

Geologie.

Physikalische Geologie.

M. Haid: Die Schwerkraft im badischen Oberlande. (Ber. Oberrhein. Geol. Ver. 38. Vers. Konstanz 1905. 19—24. Kartenskizze. Stuttgart 1906.)

Zur Bestimmung der Intensität der Schwerkraft wurden vom Verf. im Jahre 1893 auf der Strecke Straßburg—Kniebis—Horb Pendelbeobachtungen vorgenommen. Diese Beobachtungen wurden 1897 und 1903 vom Verf. und Obergemeter BÜRGIN auf den südlichen Schwarzwald, die Bodenseegegend und das Rheintal von Konstanz bis Kleinlaufenburg ausgedehnt. Zunächst werden die Verbesserungen an den Pendeln und die Beobachtungsmethode kurz geschildert. Dann wird die Bearbeitung der Beobachtungen besprochen und die in der Tabelle zusammengestellten Werte diskutiert. Nach Art der Höhenkurven sind in beigegebener Kartenskizze zwischen den Beobachtungsarten die Linien gleicher Schwerestörung oder gleich großen Massendefekte mittelst Interpolation eingezeichnet. Es ergibt sich nun, daß vom Bodensee aus unter dem Rheintal, der Barr und dem Schwarzwald ein Massendefekt liegt. Bei Konstanz entspricht er einer im Meeresniveau kondensierten Schicht von 650 m Dicke, gegen Westen nimmt er allmählich ab und keilt in der Richtung von Basel längs des Wiesentales nach dem Feldberg zu aus. Weiter westlich dieser Linie zeigen sich unter dem Rheintale und besonders unter dem Kaiserstuhl Massenüberschüsse.

Ew. Schütze.

J. Park: On the fixing of datum-marks on the coast-line for the measurement of the secular movements of the land. (Rep. 10. Meet. Australasian Assoc. for the Adv. of Science. Dunedin 1904. 208—209.)

Verf. tritt von neuem (vergl. dies. Jahrb. 1904. II. -253-) für die Anbringung von Wasserstandsmarken an den Küsten von Neu-Seeland und Australien ein, die es ermöglichen sollen, die säkularen Schwankungen des Bodens, für deren Auftreten deutliche Anzeichen sprechen, festzustellen.

Otto Wilckens.

G. Lippmann: Sur l'inscription des mouvements sismiques. (Compt. rend. 139. II. 1904. 782.)

LIPPMANN bemerkt, daß man den lichtempfindlichen Papierstreifen, der die Seismometer-Diagramme aufnimmt, aus pekuniären Gründen mit der geringen Geschwindigkeit von $\frac{1}{30}$ mm pro Sek. ablaufen lasse, die zur genauen Aufzeichnung der oft sehr schnellen seismischen Schwingungen viel zu klein sei, und schlägt folgendes vor: der Streifen rollt in einem Kasten mit beträchtlicher Geschwindigkeit ab; der Kasten trägt eine Öffnung mit einem Falltürchen, auf welches der Lichtstrahl des Seismometerspiegels trifft; beim Eintritt einer Erschütterung läßt eine elektrische Vorrichtung die Tür herabfallen, und der Lichtstrahl trifft auf den Papierstreifen; dieser kann, solange kein Beben stattgefunden hat, immer wieder von neuem benutzt werden.

Johnsen.

G. Lippmann: Mesure de la vitesse de propagation des tremblements de terre. (Compt. rend. 139. II. 1904. 780—781.)

Verf. gibt zunächst eine Methode an, den Eintritt einer seismischen Bewegung bis auf $\frac{1}{5}$ Sek. genau festzustellen, in dem eine elektrische Vorrichtung bei Erschütterung augenblicklich ein $\frac{1}{5}$ Sek. sowie ganze Minuten markierendes Chronometer auslöst. Sobald man die vollzogene Auslösung bemerkt, begibt man sich mit dem nicht arretierten Chronometer nach der Uhr einer Sternwarte und ermittelt so die genaue Eintrittszeit der Erschütterung.

Dann behandelt Verf. die Aufgabe, für Erdbebenwellen die horizontale Fortpflanzungsgeschwindigkeit und die Orientierung der Wellenfront zu ermitteln. Stellt man die Eintrittszeit der Erschütterung an 3 Stationen fest, die nicht auf einer Geraden liegen, und trägt, wenn A die zuerst erschütterte Station ist, von A auf AB die dieser Richtung entsprechende Geschwindigkeitskomponente AV auf, von A auf AC die Geschwindigkeit AV', so ist VV' die Wellenfront, und das Lot von A auf VV' die Wellengeschwindigkeit.

Johnsen.

De Montessus de Ballore: Sur la coïncidence entre les géosynclinaux et les grands cercles de sismicité maxima. (Compt. rend. 139. II. 1904. 686—687.)

Verf. machte bereits 1903 darauf aufmerksam, daß die Schüttergebiete auf 2 schmale Zonen beschränkt sind, die sich als scharf ausgeprägte Kurven über die Erdoberfläche hinziehen und den tektonischen Linien der tertiären Gebirgsbildung entsprechen. Die seismische Unruhe kann längs diesen Linien nicht gleichförmig sein, da die Rindenbewegungen an den verschiedenen Stellen ungleichzeitig und von verschiedenem Betrage und auch die Ausdehnung sowie Mächtigkeit der gehobenen oder gesunkenen Partien von Einfluß sein müssen. In Gebieten carbonischer Faltung findet man, entsprechend der langen Zwischenzeit nur

geringe, aber doch scharf an jene Striche gefesselte Unruhe, wie auch in der Flyschzone im Gegensatz zum Gebiet der jüngeren alpinen Faltung. Wahrscheinlich würde man sogar in Gegenden caledonischer Faltung noch ganz geringe Seismizität wahrnehmen, wenn die letztere nicht eben infolge ihrer Schwäche durch allerlei sekundäre und unabhängige Vorgänge sozusagen übertönt würde.

Johnsen.

G. B. Rizzo: Sopra il calcolo della profondità degli ipocentri nei movimenti sismici. (Atti d. R. Accad. d. sc. 41. 1905/06. 1061—1066. 1 Taf. Torino 1906.)

Die Berechnung der Tiefe des Erdbebenherdes für das kalabrische Beben vom 8. Sept. 1905 ergibt aus der Zeichnung des SCHMIDT'schen Hodographen Werte die viel zu hoch sind, nämlich im geringsten Falle 290 km. Verf. berechnet nun die wirklichen Geschwindigkeiten auf je 100 und von Tausend an auf je 500 km und stellt fest, daß von 800 km Entfernung vom Epizentrum an die Geschwindigkeit gleichmäßig steigt. Er meint, daß diese Steigerung unter der Ebene erfolgt, die dem Epizentrum-Horizont parallel durch den Erdbebenherd gelegt ist. Durch diese wird eine Kalotte abgeschnitten und deren Höhe gibt die Tiefe des Herdes an. In diesem Beispiel bei 800 km ist es ein Winkel von $14^{\circ} 2'$ in der Erdkugel, das ergibt 50 km Entfernung von der Oberfläche.

Deecke.

R. D. Oldham: The rate of transmission of the Guatemala earthquake. April 19. 1902. (Proc. R. Soc. (A.) 76. No. A. 508. Math. and phys. Sect. 1905. 102—110.)

Im Jahre 1900 wies Verf. durch eine kritische Prüfung der Diagramme von Erdbeben, wie sie in großer Entfernung von dem Herde gewonnen werden, als erster nach, daß drei voneinander verschiedene Formen von Wellen oder, wie man heute nach seinem Vorgang sich ausdrückt, Phasen eines Erdbebens sich unterscheiden lassen. Es brach sich mit der Zeit die Überzeugung Bahn, daß die erste und zweite Phase die Ankunft von Kompressions- und Torsionswellen darstellen, die durch das Erdinnere gewandert sind und daß die dritte Phase gebildet werde durch Wellen, teils veranlaßt durch die Gesteinselastizität, teils durch die Erdschwere, die ihre Wanderung längs oder nahe der Erdoberfläche zurücklegen.

An dem oben genannten Beben werden durch den Vergleich zahlreicher Einzeldiagramme die Wanderungsgeschwindigkeiten für diese einzelnen Phasen desselben festgestellt. Es ergibt sich das Folgende: Für die erste Phase steigt die scheinbare Fortpflanzungsgeschwindigkeit (mit einer Ausnahme, die auf einem Irrtum beruhen dürfte) mit wachsender Entfernung von dem Bebenherde, die zweite Phase zeigt dieselbe Tatsache des Anwachsens der scheinbaren Fortpflanzungsgeschwindigkeit mit dem Abstände,

doch wächst diese nur etwa bis zu 100° Abstand vom Ursprungsorte, jenseits dieser Entfernung scheint sie abzunehmen. Dieses Ergebnis ist unerwartet und wird darauf zurückgeführt, daß das Auftreten der zweiten Phase bei den weiter entfernt gelegenen Stationen sehr viel weniger deutlich ist wie bei den näheren. Über die dritte Phase läßt sich Exaktes nicht aussagen, die scheinbare Fortpflanzungsgeschwindigkeit ist gleichförmig, die Unregelmäßigkeiten lassen sich in ähnlicher Weise erklären wie bei Phase zwei.

v. d. Borne.

O. Hecker: Seismometrische Beobachtungen in Potsdam in der Zeit vom 1. I. bis 31. XII. 1905. (Veröffentl. d. K. preuß. geod. Inst. 1906. 3. 112 p.)

Der Aufzählung der im Jahre 1905 in Potsdam registrierten seismischen Bewegungen sind zwei Einzelstudien vorausgeschickt.

1. Über die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der oberflächlichen Erdbebenwellen, welche die Erde umkreist haben: Bei größeren Beben lassen sich häufig außer den Wellen, die auf dem kürzesten Wege an der Erdoberfläche von dem Herde nach dem Beobachtungspunkte gelangen (W_1) noch Wellen erkennen, die sich auf dem entgegengesetzten Wege fortgepflanzt haben (W_2) und solche, die, nachdem sie zuerst den kürzesten Weg zurücklegten, noch einen vollen Umlauf um die ganze Erde gemacht haben (W_3). Da ihre Amplituden sehr gering sind und sie allmählich auftauchen, so ist die Bestimmung ihres ersten Auftretens mit einer gewissen Unsicherheit behaftet, dazu kommt, daß häufig die Herddistanz nicht genau bekannt ist. Es ist deshalb verständlich, daß die Einzelwerte der ermittelten Geschwindigkeiten stark voneinander abweichen. Als mittlere Geschwindigkeiten für die W_2 wurde 3,8 km in der Sekunde, als diejenige für W_3 3,3 km in der Sekunde gefunden. Ob der auch von OMORI gefundene Unterschied zwischen der Geschwindigkeit der W_2 und der W_3 reell ist, wird erst zu entscheiden sein, wenn umfangreicheres Material vorliegt.

2. Über die Ursache der mikroseismischen Bewegungen: Es werden je nach der Periode unterschieden, erstens: Bewegungen mit ganz kurzer Periode bis etwa 4 Sekunden, zweitens: solche mit etwa 7 Sekunden Periode, drittens: solche mit etwa 30 Sekunden Periode, viertens: solche mit einer Periode von einer Minute und mehr. Klasse 1 ist von der Tageszeit abhängig, sie tritt bei Tage durchschnittlich stärker auf als des Nachts, ist also vermutlich auf künstliche Störung zurückzuführen (Verkehr, Industrie, etc.), meteorologische Beziehungen sind nicht nachweisbar. Klasse 2: der Wind und der lokale barometrische Gradient sowie rasche Änderungen des Luftdruckes und der Temperatur in Potsdam oder die Stärke des Seegangs an den deutschen Seeküsten sind ohne Einfluß auf die Ausbildung der sehr ausgeprägten vor allem im Winter häufigen 7-Sekunden-Wellen, dagegen scheinen mit der Größe der maximalen Luftdrucks-Differenz über Europa die Amplituden dieser Wellen zuzunehmen, besonders im Winter. Klasse 3

zeigt deutliche Abhängigkeit von meteorologischen Faktoren: mit wachsender Windstärke und wachsendem barometrischen Gradienten nehmen die Amplituden dieser Wellen stark zu, die Abhängigkeit vom Seegange ist nur eine scheinbare. Wir können die 30-Sekunden-Wellen als eine Folge der Reibung des bewegten Luftmeeres an der Erdoberfläche betrachten. Für eine Bearbeitung der Klasse 4 reicht das Beobachtungsmaterial noch nicht zu.

v. d. Borne.

Ed. Suess: Sur la nature des charriages. (Compt. rend. 139. II. 1904. 714—716.)

Man versteht unter „charriage“ die Summe der Bewegungen an der Basis einer aufwärts und abwärts gleitenden Schicht. Wie z. B. JENSEN und KORNERUP zeigten, dringt das Eis bei Julianehaab zwischen die Felsen von Kangarsuk und Nasausak vor, bohrt sich in die Tiefe und steigt dann wieder in die Höhe, wobei es den Schutt seiner Grundmoräne zutage fördert, der sich in großem Bogen ablagert. In den Alpen sind Schiebungszonen außerordentlich verbreitet wie z. B. LUGEON's Profile und das Simplonprofil von SCHARDT zeigen. Überschreitet man den Simplon und den Mte. Rosa, so trifft man südwärts auf einen gewaltigen Riß der Erdrinde, die sogen. „Zone von Ivrea“, die durch das Auftreten von Diabasen, Gabbros, Peridotiten markiert wird; bei Varallo sind Nickelbergwerke. Diese Gesteinszone geht mit einer Breite von 10 km von der lombardischen Ebene aus, wird im NNO. schmaler und nimmt die Form amphibolitischer Einlagerungen im Gneis an, sie passiert den Lac Majeur und den Simplon, erreicht den nördlichen Rand jenes Sees und des Comer Sees und durchsetzt im Norden das Untere Veltlin. Partien zuckerförmigen Kalkes mit allerlei akzessorischen Mineralien finden sich im Gebiet jener Tiefengesteine. Die Schichten von Devero und des Val Antigorio gehören nach SCHARDT der mesozoischen Schichtenfolge des Simplon an, und die Grünschiefer, Amphibolite und Gabbros, welche jene begleiten, stellen nur die seitlichen Ränder der Zone von Ivrea dar, was sich aus den Arbeiten von TRAVERSO und STELLA ergibt. Dies ist die Art, wie die basischen Eruptivgesteine in das Gebiet der überhängenden Antiklinale eintreten. In den Grisons und im Engadin zeigen sich die Intrusivmassen von Diabas, Gabbro und Serpentin in besonders charakteristischer Form; STEINMANN und seine Schüler zeigten, daß jene sich auffallend häufig in den Schiebungs-niveaus befinden. Das ist auch an der ganzen Südseite des Rhätikon der Fall, und man sieht dieselben Gesteine noch in den Klippen Iberg's. Sie sind in den westlichen Alpen ebenfalls sehr verbreitet und die Zone von Ivrea ist nicht das einzige Vorkommen basischer Eruptivgesteine im italienischen Alpengebiet. Auch aus Asien lassen sich Beispiele für derartiges Auftreten von Tiefengesteinen anführen.

Jene oft von Nickel- und von Chromerzen begleiteten basischen Gesteine hat uns DAUBRÉE durch seine Synthesen als typische Tiefengesteine betrachten gelehrt; ihr häufiges Auftreten gerade in den äußeren

Partien der Faltungsgebiete läßt vermuten, daß sie aus größeren Tiefen durch die über sie hingleitenden, auf und niederwogenden Schichtenfalten verdrückt, abgeschnürt und in die Höhe fortgeführt wurden.

Johnsen.

De Lamothe: Les anciennes lignes de rivage du Sahel d'Alger. (Compt. rend. 139. II. 1904. 1235—1237.)

Die Regelmäßigkeit alter Stromlinien in Algier und die Übereinstimmung ihrer Höhen über dem Meeresspiegel längs der ganzen algerischen Küste lassen vermuten, daß schon während der jüngeren Pliocän- und der Pleistocänzeit die mittelländische Küste frei von Gezeiten war. Die Anordnung der alten Dünen, das gewöhnlich nordöstliche bis südliche Einfallen ihrer Schichten und die Spur der alten Flußläufe scheinen anzuzeigen, daß die Richtung der Küstenströme und die vorherrschende Windrichtung an der algerischen Küste seit dem jüngeren Pliocän nicht erheblich geschwankt haben. Diese Tatsachen sind schwer vereinbar mit den verschiedenen Hypothesen, die sich auf periodische oder unregelmäßige Schwankungen der Meridianlinien beziehen.

