal das heutige Relief zugrunde legen will. Die Flußerosion allein kann ohne Zuhilfenahme von Spaltenbildungen und lokalen Einbrüchen die vorhandenen Reliefformen nicht erklären.

Die speziellen Küstenformen der Ufer des Roten Meeres sind im einzelnen durch die Korallenriffe beeinflußt, welche die Schifffahrt dort recht gefährlich machen. Die ältesten Riffe sind mehr oder weniger disloziert und oft zu bedeutenden Höhen (bis zu 230 m und mehr) emporgehoben. Das hängt mit nachträglichen Verwerfungen während der älteren Diluvialzeit zusammen.

Der Westen Arabiens hat in seiner 1150 km langen Erstreckung einen im wesentlichen gleichartig orographischen Charakter. Hinter der durch Korallenriffe oft abgesperrten Küste liegt der nirgends über 50 km breite, öde, z. T. sumpfige und dann fieberschwangere Küstenstrich, el-Tihama genannt. Dann folgt das von verschlungenen Wadis tief durchfurchte, schwer ersteigbare Hochland in mehreren steilen Terrassen. An die höchste Kante schließt sich, manchmal durch eine dem Roten Meere parallele Bruchlinie vom eigentlichen Berglande, dem sogenannten Serat, geschieden, ein unmerklich nach ONO geneigtes Plateau, das nach O in die Sandwüste Innerarabiens übergeht. Die Höhen sind z. T. beträchtlich, namentlich im S und N. Die Berge von Jemen gipfeln z. T. noch über 3000 m.

Abgesehen von den so weit verbreiteten jungvulkanischen Ergüssen gewährt die Provinz Hedjas geologisch ein ähnliches Bild wie das jenseits des erythräischen Grabens liegende östliche und südöstliche Ägypten. Im nordöstlichen Innern an der Hedjasbahn herrschen im Untergrund sedimentäre Formationen, im SW archaische kristalline Schiefer und alte Eruptivmassen. Unter ersteren spielt allerdings im Gegensatz zu Ägypten neben der Kreide und dem Eocän wahrscheinlich das Silur eine wichtige Rolle, während das in Ägypten und dem westlichen Sinai vertretene

Carbon bis jetzt noch nicht nachgewiesen wurde. Von Tiefengesteinen ist, wie in Ägypten, Granit (reich an Quarzgängen) am meisten verbreitet; ultrabasische Gesteine wie Gabbro, Peridotit, Serpentin sollte man analog der ägyptischen Seite mehr im südöstlichen Teil erwarten. Richtiger Gabbro wurde tatsächlich neben Melaphyrmandelstein in der Gegend von Tuwere an der Hedjasbahn bei km 1090 vorgefunden.

Am Aufbau des Libanon nehmen viele geologische Formationen teil. Die älteste Ablagerung ist der jurassische Glandarienkalk, in einer Mächtigkeit von 200—400 m in den Tälern des mittleren und nördlichen Libanon weit verbreitet. Für die Kultur des Bodens ist als Wasserhorizont am wichtigsten der folgende Trigonien Sandstein, der die Untere Kreide vertritt, eine ebenfalls 200—400 m mächtige Stufe. Das stärkste Glied (von etwa 1000 m) stellt der teils cenomane, teils turone Libanonkalkstein mit den kalkig-mergeligen, austerreichen *Buchiceras*-Schichten an seiner Basis dar. Den Abschluß der Oberen Kreideformation bilden die Schichten des Senons mit weißem Kreidekalk und Feuerstein. Nur im südlichen, östlichen und nordwestlichen Libanon folgen darüber noch eocäne Nummulitenkalke (etwa 50 m). Aus der Miocäuperiode sehen wir Grobkalke reich an Korallen, Seeigeln, *Pecten* und Austern an dem Aufbau des Libanons wie an den Gebirgsbewegungen teilnehmen, und zwar auf der Westseite von Beirut an über Tarabulus bis Akra.

Von Eruptivgesteinen spielen basaltische Gesteine in zwei verschiedenen Perioden eine Rolle, einmal in der Zeit der Bildung des Trigonien Sandsteins, dann während des Pliocäns und älteren Diluviums in Verbindung mit den Gebirgsbewegungen.

Die Struktur des Libanon wird von zahlreichen Störungen in der Richtung SSW—NNO beherrscht.

Zwischen der Grabensenke des Ghör und der Beka'a, der Talsenke Cölesyrien, ragt die Scholle des Dahar el-Litani oder Djebel el-Dahr, d. h. Rückenbergs oder Bergrücken, als trennendes, zwischen Libanon und Hermon als verbindendes Zwischenglied empor. Sie scheidet das Flußsystem des Jordan von dem des Leontes. Der Dahar el-Litani ist nach BLANCKENHORN eine Syncline zwischen Antiklinen im W und O und dürfte ebenso wie diese durch eine Art von „Faltung“ entstanden sein. Nicht, wie DIENER annahm, „ist das Ausmaß der Intensität jener mutmaßlichen tellurischen Bewegungen, welche Stücke der Erdrinde streifenförmig einsinken ließen, hier um ein beträchtliches vermindert gewesen.“ Im Gegenteil soll hier nach BLANCKENHORN ein erhöhter seitlicher Druck stattgefunden haben, der die Gebirgsschichten auf einen engeren Raum zusammenpreßte als im übrigen Syrien und so zugleich ein allzutiefes Einsinken von Schollen verhinderte. Die Scholle des Dahar el-Litani ist ein eingeklemmtes, gerade durch erhöhten Druck festgehaltenes, im S und N durch Querabbrüche isoliertes Stück jenes langgestreckten Streifens, der im Süden und Norden tiefer einsank.

Zwischen den Bergkämmen des Libanon und Antilibanos ist die Beka'a mit einem Höhenunterschied von 1500—2200 m tief eingesenkt

und bildet einen scharf gegen die Ränder abgegrenzten, 8—14 km breiten Graben von etwa 120 km Länge. Seine Entwässerung erfolgt durch zwei Flußsysteme, den Leontes nach S und den Orontes oder Nahr el-Asi nach N.

Im S endigt die Beka'a an dem ostwestlichen Querbruch von Djupp Djenin, der den Dahar el-Litani abschließt, im N am See von Homs bei 492 m Meereshöhe.

Den Untergrund bilden, von der verbreiteten schweren, rotbraunen Erde abgesehen, mächtige Schotter oder Konglomerate von diluvialem Alter.

In tektonischer Beziehung stellt die Beka'a die nördliche Fortsetzung des größeren mittleren Teils einer Mulde dar. Geht das schon aus dem Verhalten der Schichten am Ostabfall des Libanon und Westabfall des Antilibanos hervor, so wird es noch durch das Auftreten von Basalten bei Der el-Ahmar und am Kamu at el-Hörmül bestätigt. Den beiden Hauptrandspalten sind noch kleine parallelrandige Schollenstreifen vorgelagert, so im O der Streifen von Ba'albek, der Senon und eocänen Nummulitenkalk (mit dem interessanten Steinbruch des alten Heliopolis) enthält.

Die Tektonik des Hermon ist noch keineswegs klargestellt, da die Angaben und Profildarstellungen von O. FRAAS, DIENER, NOETLING und die der älteren Forscher einander vollkommen widersprechen.

An das Massiv des Hermon schließt sich im NO der Antilibanos, ein allmählich an Breite zunehmendes, im Mittel 1300—1500 m hohes Plateau, das in eine ganze Anzahl parallel nach NNO streichender Rücken aufgelöst erscheint.

Die erste Vorstufe gegen W ist die schmale Scholle von Medjdel Andjar—Breitan—Ba'albek, die durch Quertäler in mehrere getrennte Hügelgruppen zerlegt wird. Erst die zweite Schollenstufe stellt den Beginn des Gebirges dar, doch keilt sich dieser Rücken schon bei Breitan aus. Die dritte Scholle kulminiert in dem zackigem Kamm des Djebel Zebdani (nach DIENER etwa 1800 m) und wird gegen die nächstfolgende durch eine wichtige Depression abgeschnitten. „Die vierte und fünfte Scholle“ (im Sinne DIENER's) „bilden den eigentlichen Hauptteil des Antilibanos oder Djebel esch-Scherki, der als geschlossener Wall vom Durchbruch des Barada bis zum Einschnitt von Hasja, östlich Ribla, sich 30 km weit hinzieht und im wesentlichen ein breites Hochplateau darstellt, an dessen Randkanten die über das allgemeine Niveau hinausragenden Gipfel stehen.“

Tektonisch wurde der Antilibanos von DIENER als „wahrer Gegenflügel des Libanon, d. h. als echtes Horstgebirge mit wechselsinnigen Staffelsenkungen von einer axialen Mittelachse aus“ bezeichnet. Charakteristisch ist die Virgation, die fächerförmige Auflösung des Gebirges nach O in zahlreiche Züge. Sie bilden flache Antiklinen mit gleichmäßigem oder nach SO steilerem Einfallen heraus.

Der im SW gelegene Knotenpunkt des ganzen Gebirgssystems, der Hermon, ist hervorgegangen aus einer (unter wesentlich einseitigem Druck von SO her) schief aufgerichteten Antiklinale, deren Steilheit nicht dem

syrischen Graben, sondern der Senke von Damaskus zugekehrt war. Sie zerbarst in zahlreiche Schollen, die im NW an Spalten von geringer Sprunghöhe terrassenartig absanken.

Vom Hermon strahlen fünf mehr oder weniger deutlich erkennbare Antiklinen aus, die in ihrem NO-Verlauf an Breite zunehmen. Ohne Ausnahme ist zwischen sämtlichen Antiklinen jedesmal die Muldentiefenlinie aufgesprungen, so daß erstere stets durch eine Verwerfung getrennt erscheinen, während in den gewölbten Teilen ein Aufriß nicht immer stattfand. Auf mehreren dieser Muldenspalten sind junge Eruptivmassen emporgedrungen.

Die drei nordwestlichen Antiklinalen des Antilibanos zeigen einen ziemlich symmetrischen Aufbau: Die mittlere kann als die Achse des Gebirges bezeichnet werden. Sie besteht aus den relativ ältesten Sedimenten, dem cenoman-turonen Libanonkalkstein, während im W und O jüngere Kreide und Eocängesteine vorherrschen oder allein vorhanden sind. Die umgebenden Muldenspalten sind durch Basalteruptionen ausgezeichnet. Die beiden anschließenden Antiklinen im NW und SO sind in sich unsymmetrisch aufgebaut, sie verhalten sich aber zueinander wie Spiegelbilder. Ihre höchste Aufwölbung ist der Mittelachse genähert, d. h. der an die Achsenantiklinale anstoßende innere Flügel ist in beiden seitlichen Antiklinen schmal und ungebrochen. Schon dieser symmetrische Aufbau des größten Teils des eigentlichen Antilibanos beweist nach dem Verfasser die Unmöglichkeit der DIENER'schen Hypothese einer einzigen, großen, beulenförmigen Wölbung, die den Libanon und Antilibanos zusammen umfaßt habe. Die Beschaffenheit des Westabfalls des Antilibanos, die Erhaltung des Westflügels der mittleren Antikline, das Vorhandensein einer ganzen Antikline auf dem sanften Westabfall mit relativ breitem Westflügel, ferner auch die Beobachtung, daß gerade die Scheitel der Sättel höchst selten geborsten sind: Alles das verträgt sich nach BLANCKENHORN nicht mit der aus jener Hypothese gezogenen Folgerung, daß der Einbruch der Beka'a an Stelle der höchsten Aufwölbung, im Scheitel eines großen Sattels erfolgt sei.