Johnsen.

B. Doss: Merkwürdige Bodenbewegungen bei Neu-Laitzen in Livland. (Korr.-Bl. d. Naturf.-Ver. Riga. 47. 1904. 23.)

Unter Detonationsgeräusch wurde eine große Bodenscholle um 1 Fuß gehoben, während eine angrenzende abgerissen und 3 m weit fortgeschleudert wurde. Ursache noch unbekannt.

E. Geinitz.

B. Doss: Über einen artesischen Naturbrunnen bei Schlock in Livland. (Korr.-Bl. d. Naturf.-Ver. Riga. 48. 109—119.)

Die livländischen mitteldevonischen Sandsteine bergen reiches artesisches Wasser. In Steinbrüchen bei Schlock tritt dasselbe ohne Tiefbohrung fast zutage, und zwar infolge sattelförmiger Schichtenaufbiegung, welche zur Bildung von Klüften in den Dolomiten und Mergeln führt, ferner wegen des Ausstreichens der devonischen Schichten an der Terrainoberfläche, ohne quartäre Bedeckung und endlich infolge genügenden Druckes.

E. Geinitz.

W. Deecke: Die Oderbank, nördlich von Swinemünde. (IX. Jahresber. d. geogr. Ges. Greifswald 1905. 13 p. Mit 1 Karte.)

Borungen auf der Untiefe „Oderbank“ ergaben unter 6 m jüngstem Seesand eine 1 m mächtige Muschelbank mit *Cardium*, darunter verschiedenartige Sande und endlich in der Tiefe von 20—25 m grobe Sande und Gerölle mit Rollstücken von Holz; in den oberen Teilen der Sande auch teilweise Lager von torfigen und kalkigen Massen. Alles entspricht

einer in der *Litorina*-Zeit gesenkten Insel mit südlich ansetzender Düne. Das Fehlen von Nordseefauna erklärt sich dadurch, daß diese Insel ein Haß begrenzte, an dessen Westende der Ausfluß des Oderwassers in die tiefere See erfolgte.

E. Geinitz.

C. Sass: Die Schwankungen des Grundwassers in Mecklenburg. II. (Mitt. Großherz. Meckl. Geol. Landesanst. 17. Rostock 1905. 1—6.)

Fortsetzung der früheren Arbeit auf Grund weiterer fünfjähriger Beobachtungen. Die Grundwasserstandskurven zeigen ebenso wie früher einen regelmäßigen Wechsel des höchsten und niedrigsten Standes; die klimatischen Verhältnisse stellen auch nach extremen Bedingungen immer wieder einen Ausgleich her.

E. Geinitz.

E. Geinitz: Brunnenbohrungen in Mecklenburg. (Mitt. Großherz. Meckl. Geol. Landesanst. 17. Rostock 1905. 7—16. 2 Taf.)

Fortsetzung der früheren Mitteilungen. Eine Bohrung (Kösterbeck) hat mit 132 m die untere Grenze des Diluviums noch nicht erreicht.

E. Geinitz.

E. A. Martel: Sur le gouffre du Trou-de-Souci (Côte-d'Or). (Compt. rend. 139. II. 1904. 690—691.)

Das Trou-de-Souci ist ein alter seit 1520 bekannter Abgrund in der Côte-d'Or, nördlich von Dijon. Seine Tiefe beträgt 57 m; auf seinem Grunde zieht sich ein unterirdischer Wasserlauf von über 4 m Breite und $1\frac{1}{2}$ m Tiefe unter den Schuttmassen der hellen Kalke des Mittleren Bathonien hin. Die N.—S. gerichtete Kluft verlängert sich in der halben Tiefe auf 10 m und erweitert sich am Grunde auf 8—10 m. Die undurchlässigen mergeligen Kalke des Unteren Bathonien hemmen in der Tiefe das weitere Eindringen des Wassers.

Johnsen.

E. A. Martel: Sur la résurgence de Wells (Angleterre) et la chronométrie de l'érosion souterraine. (Compt. rend. 139. II. 1904. 1051—1052.)

Verf. besichtigte den Schauplatz der Arbeiten von BALCH und dessen Mitarbeitern in dem Kohlenkalk-Komplex der Mendip-Hills (Somerset) zwischen Bristol und Wells. Besonders interessant ist der sogen. „Brunnen von St. André“. In der Kathedrale von Wells zeigten sich nämlich 1895 auffällige Risse im Gemäuer. Zwecks Erhaltung des Gebäudes wurden die Grundmauern revidiert, dabei zeigten sich in der Gruft selbst natürliche Kanäle, in denen Wasser nach dem Brunnen von St. André abfloß. Da die Erbauung der Kirche 6— $6\frac{1}{2}$ Jahrhunderte zurückliegt, hat man hier einen Maßstab für die Geschwindigkeit unterirdischer Erosion und Korrosion.

Johnsen.

C. E. Siebenthal: Structural Features of the Joplin District. (Economic Geology. 1. 119—128. 1905.)

Der Joplin-Distrikt hat nach Verf. folgende geologische Geschichte: Erhebung der „Pre-Coal Measure“ über Wasser und Bildung von Torsionsspalten, welche die Richtung einer unterirdischen Entwässerung angaben. Sodann Senkung, Ablagerung der „Coal Measure“, Erhebung, Zerstörung der postcarbonischen Schichten und weitere Entwicklung der unterirdischen Wasserläufe.

Während der Senkung wurden die ober- und unterirdischen Kanäle und Höhlen ausgefüllt, und ihr Inhalt unter dem Drucke der darüber lagernden Massen gefaltet. O. Stutzer.

Ch. Jacob et G. Flusin: La crue glaciaire de la fin du XIXe siècle et les différents facteurs qui ont déterminé les anomalies de cette crue dans le massif du Pelvoux. (Compt. rend. 139. II. 1904. 1049—1051.)

Auf Grund der Arbeiten von Prinz BONAPARTE, KILIAN, FLUSIN und OFFNER schloß KILIAN, daß unter 26 Gletschern der Alpen des Dauphiné eine gewisse Anzahl seit dem Rückgang von 1850 allmählich Stillstand und darauf — Ende des 19. Jahrhunderts — sogar Vorstöße aufwies, daß aber viele Gletscher des Dauphiné wie der Schweiz jenes Anwachsen nicht zeigten. Beobachtungen des letzten Jahres südwestlich vom Pelvoux veranlaßten die Verf. zu folgenden Schlüssen: Gegen das Jahr 1890 trat eine Vergrößerung der Firnmassen ein; dies verriet sich am Ende des 19. Jahrhunderts in einem Vorstoß aller derjenigen Gletscher, deren vorwiegender Faktor der Zufluß vom Nährgebiet ist („Circus-Gletscher“, Glacier Blanc). Die Ablation hörte während dieser Periode keineswegs auf, vergrößerte sich vielmehr; sie allein beeinflusste das Verhalten der kärglich gespeisten Gletscher auf der Südwestseite des Massivs. Die Talgletscher zeigten nahe dem Firnfeld ein Anschwellen infolge der vermehrten Zufuhr, ihre Front jedoch wich nach wie vor zurück. Johnsen.

A. Delebecque: Sur les lacs du Grimsel et du massif du St. Gothard. (Compt. rend. 139. II. 1904. 936—938.)

Verf. untersuchte 1904 die 2 Seen nahe dem Grimsel-Hospiz sowie die hauptsächlichsten Seen des Gotthard-Massivs und fand folgende Tiefen:

	Tiefe in m
Oberer Grimselsee	18,50
Unterer Grimselsee	12,60
Oberalp-See	9,50
Lucendro-See	36,20
Oberer Gotthardhospiz-See . . .	5,20
Unterer Gotthardhospiz-See . . .	16,60
Ritom-See	44,60
Tom-See	11,50
Cadagno-See	17,90

Am interessantesten ist der Ritom-See, 5 km östlich von Airolo. Die Temperatur desselben war im Juli (1904) an der Oberfläche = $13,2^{\circ}$, in 10 m Tiefe = $5,1^{\circ}$ und auf dem Grunde $6,6^{\circ}$. Das Seewasser enthält an der Oberfläche 0,139 g festen Rückstand pro 1 l, d. i. genau so viel wie die 3 Zuflüsse des Sees, das Wasser größerer Tiefen dagegen enthält 2,406 g und zwar zum großen Teil Sulfate, ferner 0,174 g H_2S , der wohl ebenso wie die Sulfate aus unterseeischen Quellen stammt. Der Cadagno-See scheint ähnlich beschaffen zu sein. Der Tom-See bietet nichts Eigentümliches dar, seine Temperatur nimmt im Gegensatz zu obigen 2 Seen mit der Tiefe stetig ab; der feste Rückstand beträgt nur 0,046 g, darunter kein Sulfat. Die Grimsel-Seen führen sogar nur 0,0085 g festen Rückstand. Der Ritom-, Tom- und Cadagno-See scheinen durch Einstürze infolge der Auflösung unterirdischer Gipsschichten entstanden zu sein. Der Oberalp-See ist ein Stausee, abgedämmt durch Flußgeröll oder durch Moränen. Der Grimsel-, Gotthard- und Lucendro-See erscheinen in anstehende kristalline Schiefer eingelassen, dürften also durch Gletscher-Erosion entstanden sein.

Johnsen.

A. B. Chauveau: Sur la déperdition de l'électricité dans l'air au voisinage de sources thermales. (Compt. rend. 139. II. 1904. 531—533.)

Verf. untersucht mit dem Apparat von ELSTER und GEITEL die Zerstreuung elektrischer Ladungen in der Nähe der Thermen von Cauterets in den Pyrenäen. Die Cäsar-Quelle, die 1100 m hoch und 150 m oberhalb Cauterets liegt, ist in Beton eingemauert, die Betondecke besitzt Öffnungen, auf ihr befindet sich eine Galerie; hier war die Luft infolge einer Temperatur von über $40^{\circ}C$. genügend trocken und daher geeignet, die Einwirkung der Thermen-Emanation auf elektrische Ladungen festzustellen; eine bestimmte Abnahme der Ladung vollzog sich hier dreimal so schnell als in der freien Luft außerhalb der Galerie.

Johnsen.

Ch. Moureu: Sur la composition chimique des mélanges gazeux radioactifs qui se dégagent de l'eau de quelques sources thermales. Présence de l'hélium. (Compt. rend. 139. II. 1904. 852—854.)

P. CURIE und A. LABORDE haben die Radium-Emanation verschiedener Thermen nachgewiesen, wie derjenigen von Cauterets, Bagnolles-de-l'Orne und Eaux-Bonnes. Alle 3 Quellen führen auch Helium. Nach den Beobachtungen von RAMSAY, SODDY, DEWAR, CURIE, DESLANDRES, COLLIE setzt sich die Radium-Emanation in Helium um. Dementsprechend enthalten auch alle radiumführenden Minerale zugleich Helium. Verf. untersuchte nun weitere Quellen-Emanationen spektroskopisch, nachdem er Stickstoff und Sauerstoff durch Lösungen hatte absorbieren lassen.

Quelle	CO ₂	O	N	Ar, He etc.
Gastein	Spur	1,40	97,25	1,35
Plombières (Vogesen)				
Vauquelin-Quelle	0,21	1,—	96,81	1,98
Quelle No. 3	—	5,75	92,56	1,69
Quelle No. 5	—	4,27	94,25	1,48
Capucins-Quelle	1,—	8,90	88,65	1,45
Crucifix-Quelle	—	3,30	95,14	1,56
Bains-les-Bains (Vogesen)	Spur	4,69	94,07	1,24
Luxeuil (Haute-Saône)				
Bains des Dames	1,9	0,6	95,44	2,06
Grand bain	3,07	1,8	93,09	2,04
Vichy, Source Chomel	31,2	13,37	54,93	0,50
Néries (Allier)	12,3	0,50	85,09	2,11
Salin-Moutiers (Savoie)	36,70	—	62,54	0,77
Eaux-Bonnes (Basses-Pyrénées) . .	—	—	98,20	1,80

Die Quellen sind nach abnehmender Radioaktivität geordnet, die Vauquelin-Quelle ist z. B. 50mal so aktiv als die letztgenannten Quellen; die Ziffern der letzten Kolonne zeigen trotzdem z. T. starke Zunahme von oben nach unten. Es wäre daher interessant, die Helium-Mengen, und zwar in verschiedenen Stadien des Schwindens der Radioaktivität festzustellen.

Johnsen.

A. Krogh: Tension de l'acide carbonique dans la mer et influence réciproque de l'acide carbonique de la mer et de celui de l'atmosphère. (Compt. rend. 139. II. 1904. 896—898.)

Die Menge der freien CO₂ des Ozeans ist ungefähr 27mal so groß wie diejenige der Atmosphäre. Man kann das Verhältnis der gebundenen und der freien CO₂ des Meerwassers für verschiedene Drucke experimentell feststellen und somit eine Dissoziationskurve konstruieren. Verf. bestimmt durch künstliche Versuche für 15° C. die Dampfspannung der CO₂ über dem an CO₂ gesättigten Meerwasser in Hundertstel Atmosphären:

Spannung	CO ₂ im ges. Ozean in kg
0,01	$4,57 \times 10^{16}$
0,02	$5,89 \times 10^{16}$
0,03	$6,55 \times 10^{16}$
0,04	$7,04 \times 10^{16}$
0,05	$7,36 \times 10^{16}$

Bei geringer Steigerung des CO₂-Dampfdruckes der Atmosphäre steigt also die vom Meerwasser absorbierte Menge ganz außerordentlich, der Ozean stellt somit einen vorzüglichen Regulator des CO₂-Gehalts der Atmosphäre

dar, da die Carbonate schwacher Basen in Lösung sehr zu Dissoziationsänderungen (bei Änderungen des äußeren Druckes) neigen. Verf. fand nun für den nördlichen Atlantik den CO_2 -Dampfdruck = 0,023 im Mittel und zwar geringer als denjenigen der Atmosphäre. Die Atmosphäre enthält dort weniger CO_2 (etwa = 0,028 %) als im zentralen Europa (0,033 %); über Polynesien, wo das Meer vor dem Kontinent besonders vorherrscht, führt die Atmosphäre sogar nur 0,026 %. Die Atmosphäre scheint also gegenwärtig einen Überschuß an CO_2 zu führen, der allmählich vom Meer durch Absorption beseitigt wird.

Johnsen.

G. von dem Borne: Untersuchung über die Abhängigkeit der Radioaktivität der Bodenluft von geologischen Faktoren. Habilitationsschrift. Breslau 1905. (Auch Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 37 p.)

Die Ergebnisse der Arbeit werden am Schluß wie folgt zusammengefaßt:

1. Der Emanationsgehalt der Bodenluft ist in erster Linie abhängig von der petrographischen, vermutlich speziell von der chemischen Beschaffenheit des Gesteins, dem dieselben entnommen wurden.

Wie bereits ELSTER und GEITEL erkannten, sind in den weitaus meisten Fällen tonhaltige Gesteine die Lieferanten der intensiven Emanationen. Es sinkt die Aktivität der Bodenluft mit sinkendem Tongehalt und ist z. B. in dem fast tonfreien Diluvialsand ganz gering.

2. Wichtig ist das Fehlen radioaktiver Emanationen in dem auf rein organischem Wege entstandenen Steinkohlenflözen, d. h. das Gebundensein der Radioaktivität an das Urgebirge an effusive und an Tiefengestein, sowie an deren klastische Umlagerungsprodukte.

3. Wanderungen der Emanation im Erdboden spielen im allgemeinen nur eine untergeordnete Rolle, wo solche durch die Tektonik eines Gebietes oder künstliche Eingriffe ermöglicht werden und so die Emanationsproduktion eines großen Gesteinsvolumens auf eine kleine Stelle der Erdoberfläche projiziert wird, da können durch diese Zuwanderung allochthoner Emanationen erhebliche Konzentrationen auftreten. Eine Betrachtung der Einzelfälle (Neunkirchener Naturgas, Annastollen) lehrt uns, daß wir zur Erklärung derartig konzentrierter Aktivitäten nicht nötig haben, anzunehmen, daß das Erdinnere stärker emaniert als die Gesteine der Erdoberfläche. Es sind also die Gesteine als solche und ist nicht das Erdinnere Träger der Aktivität.