Das Gebiet zwischen der Ghuta im S und dem großen Wüstenbecken zwischen Homs und Palmyra im N wird von drei getrennten, SW—NO streichenden Ketten durchzogen, die gegen O etwas auseinandertreten. Sie führen die Namen Djebel el-Gharbi (= das westliche Gebirge), el-Wustani (= das mittlere) und Djebel esch-Scherki (= das östliche Gebirge).

In tektonischer Beziehung sind der Djebel el-Gharbi und Wustani die Fortsetzung der äußersten Parallelstufen des Antilibanos, während der Djebel esch-Scherki als selbständige Antikline hinzutritt. Wie bei den Gebirgszügen des Antilibanos, setzt auch hier die weiße Senonkreide den Fuß, der Eocänkalk die Gipfelkämme zusammen. Die einzelnen Schollen und Hügelzüge werden von geradlinigen Brüchen, meist Muldenspalten, getrennt, die wie jene im O rutenförmig divergieren. Mehrfach erkennt man die Spuren dieser Bruchlinien im Auftreten von jungen Eruptivgesteinen, Schwefelthermen und Fumarolen.

Verf. zieht aus allen Tatsachen den Schluß, daß die Ursachen, welche die vorübergehende Ablenkung der Strukturlinien Syriens aus ihrer ursprünglichen meridionalen Richtung bewirkten, im nordöstlichen Teil Mittelsyriens nicht mehr in dem Maße vorhanden waren und daß deshalb die Erdkruste wieder in ihre frühere Neigung, meridional zu spalten, zurückkehrte. Die Ursache ist also in Mittelsyrien selbst zu suchen und Verf. findet sie einerseits in dem Vorhandensein eines relativ hohen Festlandes, eines Hochplateaus an Stelle des heutigen mittleren und nördlichen Libanon zur Zeit des Einreißen der Spalten, andererseits in der Entstehung der großen, vulkanerfüllten Senke im SO von Mittelsyrien. „Von letzterer ging der einseitige Stoß oder Druck aus, und jenes Massiv bildete das störende Widerlager.“

Mit dem stärkeren Widerstand der Libanonmasse im W gegenüber den Einbrüchen hing wohl auch die Schaukelbewegung der beiden großen Horstmassen im O und W des syrischen Grabens zusammen, die wir in der Breite des Hermon wahrnehmen. Von Akaba bis zum Jordanquellengebiet herrschte die Regel, daß die Ostseite ältere Schichten aufweist als die westliche. Von da an dreht sich das Altersverhältnis um und bleibt so bis zum äußersten N-Ende des Syrischen Grabens.

Nordsyrien zerfällt in geologisch-tektonischer Hinsicht in zwei große Teile, das eigentliche Nordsyrien im engeren Sinne im S und das kleinasiatische Syrien im N. Ersteres stellt die nördlichste Region der indo-afrikanischen Wüstentafel oder Schollenmasse dar und reicht an der Meeresküste von dem südlichen Nahr el-Kebir bis zum nördlichen Nahr el-Kebir von Ladikije. Von der Mündung des letzteren zieht sich die Grenze gegen das mehr oder weniger gefaltete Nordsyrien, d. h. die südlichen Randketten des Tauros, schräg ins Innere zum Knie des Orontes oberhalb Djisr el-Hadid.

Das wichtigste und entscheidende Kennzeichen des kleinasiatischen Syriens bilden weniger die tektonischen Verhältnisse als die Verbreitung gewisser grüner basischer Eruptivgesteine, ausgezeichnet durch Diabas oder einen rhombischen Pyroxen. Es sind das hauptsächlich verschiedene Gabbroarten, Peridotite und die aus ihnen durch Umwandlung hervorgegangenen Serpentine, die sämtlich miteinander aufs engste verknüpft sind und Faziesbildungen der Eruptionsprodukte eines Vulkanherdes darstellen. Als besondere Gruppe kommen dazu noch vereinzelte Diabasgesteine. Diese Gesteine, deren Intrusion hauptsächlich in das Eocän (F. FRECH), z. T. (nach BLANCKENHORN) in die spätere Kreidezeit fällt, fehlen dem eigentlichen syrischen Tafelland und den Schollengebirgen, wo wir statt ihrer nur basaltartige, d. h. Augit-Plagioklas führende Gesteine aus derselben cretaceisch-eocänen Eruptionsperiode kennen. Es geht daraus mit Sicherheit hervor, daß schon in jener weit zurückliegenden Zeit innerhalb der Erdkruste eine scharfe Scheidung zweier tektonisch wie vulkanisch verschiedener Gebiete vor sich ging, die sich an der Oberfläche durch Beschränkung der Grünsteine auf das eine, der basaltischen Gesteine auf das andere äußerte. Die Grenze verläuft von dem stumpfen

Winkel der Bucht von Djebele am unteren Nahr Rüs in nordnordöstlicher Richtung schräg über das Küstengebirge zum Knie des Orontes bei Djisr el-Hadid, also parallel dem Streichen des Tauros. Für die Stellung und Auffassung der Serpentine ist die Kenntnis des Eocän in den taurischen Gebirgen wichtig:

Im nördlichen Amanos oder Giaur-Dagh dürfte die von SCHAFFER als „bunte Kalke und Mergel mit Hornstein“ bezeichnete, fossilarme Schichtenserie, welche in den kleinasiatischen Faltengebirgen vielfach auftritt, aber mangels Fossilien nicht leicht in das System der Formationen einzureihen ist, dem von BLANCKENHORN im nordsyrischen Kurdengebirge und OSWALD in Armenien erkannten Untereocän entsprechen. Im südlichen Amanos gibt es in der Gegend von Beilan Tonschiefer und Talkschiefer, die anthrazitisch werden und ganze Nester von Anthrazit führen. Auch da dürfte es sich ursprünglich um untereocäne Flyschgesteine und darin eingeschlossene Braunkohlen handeln, die durch Kontaktmetamorphose mit Serpentin, bzw. Gabbros umgewandelt wurden.

Erst am südöstlichen Rand des Kurdengebirges bei Tab, Aintab und am Afrin wird das Eocän fossilreich.

Das Untereocän erscheint (A) in Form weißer, weicher, erdiger oder schieferiger Kalke oder bröckeliger Mergel und Tone mit *Pecten Livoniani* n. sp., *Voluta harpa* LAM., *Schizaster vicinalis* AG. und *Sch. cf. rimosus* AG. Höher folgen (B) gelbgraue, harte Kalke mit *Ananchytes rotundatus* BLANCK., *Echinolampas* aff. *Suessi* LAUB. und *aintabensis* BLANCK.

Das höhere Eocän (Mittel- und Obereocän) trifft man bei Tab im Nordwesten von Aintab in Gestalt tuffartiger, poröser Kalke und weißen Marmors mit *Nummulites Gizehensis* EHR., *N. curvispira* MEN., *N. laevigata* LAM., *N. Lamarcki* D'ARCH., *N. intermedia* D'ARCH., *N. Fichteli* MICH., *Isastraea Michelottina* CAT. sp., *Pecten quinquepartitus* BLANCK., *Turritella angulata* Sow.

Das Untereocän ist in den zum Taurossystem gehörigen Gebirgen in flyschartiger Fazies entwickelt, ebenso wie in Cypern, einigen Teilen Kleinasiens, Armeniens und des Kaukasus, im übrigen herrschen marine Sedimente litoraler Fazies.

Für die Gegend von Nisibin, Mardin und den Südrand des Armenischen Tauros, zwischen Arghana und Adijaman an der äußersten Grenze Mesopotamiens gegen Armenien, kann man mit OSWALD nach AINSWORTH'S unbestimmten Angaben das Eocän folgendermaßen gliedern:

Untereocän: Sandstein- und kohlenführende Mergel und Kalksteine, durchbrochen und metamorphosiert durch Gabbro- und Serpentinintrusionen.

Mittlereocän: Nummulitenkalk bei Mardin.

Obereocän (bei Arghana, Dara): Darakalk mit *Ostrea*, *Pecten*, *Venus*, *Cytherea*, *Cardium*, *Cerithium*, *Fusus*, *Pleurotoma* und Haifischzähnen.

Der Casius, ursprünglich gleich dem Amanos als Parallelkette des Taurosgebirgssystems wohl durch Auffaltung entstanden, brach später wie ein echtes Schollengebirge an seinen Rändern zusammen. Es scheint,

als habe sich der Casius im Pliocän ganz wie das südliche Gebirge Cyperns, das Troodesmassiv, als Horst oder aufstauender Prellbock dem von N wirkenden Druck entgegengestellt, welcher letzterer dann zugleich zur Aufrichtung der Nordkette Cyperns und des Amanos und zur Zertrümmerung der Randzonen des Casius und Troodes geführt hat. Diese Vorgänge vollzogen sich während oder am Ende der Kontinentalperiode des Unteren Pliocäns, d. h. in der Pontischen Stufe. Das von neuem vordringende Meer der III. Mediterranstufe oder des Mittelpliocäns fand bereits ein gänzlich verändertes Relief im N des Casius vor, ebenso wie in dessen S. Es erfüllte die entstandenen Senken und bespülte die frisch geschaffenen Steilabfälle.

Das Kurdengebirge. In der nordöstlichen Verlängerung des Casiuszuges jenseits des Orotos- und Afrintales trifft man zunächst ein noch wenig bekanntes niedriges, welliges Hüggelland, das sich weiterhin zu einem aus mehreren SW—NO streichenden Bergrücken bestehenden Kettengebirge verbreitert. Da kein einheitlicher Name für die geologisch zusammengehörige Berglandschaft bestand, hat BLANCKENHORN den Namen Kurdengebirge in Vorschlag gebracht.

Im W bilden das Liegende des Eocäns Serpentine, die teils aus Olivinabbros, teils aus feldspatfreien Peridotiten, besonders aus Lherzolithen hervorgegangen sind. Sie sind hier förmlich gebirgsbildend, da aus ihnen die Parallelzüge des Sarikaja größtenteils, die Hauptmasse des eigentlichen Kardalar Dagh und die ganze westlich gelegene Hochfläche von Kävär bestehen. Ihnen sind auf den Höhen Eocänschichten von wechselnder Beschaffenheit aufgelagert.

Die Lagerungsverhältnisse sind im ganzen Kurdengebirge so ziemlich gleich. Horizontale Lagerung ist häufiger zu beobachten, besonders in den nordöstlichen Teilen, dem Tafelland bei Aintab. In den allermeisten Fällen aber sind die Schichten doch geneigt; im mittleren Kurdengebirge, am Sabun Su beim Dorfe Barosklin Boghaz, gibt es richtige Mulden und Sättel mit Neigungswinkel von 40°, und auch am Außenrand des Gebirges bei Killis und Katma fallen die Schichten mit 40° gegen SO.

An liegende Falten, überkippte Lagerung der Schichten oder gar Überschiebung ist innerhalb des Kurdengebirges gar nicht zu denken. Das Gebirge macht stellenweise den Eindruck eines Erosionsgebirges, d. h. eines nur durch Erosion gegliederten Tafellandes; die ältesten Schichten liegen stets in der Tiefe der Täler, die jüngsten bilden ihre fast horizontale Überlagerung [d. h. man beobachtet eine vollkommene Übereinstimmung mit dem südlichen kilikischen Tauros. Ref.].

Das nördliche Ghäb oder die Talebene des Kara Su.