4. Wichtig ist die hohe Aktivität der Erzgebirgs-Granite sowie die schwächere der Schieferhülle. Das Ausmaß der Granitaktivität entspricht aber noch nicht der Tatsache, daß dieser Granit das Muttergestein der Uran-Pecherzgänge ist und daß sich in ihm vielfach ein Urangehalt direkt nachweisen läßt. Diese Tatsache ist aus folgenden Gründen von Interesse. Die Desaggregations-Theorie nötigt uns, das Radium gleich seiner Emanation und seinen Induktionen nur als ein Übergangsstadium anzusehen und nach

seinen Mutterelementen zu suchen. In Gestein und Mineralien muß der Radiumgehalt dem Gehalt an seinen Mutterelementen unter gewissen Voraussetzungen proportional sein. Wenn Verf. diesen Befund in seiner Arbeit dahin deutet, daß die vermutete Abstammung des Radiums vom Uran nicht vorhanden sei, so ist dazu zu bemerken, daß inzwischen von anderer Seite angestellte Laboratoriumsversuche diese Annahme immer wahrscheinlicher erscheinen lassen. Es werden vermutlich Transporte, sei es nun des Radiums selbst, sei es der schwachaktiven Zwischenstufen zwischen dem Uran und Radium, in der Erdkruste eine große Rolle spielen und daher bald das Radium bald das Uran in größerer Konzentration auftreten, wie nach obigem zu erwarten wäre.

5. Die Form, in der die Radioaktivität der Bodenluft auftritt, deutet auf eine allgemeine Verbreitung auch der Thoriumaktivität neben derjenigen des Radiums hin. Die schon an sich außerordentlich unübersichtlichen Beziehungen, die zwischen dem Gehalte eines Gesteins an Radiumelementen auf der einen und den in des Verf.'s Apparaten beobachteten Wirkungen derselben auf der anderen Seite bestehen, werden durch dieses gleichzeitige Auftreten zweier Ausgangskomponenten noch weiter kompliziert. Da wir zudem die Energietönung der radioaktiven Umsetzungen des Thoriums nicht kennen, so wagt Verf. einer Beantwortung der Frage nach dem Energieäquivalent der radioaktiven Vorgänge in den Gesteinen der Erdkruste und nach der Rolle, welche dieselbe im Wärmehaushalt des Erdballes spielen, nicht näher zu treten.

v. d. Borne.

Petrographie.

Th. Th. Read: The Phase-Rule and Conceptions of Igneous Magmas, with their Bearing on Ore-deposition. (Economic Geology. 1. 101—118. 1905.)

Verf. bespricht die in der Überschrift angekündigten theoretischen Probleme. Ein Referat dieser Abhandlung würde einer Übersetzung gleichkommen.

In der „Diskussion“ (p. 286 ff.) wird diese Arbeit von A. L. DAY und E. S. SHEPHERD vom geophysikalischen Laboratorium in Washington scharf angegriffen. Sie weisen auf verschiedene falsche Voraussetzungen und unklare Vorstellungen des Autors hin.

O. Stutzer.

J. H. L. Vogt: Über anchi-eutektische und anchi-monomineralische Eruptivgesteine. (Norsk Geol. Tidsskrift, 1. No. 2. 33 p. 5 Fig. Kristiania 1905.)

Nach neuen Untersuchungen des Verf.'s muß sein früher ausgesprochener Satz, daß „sich beim theoretischen Maximalverlauf der (magmatischen) Spaltungsvorgänge . . . jeder Bestandteil zum Schluß rein für

sich separieren muß“, in folgender Weise abgeändert werden: es ergeben sich „bei einem sehr weiten Verlauf der magmatischen Spaltung (oder Differentiation) zwei Magmapole, nämlich

a) einerseits ein Pol, enthaltend in gelöster Form ein Mineral in ganz überwiegender Menge, nur mit ganz geringer Beimischung anderer Bestandteile;

b) andererseits ein Pol, der mit der eutektischen Mischung zweier oder noch mehrerer Komponenten beinahe identisch ist“.

Da sich die Gesteine erfahrungsgemäß diesen Extremen sehr stark nähern, ohne sie völlig zu erreichen, bezeichnet sie Verf. als *anchi-monomineralisch* resp. *anchi-eutektisch* (unter Benützung des Präfixes *ἄνχι* = beinahe, nicht ganz).

Verf. geht weiter von dem Satze BRÖGGER's aus, daß ein Parallelismus zwischen der gewöhnlichen Differentiationsfolge und der gewöhnlichen Kristallisationsfolge besteht, und wendet ferner den früher von ihm ausgesprochenen Satz an, daß „diejenigen Bestandteile oder Lösungskomponenten, die bei der Abkühlung zuerst auskristallisieren sollten, mit verschiedener Intensität wandern können, und daß in den Teilmagmen neue Gleichgewichtsbedingungen eintreten können, wodurch der Verlauf der magmatischen Spaltung sich verschieben kann“. Sodann wendet er sich noch gegen die Vorstellung, daß die Wanderung derjenigen Substanzen, die bei genügender Abkühlung zuerst auskristallisieren würden, in fester Phase erfolgt sei, etwa dadurch, daß bereits ausgeschiedene Kristalle in tiefere Magmazonen hinunter gesunken und hier aufgelöst oder resorbiert seien; seiner Auffassung nach muß die Wanderung in flüssiger Phase stattgefunden haben.

Die sich aus dem Parallelismus zwischen Kristallisations- und Differentiationsfolge ergebenden, zur Trennung eines Magmas in der Richtung auf eine Komponente und auf das Eutektikum führenden Vorgänge komplizieren sich dadurch, daß die Mehrzahl der gesteinsbildenden Minerale Mischkristalle sind. Verf. führt die Betrachtungen für zwei der fünf von BAKHUIS BOOZEBOOM aufgestellten Typen der Mischkristalle (dies. Jahrb. 1901 I. - 177—178-) durch, für den Typus 1: Die Erstarrungspunkte aller Mischungen liegen zwischen den Erstarrungspunkten der beiden Komponenten, und für den Typus 5: die Mischungsreihe im festen Zustand hat eine Lücke, die Erstarrungskurve einen eutektischen Punkt.

Zum Mischkristall-Typus 1 gehören die Reihen der Plagioklasse, Olivine, rhombischen Pyroxene etc.; in Magmen mit einem relativen Überschuß hierher gehöriger Mischkristall-Komponenten müssen beide Komponenten zum Bau des Mischkristalls in der Weise zusammentreten, daß in ihm die schwerer schmelzbare Komponente stärker als die leicht schmelzbare konzentriert wird.

Zum Mischkristall-Typus 5 gehören die Kombinationen Or:Ab (und Or:An); Or:Ab hat das Eutektikum E_{Or-Ab} bei ungefähr 42% Or und 58% Ab. Bei überwiegendem Or im Magma ist ein Teilmagma mit einer Anreicherung von Or und ein Teilmagma von der Zusammensetzung des

Eutektikums, entsprechend bei Überwiegen von Ab neben dem Teilmagma von der Zusammensetzung des Eutektikums ein solches mit Ab-Anreicherung zu erwarten. Da aber stets in derartigen Magmen auch die dritte Feldspatkomponente An enthalten ist und Ab:An zum Typus 1 gehört, so bildet sich:

„1. ein Teilmagma mit überwiegend Or neben etwas Ab und An, aber im ganzen gerechnet mit weniger An als Ab;

2. ein Teilmagma mit überwiegend Ab + An nebst etwas Or; je weiter die Differentiation in diesem Magma vorwärts schreitet, je mehr wird das Magma an An angereichert, während Ab und noch mehr Or sich vermindert;

3. ein Teilmagma annähernd von der Zusammensetzung $E_{Or-Ab+An}$ “.

Als anchi-monomineralische Eruptivgesteine führt Verf. auf:

„Anorthosit (Labradorfels etc.)

Olivinfels (Peridotit)

Enstatitfels, Bronzitfels, Hypersthenfels,

Augitfels, Diallagfels,

Amphibolfels (Hornblendit)“

ferner Erzabscheidungen, durch Ilmenit, Titanomagnetit, Chromit etc., sowie durch verschiedene sulfidische Erze charakterisiert, und schließlich durch Spinell, Korund etc. gekennzeichnete Ausscheidungen.

„Diese Gesteine führen meist mindestens 90%, häufig selbst über 90% von dem betreffenden charakterisierenden Mineral“.

Für die Anorthosite folgt aus den theoretischen Erwägungen in Übereinstimmung mit der Beobachtung, daß ihre Feldspate intermediäre und basische, nicht aber saure Plagioklase sind, ferner daß auch die basischsten nicht reiner Anorthit sind und daß auch etwas Or (mit weiter gehender Konzentration in abnehmender Menge) in den Plagioklas aufgenommen wird.

Für die Peridotite wird darauf hingewiesen, daß der Theorie entsprechend das schwerer schmelzbare Mg^2SiO^4 sich mit zunehmender Differentiation auf Kosten von Fe^2SiO^4 anreichert; in Peridotiten, die verhältnismäßig größere Mengen von Al^2O^3 und CaO aufweisen, finden sich einigermaßen Fe^2SiO^4 -reiche Olivine; mit abnehmendem Al^2O^3 und CaO steigt MgO und in Al^2O^3 - und CaO-freien Gesteinen (keinem oder Spur von Alkali und ziemlich wenig Fe^2O^3) finden sich 45–48% MgO neben nur 4–6% FeO; der Olivin enthält 10–15 Teile Mg^2SiO^4 auf 1 Teil Fe^2SiO^4 , aber auch hier ist immer etwas von der leichter schmelzbaren Komponente im Mischkristall enthalten.

Als typisches Beispiel der anchi-eutektischen Eruptivgesteine nennt Verf. die „Granite mit zugehörigen diaschisten Gang- und Deckengesteinen, nämlich Quarzporphyr, Quarzkeratophyr, Rhyolith, Dacit, Obsidian usw. Diese stehen alle dem Eutektikum Quarz:Feldspat (Or, Ab, An, mit wechselndem Verhältnis zwischen Or und $Ab + An$) sehr nahe“, aber es treten noch mehrere andere Komponenten (Fe, Mg- oder Fe, Mg-Ca-Silikat etc.) hinzu; „es handelt sich bei diesen Gesteinen in vielen Fällen um eine Approximation zu einem ziemlich komplexen — binären, quar-

ternären und noch mehr zusammengesetzten — Eutektikum“. Wegen der vielen zum Verständnis der Anschauungen des Verf. nötigen Analysen muß auf das Original p. 17—25 sowie auf des Verf. Werk: Die Silikatschmelzlösungen II verwiesen werden; Verf. kommt zu dem Ergebnis, daß in allen diesen Gesteinen das Eutektikum zwar nicht völlig erreicht, die Menge des „Minerals im Überschuß“ aber niemals sehr bedeutend ist. „Die Magmen der Granite mit zugehörigen Gang- und Deckengesteinen bilden das Endprodukt eines sehr weit vorgeschrittenen Differentiationsprozesses; sie dürften somit erst in einem ziemlich späten Stadium der in den Magmabassins stattgefundenen Differentiation entstanden sein. Hierdurch mag erklärt werden, daß die ‚granitischen‘ Gesteine im allgemeinen der letzten Stufe oder einer der letzten Stufen der Eruptionsperioden angehören.“

Den Kryptoperthit bezeichnet Verf. als „eine an der eutektischen Grenze auskristallisierte, mikroskopische, bezw. submikroskopische eutektische Mischung von den Mischkristallen $Or + Ab, An$ und $Ab + An, Or$ “.

Für die Gesamtheit der Eruptivgesteine kommt er zu dem Ergebnis:

„Die Mehrzahl der meist verbreiteten Eruptivgesteine sind entweder von

anchi-monomineralischem oder von

anchi-eutektischem Charakter;

und zwar spielen die letzteren quantitativ gerechnet die wichtigste Rolle“.

Demgemäß wird man eine „natürliche“ Klassifikation der Eruptivgesteine nur dadurch erhalten, daß man das Hauptgewicht auf Mischkristall-Kombinationen und namentlich auf die Eutektika der wichtigsten gesteinsbildenden Minerale legt.

Milch.

A. Schwantke: Über den protogenen Augit der Basalte. (Sitz.-Ber. d. Ges. z. Beförd. d. ges. Naturw. Marburg. 7. 104—112. 1904.)

—: Über Verwachsungen von monoklinem Augit mit Olivin. (Ibid. 2. 14—17. 1905.)

—: Weitere Beobachtungen an dem protogenen basaltischen Augit und über den Bastit. (Ibid. 3. 1—6. 1905.)

Protogene rhombische und monokline Pyroxene — sowohl Einsprenglinge wie auch Gemengteile im Innern der Knollen — zeigen oft ein „Angegriffensein“, bestehend in einem Zerfall zu einer körnigen Randzone aus Olivin, rhombischem und monoklinem Augit. Gelegentlich sind rhombischer Pyroxen und Olivin orientiert verwachsen, getrennt durch einen schmalen Saum von zwillingsgestreiftem monoklinem Augit. Auch Einsprenglinge von rhombischem Pyroxen zeigen einen solchen „Augitzaun“. Auch im Innern von rhombischen Pyroxenindividuen finden sich Lamellen eines ebenso zwillingsgestreiften monoklinen Augits eingelagert, die nicht primär verwachsen sind, sondern aus dem geringen CaO-Gehalt des Bronzit durch molekulare Umlagerung in die stabilere Form des monoklinen Pyroxens übergegangen sind.

Als ein solches Umwandlungsprodukt eines rhombischen Pyroxens ist auch der Diaklasit HAUSMANN's zu betrachten, dessen Faserung und Teilbarkeit auf einem äußerst feinen Aufbau aus monoklinen Augitlamellen beruht.

O. H. Erdmannsdörffer.

A. Delage et H. Lagatu: Sur la constitution de la terre arable. (Compt. rend. 139. II. 1904. 1043—1044.)

Bisher hat man mit dem Ackerboden nur mechanische und chemische Trennungen vorgenommen. Eine feinere Feststellung der in ihm enthaltenen Minerale erscheint als ungleich wertvoller für die Beurteilung des Nährwertes. Verf. stellen daher Dünnschliffe des Bodempulvers her und untersuchen dasselbe mikroskopisch. Man nimmt gewöhnlich an, daß die Bodenpartikeln durch Zerfall und Zersetzung von Gesteinen entstehen, in den untersuchten Böden aber ist nur ersteres der Fall, man findet in ihm die gewöhnlichen Gesteinskomponenten Quarz, Feldspat, Glimmer, Turmalin, Apatit, Zirkon, Talk, Kalkspat, und zwar sämtlich in vollkommen frischem Zustande, frei von Zersetzung und Korrosion; es liegt gleichsam ein zerriebenes Gestein vor. Diese Bestandteile sind sämtlich in geringem Maße löslich, ohne daß die Lösung das Ungelöste beeinflusste, und gehen in der Lösung chemische Reaktionen ein, deren Produkte von den Pflanzen aufgenommen werden, worauf weiteres in Lösung geht. Das stimmt mit dem überein, was man bisher über die Löslichkeit der Minerale und über die Zusammensetzung der Trinkwässer weiß, entspricht auch den Ergebnissen von SCHLOESING, dem Sohn. Die mineralogische Bodenanalyse wird künftig stets die chemische zu ergänzen haben.