An die Niederung el-Amk schließt sich nordwärts eine breite, wie das Kurdengebirge nach NNO verlaufende, grabenartige Talebene, die wie erstere bereits in der Tertiärzeit vorgebildet war, aber erst mit dem Einbruch des syrischen meridionalen Grabens ihre letzte heutige Ausgestaltung erhielt. Ihr südlicher Teil wird entwässert vom Kara Su (= Melas = Schwarzwasser), dessen Namen Verf. auf das Auftreten der

vielen von ihm mitgeführten Gerölle dunkler Eruptivgesteine (Dolorit und Serpetin) zurückführt. [Ebenso bemerkenswert ist die moorige schwarze Färbung des vom Kara Su durchströmten Sumpfbodens. Ref.] In der Talebene des mehrfach gewundenen Kara Su aufwärtssteigend, gelangt man unter $37^{\circ} 5'$ n. Br. auf eine niedrige, nur etwas über 500 m hohe Wasserscheide und weiter an ein wie es scheint abflußloses Sumpfgebiet, an dessen SW-Rand bei Sendjirli F. v. LUSCHAN die Ruinen einer hethitischen Königsstadt ausgegraben hat.

Geologisch weist diese Talebene gegenüber dem Wadi el-Araba. Jordantal und südlichen Gháb wesentliche Unterschiede auf. Reihen von Hügeln erheben sich in der Ebene, teils in der Längsrichtung, teils auch quer zu ihr. Sie bestehen aus Grünsteinen, bei Islahije auch aus Grauwacke und Schiefer oder aus basaltischem Gestein von zwei verschiedenen Eruptionsperioden.

Ein alter (miocäner?) Basaltstrom hat sich bei Gülköi Ismak von der Höhe des Kardalar Dagħ abwärts bis in das Tal des Kara Su ergossen, in welchem er entgegen dem heutigen Lauf dieses Flusses nach N weiter geflossen ist. Es beweist, daß zu seiner Zeit schon das Tal an sich bestand, wenn auch sein Abfluß nach N gerichtet war.

Viel jünger sind die doleritischen Laven, welche die Niederung weiterhin erfüllen. Besonders die beiden erwähnten niedrigen Talwasserscheiden in der südlichen und nördlichen Umgebung der Sümpfe von Sendjirli sind ausgezeichnet durch Lavaströme aus blasigem Dolerit, die sich zungenförmig weit über die Ebene ausgebreitet haben, oder durch zahlreiche, zu Ketten aneinandergereihte Hügel, die wie Querdämme von O nach W oder SW nach NO streichen. Der Eruption dieses Basalts und der dadurch bewirkten Aufstauung der Gewässer dürfte erst die heutige Teilung der Talebene in zwei Stromgebiete und eine abflußlose Sumpffläche dazwischen zugeschrieben werden.

Miocänablagerungen fehlen der Talebene nicht ganz, beschränken sich aber, soweit bis jetzt bekannt, auf das äußerste Nordende, die Gegend von Marasch, wo sie am südlichen Abhang des Marasch Dagħ über Eocän und Kreide liegen und bei der jüngsten postmiocänen oder „taurischen Faltung“ nachträglich noch gehoben wurden.

Der im N den Talzug abschließende hohe Marasch- oder Achyr-Dagħ ist ein südliches Randglied des aus alten Gebirgsarten aufgebauten Tauros-massivs und streicht wie dieses bei W—O- bis WSW—ONO-Richtung quer zum meridionalen Syrischen Graben. An dem geschlossenen Widerstand dieses alten Massivs erlahmten die auf das Aufreißen meridionaler Bruchlinien und Einsturz solcher Senkungsgräben gerichteten Bewegungen der Erdrinde und fanden ein plötzliches Ende.

Das Amanos-Gebirge oder der Giaur Dagħ.

Der Amanos Mons, das Gegenstück des Casius, zugleich die Fortsetzung der nördlichen Kette Cyperns, grenzt als langer und schwer übersteigbarer Gebirgszug Nordsyriens gegen Kilikien und Kleinasien ab.

Der Aufbau, an dem sich Silur, Devon, Carbon; Trias (??); Kreide,

Grünsteine, Eocän, Miocän und Pliocän in buntem Wechsel beteiligen, ist sehr verwickelt.

Der Kern des Djebel el-Ahmar besteht nach AINSWORTH aus kristallinen und massigen Gesteinen mannigfacher Art, als welche Talk-schiefer, Chloritschiefer, Quarzschiefer, Glimmerschiefer, Syenit (?), Euphotid, Serpentin, Ophicalcit usw. aufgeführt werden. Bei der von AINSWORTH hervorgehobenen innigen Verknüpfung der Schiefergesteine mit den massigen Grünsteinen ist es wahrscheinlich, daß man es mit metamorphosierten jüngeren Sedimenten der Kreide- und Eocänperiode, oder z. T. auch mit schieferigen verwitterten Grünsteinen zu tun hat. Nach all dem wird die Vermutung nahegelegt, daß hier Eocän, und zwar Untereocän in flysch-artiger Ausbildung vorliegt, wie wir es ja auch im mittleren Kurden-gebirge kennen gelernt haben, und das hier im Kontakt mit den Serpentin-gesteinen z. T. stark verändert wurde. Diese Annahme eines eocänen Alters der Schichten gewinnt an Wahrscheinlichkeit durch den Fund von Kalkstein mit *Nummulites laevigatus* auf einem Berge nordöstlich Beilan [und einem ganz gleichartigen Vorkommen bei Osmanié. Ref.].

Längs der Küste des Golfs von Alexandrette treten pliocäne (?) Meeresbildungen, Sandsteine mit Lagen von Gips in den Ebenen von Arsus und südlich Iskenderum auf.

Der Giaur Dagh besteht im W von Islahije und Sendjirli bis Hassan-beili aus silurischen und devonischen, gefalteten, schieferigen Kalken, Tonschiefern, Grauwacken und Grauwackensandsteinen, welche miteinander wechsellagern und im Durchschnitt ost—westlich (oder nordöstlich—süd-westlich) streichen bei nördlichem Einfallen. Die in diesen Schichten eingeschlossenen Fossilien, Crinoiden, Reste von *Chonetes*, *Orthis* (?) und namentlich *Spirifer Verneuli*, weisen auf Oberdevon hin, wie solches ja längst aus der weitern nördlichen und westlichen Umgebung am Antitauros und Tauros bekannt ist.

Im westlichen Giaur Dagh westlich Bagtsche tritt eine von SCHAFFER als „bunte Kalke und Mergel mit Hornstein“ bezeichnete fossilarme Schichtenserie auf, die auf der internationalen geologischen Karte von Europa von BERG als „triadisch“ aufgefaßt ist, nach Meinung des Verf.'s aber eher dem tieferen Eocän [nach den Funden von eingefaltetem Nummulitenkalk wohl dem Mitteleocän. Ref.] entspricht.

Das nördlichste Glied des Amanos, der hoch aufragende Felsgipfel des Düldül Dagh, „bildet eine nach S zu überkippte Falte und besteht aus fossilereen Kalken, deren Alter“ Ref. [nach Vergleich mit dem Tauros. Ref.] als „untercarbonisch“ ansieht (SCHAFFER und KOBER vermuten Trias; doch ist die Wahrscheinlichkeit dieser Ausnahme gering.)

Die Gebirgsgeschichte des Amanos verläuft ganz entsprechend der des Tauros und hat nach FRECH und SCHAFFER drei Hauptfaltungsperioden. Die erste intensive Faltung fällt in den Schluß des Paläozoicums oder ins Mesozoicum und betrifft demnach nur das alte, d. h. paläozoische Gebirge. Die zweite „vortaurische oder antitaurische Faltung“ ist vormiocän, wahrscheinlich oligocän. Ihr ging etwa im Obereocän die Intrusion der

Gabbro- und Serpentinmassen in den Kalken und Schiefen der Oberkreide und des Untereocäns voraus. Die letzte, dritte, sogenannte „Taurische Faltung“ erfolgte zu Beginn des Pliocäns und bewirkte die starke Hebung der miocänen marinen Kalke, sowie Einbrüche an SO—NW-Bruchlinien vor der Transgression des Meeres der III. Mediterranstufe. Die Mittelplicänschichten selbst sind dann in ihrer horizontalen Lagerung nicht mehr gestört worden.

Frech.

F. Frech: Persischer Kriegsschauplatz und die türkisch-persischen Erdölgebiete. (Geogr. Zeitschr. Herausgeg. v. A. HETTNER. 1915. Mit 2 Taf.)

Über die türkisch-persischen Erdölgebiete, die durchweg aus jungtertiärem Gebirge entspringen und sich

- A. im Bereiche des unteren Tigris (Tus Charmati, Kerkuk, Gajara),
- B. am unteren Euphrat (Hit),
- C. in der persischen Provinz Chusistan bei Achwas am Karun ausdehnen.

liegen Nachrichten vor, die bis auf HERODOT und STRABO zurückgehen. Das englische Großunternehmen am Karun hat neuerdings die Bedeutung dieser Erdölvorkommen für Handel und Weltverkehr noch unterstrichen.

Die Bedeutung der in einer jungmiocänen gipsreichen Schichtenfolge auftretenden Erdölvorkommen (A und auch C) beruht auf der Beschaffung der Betriebsstoffe für die Bagdadbahn; ferner besitzt das durch Eisenbahn und den schiffbaren Karun mit dem Schatt el Arab verbundene chusische (persische) Erdölgebiet besondere Wichtigkeit für die Ausfuhr und die Beheizung von Schiffen.

Politisch gehören die Erdölgebiete am unteren Tigris (A) und Euphrat (B) zu der Türkei, während die, von den Engländern erschlossenen Vorkommen am Karun (C) von den Türken besetzt gehalten werden.

Frech.

Nordamerika.

Miller, William J.: Magmatic Differentiation and Assimilation in the Adirondack Region. (Bull. of the Geol. Soc. of America. 1914. 25. No. 2.)

Sardeson, Frederick W.: Characteristics of a Corrosion Conglomerate. (Bull. of the Geol. Soc. of America. 1914. 25. No. 2.)

Südamerika.

Walther Penck: Der Anteil deutscher Wissenschaft an der geologischen Erforschung Argentiniens. (Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin. 1915. I. 1—28.)

Verf. gibt einen im wesentlichen historisch gegliederten, sehr dankenswerten Überblick der geologischen Erforschung Argentiniens bis in die jüngste Zeit und bis zu seinen eigenen Forschungen.

Am eingehendsten werden Gebirgsbau und Vulkanismus behandelt, deren wesentlicher Inhalt im folgenden auszugsweise wiedergegeben ist. Auch Glazialgeologie und Geomorphologie kommen zu ihrem Recht.

Außer Betracht geblieben ist dagegen die Frage der Erdbebenverteilung im südlichen Amerika, die zusammen mit der Anordnung der großen Meerestiefen des randlichen Pazifik von großer Bedeutung auch für das Verständnis des Gebirgsbaus ist. Wenn Ref. diese Lücke in der sonst überaus sorgsam ausgeführten Zusammenstellung betont, so geschieht es nur deshalb, weil auch sonst ganz allgemein in der tektonischen Geologie die wichtigen, mit der Seismik zusammenhängenden Fragen nicht genügend berücksichtigt werden.

Nach Räumen getrennt sind in Nordwestargentinien Gebirgsbau und Formationen; nicht die gesamten Anden sind jung gefaltet, sondern die Faltenregion ist auf den Westen beschränkt:

Hochcordillere	Präcordillere	Pampine Sierren
Marines Mesozoicum	Paläozoicum	Archaische Massen Terrestre Sandstein- formation
Tertiäre Faltung	Bruchbildung, Zerstückung in schräg gestellte Schollen	

Das Silur der Präcordilleren setzt sich nach Westen im Untergrund des marinen Mesozoicums fort, bildet also die für sich gefaltete Unterlage der junggefalteten Hochcordillere (Cordillera real) in der Provinz Mendoza (l. c. p. 56).

Der Unterschied zwischen Puna und pampinen Sierren liegt in zwei Momenten begründet: die Puna, ein Hochland zwischen 24 und 26° s. Br., besteht vorwiegend aus vulkanischen Gesteinen, die pampinen Sierren aus deren Unterlage, d. h. aus kristallinen Massen mit terrestrem Deckgebirge.

Die Orographie der pampinen Sierren wie der südlichen Puna de Atacama gleicht in der Erscheinung dem Wechselspiel von Wellenberg und Wellental. Die Länge dieser stabilen Wellen ist einem Durch-

schnittswert angenähert und dürfte von der Elastizität der derart gefalteten Gebirgsscholle abhängig sein.

Die West-Ost-Bewegung der zweiten Hebung² scheint nach Norden zu gegen die Puna vorzuschreiten. Hierin liegt der Gegensatz zwischen der Puna, die trotz ausgesprochener Vertikalgliederung doch ein einheitlicher Höhenkomplex, ein Block, ist, und ihren Rändern begründet, an denen der stärker differenzierten tektonischen Entwicklung eine verschärfte orographische Gliederung entspricht.

Die Kontinuität tektonischer Vorgänge in den Anden zieht die Kontinuität der Abtragung und Aufschüttung nach sich. Vertikalbewegung beeinflußt das Gebirge als Ganzes. Die Wirksamkeit der sekundären Horizontalphasen, die zur Gliederung in stabile Wellen führt, bringt es mit sich, daß Abtragung und Aufschüttung auch im Innern des Gebirges auf getrennte konstante Räume beschränkt bleiben. Die Ablagerungen in den Wellentälern (Bolsonen) enthüllen die Komplexität der Vorgänge, die in ihrer Aufeinanderfolge auf den Wellenbergen (Gebirgsketten) nur eine Oberfläche, ein Relief zum Ergebnis hatten.

Für das Verständnis des Vulkanismus ist die Tatsache bemerkenswert, daß in der Puna vor und nach Herausbildung des Punarumpfes (der oberen Abtragungsfläche) Laven von andesitischer Zusammensetzung in nie unterbrochener Folge gefördert wurden, während im Osten und Süden von ihr, z. B. in der Famatinakette, synchron Granitintrusionen erfolgten (Andengranite).

Hält man an der Anschauung DALY's fest, daß Magmen von andesitischer und basaltischer Zusammensetzung aus unbekanntem Tiefen des Erdinnern stammen, während granitisch-liparitische Massen wegen ihres übereinstimmenden Chemismus mit der salischen Erdkruste aus deren Aufschmelzung hervorgegangen sind, so ergibt sich in unserem Falle eine verständliche Erklärung: Der sinkende Pazifik preßte jene Porphyrit-Andesit-Magmen auf, während unter den aufsteigenden Antiklinen der epirogenetischen Bewegungen Druckerleichterung und im Gefolge davon Aufschmelzung Platz griff. Zwei große Magmaherde sind auf diese Weise entstanden, der andesitische direkt durch Hydrostatik, der granitisch-liparitische indirekt durch die Bewegung der Cordillere.

Die Geosynkline vertieft sich, preßt auf den Andesitherd: ständige Eruption wird aufgelöst, die mesozoische Porphyritserie entsteht. Zu gleicher Zeit steigen die östlich angrenzenden Gebiete: Aufschmelzung erfolgt; Teilphasen der Bewegung legen die steigende Scholle in weite Wellen. Jede synklinale Einbiegung hat im Bereich des Andesitherdes Vulkanismus auf den benachbarten Wellenbergen zur Folge, im Gebiet des Aufschmelzungsherdes Intrusion.

Erste Hebung: die Geosynkline steigt, granitische Aufschmelzung findet jetzt auch hier in ihrem kristallinen Untergrund (dritter Herd) statt. Die wellige Verbiegung der Gebirgsscholle in der Folge der ersten Hebung führt konsequenterweise wieder zu Intrusion über den Granitherden, zu Effusion über dem gasreichen Andesitherd.

Die Abhängigkeit des Vulkanismus von der Tektonik äußert sich in der reihenweisen Anordnung vulkanischer Zentren von Nord nach Süd auf den Gebirgsrücken (Wellenbergen) der Puna, andererseits in der Beschränkung der jungen Granitintrusionen auf die steigenden Schollen (pampinen Sierrén). So stecken in der Sierra Narvaez (Famatinakette) nicht weniger als 7 Intrusivkörper (p. 656) mit trefflich erhaltenen Mantelsedimenten ineinander, während in den Synklinen, auch dort, wo ihr Untergrund erschlossen ist, niemals junge Intrusionen nachgewiesen werden konnten. [Die eocäne Intrusion der Grünsteine und die hierdurch bedingte Hebung des Tauros gegenüber dem an Ort und Stelle verbleibenden Syrien ist ein ganz übereinstimmender Vorgang. Ref.]

Zwingender wird diese Abhängigkeit noch durch die Möglichkeit, bestimmte Glieder und Eruptivreihen in weit voneinander entfernten Gebieten zeitlich zu parallelisieren.

Es ist zweifellos, daß die Förderung andesitischer Magmas im Laufe der Zeit bedeutend nachgelassen hat und daß der heutige Vulkanismus der Anden nur ein matter Widerschein früherer Tätigkeit ist. Es macht den Eindruck, als erschöpfe sich im andesitischen Herd Wärme, Gasvorrat oder Material, nachdem jede Bewegungsphase Magma aus ihm gepreßt hat. Aufschmelzung dagegen kann weiterhin bei jeder Hebung erfolgen; es ist ein Prozeß, der sich nicht erschöpfen kann, solange tektonische Vertikalverschiebung stattfindet. Die Dacit-, Liparit- und Obsidianergüsse der Puna hält Verf. ebenso für Aufschmelzungsprodukte im Bereich des erschöpften oder erstarrten Andesitherdes wie auch die Intrusion von Granit im Andesitsockel des Bonete; beides sind Derivate des kristallinen Untergrundes.

Die pampinen Sierrén stellen auftauchende Stücke der brasilianischen Masse dar. Die brasilischen Marmore werden ins Cambrium bis Untersilur gestellt. Ähnliches scheint auch für die pampinen Sierrén zu gelten, das Paläozoicum spielt auch in den pampinen Sierrén eine Rolle, ist aber durch innige Verfaltung mit älteren kristallinen Massen wie auch durch regionale Metamorphose unter dem Einfluß der ungeheuren Intrusivmassen unkenntlich gemacht. Die in den östlichen Cordilleregliedern erscheinenden Teile der brasilischen Masse tauchen westwärts unter das marine Mesozoicum unter.

Zu dem Untergrund des marinen Mesozoicums der Hochcordillere gehört das Deckgebirge der pampinen Sierrén, das unter verschiedenen Namen auch in ganz Brasilien und Uruguay bis zu den Falkland-Inseln bekannt ist. Überall hat diese Sandsteinformation nahe ihrer Basis in mehr oder weniger mergeligen Schichten Floren dyadischen Alters geliefert.

Der Untergrund der südamerikanischen Geosyncline ist in der chilenischen Küstencordillere einerseits, in den pampinen Sierrén andererseits erschlossen.

Die Füllmasse der Geosyncline ist von Westen her gefaltet worden, also nach Osten überfaltet. Die Rolle des Vorlandes kommt der Pampa und Patagonien zu. Die Geosyncline bildet einen äußerst

spitzen Winkel zur chilenischen Küste sowie zu dem Hauptkamm der Anden und reicht somit von der pazifischen zur atlantischen Seite hinüber. Wie die pampinen Sierren nach Süden unter die Pampa tauchen, so verschwindet das marine Mesozoicum und damit der Faltungsbereich der Anden noch weiter südlich unter das Tafelland von Patagonien. Das Umbiegen des Kontinentes in Südpatagonien und Feuerland scheint ferner der Ausdruck zu sein für das bogenförmige Umschwenken noch südlicherer tektonischer Glieder, worauf wenigstens der Parallelismus mit der Streichrichtung auf Falkland zu deuten scheint.

In Patagonien schiebt sich zwischen das wüste, ungefaltete Tafelland im Osten und das wirre, glacial ausgestaltete Fjord- und Inselland im Westen der relativ schmale Streifen gefalteten Mesozoicums ein, der durch junge Lakkolithe ausgezeichnet ist und auf seiner Höhe das Inlandeis trägt. Die Gesteine der „Küstencordillere“ (d. h. des Insellandes der pazifischen Küste) hält QUENSEL für junge, riesige Intrusivmassen, vielleicht für einen Batholiten, der sich gegen Norden zu verschmälert.

In der Sierra de la Ventana gehören Dwykakonglomerat und die anderen Sedimentgesteine dem afrikanischen Typus an. Es liegt jungpaläozoische Faltung vor, die zu Überfaltung führte. Ein an Südafrika, besonders an Natal erinnernder Gebirgsbau herrscht in den Inselgebirgen der Provinz Buenos Aires vor.

STEINMANN glaubt, daß die Intrusivmagmen der Andengesteine die antiklinalen Hohlräume ausgefüllt hätten, die durch Abscheren der gefalteten Sedimente von ungefaltetem Untergrund entstanden wären. Die Intrusion wäre demnach jünger als die Faltung. Die Effusivperiode versucht STEINMANN auf die jungtertiäre Hebung zurückzuführen.

Nach dem Verf. lehren dagegen Beobachtungen am Südrand der Puna die Gleichzeitigkeit von Intrusion und Effusion. Der Vulkanismus auf argentinischem Boden ist im großen und ganzen auf die Hochcordillere beschränkt und greift erst dort auf die pampinen Sierren über, wo diese zum Blocke der Puna verschmelzen. Man kann nicht sagen, daß der eine oder andere Mechanismus (Intrusion oder Effusion) auf eine bestimmte Zeit oder eine bestimmte tektonische Phase zurückgehe. Wohl aber darf man in den Anden [wie in Vorderasien. Ref.] eine ursächliche Beziehung zwischen Tektonik und Vulkanismus betonen, die sich schon im gleichartigen Beginn tektonischer Entwicklung und dem Eintreten intrusiver oder effusiver Erscheinungen zu erkennen gibt. Im Süden setzt die Faltung im allgemeinen früher ein als im Norden. Dementsprechend sind dort die Andengesteine durchschnittlich älter als hier (sie sind z. B. am Punarand sicher nicht älter als Tertiär). Mit Spalten, Brüchen usw. haben, wie Verf. glaubt, weder die Intrusionen noch die Vulkane irgend etwas zu tun.

Frech.

Afrika.

A. Lacroix: Les latérites de la Guinée et les produits d'altération qui leurs sont associés. (Nouv. Arch. du Muséum. 5. Série. 5. 1913. 255—356. 8 Taf. Paris 1914.)