[Für landwirtschaftliche Anwendungen mag obige Auffassung des Ackerbodens ausreichen, genau genommen aber wird sie wohl kaum zutreffen; die partielle Auflösung genannter Minerale wird mehrfach neue Bodenkörper entstehen lassen; so ist z. B. das System Feldspat + Kohlensäure + Wasser unter den an der Erdoberfläche herrschenden Temperaturen und Drucken schwerlich im Gleichgewicht. Auch den Bemerkungen über die Frische der gewöhnlichen Gesteinskomponenten kann man sich nicht gut anschließen. Korrosion wird man an winzigen und unregelmäßigen Bruchstücken schwer feststellen können; ferner zersetzt sich Kieselsäure erfahrungsmäßig im allgemeinen nicht, Zirkon, Turmalin u. a. sind äußerst schwer löslich, Augit und Hornblende liefern allmählich Talk, Chlorit, Serpentin, Kalkspat usw., Feldspäte liefern fraglos mit der Zeit Kaolin, Glimmer, Kalkspat u. a.; diese sekundären Minerale sind zwar normale Bestandteile von Gesteinen, nämlich von Sedimentgesteinen, und verändern sich deswegen nicht, weil sie im Boden nahezu unter denjenigen Bedingungen stehen, unter denen die Sedimentgesteine entstanden, sind aber gleichzeitig Zersetzungsprodukte von Eruptivgesteinen bzw. kristallinen Schiefern; sie sind gerade deswegen so frisch, weil sie Zersetzungsprodukte darstellen. Ref.]

Johnsen.

A. Delage et H. Lagatu: Sur les espèces minérales de la terre arable. (Compt. rend. 139. II. 1904. 1233—1235.)

Verf. machen die Mineralien der von ihnen mikroskopisch untersuchten Ackerböden bekannt.

1. Erde aus dem Kanton Waadt: Kalkspat reichlich, Quarz reichlich, Sericitschiefer-Fragmente, Chalcedon, Muscovit, Biotit, Sericit, Orthoklas und Oligoklas reichlich, Augit, Hornblendeasbest, Titanit, Zirkon, Apatit, Chlorit, Serpentin, Limonit, Eisenglanz.

2. Erde aus dem Departement Tarn: Quarz reichlich, Biotit, Muscovit, Sericit reichlich, Orthoklas und Oligoklas, Zirkon ziemlich viel, Turmalin, Hornblendeasbest, Aktinolith, Apatit, Andalusit, Eisenglanz, Limonit, Titaneisen, Kalkspat ziemlich spärlich.

3. Erde aus dem Departement Hérault: Kalkspat sehr reichlich, ebenso Quarz; Quarzit-Fragmente, Sericitschiefer-Fragmente, Chalcedon, Orthoklas und Oligoklas, Biotit, Muscovit, Sericit, Turmalin, Titanit, Zirkon, Apatit, Limonit.

4. Erde aus dem Departement Aveyron: Kalkspat reichlich, Dolomit, Quarz reichlich, Quarzit-Fragmente, Chalcedon, Sericitschiefer-Fragmente, Granulit-Fragmente, reichlich Sericit, Biotit, Muscovit, Orthoklas, Oligoklas, Mikroklin, Apatit, Titanit, Turmalin, Hornblendeasbest, Eisenglanz, Limonit.

[Die obigen Reihenfolgen der Gemengteile entsprechen dem Original. Ref.]

Johnsen.

R. Delkeskamp: Vadose und juvenile Kohlensäure. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 14. 1906. 33—47.)

Verf. gibt eine eingehende kritische Behandlung der Frage der Entstehung der Kohlensäure unter Zusammenfassung der weit zerstreuten einschlägigen Literatur. Die vadose Kohlensäure entstammt entweder dem Kohlensäuregehalt der atmosphärischen Luft, oder sie kann organischen Ursprung haben und Braunkohlen-, Torf- oder Moorlagern entströmen, oder sie kann sich aus Kalkstein usw. bilden, aus dem sie durch verschiedene chemische Vorgänge freigemacht werden kann. Die meisten Kohlensäure-exhalationen sind aber nicht vados, sondern juvenil und stellen die letzte Phase vulkanischer Tätigkeit dar. Juvenil sind auch die Kohlensäureeinschlüsse in den Laven und den Quarzen der Granite und anderer Gesteine.

A. Sachs.

H. Behlen: Das Alter und die Lagerung des Westerwälder Bimssandes und sein rheinischer Ursprung. (Jahrb. d. Nass. Ver. f. Naturk. 58. 1905. 1—63; Zeitschr. f. prakt. Geol. 14. 1906. 20—21.)

Verf. wendet sich gegen die 1881 von ANGELBIS aufgestellte Theorie vom inländischen tertiären Ursprung des Westerwälder Bimssandes. Wenn auch sowohl auf dem Westerwald, wie auch im Laacher Seengebiet

wahrscheinlich tertiärer Bimssand vorhanden ist, so dürfen doch diese vereinzelt Vorkommen nicht verallgemeinert werden. Es gelang dem Verf. neuerdings ein Vorkommen ans Licht zu ziehen, welches für das diluvial-alluviale Alter, den rheinischen Ursprung und die primäre Lagerung des Westerwälder Bimssandes entscheidend ist. **A. Sachs.**

K. Busz: Essexit von der Löwenburg im Siebengebirge a. Rh. (Vorläufige Mitteilung.) (Verhandl. Naturhist. Ver. d. preuß. Rheinl. und Westf. 62. 173—178. 1905.)

Nachdem Verf. im Siebengebirge, speziell im Rhöndorfer Tal zwischen Rhöndorf und der Löwenburg Hornblende-Monchiquit (Heptorit) aufgefunden hatte (dies. Jahrb. 1904. II. -86—92-), war es nicht ausgeschlossen, daß im Siebengebirge ein kalk- und alkalireiches Tiefengestein vorhanden sei. Ein derartiges Gestein ist nach den Untersuchungen von HANS MÜLLER, einem Schüler des Verf., das gewöhnlich als Dolerit bezeichnete Gipfelgestein der Löwenburg, das sich bei genauerer Untersuchung als ein entsprechenden Gesteinen des Rongstocks sehr ähnlicher Essexit erwies. Zwischen den im Dünnschliff leistenförmigen, aber ziemlich breiten Plagioklasen findet sich Nephelin und Kalifeldspat sowie auch Biotit in kleinen Lappen; auch der graue, kristallographisch gut begrenzte Augit ist poikilitisch von Biotit durchwachsen. Somit nimmt das Gestein der Löwenburg als Tiefengestein eine ganz andere geologische Stellung ein als die den devonischen Schichten des Rheintales aufgesetzten Basaltkegel.

Mehrere in der Löwenburg und ihrer Umgebung auftretende Gänge haben sich als Monchiquite erwiesen; auch für das Gestein von Kühltbrunnen erscheint die Zugehörigkeit zum Gangfolge des Löwenburg-Essexites als Bostonit wahrscheinlich.

Ausführlichere Untersuchungen werden in Aussicht gestellt.

Milch.

P. Hasse: Kontakterscheinungen am Granite der Luisenburg bei Wunsiedel. Inaug.-Diss. Erlangen. 41 p. 1 Kartenskizze, 1 Profil, 3 Lichtdrucktaf. (Mikrophotographien). Erlangen 1905.

Verf. untersucht die Kontaktzone des Granites der Luisenburg bei Wunsiedel, die sich bisher wegen ihrer sehr geringen Breite, verursacht durch einen als Schutzzone fungierenden Quarzitgang, wie durch ihr Auftreten an einem steilen, von Granitschuttmassen überrollten Hang der Untersuchung entzogen hatte, jetzt aber durch einen Steinbruch aufgeschlossen und durch zahlreiche Rollstücke in ihrer Erstreckung nachgewiesen wurde.

Der Granit setzt in Sericitphyllit auf, der wahrscheinlich Amphiboliteinlagerungen enthält, die aber im unveränderten Gestein nicht anstehend, sondern nur in Rollstücken gefunden wurden; von

den beiden Stufen der kristallinen Schiefer dieses Gebietes bildet die höhere quarzarme, wesentlich aus chloritreichen Phylliten bestehende Stufe im allgemeinen die nähere Zone, während sich die tiefere quarzreiche mehr am Aufbau der entfernteren Zone beteiligt.

Folgende Kontaktgebilde werden unterschieden: Cordierit-Andalusitschiefer, Granathornfels (nur ein Vorkommen beobachtet), Anorthitamphibolite, Olivinamphibolite, die ersten drei anstehend in einem Bruche südwestlich von Wendern, an der von Kleinwendern nach den Kösseinhäusern führenden Straße gelegen, zu beobachten, während sich Rollstücke der Cordierit-Andalusitschiefer und der Amphibolite sehr reichlich namentlich am Ostfuße der Luisenburg zwischen Alexandersbad und Kleinwendern finden. Vereinzelte Lesestücke auf den Granitgipfeln der Luisenburg und auf deren Westhange werden auf kleine metamorphosierte Schieferschollen zurückgeführt.

Die Cordierit-Andalusitschiefer enthalten als wesentliche, in ihrer Menge aber sehr stark wechselnde Gemengteile: Cordierit, Andalusit, Muscovit, Quarz; zu diesen gesellt sich bald mit größerer, bald mit geringerer Bedeutung Sillimanit, Biotit, Chlorit, Ilmenit und Magnetit, Eisenkies, Zirkon, Granat, Korund, Turmalin.

Cordierit, oft von Sillimanit begleitet, meist in farblosen, relativ gut ausgebildeten, aber etwas abgerundeten Kriställchen (kurzen Säulen) entwickelt, oft in einen Filz submikroskopischer Glimmerindividuen umgewandelt, durch ausgeschiedenes Eisen schmutziggelblich gefärbt (Pinit), läßt, wenn das Mineral unmittelbar an Quarz stieß, seine Gestalt in der Pseudomorphose oft deutlicher erkennen als im frischen Zustand; in anderen Fällen verschwindet er durch die Verwitterung im glimmerigen Grundgewebe. Andalusit ist schön kristallisiert, α und β farblos, γ rosenrot, in bündeligen Gruppen sehr langgestreckte Individuen, lokal in Muscovit verwittert. Korund findet sich manchmal sehr reichlich in den Cordieritfelsen, meistens in Körnern, selten gut begrenzt.

Aus den quarzarmen Phylliten sind am Wendener Steinbruch nahezu reine Cordieritfelse hervorgegangen; die chemische Zusammensetzung des dunkel graublauen, harten, zähen, mittel- bis feinkörnigen Gesteins gibt Analyse I, die einem aus appr. $\frac{1}{6}$ Chlorit, $\frac{2}{6}$ Quarz, $\frac{3}{6}$ Kaliglimmer bestehenden Phyllit entsprechen würde. Andererseits herrscht in dem Vorkommen auf der Höhe der Luisenburg Andalusit fast bis zum Verschwinden des Cordierit; zwischen beiden Extremen gibt es alle Übergänge.

Der Granathornfels, nur beim Wendener Bruch bekannt, wo er eine schmale, durch äußerst feinkristalline, nahezu quarzitähnliche Beschaffenheit ausgezeichnete Lage zwischen den Cordieritfelsen bildet, erweist sich u. d. M. als eine feinkörnige Quarzmasse, die durch zahlreiche Biotitfetzen und langgestreckte, blaßrote, zu Trümmerzügen ausgezogene Granate, augenscheinlich durch Pressung und Ausquetschung fertig gebildeter oder in der Bildung begriffener Kristalle hervorgegangen, eine deutliche Parallelstruktur besitzt.

Viel weiter verbreitet sind Amphibolite.

Als gneisartige Anorthit-Amphibolite bezeichnet Verf. dichte Gesteine; sie bauen sich auf aus Hornblende als Hauptgemengteil, sowohl in sehr wenig gefärbten Körnchen, wie in olivbraunen größeren Individuen vorhanden, Quarz, rötlichgrauem, gemeinem Augit und namentlich Enstatit, Biotit, wenig Eisenerz und massenhaft winzigen farblosen Körnchen, gewöhnlich in Quarz eingewachsen, von äquidimensionaler Ausbildung mit sechs- bis achteckiger Kristallumgrenzung, die auf Grund optischer und chemischer Untersuchungen als Anorthit angesprochen werden — Zwillingsstreifung konnte nicht beobachtet werden. Aus den drei Analysen II, III und IV geht hervor, daß ein metamorphosiertes Sediment vorliegt.

Die Olivinamphibolite sind massig, dunkel- bis graugrün gefärbte Gesteine, die große, stets unregelmäßig begrenzte Körner von Olivin, oft mit Pleonast verwachsen, ferner große, von 110, 010, 100 und 111 gut begrenzte, aber in der Richtung der Vertikalen stark korrodierte Augite mit Diallaghabitus in einem aus einem Hornblendefilz mit Magnetit- und Spinellkörnchen bestehenden Grundgewebe enthalten. Verf. betrachtet die Augite als primäre Einsprenglinge, Olivin und Pleonast als Produkt der Kontaktmetamorphose und neigt auf Grund der chemischen Zusammensetzung (Anal. V) dazu, die Gebilde als metamorphosierte eruptive Pyroxenite anzusprechen.

	I.	II.	III.	IV.	V.
SiO ²	52,14	47,74	47,47	47,51	48,64
TiO ²	1,84	3,71	3,02	4,35	2,46
Al ² O ³	19,96	24,10	23,80	24,38	5,68
Fe ² O ³	4,36	FeO 9,16	9,71	12,63	{ 0,97 10,82
FeO	5,51				
MgO	2,06	4,28	4,41	2,11	21,80
CaO	1,02	7,51	7,23	5,98	7,14
Na ² O	1,87	1,67	1,44	0,91	—
K ² O	3,05	0,60	0,60	0,14	—
H ² O	7,64	0,88	1,80	1,28	1,09
FeS ²	nicht best.	nicht best.	nicht best.	0,59	1,12
CO ²	—	nicht best.	nicht best.	0,26	—
Sa.	99,45	99,65	99,48	100,14	99,72
Spez. Gew. . .	2,777	2,989	3,024	3,004	

I. Cordieritfels vom Steinbruch südwestlich von Wendern.

II. Gneisartiger Anorthit-Amphibolit, Findling vom Ostfuß der Luisenburg in der Nähe der Königswiese (dicht, pyroxenfrei).

III. Gneisartiger Anorthit-Amphibolit, Findling westlich von Wendern, nahe bei Punkt 666 (mittelkörnig, Pyroxen und Amphibol appr. gleich).

IV. Gneisartiger Anorthit-Amphibolit, anstehend am Wenden Steinbruch (fast grobkörnig, Struktur „typisch skelettartig“, Pyroxen accessorisch neben Hornblende).

V. Olivin-Amphibolit, Findling, Königswiese bei Alexanderbad. Milch.

A. Wankel: Chemische Untersuchung dolomitischer Gesteine aus der Umgebung von Regensburg. (Ber. d. naturw. Ver. zu Regensburg. 10. 1903 u. 1904. 101—107. 1905.)

Verf. untersuchte Dolomite, dolomitischen Kalk und reinen Kalkstein aus der Jura- und Kreideformation der Umgebung von Regensburg:

	I.	II.	III.	IV a.	IV b.
Unlöslicher Rückstand	6,39	7,25	6,24	0,6	1,29
Fe ₂ O ₃	0,15	0,39	0,34		
CaCO ₃	88,31	88,23	92,46		
MgCO ₃	5,52	4,03	0,87	0,91	37,56
	100,34	99,9	99,91	99,48	99,62
	V a.	V b.	V c.	VI a.	VI b.
Rückstand.	0,34	0,3	—	0,29	0,28
Fe ₂ O ₃				0,14	0,14
CaCO ₃	59,03	59,55	—	58,45	61,30
MgCO ₃	40,01	39,61	0,67	40,41	38,29
	99,38	99,46		99,29	100,01
	VII a.	VII b.	VIII a.	VIII b.	IX.
Rückstand.	0,57	0,38	0,88	0,74	0,29
Fe ₂ O ₃			0,18	Spuren	
CaCO ₃	93,43	98,53	87,18	57,62	61,08
MgCO ₃	5,76	0,79	11,16	41,11	38,36
	99,76	99,70	99,40	99,47	99,73

I. Dünngeschichteter, plattiger Kalk von Kapfelberg (Schuttfelsenschichten).

II. Kreidekalk vom rechten Donauufer bei Sinzig.

III. Kreidekalk von Kapfelberg (zum Hauptgrünsand gehörig).

IV. a) Kalk von Oberndorf.

b) Dolomit von Oberndorf (beide wechsellagern miteinander).