Verf. hat die Verwitterungserscheinungen der Los-Inseln und frische Einschnitte der Eisenbahnen in Französisch-Guinea studiert, in welchen mächtige Bodenprofile entblößt waren. Diese für Laterite so selten beschriebenen wurden mineralogisch und chemisch genau untersucht. Laterite sind für den Verf. im Anschlusse an M. BAUER und andere Autoren diejenigen Verwitterungsprodukte der Tonerdesilikatgesteine, welche durch das Vorwalten der Hydroxyde von Aluminium und Eisen neben gewöhnlich reichlichem Titanoxyd und die mehr oder weniger vollständige Entfernung der Alkalien, von Kalk, Magnesia und Kieselsäure ausgezeichnet sind. Als Einteilung und Begrenzung der Laterite scheint dem Verf. die folgende angebracht:

auf Grund der
chemischen mineralogischen
Zusammensetzung

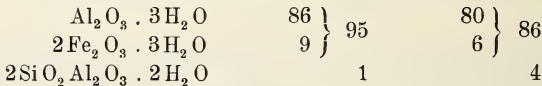
<p>I. Laterite (im engeren Sinne) (Hydrate \geq 90 v. H.)</p> <p>II. Silikatlaterite (Hydrate = 90 bis 50 v. H.)</p> <p>III. Lateritische Kaoline und Tone (Hydrate < 50 v. H.)</p>	}	<p style="text-align: center;">Aluminiumhydrate</p> <p style="text-align: center;">gibbsitisch, kristallisiert (Hydr- argillit), bauxitisch; kolloid</p> <p style="text-align: center;">Aluminiumsilikate</p> <p style="text-align: center;">kaolinisch; kristallisiert (Kao- linit), tonig; kryptokristallin oder kolloid</p>
---	---	--

In den erwähnten Bodenprofilen unterschied Verf. bei Nephelinsyenit, Gabbro, Diabas, Peridotit, Glimmerschiefer zu unterst über dem unzersetzten Gestein die Zone der Herauslösung (zone de départ) und darüber die Zone der Konkretionsbildung (zone de concrétion), in welcher oft ein Eisenpanzer (cuirasse ferrugineuse) die Oberfläche bildet. Die zone de départ ist ausgezeichnet durch das Verschwinden der Alkalien, von Kalk, Magnesia und Kieselsäure, während die ursprüngliche Mineralstruktur der Gesteine erhalten bleibt. In der oberen Zone ist diese nicht mehr vorhanden und die Zersetzung vollendet; der Anteil des Eisens an der Zusammensetzung des Bodens ist sehr vergrößert. Das gleiche gilt für den Eisenpanzer, welcher oft zusammenhängende Decken bildet. Diese sind entweder vegetationslos oder mit spärlicher Gramineenflora bestanden. Der Eisenpanzer entspricht dem von vielen Autoren aus Afrika beschriebenen eisenschüssigen Konglomerat. In chemischer Hinsicht sind die Laterite von Syenit, Gabbro und Diabas durch ihren besonderen Reichtum an den Hydraten ausgezeichnet. Es sind „Laterite“ im engsten Sinne der Tabelle oder höchstens auch noch „silikatische Laterite“ aus der nächsten Nachbarschaft der „Laterite“. Mineralogisch sind sie als gibbsitisch zu kennzeichnen. Auf den Los-Inseln kamen auch lateritische Tone vor.

Nephelinsyenite waren entweder in gibbsitische „Laterite“ oder in lateritische Tone umgewandelt. Von den Inseln Roume und Kassa werden die folgenden Analysen eines kombinierten Profiles des Nephelinsyenites und seiner Verwitterungsprodukte mitgeteilt:

	I. Fester Laterit der Konkretions- zone (Kassa)	II. Cement des eisenschüssigen Konglomerates (Kassa)	III. Zone de dé- part (Roume)	IV. Nephelin- syenit (Kassa)
Si O ₂	0,37	9,66	2,21	56,88
Al ₂ O ₃	57,12	31,26	55,83	22,60
Fe ₂ O ₃	7,41	26,91	5,22	0,97
Fe O	—	—	—	2,19
Ti O ₂	0,90	0,63	0,12	0,29
Ca O	0,17	0,37	0,24	1,33
Mg O	—	0,87	0,19	0,56
Na ₂ O	0,26	—	0,49	8,30
K ₂ O	0,37	—	0,27	5,57
H ₂ O	33,71	20,50	30,47	0,98
Unlöslich	0,30	9,80 (Quarz)	5,74	0,34 (Cl), 0,08 (P ₂ O ₅)
	100,61	100,00	100,76	100,09

I und III sind eisenarme gibbsitische Laterite. Ihr Prozentverhältnis stellt sich unter Vernachlässigung der akzessorischen Bestandteile auf



In der Nachbarschaft dieser tiefgehenden Zersetzung zeigte sich das gleiche Gestein stellenweise zu einem im frischen Zustande plastischen, nach dem Zutritt der Luft hart werdenden Ton verwittert, welcher weiß oder rot ist. Der weiße Ton nimmt die Stelle der Feldspäte ein, zwischen welchen dicke Blätter von Hydrargillit verteilt sind.

Die Analyse einer Probe mit erhaltener Gesteinsstruktur ergab: Si O₂ 35,14, Al₂ O₃ 40,08, Fe₂ O₃ 4,12, Ti O₂ 0,70, Ca O 0,45, Mg O 0,21, H₂ O 17,84, Unlöslich 1,46; Sa. 100,00.

Hieraus läßt sich das Vorwalten eines Aluminiumsilikates (76 %) neben den Hydraten von Aluminium (5 %) und Eisen (5 %) berechnen. Wahrscheinlich ist der Ton ein Halloysit, der nur unvollständig von Salzsäure angegriffen wurde. Früher hatte Verf. diesen Ton als Allophan bezeichnet, doch ist er jetzt von dieser Auffassung abgekommen, da die Anwesenheit von Hydrargillitkristallen beweisen dürfte, daß freies Aluminiumoxyd mit einem kieselsäurereicheren Silikat gemengt sei.

Die Analyse eines Diabases von Bougourou und seiner Zersetzungsprodukte ergab:

	I. Gibbsit. Laterit des Panzers der Oberfläche	II. Gibbsit. Laterit, porös, unmittelbar über dem Diabas	III. Unzersetzter Diabas
Si O ₂	1,30	5,83	51,27
Al ₂ O ₃	60,19	37,03	12,36
Fe ₂ O ₃	3,91	31,73	3,29
Fe O	—	—	6,16
Mg O	—	0,06	13,26
Ca O	0,17	0,19	10,66
Na ₂ O	—	—	1,60
K ₂ O	—	—	0,41
Ti O ₂	1,03	1,29	0,70
P ₂ O ₅	—	—	0,11
H ₂ O	32,00	23,02	0,40
Unlöslich	1,40	0,96	—
	100,00	100,11	100,22

II ist ein silikatischer Laterit an der Grenze des Laterit i. e. S., da sich die Analyse berechnen läßt auf 49 % Al₂O₃ · 3H₂O und 38 % 2Fe₂O₃ · 3H₂O, zusammen 87 % lateritischer Hydrate.

In einem Falle zeigten jedoch von CHANTARD und LEMOINE früher veröffentlichte Analysen die überwiegend kaolinartige Zersetzung eines Diabases:

	Verwitterungsprodukt aus der Gegend von Tabouma	Diabas
Si O ₂	28,50	47,50
Al ₂ O ₃	28,60	16,20
Fe ₂ O ₃	19,15	5,25
Fe O	2,72	5,76
Mg O	1,02	6,41
Ca O	0,43	6,15
Na ₂ O	0,21	1,09
K ₂ O	0,28	0,87
Ti O ₂	3,59	1,67
H ₂ O	15,80	9,00
	100,30	99,90

Hieraus läßt sich ein Gehalt von 16 % lateritischer Bestandteile (4 % Al₂O₃ · 3H₂O, 12 % Fe₂O₃ · 3H₂O) und 60 % Kaolin berechnen, welchen die Verf. auch unter dem Mikroskop erkannt haben wollen. Verf. bemerkt jedoch ausdrücklich, daß er selbst eine solche hauptsächlich kaolinartige Zersetzung eines Diabases nicht habe beobachten können.

Sowohl bei den Nephelinsyeniten, wie bei den Diabasen und den sich ähnlich verhaltenden Gabbros waren in der unteren Zone oft die Feldspäte, gleichgültig, ob Orthoklas oder Mikroklin, Albit oder Plagioklase, in Hydrargillit umgewandelt, welcher Pseudomorphosen bildete. Die anderen Bestandteile waren durch kolloide Stoffe ersetzt.

Peridotite von Kakoulima zeigten die folgende Umwandlung, mineralogisch charakterisiert durch das Überwiegen kolloider Eisenprodukte, welche die Stelle der Eisenmagnesiumsilikate einnahmen.

	I.	II.	III.	IV.
	Eisen- panzer	Poröser Laterit der „zone de départ“	Zwei Peridotit- Typen	
Si O ₂	—	12,67	38,32	40,01
Al ₂ O ₃	4,80	12,59	2,66	2,54
Cr ₂ O ₃	0,20	—	0,16	0,16
Fe ₂ O ₃	83,50	46,84	4,35	1,00
Fe O	—	—	11,78	11,70
Mg O	—	1,26	36,22	36,90
Ca O	—	0,04	2,74	1,68
Na ₂ O	—	—	0,16	1,07
K ₂ O	—	—	0,06	0,52
Ti O ₂	—	0,55	0,28	—
H ₂ O	10,18	15,32	3,38	1,10
Unlöslich (Picotit z. T.) .	1,70	10,73	—	—
	100,48	100,00	100,11	99,68

In II sollen nach Berechnung und Beobachtung des Verf.'s 3 % Al₂ O₃ · H₂ O, 60 % 2Fe₂ O₃ · 3H₂ O und 37 % kolloider Aluminiumsilikate enthalten sein. In I sei das völlige Verschwinden der Kieselsäure bemerkenswert.

Auch bei Glimmerschiefer war die untere zone de départ von der oberen zone de concrétion zu unterscheiden. Der Schiefer war in der unteren Zone brüchig im trockenen, plastisch im feuchten Zustande geworden und weiß, rot, gelb, grau gefärbt. Die mineralogische Zusammensetzung blieb im ganzen unverändert, nur traten kolloide Abscheidungen und Kaolinblättchen hinzu. Proben aus 18 m Tiefe zeigten die Zusammensetzung des salzsäureunlöslichen, aber von Schwefelsäure aufgeschlossenen Anteiles V, welche die eines normalen Muscovites ist. In höheren Teilen der unteren Zone fanden sich der Reihe nach von unten nach oben entsprechend IV—I (alle von Fatoga):

	I.	II.	III.	IV.	V.
Si O ₂	44,6	44,5	45,0	46,4	44,9
Al ₂ O ₃	35,8	38,7	37,1	35,9	37,9
Ti O ₂	0,9	1,5	1,3	0,7	1,0
Ca O + Mg O	0,9	0,9	1,0	1,3	1,1
Na ₂ O	0,4	0,4	0,4	1,8	0,9
K ₂ O	0,5	1,5	3,3	4,3	6,9
H ₂ O	16,6	12,5	11,4	8,9	7,6
	99,7	99,5	99,5	99,3	100,3

Die Hauptveränderungen zeigen der Gehalt an Kali und der an Wasser. Je mehr jener ausgelaugt wird, desto höher wird dieser. Die

Zusammensetzung nähert sich allmählich der des Kaolins, welche auch in I fast erreicht ist. Die Probe I war rot und hatte die Schieferstruktur verloren. Gleichzeitig mit dieser Zersetzung nahm der Gehalt an salzsäurelöslichen Hydraten von 0,8 % (V) bis 32,9 % (I) zu. Diese bestanden bei V zu 99 % aus Fe_2O_3 , bei I zu 60,9 % aus Fe_2O_3 , 22,4 % aus Al_2O_3 .

Über dieser unteren Zone folgt auch beim Glimmerschiefer die Konkretionszone, die gleichmäßig rot gefärbt ist und fast nichts mehr von der Schieferstruktur erkennen läßt. Harte Blöcke darin zeigen eine Bänderung, welche Verf. für die letzte Spur der ehemaligen Schieferung hält. Der oberflächige Eisenpanzer ist von einem sehr harten, konkretionären Laterit gebildet, der unter dem Mikroskop heterogen erscheint, teils reich an Hydrargillit, teils an Stilpnosiderit oder Limonit. Zahlreiche Hohlräume sind im allgemeinen von Hydrargillit ausgekleidet. In chemischer Hinsicht zeigen die Konkretionszone und der Eisenpanzer gleichmäßig fast völlige Entfernung der Kieselsäure, von Alkalien, Kalk und Magnesia. Verf. führt diese Erscheinung zurück auf die Zerstörung der Aluminiumsilikate.

Verf. beschreibt des weiteren noch einige Verwitterungserscheinungen an Proben von Granit und sedimentärem Ton, welche Verf. jedoch nicht selbst gesammelt hat.

Auf Grund dieser ausgedehnten Einzeluntersuchungen kommt Verf. zu einer bestimmten Ansicht der Ursachen der Lateritbildung. Was zunächst die Erscheinung in der zone de départ anlangt, daß Diabase, Gabbro, Nephelinsyenite zumeist in gibbsitische Laterite, Glimmerschiefer, Gneis, Granit dagegen in Kaolin und andere Tone umgewandelt werden, so ist diese doch nicht für bestimmte Gesteine charakteristisch. Denn M. BAUER konnte von den Seychellen, wie auch Verf. von Madagaskar die Umwandlung von Granit in gibbsitische Laterite beschreiben. Besonders bemerkenswert für die zone de concrétion sei die Wanderung des Eisens gegen die Oberfläche, wo die Konzentrierung zum Eisenpanzer stattfindet. Dennoch wäre es falsch, wollte man auf eine prinzipielle Verschiedenheit der Verwitterung in den Tropen von der im gemäßigten Klima schließen. Die Verwitterungsprodukte des letzteren, Kaolin, Tone, bilden sich auch im ersteren. Die Zersetzung geht dann nur noch weiter, weil die Intensität der Einwirkung in den Tropen bedeutender ist. Diese stärkere Einwirkung findet jedoch nicht statt, wo die Atmosphärrillen den nackten Fels angreifen, sondern überall sieht man in den Tropen selbst leicht zersetzliche Gesteine wie die Diabase vollkommen frisch an der Tagesoberfläche. Im Gegensatz dazu ist die Lateritbildung stark unter der Waldbedeckung. Die günstigsten klimatischen Bedingungen bestehen in einem Wechsel von sehr feuchter und sehr trockener Zeit. Während der Regenzeit findet die Auflösung der löslichen Bestandteile des Bodens statt. Z. T. werden die Lösungen von den starken Talquellen den Bächen zugeführt. In der Trockenzeit konzentrieren sich die Lösungen und werden kapillar nach oben geführt. Es fallen kristallisierte oder kolloide Niederschläge aus. Schließlich verdunstet das Wasser, und das Zusammenballen der Hydrogele vollendet sich. Der ganze Vorgang der Lateritbildung spielt sich jedoch äußerst langsam ab, da

Verf. ältere Bauwerke aus Syenit ohne eine Spur von lateritischer Umwandlung fand, auch selbst während seiner Reise keine Veränderung im Boden wahrnehmen konnte. Der Beginn der Lateritbildung in Guinea dürfte wahrscheinlich sehr alt sein und durch mehrere geologische Perioden sich hinziehen.

[Aus den vom Verf. mitgeteilten Analysen geht das von ihm vermutete Aufsteigen der Lösungen in der Trockenzeit nicht hervor. Es ist in den tieferen Horizonten keine Verarmung z. B. an den Sesquioxiden erkennbar. So richtig die bereits von RICHTHOFEN festgestellte Beobachtung ist, daß nur unter Waldvegetation die Lateritbildung vor sich geht, so hat Verf. doch kein einziges vollständiges Bodenprofil mit Waldoberkrume untersucht. In einem solchen dürfte wie im gemäßigten Klima die Wanderung z. B. der Sesquioxyde von oben nach unten klar zu erkennen sein. Die Lateritbildung ist nur z. T. als eine Auflösung von SiO_2 , Na_2O , K_2O , CaO , MgO aufzufassen; das eigentlich Charakteristische ist die starke Umlagerung der Sesquioxyde aus dem Humushorizont der Waldböden und der ortsteinartigen Eisenpanzerbildung im Untergrund.]

Stremme.

Stratigraphie.

Silurische Formation.

Kurt Pietzsch: Graptolithen aus dem Elbtalschiefer-system. (Ber. d. Math.-phys. Klasse d. K. Sächs. Ges. d. Wiss. zu Leipzig. 1915. 67. 270—289.)

Es wurden insgesamt folgende Arten von den beiden Fundorten Sandberg bei Wittgensdorf = S. und Nenntmannsdorf = N. beschrieben:

	S.	N.	Verbreitung in England
<i>Climacograptus</i>			
<i>Törnquisti</i> E. et W.	+	.	Mittleres Llandovery
sp.	+	
<i>Diplograptus</i>			
sp.	+	
<i>Monograptus</i>			
<i>pridon</i> (BRONN) E. et W.	+	Tarannon, Unter-Wenlock
<i>Flemingi</i> (SALT.) v. <i>primus</i> E. et W.	.	+	Wenlock
<i>turriculatus</i> BARRANDE	?	.	Ober-Llandovery, Tarannon
<i>discus</i> TÖRNQUIST	+	Tarannon
<i>Sedgwicki</i> PORTLOCK	+	Ober-Llandovery
<i>lobiferus</i> (M'COY) E. et W. . . .	+	+	Mittel- u. Ober-Llandovery
<i>Becki</i> (BARRANDE) E. et W.	+	Ober-Llandovery, Tarannon
<i>exiguus</i> (NICHOLSON) E. et W. . .	.	+	Tarannon
<i>spiralis</i> GEINITZ	+	Ober-Llandovery, Tarannon

Sieht man von den nur unsicher bestimmbar Graptolithen (*Climacograptus* sp., *Monograptus turriculatus*, *Diplograptus* sp.) ab, so liegen vom Sandberg nur zwei Arten, von Nenntmannsdorf 8 Arten vor. Es sind im allgemeinen Formen, wie sie sonst im sog. „unteren Graptolithenhorizont“ des Vogtlandes und in der Etage Ee₁ Böhmens aufzutreten pflegen. Was nun die Parallelisierung der Graptolithenschichten des Elbtalschiefersystems mit dem genauer gegliederten Silur Englands und Schwedens betrifft, so läßt sich folgendes feststellen:

Die meisten der von Nenntmannsdorf stammenden Arten, nämlich *Monograptus priodon*, *M. Flemingi*, *M. discus*, *M. Sedgwicki*, *M. Becki*, *M. exiguus* und *M. spiralis*, liegen in Schweden in den höchsten Zonen der *Rastrites*-Schiefer und verteilen sich in England auf die Zonen 21—31; in der Hauptsache dürften unsere Schichten aber den Zonen 21—25, also dem oberen Llandovery und Gala-Tarannon entsprechen. Als Vertreter der höheren britischen Zonen (Wenlock) können eigentlich nur *Monograptus Flemingi* und eventuell *M. priodon* gelten. Anderwärts wurden sie aber auch schon tiefer gefunden, z. B. in Ostthüringen und dem Vogtland in Schichten, die R. EISEL als altersgleich mit dem Tarannon betrachtet. In Frankreich beherbergen vor allem die „Phtanites de l'Aujou“ eine ganz ähnliche Fauna wie sie von Nenntmannsdorf vorliegt; BARROIS parallelisiert diese Schichten mit dem oberen Llandovery. Den *Monograptus priodon* gibt er aus Schichten von Wenlock-Alter, aber auch schon aus Horizonten mit an, die er dem Tarannon gleichstellt. — Die Art *Monograptus lobiferus* tritt sowohl in Schweden wie in England im allgemeinen ein wenig tiefer auf als die anderen genannten Arten (höherer Teil des mittleren Llandovery): Doch beschrieb C. WIMAN von Jämtland auch das Zusammenkommen von *Monograptus Flemingi* und *M. lobiferus*. — Soweit sich bis jetzt sehen läßt, entsprechen also die Nenntmannsdorfer Graptolithenschichten im allgemeinen dem oberen Llandovery und dem Tarannon.

Nach alledem kann man also zu dem Schlusse kommen, daß am Sandberg und bei Nenntmannsdorf Schichtenfolgen vorliegen, die sich in der in folgender Tabelle angegebenen Weise entsprechen:

Sandberg	Nenntmannsdorf	
1. Schwarze, lyditartige Kiesel-schiefer, zu unterst Zwischenlagen von grauem kieseligen Schiefer (mit <i>Monograptus lobiferus</i>)	1. Schwarze, lyditartige Kiesel-schiefer (mit <i>Monograptus priodon</i> , <i>M. Flemingi</i> , <i>M. discus</i> , <i>M. Sedgwicki</i> , <i>M. Becki</i> , <i>M. exiguus</i> , <i>M. spiralis</i>)	Gala-Tarannon Oberes Llandovery
2. Übergangsschichten mit vorherrschend kieseligen Schiefen (mit <i>Climacograptus Törnquisti</i>)	2.) Hornsteinschichten	Mittleres Llandovery
3. Hornsteinkomplex	3.)	Unteres Llandovery
	4. Quarzsandstein	Untersilur

Da *Climacograptus Törnquisti* dem mittleren Llandovery angehört, und auch schon in den obersten Schichten des unteren Llandovery vorkommt, ist der Hornsteinkomplex des Elbtalschiefersystems jedenfalls mit dem unteren Llandovery in Äquivalenz zu stellen. Dann kann aber der Quarzsandstein von Neunmannsdorf nicht mehr dem Obersilur angehören, sondern muß untersilurisch sein. Er entspricht also stratigraphisch den Grauwackensandsteinen des Untersilurs in anderen Teilen Sachsens [und dem Quarzit der preußischen Oberlausitz. Ref.]. Frech.

Devonische Formation.

G. Dahmer: Die Fauna der obersten Koblenzschichten von Mandeln bei Dillenburg. (Jahrb. d. kgl. preuß. geol. Landesanst. f. 1915. 36. Heft I. 174—248. Mit 6 Taf. u. 1 Textfig.)

Verf. hat am Nordhang des Haubergs bei Mandeln im Dillenburgischen einen Fundpunkt ausgebeutet, der in die Grenzsichten vom Unterdevon zum Mitteldevon fällt, in die Zone, die als „oberste Koblenzschichten“ bekannt sind, und denen FUCHS die Bezeichnung „Zone des *Spirifer cultrijugatus (auriculatus)* β “ gibt. Das Charakteristikum der Fauna stellt hier wie anderwärts ein stark mitteldevonischer Einschlag dar: *Spirifer curvatus*, *Athyris concentrica*, *Orthis striatula* u. a. *Spirifer speciosus* fehlt noch, woraus der Schluß gezogen wird, daß die Schichten eben dem unteren Horizont der obersten Koblenzschichten angehören. Von den aus diesen Schichten bekannten Faunen, insbesondere der von FRECH bearbeiteten Haiger-Fauna, unterscheidet sich die vorliegende durch ihren Zweischaler-Reichtum, während in jener die Brachiopoden vollkommen vorherrschen. Die Hauptmasse der Versteinerungen ist an mulmige, dünne Einlagerungen in Schiefeln gebunden, die aus ausgelaugten Kalken hervorgegangen sind. Daneben kommen eisenreiche Grauwackenbänke und -platten vor, die seltener lagenweise angeordnete Fossilien — dann vorwiegend Brachiopoden — enthalten.