V. a) Dolomit, Linse in plumpem Felsenkalk bei Sinzing, 20 cm von der Grenze zum Kalk.

b) Dolomit unmittelbar an der Grenze zum Kalk.

c) Plumper Felsenkalk.

VI. a) Dolomit vom Fuß eines Dolomitfelsens bei Matting.

b) Dolomit von der Grenze zum überlagernden plumpen Felsenkalk; ebendaher.

- VII. a) Dolomit aus einem Nest im plumpen Felsenkalk der Jurascholle des Keilberges bei Tegernheim (Michelerbruch).
 b) Kalkstein der Jurascholle; ebendaher.
 VIII. a) Kalkige Einlagerung in einer Dolomitbank von Ebenwies.
 b) Dolomitbank; ebendaher.
 IX. Dolomitrhomboeder in Hohlräumen der Dolomitbank (VIII b).

Aus den Analysen wird gefolgert: der Normaldolomit ist als Doppelsalz von der Formel $\text{Ca Mg}(\text{CO}_3)_2$ aufzufassen. Häufiger kommt der Dolomit vor von der Formel $3\text{CaCO}_3, 2\text{MgCO}_3$, d. h. es ist $\text{CaCO}_3 : \text{MgCO}_3 = 100 : 62,9$.

Stellt man dieses Verhältniß für die Analysen auf, so ergibt sich z. B. aus:

IV b	100 : 61,84
V a	100 : 66,7
V b	100 : 66,6
VI a	100 : 68,4
VI b	100 : 62,4
VIII b	100 : 71,3
IX	100 : 62,8

Endlich wurde noch das Verhalten des typischen Dolomites vom linken Ufer der Donau gegenüber Matting (Xa) und des dolomitischen Kalkes vom Keilberg (Xb) gegen 0,6% Essigsäure geprüft, und zwar mit folgendem Resultat:

	X a.	X b.
I. In Essigsäure unlöslich		
Rückstand in HCl unlöslich . .	—	0,29
Fe_2O_3	0,33	0,29
CaCO_3	34,03	3,94
MgCO_3	22,84	3,73
II. In Essigsäure löslich		
Fe_2O_3	0,1	—
CaCO_3	26,57	88,77
MgCO_3	17,12	2,25

Das Verhältniß $\text{CaCO}_3 : \text{MgCO}_3$ ist bei X a (1) 100 : 67,4 und (2) 100 : 64,4, bei X b (2) 100 : 2,9.

Es geht aus Xa hervor, daß der Dolomit sich als solcher gelöst hat, daß es sich also nicht um eine isomorphe Mischung von 3CaCO_3 mit 2MgCO_3 handelt, sondern um ein Doppelsalz von der Formel $\text{Ca}_3\text{Mg}_2(\text{CO}_3)_5$. Aus Xb folgt, daß der in Essigsäure unlösliche Rückstand in seiner Zusammensetzung der des Normaldolomits $\text{Ca Mg}(\text{CO}_3)_2$ entspricht. Dieser dolomitische Kalk (Xb) ist als ein Gemenge von kohlensaurem Kalk mit Normaldolomit aufzufassen.

Ew. Schütze.

H. Rosenbusch: Studien im Gneisgebirge des Schwarzwaldes. II. Die Kalksilikatfelse im Rench- und Kinzigitgneis. III. Die Kalksilikatfelse von der Fehren bei Neustadt i. Schw. (Mitt. bad. geol. Landesanst. 5. 1. 43—63. Taf. III. 1905 [vergl. dies. Jahrb. 1903. I. -231-].)

Die Untersuchung konnte nur an losen Blöcken geführt werden, deren Verband mit dem Renchgneis wie untereinander nicht festgestellt werden konnte, wenn auch die geologische Einheit des ganzen Komplexes durch das Vorkommen verbindender Zwischenglieder in dem N.—O. streichenden Klippzuge klar ist.

a) Paraamphibolgneis. Das Gestein zeigt Parallelstruktur durch Einschaltung linsenförmiger Quarzmassen, unter der Lupe auch Ocellarstruktur. Nach der mikroskopischen Untersuchung bestehen die kleinen Augen aus einem feinkörnigen Gemenge von Disthen in kleinen, makroskopisch nur eben noch sichtbaren, vielfach verbogenen Stengeln, die von einem kelyphitartigen Saum durchsichtigen Spinells umgeben sind. Zwischen die Spinellkörner schiebt sich nach außen immer mehr Feldspat ein und mit der Breite des Spinellsaumes wird der Disthenkern stetig kleiner, gleichzeitig wird dabei der Spinell mehr und mehr durch rosettenartig angeordneten farblosen Glimmer pseudomorphosiert. In demselben Schliff können alle Stadien dieses Umwandlungsvorganges vertreten sein, der nach Verf. mit der Umbildung des Sedimentes zum kristallinen Schiefer, nicht aber mit der Verwitterung zusammenhängt. Dem Spinell- bzw. Glimmermantel folgt eine Feldspathülle, innen Labrador, außen Andesin, dann erst das regellos körnige Gemenge der eigentlichen Gesteinsmasse, viel Quarz in größeren Individuen mit zahlreichen Flüssigkeitseinschlüssen, feinkörnige Aggregate von saurem Labrador, wenig Aktinolith und Rutil, Apatit, vereinzelt Granat, Fouquéit (?) und zuweilen Prehnit. Die Analyse (I, DITTRICH) führt auf 5% Disthen, 0,3 Rutil, 0,9 Apatit, 9,4 Muscovit, 40,5 Ab_3An_2 , 35,8 Quarz, 5,3 Aktinolith, 3 Spinell. Das Gestein ist demnach etwa abzuleiten von einem Sediment der Zusammensetzung Ia, die der eines Taveyanaz-Sandsteins ähnelt.

b) Prehnitfelse. Sie bestehen aus einem zuckerkörnigen Gemenge von Prehnit in unregelmäßigen Täfelchen mit mehr oder weniger Albit und Strahlstein; spärliche Nebengemengteile sind farbloser Granat, der sich allerdings zuweilen unter Verdrängung des Albit anreichert, Epidot und Rutil; Quarz fehlt. Die Analyse II (SCHNARRENBERGER) eines albitreichen Gesteins führt auf 46,2 Prehnit, 37,9 Albit, 13,8 Aktinolith, 3,2 Kaolin; im Prehnit und Kaolin ist Al z. T. durch Fe, im Albit Na zu $\frac{1}{8}$ durch K vertreten. Das Gestein kann danach aufgefaßt werden als Umbildungsprodukt eines Mergels mit 34,5 Carbonat und 65,5 Quarz + Silikat, entsprechend den Zahlen unter IIa.

c) Amphibolitische Gesteine bilden die Hauptmasse des Vorkommens. Es sind makroskopisch feinkörnige Gemenge von Hornblende, Plagioklas, Muscovit, wenig Rutil; in wechselnden Mengen treten hinzu Granat, Quarz, Spinell, Titanit, Ilmenit, eisenarmer Epidot, Apatit, Zirkon,

zuweilen auch Pyroxen statt Hornblende und Albit + Prehnit statt Plagioklas. Auf angeschliffenen Flächen erscheint Flaserung und zuweilen lagenweiser Wechsel mit Prehnitfels, auch zentrische Struktur. Nach der Struktur, ob zentrisch oder nicht, wie nach dem Fehlen oder Vorhandensein von Granat, Spinell, Quarz und dem Reichtum an Hornblende und Feldspat lassen sich verschiedene Gruppen unterscheiden. Bemerkenswert ist, daß der Muscovit stets feinblättrige linsenförmige Aggregate bildet und auch der Feldspat, meist Labrador und Bytownit, vielfach in linsenförmig oder leistenförmig umrissenen körnigen Aggregaten, seltener als kittartiger Untergrund der Amphibole erscheint. Die zentrische Struktur ist z. T. durch das Vorkommen derselben Disthen-Spinell-Muscovit-Aggregate wie unter a) bedingt, z. T. durch spindel- und walzenförmige Gebilde mit einem Kern von Spinell oder daraus hervorgehendem Muscovit und mit einer inneren Schale von Bytownit, einer äußeren von Labrador. Sie mögen in dem ursprünglich mergeligen Gestein kleinen tonigen Massen mit mehr kalkiger Schale entsprochen haben und erinnern an Steinkerne von Organismen mit Kalkschale, zumal die Feldspatstengel der Hülle zuweilen den Anschein einer Kammerung erwecken. Analyse III (ROSENBUSCH) gibt die Zusammensetzung eines an solchen zentrischen Gebilden reichen Gesteines, IV (DITTRICH) eines feldspatreichen, V (DITTRICH) eines dichten Amphibolites ohne zentrische Struktur.

d) Granatfelse entwickeln sich aus den Amphiboliten durch zunehmenden Gehalt an Granat. Seine Körner sind meist von einem schmalen Mantel radial zur Oberfläche gestellter Amphibolnadeln umwoben, sonst finden sich kleine Aggregate von farblosem Glimmer und etwas Eisenerz. Die Analyse VI (SCHNARRENBURGER) führt auf ein ursprüngliches Gemenge von ca. 48% Carbonat und 52 Silikat (wesentlich Kaolin) + Quarz.

	I	Ia	II	IIa	III	IV	V	VI
SiO ₂ . .	68,47	62,54	50,65	41,9	47,83	50,82	52,06	41,01
TiO ₂ . .	0,34	0,31	Spur	—	nicht best.	0,42	0,61	—
Al ₂ O ₃ . .	18,26	16,68	19,54	16,1	18,90	24,82	17,76	18,50
Fe ₂ O ₃ . .	0,92	1,96	3,34	—	10,10	1,23	2,81	6,57
FeO . .	1,32	—	fehlt	2,5	—	2,10	5,77	11,06
MgO . .	1,34	1,22	3,92	3,2	6,29	2,31	7,32	11,02
CaO . .	4,38	4,00	16,11	13,3	11,40	10,46	9,46	10,31
Na ₂ O . .	2,70	2,47	3,91	3,2	2,71	3,87	2,24	0,48
K ₂ O . .	1,11	1,01	0,84	0,7	1,10	1,47	1,51	0,31
H ₂ O . .	0,83	4,07	3,10 ¹	3,6	1,36	2,11	0,21	1,18
P ₂ O ₅ . .	0,47	0,42	—	—	fehlt	0,16	Spur	—
CO ₂ . .	—	5,32	—	15,5	—	—	—	—
Sa. . .	100,14	100,00	101,41	100,0	100,23 ²	99,77 ³	99,75 ³	100,44

O. Mügge.

¹ Ist Glühverlust.

² Inkl. 0,36 MnO.

³ Spuren MnO.

A. Rutot: Nouveau type de roche granitique dans la région de la Helle (frontière belgo-prussienne). (Bull. soc. belge de géol. 1903. 578—579.)

Notiz über ein Stück stark veränderten pyritreichen Granits von La Helle.
O. H. Erdmannsdörffer.

E. Mathieu: Renseignements sur la roche cristalline de Grand-Coo. (Bull. soc. belge de géol. Bruxelles 1903. 525.)

—: Note complémentaire sur la roche cristalline de Grand-Coo. (Ibid. 565—568.)

—: Le k ratophyre de Grand-Coo. (Ibid. 619—620.)

Einige vorläufige Mitteilungen über Lagerung und Zusammensetzung eines porphyroid hnlichen Gesteins, das als Keratophyr bezeichnet wird.
O. H. Erdmannsdörffer.

Chr. Tarnuzzer: Übersicht der Marmorvorkommnisse in Graubünden. (Jahresber. d. Naturf.-Ges. Graubündens. 1905. 47. 12 p.)

Eine Aufzählung der meist durch Regional resp. Dynamometamorphose entstandenen körnigen Marmore Graubündens mit kurzer Beschreibung der Lokalität, der Ausdehnung und der Lagerungsart der Vorkommnisse. Die Marmore sind in folgende Gruppen geordnet:

1. Marmore des kristallinen Grundgebirges, zwischen Gneis und Glimmerschiefer.
2. Dolomitmarmor als Kluftfüllung im Serpentin.
3. Marmore paläozoischen Alters (in Sericit- und Gneisphylliten, Phyllitschiefern).
4. Marmore der Trias.
5. Marmore der Juraformation.

H. Preiswerk.

A. Sauer:  ber die Erstfeldergneise am Nordrande des Aarmassives. (Verh. Oberrhein. geol. Ver. Konstanz 1905. 25—27.)

Die den nördlichsten Teil des Aarmassives bildende Gneiszone teilt SAUER in zwei hauptsächliche Zonen, eine nördliche, die unverkennbare Ähnlichkeit mit den Eruptivgneisen (Schapbachgneisen) des Schwarzwaldes aufweist und eine südliche, die in ihrem Charakter sich mehr an die Sedimentgneise (Renchgneise) des Schwarzwaldes anlehnt. Im Gehängeschutt des Erstfeldertales konnten die Typen mehrerer Ganggesteine nachgewiesen werden. Hauptsächlich Minetten, einzeln auch Orthophyr und Porphyrit. Die die Gneiszone von Erstfeld südlich begleitenden Glimmerschiefer, Phyllite und Sericitgneise zwischen Amsteg und Gurtellen betrachtet SAUER als dynamische Umwandlungs-

produkte des Erstfeldergneistypus. In bezug auf die Stellung des Erstfeldergneises zu anderen Gneisen ist Verf. der Ansicht, daß derselbe eventuell. auch tektonisch an die Schwarzwäldergneise anzuschließen sei.

H. Preiswerk.

E. Andrä: Eruptivgesteine im Nordwesten Kleinasiens. Inaug.-Diss. Leipzig 1905. 45 p.

Das von PHILIPPSON auf mehreren Reisen in West-Kleinasien gesammelte Material entstammt, soweit es in der vorliegenden Arbeit beschrieben wird, zum größten Teil der Küstenregion des Ägäischen Meeres zwischen der Troas und der Halbinsel Knidos einerseits, der Länge von Balikeser anderseits; ferner werden Gesteine vom Küstenland im Süden des Marmara-Meeres zwischen der Troas und Brussa bis zur Breite von Balikeser und endlich Vorkommen aus dem Tafelland des Innern östlich des Meridians von Balikeser erwähnt.

Die Küstenregion des Ägäischen Meeres ist ausgezeichnet durch starke Störung der weitverbreiteten jungtertiären Süßwasserschichten sowie durch große, vom Meere nach Osten verlaufende Becken- und Grabeneinbrüche; in größerer Entfernung vom Meere gehen die Schichten in horizontale Lagerung über. Hiermit hängt vielleicht die Häufigkeit tertiärer Eruptivmassen im ägäischen Küstengebiet, ihr Zurücktreten im kontinentalen Tafelland zusammen.

Aus der Umgebung der Hafenstadt Aivaly werden verschiedenartige Tuffe beschrieben. Auf der Insel Moskonisi (westl. von Aivaly) sind die Tuffe sehr stark umgewandelt; die ältesten, durch Wechsel roter und rötlichweißer Lagen deutlich geschichteten sind gänzlich opalisiert, ebenso ein jüngerer blaßroter, weißlich gefleckter; in dem harten, steingutartigen Tuff von Taxiarchis hat eine fast gänzliche Umkristallisation stattgefunden — den hierbei neugebildeten Körnchen wird „zumeist feldspatartige Natur“ zugeschrieben. Über den Tuffen liegt ein schwarzer Pyroxenandesit. Auf dem Festlande treten Bimssteintuffe auf, bei Samursaki mit Brocken eines glasreichen Trachytes, wie er ganz ähnlich in der Nähe ansteht; die tiefer liegenden Tuffe sind frisch, die jüngeren stark zersetzt. Zwischen den Tuffen liegen Gesteine bald mehr trachytischen, bald mehr andesitischen Charakters; ein porphyrisches Gestein von Skala Jazariotis mit viel intensiv grüner Hornblende und monoklinem Pyroxen sowie Labradorit als Einsprenglingen in einer wesentlich aus Feldspat-Leistchen und -Körnchen mit runden Quarzen aufgebauten Grundmasse vergleicht Verf. wegen der Farbe der Hornblende mit Suldéniten.