Im einzelnen ist in dem paläontologischen Teil unter anderem behandelt: *Cryphaeus rotundifrons* und *Kochi*; *Orthoceras planiseptatum*, *laterale* und *nassa* n. sp.; *Pleurotomaria detornata* n. sp. [leider mit schlecht erhaltenem Abdruck], *Murchisonia anomala* n. sp. [als links-gewunden (! Ref.) angegeben], *Rotella (?) Kayseri* n. sp.; *Avicula laevicosta*, *Pterinea costata*, *costulata*, *subcostata*, *lineata*, *ingens* n. sp. (auch aus dem Siechhaustal bei Koblenz angegeben), sp. aff. *ovalis*, *Actinodesma malleiforme*, *Cyrtodonta pseudomodiola* n. sp., *Modiomorpha plana* n. sp., *Macroodus mandelensis* n. sp., *Nucula Drevermanni* n. sp., *Ctenodonta nassoviensis* n. sp., *Cucullella bisulcata* n. sp., *Cypriocardinia Richteri* n. sp., *Spirifer cultrijugatus* var. *auriculata*, *curvatus*, *paradoxus*, *subcuspidatus*, *alatiformis*, *carinatus*, *arduennensis*, *Rhynchonella daleidensis*, *Uncinulus pila*, *Dielasma Follmanni*, *Leptaena*

rhomboidalis, *lepis*, *Stropheodonta taeniolata*, *piligera*, *Orthis hysterita*, *striatula*, *triangularis*, *tetragona*, *Craniella cassis*, *Ctenocrinus rhenanus*, *Rhadinocrinus cf. rhenanus*. Die Abbildungen sind zum größten Teil recht gut, obschon es meistens Photographien sind. W. Kegel.

W. E. Schmidt: *Cultrijugatus*-Zone und Unteres Mitteldevon nördlich der Attendorn-Elsper Doppelmulde. Mit einem paläontologischen Anhang. (Jahrb. d. kgl. preuß. geol. Landesanst. f. 1912. 33. Teil II. 265—318. Taf. 22 u. 23. Berlin 1913.)

Die vorliegende Arbeit bringt die Resultate der Spezialkartierung, die Verf. gemeinsam mit W. HENKE im Süden der Attendorn-Elsper Mulde vorgenommen hat.

Nach einer kurzen Würdigung der Literatur seit DECHEN stellt Verf. für das südliche Sauerland folgende Gliederung des jüngeren Unter- und älteren Mitteldevons auf:

- | | | |
|-------------|---|--|
| Mitteldevon | { | 9. Gebänderte Schiefer des Unteren Mitteldevons und Wiesbacher Schiefer. |
| | { | 8. Stöppeler Tonschiefer. |
| | { | 7. <i>Orthocrinus</i> -Schichten. |
| | { | 6. Oberer Tuff. |
| | { | 5. <i>Cultrijugatus</i> -Zone. |
| Unterdeven | { | 4 b. Schmale Zone von Ober-Koblenz auf Blatt Olpe. |
| | { | a. Keratophyrtuff von Bilstein. |
| | { | 3. Oberkoblenz, Remscheider Schichten. |
| | { | 2. Quarzkeratophyr-Decke. |
| | { | 1. Rimmert-Quarzit. |

Im einzelnen wird zu dieser Schichtfolge noch besonders bemerkt:

Zu 3: Der petrographische Charakter dieser Schichten wechselt von W nach O, indem die Tuff und Kieselgallen führenden milden Tonschiefer von Olpe und Kirchhundem von Sphärosideritschiefern abgelöst werden, die ihrerseits sandigen Schiefen mit Sphärosideritbänken weichen.

Zu 4 a: Hier handelt es sich um den durch die Publikationen KAYSER's, PRIESTERBACH's und FUCHS' bereits mehrfach behandelten Bilsteiner Tuff, dessen Horizontbeständigkeit und gleichbleibende Mächtigkeit durch das ganze Gebiet hin betont wird. Mit diesem Tuff, dessen Fossilinhalt zusammengestellt wird, schließt Verf. aus praktischen Gründen die Grenze des Oberkoblenz ab, obschon in seinem Hangenden — freilich nur auf Blatt Olpe — noch Oberkoblenzfossilien auftreten (siehe 4 b der Profilübersicht).

Zu 5: Unter der *Cultrijugatus*-Zone wird die Zone der „Hauptverbreitung des *Spirifer cultrijugatus*“ verstanden, wobei betont wird, daß diese Art von dem verwandten *Sp. auriculatus* meist schwer zu trennen ist und sowohl unter wie über den hierher gerechneten Schichten vorkommt. Für eine Zurechnung des Horizontes zum Unterdevon führt Verf.

vor allem *Cryphaeus rotundifrons* und *Ctenocrinus* neben einer Reihe, bisher nicht aus dem Mitteldevon bekannter Zweischaler und weniger Brachiopoden ins Feld. Die Zone hat eine reiche Fauna an zahlreichen Fundstellen ergeben, die Verf. in einer Liste zusammenstellt. Der petrographische Charakter der Zone wechselt sehr. Neben stets vorhandenen, dünnplattigen, glimmerreichen Sandsteinen treten bald hellgraue, bald dunkle Ton-Grauwacken- und sandige Sphärosideritschiefer auf, bisweilen mit Kieselgallen. Sphärosideritlinsen besitzen eine starke Verbreitung und sind meist in Eisenocker, lokal auch in eine röteltartige Substanz durch die Verwitterung verwandelt.

Zu 6: Der Obere Tuff bildet einen Teil der *Cultrijugatus*-Zone und liegt etwa 100 m unterhalb deren oberer Grenze. Er ist von geringerer Mächtigkeit als der Tuff von Bilstein und zeigt weniger Neigung, zu Geländedifferenzierungen Anlaß zu bieten. Die mikroskopische Untersuchung (ausgeführt von G. BERG) ergab eine ähnliche Zusammensetzung wie die des Tuffes von Bilstein. Ein stellenweise stark hervortretender Quarzgehalt gibt zu der Annahme Anlaß, daß es sich um einen z. T. sedimentär umgelagerten Tuff handelt.

Zu 7: Mit der folgenden Zone läßt Verf. das Mitteldevon beginnen. Die Schichten zeigen im Streichen insofern eine Änderung des petrographischen Verhaltens, als sie von rauhen, bunt verwitternden, carbonatreichen Grauwackenschiefern zu immer mildereren nach Westen zu übergehen. Im Osten bilden sie daher einen scharf markierten Höhenzug, der die höchsten Erhebungen nördlich des Lennetales umfaßt. Bedingt werden die größere Rauhmigkeit und die bunten Verwitterungsfarben des Gesteins im O vermutlich durch Mineral-Infiltrationen, zumal in diesem Teil freilich fruchtlose bergbauliche Versuche auf Blei- und Zinkerze angestellt worden sind. Der paläontologische Befund deutet klar auf Mitteldevon. Neben der Leitform *Orthocrinus tuberculatus* n. sp. nennt Verf. u. a.: *Phacops Schlottheimi*, *Spirifer cultrijugatus*, *speciosus*, *subspeciosus*, *aculeatus*, *curvatus*, *Pentamerus cf. hercynicus*, *Cupressocrinus abbreviatus*, *Calceola sandalina*.

Zu 8: Die Stöppeler Tonschiefer sind kalkreiche milde Schiefer, die gelegentlich sogar in unreine Kalke übergehen können. Verwitterungseinflüssen leicht zugänglich, nehmen sie meist eine tiefere Lage im Gelände ein, im Gegensatz zu den rauhen *Orthocrinus*-Schichten. Von der Fauna ist zu nennen: *Phacops Schlottheimi* und *Thysanopeltis Waldschmidtii*, *Rhynchonella Orbignyana*.

Zu 9: Innerhalb dieses Horizonts findet ein Fazieswechsel statt. Im Osten nehmen die gebänderten Schiefer den Charakter von Dachschiefen an (Fredeburg, Raumland, Berleburg), beim Fortschreiten gegen Westen kommen in wachsendem Maße Sandsteineinlagerungen dazu. Dementsprechend ändert sich die Fauna: Im O eine Goniatitenfauna, nach W zunehmend eine Brachiopodenfauna; unter letzteren auch *Newberria amygdala*, woraus ein Vergleich mit den Mühlenberg-Schichten DENCKMANN's hergeleitet wird.

Hinsichtlich der Tektonik ist gesagt, daß das Gebiet dem Südflügel der Attendorfer-Elsper Mulde angehört. Im einzelnen kompliziert sich das Bild durch Spezialsättel und -mulden. Verf. macht anschließend auf die Abhängigkeit der Geländeformen vom geologischen Untergrund aufmerksam.

Im paläontologischen Anhang werden zunächst eine Reihe interessanter Crinoiden beschrieben. So *Calycanthocrinus inaequidactylus* n. sp., *Myrtillocrinus (?) curtus* n. sp., *Orthocrinus tuberculatus* n. sp., wobei Bemerkungen über dies Genus gemacht werden; ferner wird für Formen, die zwischen *Platycrinus* und *Hexacrinus* eine Mittelstellung einnehmen, die neue Gattung *Platyhexacrinus* aufgestellt und mit zwei neuen Arten, *Pl. ornatus* und *Pl. inornatus*, eingeführt. An die OEHLERT'sche Gattung *Douvillina* wird ein Formenkreis angeschlossen, *D. filifera* n. sp., *interstitialis* n. sp. und *bispinosa* A. FUCHS, der durch *D. elegans* DREV. mit *Douvillina* s. str. verbunden ist; der wesentliche Unterschied bezieht sich auf die Wölbung der Schalen: Stielklappe bei *Douvillina* s. str. konvex, hier konkav. — Die Abbildungen sind zum Teil, soweit sie nach Photographien hergestellt sind, leider unscharf und deshalb schwer zu benutzen.

W. Kegel.

Juraformation.

R. Model: Ein Beitrag zur Kenntnis der Ammonitenfauna der Macrocephalenschichten des nordwestlichen Frankenjura und vorläufige Mitteilung über das Genus *Macrocephalites*. Erlangen 1914.

Verf. hat an der bekannten Fundstelle bei Ützing am „Glug“ (bei Staffelstein) Stollen gegraben, die unter den „*Plicatilis*-Schichten“ (*Perisphinctes plicatilis* Sow.) zunächst 8–10 cm fossilere Tone, dann gelblichgraue Tone antrafen, die in der obersten 30 cm dicken Lage völlig fossilere waren und dann Ammoniten führten, unter welchen als oberste sofort Macrocephalen vorkamen neben Perisphincten, Hecticoceraten, Cosmoceraten, Reineckien, selten Oppedien und sehr vereinzelt Nautilen und Cadoceraten.

Unter den Macrocephalen herrschen im obersten halben Meter die deprimierten Formen vor, sie bilden ca. 55 %, *M. tumidus* ca. 45 %, während das Vorkommen von *M. macrocephalus* SCHL. unsicher ist und *M. compressus* zu fehlen scheint. Darin verhalten sich die nächsten 2 m abwärts ganz anders, die deprimierten Formen zu 35 %, *M. tumidus* zu 56 %, *M. macrocephalus* zu 7–8 %, *M. compressus* zu ca. 1 %.

Cosmoceras Jason REIN. und *Reineckia anceps* REIN. kommen im obersten Meter der Tone am häufigsten vor, sie reichen aber — nach unten allmählich an Häufigkeit abnehmend — bis ca. 4 m unter die obere Tongrenze hinab.

Der Übergang der Macrocephalenschichten zu den *Jason-Anceps*-Schichten vollzieht sich also bei Ützing innerhalb der oberen Tone mit *A. cf. calloviensis* Sow. ganz allmählich und selbst in ihrem obersten Teile ist der Charakter der *Jason-Anceps*-Schichten nicht völlig rein ausgesprochen.

Ferner fand sich im oberen Horizont der Macrocephalenschichten ein *Quenstedticeras* (der Dicke nach zwischen *Qu. Lamberti* und *Mariae*). Daraus und auch aus anderem will Verf. schließen, daß für den fränkischen Fundort eine Fröheife der Fauna vorliegt, die unter dem Einflusse der im Wasser gelösten Sulfate zustande kam. Die gleichen Verhältnisse möchte man vermuten bei der verkiesten kleinwüchsigen Coeloceratenfauna, die im portugiesischen Lias schon unterhalb der Leptaenenschicht noch mit *A. spinatus* BRUG. zusammen auftritt. Die Leptaenen halten vielleicht die stratigraphische Konstante ein, während die Coeloceraten verfrüht wären. [Die Ansicht des Verf.'s muß man für sehr gewagt halten. Die Ammoniten haben sich immer noch als sicherer zur Altersbestimmung herausgestellt als Brachiopoden. Das frühzeitige Auftreten von Quenstedticeraten ist übrigens eine notwendige Forderung, da diese unmittelbar aus den Cadoceraten hervorgegangen sein dürften. Ref.]

Bei der Untersuchung des Genus *Macrocephalites* stellte Verf. fest, daß neben der Grundform komprimierte feinrippige Formen und deprimierte grobrippige vorhanden sind, wie allgemein bei Ammoniten zu beobachten ist. Die individuelle Entwicklung aller fränkischen Formen durchläuft ein sog. „Coronatenstadium“, in welchem die Rippen an ihrer Spaltungsstelle knötchenförmige wulstige Erhebungen zeigen. [Dies ist jedoch nicht ausschlaggebend, um deswegen die Macrocephalen von den Coronaten abzuleiten, dazu ist diese Erscheinung bei jurassischen Ammoniten viel zu allgemein verbreitet. Ref.]

H. Salfeld.

H. Salfeld: Über einige stratigraphisch wichtige und einige seltene Arten der Gattung *Perisphinctes* aus dem oberen Jura Nordwestdeutschlands. (7. Jahresber. d. Niedersächs. geol. Ver. zu Hannover, 1914. 231—251. 3 Taf.)

Die Untersuchungen erstrecken sich auf die für die oberen Heersumer Schichten leitenden Formen: *Perisphinctes Martelli* OPP. emend. SALF., *P. biplex* DE LOR. (non Sow., non D'ORB.), *P. Parandieri* DE LOR. Der *P. triplex* Sow. (*P. promiscuus* BUKOW.) findet sich in den oberen Heersumer Schichten wie in den Übergangsschichten zum Korallenoolith. Für letztere ist ein hier als *P. Wartae* mut. *antecedens* bezeichneter Ammonit leitend, in dessen dickeren Varietäten wahrscheinlich der echte *P. biplex* Sow. (non D'ORB. usw.) zu sehen ist.

Der untere Korallenoolith führt häufig *P. Wartae* BUKOW., daneben kommen noch vor *P. Bocconii* GEMM., *P. cf. rhodanicus* DUM., *P. cf. Mindovae* CHOFF., *P. Bergieri* DE LOR. Der mittlere Teil des Korallenoolithes enthält selten den echten *P. decipiens* Sow. (non D'ORB., non auct.).

Im oberen Korallenoolith wurde nur einmal ein *P. cf. bifurcatus* Qu. gefunden.

Im mittleren Kimmeridge ist bisher nur ein *P. cf. inconditus* FONT. gefunden. H. Salfeld.

Tertiärformation.

Franz Toula: Die Tiefbohrung bis 600 m Tiefe auf dem Gebiete der Fabrik chemischer Produkte, und zwar der Holzverkohlungs-Industrie-Aktien-Gesellschaft in Liesing bei Wien. (Nova Acta, Abh. d. k. Leop.-Carol. Deutschen Akad. d. Naturf. 100. No. 3. Halle 1914. 57 p. 1 Profiltafel.)

Von 6 bis zu 35 m vielleicht, bis 168 m sicher sarmatische Stufe, bis 188 m Übergangsschichten, von dann bis 500 m Badener Tegel; der untere Tegel bis 600 m wird mit dem Schlier von Walbersdorf und Ottngang und wahrscheinlich auch mit demjenigen von Neudorf an der March vereinigt. Es werden aus den Bohrmaterialien gegen 200 Arten bestimmt, unter denen die Foraminiferen mit etwa 140 bei weitem vorherrschen. Neu ist eine kleine Krabbe, welche sich an *Microdium nodulosum* REUSS aus dem Salzton von Wieliczka anschließt und *Cancer (?) liesingensis* genannt wird. Verf. verspricht „bei einer späteren Gelegenheit auf das hübsche Stückchen zurückzukommen.“ Es stammt übrigens ziemlich aus der größten Tiefe der Bohrung 585—588 m. Aus etwa 500 m wird eine *Triloculina liesingensis* namhaft gemacht. Da die Strandbildung des neogenen Meeres des Wiener Beckens bis gegen 400 m über den Spiegel der heutigen Adria ansteigt und im Westen sogar 550 m erreicht, so glaubt Verf. gegen den Schluß des Pliocän größere Hebungen annehmen zu sollen, welche ihrerseits von späteren Absenkungen gefolgt seien. Es hätten sich hinsichtlich dieser tektonischen Fragen bei einer Fortführung der Bohrung auf 100 bis 200 m mehr voraussichtlich wichtige Ergebnisse — zumal hinsichtlich der Sprunghöhe der Absenkung — erzielen lassen. Leider konnte aber Verf., wie er im Anhang eingehender beschreibt, die kaiserliche Akademie der Wissenschaften nicht bis zur Tragung der recht beträchtlichen Kosten für das Unternehmen interessieren.

Oppenheim.

Franz Toula: Eine Brunnenbohrung bis etwas über 100 m Tiefe in Mödling bei Wien. (Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. 1915. 187—209.)

Die Bohrung setzt im Sarmaticum ein; von 50 bis 100 m sind es rein marine Schichten des Badener Tegels. Es werden aus den Schlammresten zahlreiche Foraminiferen bestimmt, dazu einige Bryozoen und Ostrakoden. Von den letzteren wird neu beschrieben und abgebildet: *Cythere medelingensis*, von Mollusken: *Scissurella mödlingensis*. Foramini-

feren finden sich auch im Sarmaticum, sollen aber nicht — wie KARRER meinte — aus vorher bestehenden echt marinen Ablagerungen herausgewaschen, als schon fossile Reste der älteren Periode in das jüngere brackische Meer eingeschwemmt und auf sekundärer Lagerstelle abgesetzt worden sein, sondern von dem gleichzeitig noch bestehenden Meere, dessen Ostteil ausgestübt wurde, sollen lebendige Foraminiferenschwärme in das brackische Wasser eingedrungen sein; sie hätten dort zusammen mit dessen Bevölkerung ihren Absatz gefunden. [Es fragt sich nur, ob eine derartige Zweiteilung desselben Meeres in einen brackischen und normalsalzigen Abschnitt während einer so langen Zeit möglich war, daß sich in jenem Ablagerungen von 15 m Mächtigkeit zu bilden vermochten. Nach Westen hin tritt zudem doch überall Aussüßung ein? Ref.] **Oppenheim.**

Quartärformation.

C. Gagel: Die Dryastone und die postglazialen Schichten am Kaiser-Wilhelm-Kanal. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. **36**. I. 429—451. 5 Taf.)

Innerhalb der Grundmoränenlandschaft finden sich vielfach ebene Flächen von Ton. Der Ton liegt teils direkt auf dem Geschiebemergel, teils mit Zwischenschaltung von Sanden, z. T. ist er mit dem Geschiebemergel verzahnt, auch wohl von ihm bedeckt. Eine kiesige Überlagerung war nicht ganz sicher zu deuten. Über dem Ton folgt meist postglazialer Wiesenkalk und Torf oder deltageschichtete feine Sande. Die Dryastone enthalten eine hocharktische Flora, daneben auch zahlreiche Binnenmollusken gemäßigten Klimas (Anodonten, Valvaten, Sphaerien, Planorben, *Planorbis strömi*, *Limnaea ovata* u. a.); in und unter ihm finden sich auch ostrakodenreiche Faulschlamm bildung vom Typus der dänischen Allerödgyttja. Diese mit dem hocharktischen Floracharakter nicht übereinstimmenden Befunde sind nicht durch Klimawechsel zu erklären, sondern durch die lokalen Bedingungen, die uns WESENBERG-LUND mitgeteilt hat. In einer höheren Lage des Tones fand sich eine Flint-Pfeilspitze; auch im Geschiebemergel fand Verf. rohe Artefakte, die nach seiner Auffassung von der Grundmoräne aus dem unterlagernden Interglazial aufgenommen sein sollen.

Am Schluß werden die einzelnen Profile näher beschrieben.

E. Geinitz.

K. Pietzsch: Der pflanzenführende Glazialton von Luga bei Dresden und die Gliederung des Elbtaldiluviums. (Sitzungsber. Naturf. Ges. Leipzig. **42**. 1915. 21—54.)

Einen weiteren Fund diluvialer Pflanzenreste machte Verf. bei Luga südlich Dresden, so daß jetzt solche bekannt sind noch von Deuben, Aue, Deutschenbora, Borna.

Bei Luga ist zwischen kiesigen Gehängelehm und Kreidemergel ein blaugrauer Ton eingeschaltet, in welchem glaziale Pflanzenreste nachgewiesen werden konnten. Im Ton liegt eine humose Schicht mit reichlichen Pflanzenresten. Zwei ausgestrudelte Kessel durchsetzen ihn und sind mit dem hangenden gelbbraunen Lehm erfüllt; über diesem Lehm folgt eine dünne Sand- und Kieslage, darüber der 4—6 m mächtige Gehängelehm. Der Glazialton ist lokal durch Zusammenschwemmung der Plänermergel in einer flachen Mulde gebildet worden. Sein geologisches Alter wurde durch seine Beziehungen zu den Terrassen des Elbtales ermittelt, es fällt wahrscheinlich in die Zeit zwischen der Bildung der jungdiluvialen Terrassenschotter und der Gehängelehme. In gleicher Weise wird auch das Vorkommen von Deuben bei Dresden erörtert und Verfolgt zu folgendem Ergebnis:

Luga	Deuben	
Alluviale Aufschüttungen	Alluviale Aufschüttungen	Postglazialzeit
Geringe Erosion		
Niederterrasse	Tiefer Teil der alluvialen Aufschüttungen	
Erosion	Erosion	Letzte Eiszeit
Löß und Gehängelehme	Löß und Gehängelehme	
Glazialton mit Pflanzenresten	Glazialton, arktische Flora und Fauna	
Mittelterrassenschotter	Weißeritzschotter	
Große Erosion	Große Erosion	Letztes Inter-glazial
Altdiluvialer Flußschotter, Geschiebelehm etc.	Altdiluvialer Flußschotter, Geschiebelehm etc.	Vorletzte Eiszeit

E. Geinitz.

Enquist, Fredrik: Eine Theorie für die Ursache der Eiszeit und die geographischen Konsequenzen derselben. (Bull. of the Geol. Inst. of Upsala. 1915. 13. 35—44)

Shimer, H. W.: Post-Glacial History of Boston. (Amer. Journ. of Sc. 1915. 40.)

Wright, Frederick G.: Age of the Don River Glacial Deposits, Toronto, Ontario. (Bull. of the Geol. Soc. of America. 1914. 25. No. 2.)

— Evidence of a Glacial Dam in the Allegheny River Between Warren, Pennsylvania, and Tionesta. (Bull. of the Geol. Soc. of America. 1914. 25. No. 2.)

Fairchild, Herman L.: Pleistocene Marine Submergence of the Connecticut and Hudson Valleys. (Bull. of the Geol. Soc. of America. 1914. 25. No. 2.)

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

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

Jahr/Year: 1916

Band/Volume: [1916](#)

Autor(en)/Author(s):

Artikel/Article: [Diverse Berichte 1044-1127](#)