Die grauschwarzen und rötlichen dacitischen Gesteine von Pergamon unterscheiden sich dadurch, daß die dunklen Gesteine frischen Biotit und olivengrüne Hornblende, die rötlichen basaltische Hornblende

und Biotit, beide mit einem kaustischen Rande führen, ferner besitzen die dunklen glasige, die rötlichen mikrofelsitische Grundmasse mit zahlreicheren Feldspat-Leisten und -Körnchen; Quarz und Tridymit findet sich hin und wieder in den rötlichen, niemals in den dunklen Gesteinen. Der andesitische Feldspat und Neigung zu sphärolithischen Gebilden ist beiden Gesteinen gemeinsam. Dies deutet auf primäre Verschiedenheit beider Gesteine, die „wohl nur in der Verschiedenheit der Erstarrung ein und desselben Magmas ihren Grund haben“. Diese Dacite durchsetzen als necks und Stöcke jung-tertiäre Süßwasserablagerungen, werden aber auch von ihnen überlagert; die vereinzelt hornblendeführenden Feldspatbasalte sind jünger. Tuffe sind weit verbreitet.

Aus der Berglandschaft im Norden von Pergamon werden Tuffe erwähnt, die von Gängen und Stöcken stark zersetzter Eruptivgesteine durchsetzt werden; wegen ihres Erhaltungszustandes werden sie als geologisch älter betrachtet und als Porphyrite bezeichnet. „Auf der Höhe des Geikli Dag und an seinem Westabhange treten anderseits nur in geringem Grade zersetzte Eruptivmassen auf, welche insofern der Tertiärzeit angehören, als sie ziemlich normale Glimmer- und Hornblendeandesite darstellen.“ Aus der Landschaft Kozak, in der alte Schiefer, Marmore, sowie diabasische und granitische Gesteine in erheblicher Menge auftreten, finden sich vom Verf. als Propylit bezeichnete Gesteine, von denen ein Vorkommen schlanke $\frac{3}{4}$ cm lange Säulen grüner Hornblende und doppelt so große Plagioklase von Andesin-Zusammensetzung sowie völlig zersetzten Biotit in einer aus zahllosen grünen Hornblendesäulchen, Feldspatleistchen und -Körnchen sowie Magnetitkörnchen aufgebauten Grundmasse enthält. Ein anderes frisches biotitreiches Gestein mit Einsprenglingen von Plagioklas und Biotit sowie grüner Hornblende in einer sehr biotitreichen Grundmasse bezeichnet Verf. als kersantitartig.

In dem Gebirge zwischen Balikeser und dem oberen Kaikostal treten vorwiegend Pyroxenandesite auf, ferner finden sich Basalte, unter denen ein Dolerit von Apollonia bis 1 mm große rote Olivinpsedomorphosen von Eisenoxydhydrat in auffallend großer Zahl enthält.

Unter den durchweg tertiären Eruptivmassen des Karadag und der isolierten Hügel in der Kaikosebene muß der Dacit von Ristepe hervorgehoben werden, in dem Verf. „in Begleitung des zweifellos primären Quarzes eine größere Menge von zersetztem Olivin“ beobachtete.

Aus dem Gebirgsland zwischen dem Kaikos und dem unteren Hermos werden wesentlich Andesite mit ihren Tuffen erwähnt; ein aus Einsprenglingen von zersetztem Plagioklas, Biotit und grünen Hornblendesäulen in einer Grundmasse von Feldspat, Biotit, Augit, Magnetit aufgebautes Gestein wird wieder mit Sulfenit verglichen; „gegen die Annahme, daß es sich um einen Propylit handle, spricht schon die Tatsache, daß die grüne Hornblende magmatisch resorbiert erscheint.“

Aus den Andesiten der Umgegend von Smyrna beschreibt Verf. Biotite mit dem eigentümlichen Pleochroismus in braunroten und rötlich-

gelben Farben, die er hier wie auch bei der Hornblende durch Einlagerung von Eisenoxydhydrathäutchen auf den Spaltungsrissen erklären will; eine Bemerkung des Ref. über ähnliche Beobachtungen in weiter östlich gelegenen Vorkommen (dies. Jahrb. Beil.-Bd. XVI. p. 124, 125) gibt er nicht richtig wieder. Am nördlichen Abhang des aus vielleicht cretaeischnen Kalken aufgebauten Bozdag, der höchsten Erhebung der Halbinsel westlich von Smyrna, tritt ein Tonschieferzug mit mächtigen Gängen eines schwarzen, Zinnerber führenden Quarzites auf; auch der im Tonschiefer eingelagerte schieferige Serpentin enthält Zinnerber in Körnchen und Äderchen (wird in Monastir-Maden, südöstlich von Aschyrlly abgebaut).

Aus dem Küstenland im Süden des Marmarameeres bis in die Breite von Balikeser (zwischen der Troas und Brussa) werden tertiäre Andesite, Trachyte und Rhyolithe erwähnt, die fast immer frische Feldspate, mehrfach aber völlig in Carbonat und Chlorit zersetzte Augite enthalten. Ein plagioklasreicher Rhyolith in der Nähe des Manias-Sees beim Tumulus nördlich von Jeniköi besitzt ausgezeichnete Sphärolithstruktur der Grundmasse; die bis 2 mm im Durchmesser erreichenden, sich gegenseitig polygonal begrenzenden Sphärolithe scheinen nur aus Fasern eines nicht sehr sauren Feldspates zu bestehen, worauf ihr Verhalten gegen HCl schließen läßt. Von älteren Gesteinen wird ein zersetzter, durch Aureolen um die Quarzeinsprenglinge ausgezeichneter Quarzporphyr erwähnt.

Im südlichen Teil des Gebietes, östlich vom Dorfe Sultantschair tritt ein grünes Gestein auf, das als sodalithführender Hornblendeandesit bezeichnet wird: Einsprenglinge von Plagioklas (zwischen Andesin und Labradorit), olivengrün bis braun gefärbter Hornblende und Biotit liegen in einer Grundmasse aus Feldspat, Glas und rundlichen bis sechsseitigen Körnern einer schwach rötlichen, ganz isotropen Substanz, die nach dem Verhalten des Gesteinspulvers gegenüber heißer HCl als Sodalith angesprochen wird. Vom Paß Balikeser—Sultantschair wird ein olivinführender Quarzpropylit erwähnt; die Olivine sind gänzlich in Carbonat umgewandelt.

In dem Tafelland des Inneren scheinen unter den tertiären Eruptivgesteinen quarzführende Glieder, Rhyolithe und Dacite, die Andesite zu überwiegen, umgekehrt wie in den Küstengebieten. Die Rhyolithe enthalten stets überwiegend Plagioklas neben weniger Sanidin; fluidal struierte Varietäten sind durch große Mengen von Tridymit ausgezeichnet, der den Varietäten mit holokristalliner Grundmasse fehlt. Trachyte finden sich im Gebirge westlich von Afium Karahissar und in der Umgebung dieser Stadt; ferner werden einige Feldspatbasalte erwähnt, die jedoch wegen des Fehlens der Hornblende nicht mit den Kulaiten WASHINGTON's (dies. Jahrb. 1895. II. - 273-) aus der südwestlich von diesem Gebiet liegenden Katakekaumene Strabo's, dem gewaltigen Basaltgebiet zwischen Adala am Gedris und Kula, verglichen werden können.

Die älteren Eruptivgesteine dieses Gebietes sind größtenteils Quarzporphyrite.

Gesteine, die neben Rhyolithen am Ulus Dag und in dessen näherer Umgebung weit verbreitet sind, sehen äußerlich teilweise wie Quarzite, teilweise wie Quarztrachyte aus; u. d. M. bestehen sie zum größten Teil aus einem feinkörnigen Aggregat, dessen vorherrschender Bestandteil wohl Feldspat ist, doch kommt auch Quarz und Chalcedon vor. In diesem Aggregat liegen an Gneis erinnernde eckige Fragmente und Quarzkörner mit wohl sekundärer Aureole. Verf. betrachtet sie als durch Gebirgsdruck sehr stark veränderte Konglomerate und Breccien von Granit-, Gneis- und Quarzporphyr-Fragmenten, wie sie in wenig verändertem Zustande am benachbarten Ak Dag auftreten. Milch.

O. Fleischmann: Untersuchungen von Gesteinen aus dem nordöstlichen China (Provinz Chi-li). Inaug.-Diss. Leipzig. 65 p. 8 Fig. Pegau 1903.

Verf. untersuchte das von K. VOGELSANG in den Jahren 1899/1900 im nördlichen Teil der Provinz Chi-li, dem östlichen Teil der sogenannten inneren Mongolei, gesammelte Material, das aus der geologisch bisher nicht erforschten Fortsetzung der im mittleren Chi-li und nördlichen Chansi SW—NO streichenden Ketten stammt. Diese südlicheren Ketten bestehen hauptsächlich aus Granit, kristallinen Schiefern und sinischen Sedimenten und sind im Randgebiet der Mongolei durch massenhafte Quarzporphyre charakterisiert; ein durchaus ähnliches Verhalten zeigen ihre nördlichen Fortsetzungen, denen das untersuchte Material entstammt. Die Aufsammlungen VOGELSANG's umfassen sehr verschiedenartige Gesteine; das Referat folgt der Anordnung des Verf.

Die blaugrau und schokoladebraun bis rost- und lichtgelb gefärbten Quarzporphyre enthalten gut begrenzten oder stark korrodierten Quarz, Kalifeldspat, zurücktretenden Plagioklas und Biotit in wechselnden Mengen in einer Grundmasse, in der alle bekannt gewordenen Grundmasstypen vertreten sind.

Die Quarzeinsprenglinge sind sehr reich an Einschlüssen, die genau studiert wurden; das Auftreten schmaler Züge von Flüssigkeitseinschlüssen mit streng festgehaltener Richtung in getrennten Quarzkörnern wird durch die Annahme erklärt, daß diese Einschlüsse einer mit den Körnern optisch genau übereinstimmend orientierten Quarzsubstanz angehören, welche Spalten im Quarz nachträglich ausgeheilt hat. Scheinbar aus einem einzigen Individuum bestehende Quarzkörner zerfallen bei gekreuzten Nicols häufig in ein unregelmäßiges Mosaik zahlreicher eckiger Körnchen; es wird, da Wirkungen des Gebirgsdruckes nicht mit Sicherheit nachzuweisen sind, an eine primäre Nebeneinanderlagerung gedacht. Pyroxen ist selten, noch seltener Hornblende; auffallend ist der Reichtum an Zirkon: „Nicht nur in den Quarzporphyren, sondern, soweit sich über-

haupt das Verbreitungsgebiet des Zirkons in den Gesteinen erstreckt, fällt der Reichtum an diesem Mineral ins Auge.“ Auch KOLLBECK (dies. Jahrb. 1884. II. -357, 358-) und SCHWERDT (dies. Jahrb. 1887. II. -103-) hatten die gleiche Beobachtung gemacht.

Die Grundmassen zeigen, wie erwähnt, alle bekannten Strukturen; fast stets sind mehrere Strukturformen vereinigt; ausführlich wird „Fleckenhaftigkeit“ der Grundmasse beschrieben.

Korrosion von basischem Feldspat und Quarz in benachbarten Individuen erklärt Verf. durch die Annahme, daß beide an verschiedenen Orten, der Feldspat durch saures, der Quarz durch basisches Magma korrodiert worden sind und erst später durch Strömungen zu Nachbarn geworden sind. Auch die Aureolen um Quarz führt Verf. auf randliche Korrosion des Kristalls durch basisches Magma und Ausscheidung der Aureole aus dem hierdurch lokal sauer gewordenen Schmelzfluß zurück.

Quarzkeraatophyre ohne farbige Gemengteile, mit spärlichen Ausscheidungen von Quarz und Albit in feinfleckiger Grundmasse wurden von Lo-tho-liang (Anal. I) und Shuang-miao (Anal. II) untersucht:

	I.	II.
Si O ²	69,81	70,78
Al ² O ³	16,02	16,21
Fe ² O ³ } als Fe ² O ³ best. . .	3,31	3,06
Fe O		
Mn O	0,25	0,21
Mg O	0,36	Sp.
Ca O	0,97	1,26
Na ² O	6,71	6,31
K ² O	0,93	0,84
Glühverlust	0,74	0,87
Sa.	99,10	99,54
Anal: O. MANN		O. MANN

Unter den untersuchten Graniten finden sich durch Gebirgsdruck völlig zertrümmerte Gesteine, in denen der Kalifeldspat „fast wie Glimmer gebogen“ erscheint; in einem anderen Vorkommen, dem jede Druckwirkung fehlt, tritt fast gar kein unverzwillingter Kalifeldspat auf, sondern nur Mikroklin, der hier zweifellos primären Ursprungs ist (Chiao-tou-miao). Ein ganz ungewöhnlich feinkörniges Vorkommen von Shai-li-hu-tun besteht zum größten Teil aus nicht verzahnten, sondern „gegenseitig verschränkten“ Granitgemengteilen; in dieser Masse liegen größere Feldspate, die von Mikropegmatit in Stengeln senkrecht zur bewachsenen Feldspatfläche umgeben werden. Dem Ansatzkörper zunächst ist der Mikropegmatit sehr feinkörnig, nach außen wird er viel gröber. In anderen Fällen wird feinkörniger Mikropegmatit von homogenem Feldspat kastenartig umrahmt; es werden bis drei ineinander geschachtelte und durch Pegmatitkränze von einander getrennte Feldspatrahmen beobachtet.

Von den Granitporphyren ist ein Vorkommen von Ta-chang-tsze

wegen des Auftretens weißer Plagioklasschalen um roten Kalifeldspat erwähnenswert.

In einem fluidal struierten „Orthoklasporphyr“ von Hou-fêng-tien identifiziert Verf. Nadeln eines monosymmetrischen pyroxenähnlichen Minerals, die in den hellen glasreichen Streifen sitzen und teilweise mit einem Ende in die eisenreichen Lagen hineinragen, mit dem bräunlich-gelben Augit des Pyroxenandesites vom Aranyer Berg.

Unter den Dioriten beschreibt Verf. ein dichtes Gestein von Kushan-tsze, das dem unbewaffneten Auge keinen Feldspat zeigt: der Feldspat „geht nämlich durchweg mit der braunen Hornblende, zweifellos dem älteren Festwerdungsprodukt unter den Silikaten, gewissermaßen eine umgekehrte Art ophitischer Struktur ein, wobei der Amphibol fast überwiegt und sozusagen das Gerüst für die ganze mikroskopische Gesteinstextur abgibt“. Augit und Biotit treten gegenüber der frischen, in der Prismenzone scharf begrenzten langprismatischen und nadelförmigen Hornblende stark zurück. Quarzhornblendediorite von anderen Fundpunkten stehen ihrem ganzen Verhalten nach den Amphiboliten nahe.

Hornblendeporphyrite und Glimmerporphyrite mit Glas in der Basis zeigen keine besonderen Eigentümlichkeiten.

Ein äußerst dichter Diabas nordöstlich von Ta-tzu-kou, jenseits des Flusses Ta-ling-ho zeichnet sich durch große Armut an farbigen Gemengteilen und auffallenden Reichtum an Apatit aus, der in seinen Dimensionen sogar den Plagioklas übertrifft. Als hochgradig durch Gebirgsdruck veränderter Diabas wird ein schon makroskopisch Parallelstruktur aufweisendes Gestein von Pa-han-kou angesprochen, das aus helleren und dunkleren Zügen des Gesteinsmaterials besteht, in dem kein Gemengteil nach seiner Umgrenzung zu erkennen ist. Als „Ursache der tektonischen Störung“ wird das Emporbrechen eines benachbarten Granites angenommen.

Olivindiabas, Diabasporphyrite und Melaphyre werden kurz beschrieben; ein dichtes dunkles Gestein, aufgebaut aus kompakter und schilfiger gemeiner Hornblende, brauner Hornblende und stark in Epidotkörnchen umgewandeltem Feldspat mit wenig Biotit, Apatit und Eisenerz wird auf gabbroartiges Material zurückgeführt („Saussurit-Gabbro“ südlich von Chü-chia-kou).

Trachyte, zackige Felsgipfel bildend, erstrecken sich nördlich von Feng-chia-tien bis in den Süden von Shih-li-pu; ihre Einsprenglinge bestehen vorwiegend aus Feldspat, der stets nur von einem der drei Minerale Biotit, Hornblende, Augit begleitet wird; die beiden anderen sind dann fast immer in der Grundmasse zu finden. In einem Augittrachyt von Wu-li-pu erreicht der Augit so bedeutende Dimensionen, daß der Feldspat in die Grundmasse gedrängt erscheint.

Unter den Andesiten wird ein Augitandesit von Ma-chia-tsze beschrieben, der in seiner Grundmasse Glas in isolierten, scharf, aber unregelmäßig begrenzten Körnchen führt, wie sie ZIRKEL aus dem Trachyt von Berkum beschrieben hat.

Die spärlichen Basalte sind echte Plagioklasbasalte; sie besitzen teils Intersertalstruktur, wobei die Augite nur als eisblumenähnliche verfilzte Aggregate mit viel Magneteisen und wenig Glas die Zwickel zwischen den Feldspatleisten erfüllen, teils Ophitstruktur, verbunden durch Glieder, in denen Augit an Größe zunimmt, während die spärlichere Zwischenklemmungsmasse glasreicher wird.

Von den beschriebenen kristallinen Schiefern sind die in Kalksteingebieten eingeschalteten Augitgneise und Hornblendegneise interessant.

Der Augitgneis von Sang-pa-ling-kuan besteht aus blaßgrünem diopsidischem Augit in Körnerform, dem gegenüber Hypersthen stark zurücktritt; letzterer findet sich nur in der Umgebung scharf begrenzter poikilitischer Verwachsungen von basischem Plagioklas mit eingewachsenen Diopsidstengelchen, wie sie reichlich die Hälfte des Gesteins zusammensetzen. Neben Pyroxen und Plagioklas findet sich spärlich Kalifeldspat, Quarz und braune Hornblende; Erzkörnchen sind besonders in den Verwachsungen sehr häufig.

Der Hornblendegneis von Hsiao-pie-liang besteht aus abwechselnden amphibol- und feldspatreichen Lagen; beide führen Quarz. Die amphibolreichen Lagen enthalten von Pyroxen vorwiegend Hypersthen und Biotit, die feldspatreichen bestehen zur Hälfte aus Plagioklas (Anfang der Bytownitreihe), zur Hälfte aus Kalifeldspat.

Andere Gneise werden nur kurz erwähnt, ebenso Amphibolite.
Milch.

A. C. Lawson: Plumasite an oligoklas-corundum rock near Spanish Peak, California. (Bull. Dep. Geol. Berkeley. 3. 1903. 219—229.)

Verf. gedenkt zunächst der bisher bekanntgewordenen Korundgesteine wie des Smirgels, des Kischtymit, der Korundsyenite von Ontario (Kanada), der korundhaltigen Lamprophyre, die PIRSSON aus Montana bekannt machte, der durch KUNTZ beschriebenen korundführenden Glimmer-Augit-Andesite Montanas und der von PRATT als Differentiationsprodukte gedeuteten Korundgesteine, die an die Peridotite des appalachischen Zuges geknüpft sind.

Ein bisher unbekanntes Korundvorkommen ist das Gestein von Diadem Mine, Plumas Co. in Kalifornien, das in der nordöstlichen Ecke des durch N. W. TURNER von der Geol. Survey aufgenommenen Blattes Bidwell Bar sich findet; es liegt 2 Meilen östlich von dem Gipfel des Spanish Peak nahe dem südwestlichen Rande eines breiten Peridotitstreifens unweit der Verwerfungslinie, welche den östlichen Hang von Spanish Peak bedingt. Am unteren Bergabhang haben kleine Bäche vielfache Rillen eingegraben, in deren einer das Korundgestein — von LAWSON „Plumasit“ genannt — auftritt. Dieses feldspatreiche Gang-

gestein durchsetzt einen grünen feinkörnigen z. T. serpentinierten Amphibolperidotit, dessen chemische Zusammensetzung ist: SiO_2 41,49, Al_2O_3 2,22, Fe_2O_3 1,07, FeO 7,11, MgO 39,63, CaO 1,89, Glühverlust 5,56; Sa. 98,97. Mineralbestand: Olivin 44,97, Serpentin 33,12, Magnetit 1,39, Edenit 19,60; Sa. 99,08.

Der Gang des Korundgesteins streicht NNW. und ist selbst in dieser Richtung nur auf 125 Fuß zu verfolgen, die Breite beträgt 15 Fuß, die Tiefe dürfte schwer festzustellen sein. Die Fazies wechselt ziemlich jäh; in der Mitte besteht der Gang aus weißem, etwas zersetztem grobkörnigen Oligoklas mit eingebetteten Korundkristallen. Die Analyse des Oligoklas ergab Ab_5An_2 . Die Korundkristalle sind einige Millimeter bis 5 cm lang, hellviolettblau und von der Form {8.8.16.3}, Dichte 3,9—4,2; sie schließen nicht selten Margaritblättchen ein [der optische Achsenwinkel wird als klein angegeben, was nicht mit dem Verhalten des Margarit von Tirol oder von Massachusetts übereinstimmt! Ref.]. Chemischer Bestand dieser Gesteinsfazies: SiO_2 51,80, Al_2O_3 35,39, CaO 4,54, Na_2O 6,82, H_2O 1,45; Sa. 100,00.

An andern Stellen ist das Gestein korundfrei, bald aus grobkörnigem Oligoklas-Hornblende-Aggregat, bald aus feinkörnig porphyritisch struiertem Oligoklas-Aggregat, bald aus Andesin bestehend.

Johnsen.

A. C. Lawson: The orbicular gabbro at Dehesa, San Diego Co., California. (Bull. Dep. Geol. Berkeley. 3. 1904. 383—396. Pl. 46.)

In dem Tal des Sweetwater-River nordwestlich von Dehesa, San Diego Co. in Kalifornien, tritt ein durch Sphacroidalstruktur ausgezeichneter Gabbro auf. Sein Areal umfaßt $\frac{5}{4}$ Meilen O.—W. und $\frac{3}{4}$ Meilen N.—S. und steigt als Berg um 1800 Fuß über das Meer, um 1200 Fuß über die Gegend von Dehesa auf. Das Gestein ist ein hellgraues grobkörniges Aggregat mit mehr oder weniger vorherrschendem Plagioklas, Hornblende und merklichen Mengen von Hypersthen und Olivin sowie etwas Ilmenit und Titanit. Die Struktur ist allotriomorph körnig, nur der Olivin neigt teilweise zum Idiomorphismus. Der Plagioklas zeigt beiderlei Zwillingsslamellen und ist ein basischer Labradorit—Bytownit. Die olivgrün—gelbgrün pleochroitische Hornblende mit 16° Auslöschungsschiefe auf (010) und ziemlich häufigen Ilmeniteinschlüssen scheint primär zu sein. Der Olivin ist frisch, von Sprüngen durchsetzt, oft von elliptischem Umriß und von einem Reaktionssaum von sekundären Hornblendenadeln umgeben. Der Hypersthen ist ebenfalls frisch und tritt wie der Olivin nur stellenweise und zwar mit letzterem zusammen auf, er ist allotriomorph. Das Gestein geht lokal in eine feinkörnige von Olivin und Hypersthen freie Fazies über oder auch in ein hornblendefreies Aggregat von Plagioklas + Olivin + Hypersthen (Olivinorit).

Adern und schmale Gänge durchsetzen stellenweise das normale Gestein; sie bestehen aus HornblendeKristallen von der obigen Art, die mit der Längsachse senkrecht auf den Kluftwänden aufsitzen, mit etwas zwischengeklebtem frischem basischen Plagioklas. Nahe dem Berggipfel treten ganz helle aplitische Gänge auf, bestehend aus Quarz, Orthoklas, etwas saurem Plagioklas und spärlichem mehr oder weniger zersetztem Biotit. Die Feldspäte sind stark kaolinisiert. Sekundär tritt noch etwas Epidot auf. Eine sphäroidal struierte Fazies zeigt sich auf dem Südathang des Berges, die Struktur ist besonders gut an der angewitterten Oberfläche zu erkennen, da die Feldspäte stärker korrodiert sind als die dunklen Gemengteile. Der Übergang in normales Gestein vollzieht sich sehr allmählich, indem die Zwischenräume zwischen den Kugeln immer größer werden. Die letzteren sind sehr regelmäßig geformt, haben bis 6 cm Durchmesser und bestehen entweder aus konzentrischen Schalen von abwechselnd hellen und dunklen Gemengteilen oder aus radialgestellten Olivinkristallen. Das Zentrum wird oft bis auf $\frac{1}{3}$ des Gesamtradius von Feldspat aufgebaut, die äußerste Schale gewöhnlich von den dunklen Gemengteilen. U. d. M. beobachtet man im Zentrum jeder Kugel ein allotriomorph-körniges Aggregat von Plagioklas, Olivin und etwas Hypersthen; Durchmesser 12—25 mm. An dem Rande dieser Zentralpartie erreicht die Olivinmenge ungefähr die Menge des Plagioklases; dann folgen abwechselnd Zonen aus Plagioklas (Bytownit—Anorthit) und solche aus Plagioklas + Olivin. Die radial gerichteten Stäbchen des letzteren sind $\parallel \bar{b}$ gestreckt. In den äußeren Schalen scheint der Olivin reichlicher aufzutreten als in den inneren. Der Plagioklas hat die Dichte 2,724 und ist nach der chemischen Analyse Ab_1An_{18} . Die durchschnittliche Zusammensetzung der Kugeln ergab sich aus 2 Analysen: SiO_2 40,08, Al_2O_3 22,86, FeO 11,96, MgO 12,40, CaO 11,41, Na_2O 1,26, K_2O 0,38; Sa. 100,35.

Die Entstehung der Kugeln könnte durch eine Differenzierung des Magmas erklärt werden, der Aufbau derselben kann dadurch entstanden sein, daß die Temperatur zwischen derjenigen der eutektischen Kristallisation des vorliegenden Gemisches und einer etwas höheren oszillierte; so schied sich bald Olivin + Plagioklas als Eutektikum ab, bald nur Plagioklas als überschüssige Komponente. Johnsen.

P. Marshall: Trachydolerites near Dunedin. (Rep. 10. Meet. Australasian Assoc. for the Adv. of Sc. Dunedin 1904. 183—188. 3 Taf.)

Bei Dunedin (Südinself von Neu-Seeland) kommen in ziemlich großer Ausdehnung trachydoleritartige Gesteine vor, die sich von normalem Trachydolerit durch das Fehlen von Plagioklas und die Anwesenheit von Cossyrit und sehr viel Nephelin, von Kenit durch das Fehlen von Anorthoklas und die Gegenwart von Nephelin, Cossyrit und Sodalith unterscheiden. Die Struktur ist die des Trachydolerits, die Grundmasse ist bei manchen

trachytoid, bei anderen nephelinitoid. Glasige Grundmasse ist nicht häufig. Eine vom Verf. ausgeführte Analyse ergab folgendes Resultat:

SiO ₂	51,86
TiO ₂	—
Al ₂ O ₃	19,87
Fe ₂ O ₃	6,30
FeO	3,11
MgO	2,33
CaO	3,77
Na ₂ O	4,88
K ₂ O	6,20
H ₂ O	1,48
P ₂ O ₅	0,36
Cl	0,51
	<hr/> 100,67.

Als ähnlichste Analysen werden die eines Trachydolerits von Baya Columbretes nach ROSENBUSCH, Elemente. 2. Aufl. p. 355, und die eines Kenits nach PRIOR, Min. Mag. 13. p. 249 angeführt.

Die Ausscheidungsfolge der Gemengteile ist folgende: Olivin, Arfvedsonit, Apatit, Augit, Sodalith, Sanidin, Nephelin, Ägirin, Cossyrit, Nephelin, Sanidin (die Folge von Sanidin und Nephelin ließ sich nicht feststellen).

Die geologischen Verhältnisse, unter denen dies Gestein erscheint, haben sich noch nicht in jeder Hinsicht klarstellen lassen. Jedenfalls handelt es sich um eins der spätesten Eruptionsprodukte des Gebietes. Im Kaikorai Valley liegt es auf Basalt, der seinerseits auf Oligocän-Sandstein ruht, im Leith Valley auf einem trachytoiden Phonolith. Am NO.-Abhang des Flagstaff scheint es von Basanit und Dolerit überlagert, am Mont Cargill von trachytoidem und nephelitoidem Phonolith sowie von Basalt durchbrochen zu werden.

Otto Wilckens.

P. Marshall: Some rocks from Macquarrie Island. (Rep. 10. Meet. Australasian Assoc. for the Adv. of Sc. Dunedin 1904. 206—207.)

Kurze Diagnosen einiger Gesteine von der Macquarrie-Insel, nämlich eines Diabases, eines Dolerits, eines Porphyrits, eines Obsidians und eines Serpentin. Während der Diabas und der Dolerit ähnlich auf Neu-Seeland bekannt sind, stellen der Porphyrit und der Obsidian neue Typen dar.

Otto Wilckens.

W. H. Twelvetrees: Note on some axial lines of eruption in Tasmania. (Rep. 10. Meet. Australasian Assoc. for the Adv. of Sc. Dunedin 1904. 210—212.) [Vergl. die einem anderen Aufsatz in demselben Bande beigegebene Karte vor p. 613. Ref.]

Die gewaltige mesozoische Diabas-Intrusion Tasmaniens folgt keinen bestimmten linearen Richtungen, sondern nimmt in unregelmäßiger Weise

die östlichen und zentralen Teile der Insel ein. Sie hat etwa früher vorhandene Eruptionsachsen stark verwischt, so daß nur einzelne Andeutungen von solchen beobachtbar sind:

An der Ostküste läuft von Flinders Island bis Maria Island ein Streifen Granit in N.—S.-Richtung. Derselbe verbreitert sich in der NO.-Ecke der Insel und führt Zinn. Eine weitere Intrusionslinie von Granit, von NW.-Richtung, findet sich am Anderson's Creek, westlich von Beaconsfield. Östlich der Dial Range findet sich eine N.—S. gerichtete Intrusion von Quarzporphyr und Granit, die mit der großen Granitmasse westlich von Riama zusammenhängt.

Die Port Cygnet-Zone von Alkaligesteinen hat SW.—NO.-Richtung und ist 2—3 Meilen breit. Ihre Gesteine sind: Alkali- und Eläolithsyenit, Essexit, Glimmer-Nephelinit, Jacupirangit, Akerit, Tinguaitporphyr, Sölvbergitporphyr, Eläolithsyenitporphyr, Alkalisyenitporphyr. Sie durchbrechen die fossilführenden Tone, Sandsteine und Schiefer des unteren Permocarbons.

Die Melilithbasalte des Shannon Tier lassen eine O.—W.-Anordnung erkennen.

Otto Wilckens.

Lagerstätten nutzbarer Mineralien.

W. B. Philips: The Quicksilver Deposits of Brewster County, Texas. (Economic Geology. 1. 155—162. 1905.)

Die Quecksilberlagerstätten von Brewster County liegen im südlichen Teile von Brewster County, etwa 300 Meilen südöstlich El Paso. In der Nachbarschaft des Erzes finden sich cretaceische Sedimente und tertiäre Eruptivgesteine wie Andesite, Rhyolithe, Phonoolithe.

Im Terlingua-Distrikt kommt Zinnober zusammen mit Calcit und Gips auf Adern im untercretaceischen Kalksteine vor. Neben Zinnober findet sich gediegen Quecksilber und die Oxychloride: Terlinguait, Eglestonit und Montroydit. Höhlungen im Kalkstein führen oft viel Zinnober, und findet man hier mit Zinnober überzogene Kalksteinstalaktiten. Der erzführende Horizont beträgt 1200—1500 engl. Fuß, eine Mächtigkeit, die an den Cañonwänden des Rio Grande gemessen ist. Die unregelmäßigen Zinnober führenden Kalkadern streichen NO.—SW., sie fallen unregelmäßig.

Im Study Butte-Distrikt ist das Erz an Tonschiefer gebunden, der zwischen cretaceischem Sandstein lagert. An einzelnen Stellen geht das Erz in Rhyolith hinein, ist also jünger. Ein noch nicht aufgeklärter Zusammenhang zwischen eruptiven Ergußgesteinen und Erzführung scheint nach Verf. zu bestehen.

O. Stutzer.

R. Beck: Über einige Kieslagerstätten im sächsischen Erzgebirge. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 13. 1905. 12—23.)

Es werden die Kieslagerstätten von Elterlein, die Kieslager von Johanneorgenstadt und die Kieslagerstätten zwischen Klingenthal und Graslitz im westlichen Erzgebirge besprochen. Die Ausführungen des Verf.

sind ganz besonders bedeutsam, weil sie zur Klärung der noch immer heiß umstrittenen Frage der Entstehung der Kieslagerstätten überhaupt mit beitragen.

Bezüglich des Kieslagers von Elterlein ist nach den Aufzeichnungen des Geheimen Bergrats H. MÜLLER entschieden zu schließen, daß es sich hier um einen Lagergang handelt, um ein Gebilde, wie es sonst dem Erzgebirge ganz fremd zu sein scheint, das aber in vieler Beziehung den norwegischen Kieslagern ähnelt. Diese Ähnlichkeit besteht nicht nur in dem im allgemeinen konkordanten Verhalten der Gangmasse zum Nebengestein, sondern auch vor allem in der großen Verschiedenheit der Ausdehnung des Erzkörpers im Streichen und im Fallen. Die bedeutende Ausdehnung im Fallen bei ganz kurzer Erstreckung im Streichen paßt völlig zu den wohlbekannten Erzlinealen Norwegens, als deren Typus der Erzkörper der Mug-Grube bei Røros gelten kann. Was aber bei den letzteren nur in seltenen Fällen klar und deutlich zu beobachten ist: die lokale Überschneidung der Schieferung des Nebengesteines durch das Salband des Erzkörpers, das ist bei dem Beispiel aus dem Erzgebirge außer allem Zweifel gestellt.

Die Kieslager von Johanngeorgenstadt gehören demselben kontakt-metamorphen Phyllitgebiete an dem Eibenstock-Neudecker Turmalingranit an, wie das dortige Netz von Gängen der Zinnerz- und der Edlen Kobalt-Silbererzformation. „Es unterliegt wohl keinem Zweifel, daß die Kieslager von Johanngeorgenstadt während der dortigen Kontaktmetamorphose entstanden sind oder wenigstens ihre jetzige Erscheinungsweise angenommen haben. Sie scheinen hierbei eine ältere Bildung darzustellen als wie die Erzgänge.“

Bei Besprechung der gegenwärtig in bergmännischen Kreisen Sachsens Aufsehen erregenden Kupfererzlagerstätten zwischen Klingenthal und Graslitz gibt Verf. eine Beschreibung des dortigen Segen-Gottes-Lagers, das starke Analogien mit den Kieslagern des Sulitjelma-Gebietes aufweist. In genetischer Hinsicht hielt CORRA die Kupfererzlager des Grünberges und Eibenberges, zu denen das Segen-Gottes-Lager gehört, für keine echten Lager, sondern für Imprägnationszonen, obwohl sie lagerartige, konkordant dem Streichen und Fallen der Phyllite eingefügte Gebirgskörper darstellen. In Übereinstimmung mit dieser Auffassung hatte GÄBERT (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1901. 140—144) genetische Beziehungen zur Eruption des Eibenstocker Granites angenommen. Verf. selbst enthält sich vorläufig eines abschließenden Urteils, er empfiehlt diese Lagerstätte dringend auch anderen Forschern zum Studium. [Vergl. auch MANN, Zur Kenntnis der Kieslagerstätten zwischen Klingenthal und Graslitz, Abh. d. naturw. Ges. Isis in Dresden. 1905. Heft II. 86—99. Ref.]

A. Sachs.

B. Baumgärtel: Beitrag zur Kenntnis der Kieslagerstätten zwischen Klingenthal und Graslitz im westlichen Erzgebirge. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 13. 1905. 353—358.)

Nach Ansicht des Verf. liegen im dortigen Segen-Gottes-Lager in enger räumlicher Verknüpfung zwei Lagerstätten von ganz verschiedener Entstehung und ganz verschiedenem Alter vor: Zum geringeren Teile eine schichtige, gleichzeitig mit dem Nebengestein entstandene, zum größeren Teile eine gangartige, später dem Gestein zugeführte. **A. Sachs.**

K. A. Redlich: Der Kupferbergbau Radmer an der Hasel die Fortsetzung des steirischen Erzberges. (Bergbaue Steiermarks. 8. Mit 1 Taf. Berg- u. hüttenm. Jahrb. d. k. k. Montan-lehranst. 1905.)

Der um die Mitte des 16. Jahrhunderts begonnene und 1855 anscheinend endgültig erloschene Bergbau, da die 1900 unternommenen Wiedergewältigungsarbeiten zu keinem nennenswerten Erfolg geführt haben, liegt in der paläozoischen Schichtengruppe des oberen Radmertales in der Umgebung des Schlosses Greifenberg. Das dortige Paläozoicum (Silur-Devon?) besteht aus zwischen Schiefern eingeschalteten Grauwacken (FOULLON-VACEK's Blassenekgneis) und darüber liegenden Kalken, die REDLICH noch unlängst als mit den Schiefern wechsellagernd angesehen hatte. Diese Kalke nun stehen im engsten Verbande mit den Erzlagerstätten der Radmer, die wesentlich Ankerit und Siderit mit eingesprengtem derben Kupferkies führen. Auch die unterlagernde Grauwackenschieferzone enthält Eisencarbonat- und Kieseinsprenglinge, „welche sich an mehreren Stellen zu Gängen verdichten“. Diese Gänge scheint Verf. für die hauptsächlichsten Zufuhrwege anzunehmen, auf welchen die Lösungen empordrangen, die den Kalk in Ankerit und Siderit umwandelten und die Kies-, Fahlerz- und sonstigen Ausscheidungen bewirkten. Ein ähnlicher Vorgang gelte von dem in der streichenden Fortsetzung der Radmer-Lagerstätten liegenden und mit ihnen durch einige dazwischen befindliche kleinere Vorkommen gewissermaßen verbundenen steirischen Erzberg, welcher auch lediglich eine „größere, durch Erzlösungen metamorphosierte Kalkscholle“ sei. Von 1567—1842 reichende Produktionsausweise des Kupferbergbaues in der Radmer beschließen die Abhandlung, welcher mehrere Analysen eingefügt sind. **Katzer.**

R. Pilz: Die Bleiglanzlagerstätten von Mazarrón in Spanien. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 13. 1905. 385—409. — Dissertation. Freiberg i. S. 1907. 52 p. 17 Fig.)

Der geologische Aufbau des Bergrevieres von Mazarrón westlich von Cartagena ist ein sehr einfacher, insofern als nur archaische, tertiäre und quartäre Schichten, sowie tertiäre Eruptivmassen an ihm teilnehmen. Es wird eine detaillierte Schilderung dieser Gesteine gegeben. Die einzigen in Mazarrón vorkommenden Eruptivgesteine sind Dacite und Andesite. Beide sind das Produkt einer magmatischen Differenzierung, indem die

höchsten Erhebungen, die man als Eruptivzentren betrachten kann, aus Dacit bestehen und von einer breiten Randzone des entsprechenden basischen Gesteines: des Andesites umgeben werden. Der Dacit hat eine ausgedehnte Umwandlung durch die auf Spalten emporgestiegenen Thermalwässer erlitten, welche die in ihnen gelösten Erze und Gangarten abgesetzt haben. Obwohl die von Grubenfeldern bedeckte Zone des Bergbaudistriktes Mazarrón eine Fläche von etwa 50 000 000 qm einnimmt, sind nur in einem geringen Bruchteil dieses Gebietes abbauwürdige Bleiglanzlagerstätten angetroffen worden, und zwar beschränken sich dieselben, wie es scheint, auf die Berge San Cristobal und Los Perules, auf die Pedreras Viejas und auf die am Fuße der Sierra de las Moreras sich ausbreitende Zone von Herrerias (Coto Fortuna). Da die Baue der Gruben des Coto Fortuna zurzeit unter Wasser stehen, so konnten die in diesem Gebiete aufsetzenden Gänge nicht untersucht werden. Es wird daher nur eine detaillierte Beschreibung der Lagerstätten der Berge San Cristobal und Los Perules, sowie der Lagerstätten von Pedreras Viejas gegeben. Bei den dortigen Gängen hat man zu unterscheiden: 1. Gänge im Dacit, 2. Gänge in den vom Eruptivgesteine eingeschlossenen Glimmerschiefer-, Amphibolit-, Dolomit- und Quarzitschollen, 3. Gänge im Kontakte zwischen Dacit und Urgebirgsschollen. Zum Schlusse folgen geschichtliche und wirtschaftliche Mitteilungen über den Bergbau in Mazarrón.

In seiner Dissertation 1907 gibt Verf. eine kurze Zusammenfassung seiner Resultate, aus der Folgendes hervorgehoben sei. Das Eruptivgestein ist zum größten Teil ein quarzfreier Glimmerandesit, der nur an wenigen Stellen in Glimmerdacit übergeht. Pneumatolytisch-hydrotogene Vorgänge haben beim Emporsteigen des Magmas keine Rolle gespielt. Das Thermalgebiet scheint eine sehr geringe Ausdehnung besessen und sich in der Hauptsache auf die quarzreichen Partien des Eruptivgesteines und deren nächste Umgebung beschränkt zu haben. Die Thermalwässer haben das Nebengestein der Spalten, auf denen sie zirkulierten, stark metamorphosiert und teils eine Kaolinisierung und Verkieselung, teils eine Sericitisierung hervorgerufen. Die meisten Erzgänge sind ausgesprochen zusammengesetzte Gänge von etwa 1 m durchschnittlicher Mächtigkeit und verhältnismäßig geringer Längenerstreckung. Nach der Tiefe zu nimmt die Zahl der Gänge allmählich ab. Die Erzgänge von Mazarrón sind der carbonspätigen Bleiformation zuzurechnen. Zinkblende ist fast lediglich auf die oberen Teufen beschränkt. In den unteren Teufen macht sich ein Vorwalten des Eisenkieses vor dem Bleiglanze geltend. Infolge der Zersetzung des Markasites bzw. Pyrites hat an der Oberfläche ein Teil des Eruptivgesteines eine Umwandlung in Alaunstein erfahren.

A. Sachs.

O. A. Derby: The Geology of the Diamond and Carbonado Washings of Bahia, Brazil. (Econom. Geol. 1. 134—142. 1905.)

Am oberen Laufe des Rio Paraguassú liegt die diamantenführende Gegend von Bahia, die sogen. „Chapada Diamantina“. Harte, gelbe Sandsteine von ca. 500 m Mächtigkeit haben hier große Verbreitung, in deren mittleren Teilen mehrere Konglomeratbänke auftreten. Die in den Flüssen gefundenen Diamanten sollen diesen Konglomeratbänken entstammen. Das Alter der Sandsteine ist unbekannt, wahrscheinlich aber mittel- oder oberpaläozoisch.

O. Stutzer.

F. G. Clapp: Limestones of south western Pennsylvania. (U. S. Geol. Survey. Bull. 249. Series A. Econ. Geol. 42. B. Descr. Geol. 58. Washington 1905. 52 p. 7 Taf.)

Die sich in neuerer Zeit in Pennsylvanien mächtig entwickelnde Portlandzementindustrie machte eine Zusammenstellung der gegenwärtigen Kenntnis über Beschaffenheit und Vorkommen bauwürdiger Kalksteinlager wünschenswert. Verf. betrachtet diese jedoch nur als einen vorläufigen Bericht, da bisher nur ein verhältnismäßig kleiner Teil von West-Pennsylvanien geologisch untersucht worden ist, hofft aber trotzdem damit bei der Wahl von Orten zur Anlage von Fabriken in den Kohlenrevieren des Staates wertvolle Fingerzeige zu geben.

Der Untergrund des größeren Teiles von West-Pennsylvanien besteht aus der produktiven Carbonformation, die eine große Anzahl von Kalksteinhorizonten enthält, von denen jedoch nur wenige bauwürdige Mächtigkeit erreichen. In einer Liste sind die hauptsächlichsten Lagerhorizonte — 18 an der Zahl — nebst Maximalmächtigkeit und stratigraphischer Stellung von der Dunkard-Gruppe oder Upper Barren measures abwärts bis zur Pocono-Gruppe aufgezählt. Die größte Maximalmächtigkeit erreicht der in der Monongahela-Gruppe oder Upper Productive measures 120 Fuß über Pittsburgh-Kohle auftretende Benwood- or Great limestone mit 90 Fuß, die geringste Maximalmächtigkeit der Upper und Lower Mercer limestone in der Pottsville-Gruppe mit 4 und 3 Fuß Mächtigkeit. Die in der Tafel angegebenen Maximalmächtigkeiten sind jedoch nur gelegentliche Vorkommen und die mittlere Mächtigkeit beträgt wahrscheinlich bedeutend weniger als die Hälfte der angegebenen Maximalmächtigkeiten. — Farbe und Textur schwankt in weiten Grenzen, von nahezu schwarz bis lichtgrau oder weiß und von hart und massig wie im Vanport- oder Ferriferous limestone (22 Fuß; Allegheny-Gruppe oder Lower Productive measures) bis zum Gegenteil, wie im Ames- oder Crinoidal limestone (8 Fuß; Conemaugh-Gruppe oder Lower Barren measures). — Die Zusammensetzung durchläuft alle Grade von kalkigen Tonen, Schiefertönen, Sandsteinen bis zu Kalksteinen, die über 96 % CaCO_3 enthalten. MgCO_3 ist immer

vorhanden, manchmal weniger als 1 %, aber häufig bis zu 10 % ansteigend und gelegentlich 30 % übersteigend. Alaunerde und Eisenoxyd können in irgend einem Betrage unter 8 % hinzutreten. — Der Kalkstein eignet sich durchweg nicht als Baustein, liefert aber vielfach im gebrannten Zustande ausgezeichnetes Dünge- und Baumaterial, sowie auch Zuschlagsmaterial für Schmelzprozesse. Gegenwärtig besteht die Hauptverwendung des Kalksteins in der Herstellung von Portlandzement, und da ist es besonders der Vanport-Kalkstein und meistens auch der Obere Freeport-Kalkstein (28 Fuß; Lower Productive measures), die den Anforderungen an ein brauchbares Material — hoher Gehalt von CaCO_3 (mindestens über 75 %), niedriger Gehalt an MgCO_3 (mindestens unter 5 %), dazu das richtige Verhältnis von Eisen, Alaunerde und Kieselsäure — am besten entsprechen. Da der Vanport-Kalkstein ein großes Ausstrichsgebiet besitzt, so bietet er ein weites Feld für die Errichtung von Portlandzementfabriken; zurzeit arbeitet auf ihm nur ein einziges Werk in West-Pennsylvanien.

Dem Bericht sind, abgesehen von einer größeren Anzahl vortrefflicher Photographien von Steinbrüchen, eine geologische Karte des südwestlichen Pennsylvanien, sowie außerdem noch 2 Karten beigegeben, deren eine die Ausstriche des Vanport-Kalksteins in einem Teile des Allegheny-Tales und Umgebung, deren andere die Ausstriche desselben Kalksteins in einem Teile des Beaver-Tales und Umgebung zeigt.

Der spezielle Teil enthält ferner eine größere Anzahl von Analysen (114), die dem Interessenten von großem Werte sein dürften. O. Zeise.

Englands Kohlenvorrat. (Digest of the evidence given before the Royal Commission on coal supplies [1901—1905]. „Colliery Guardian“. London 1905. 1.; Zeitschr. f. prakt. Geol. 14. 1906. 157—159.)

Es liegen jetzt die Resultate der Untersuchungen der von der englischen Regierung eingesetzten Kohlenkommission vor. Man kam überein, als äußerste Tiefengrenze 4000 Fuß, und 1 Fuß als geringste Mächtigkeit eines Kohlenflözes für die Gewinnung anzunehmen. Druck, Temperatur und Kosten waren bei der Bestimmung dieser Werte ausschlaggebend. Die gegenwärtige jährliche Ausbeute von englischer Kohle schätzte die Kommission auf 230 Millionen Tonnen, den Gesamtvorrat an Kohlen auf 100 000 Millionen Tonnen. Daraus folgte eine Dauer des Kohlenvorrates von ungefähr 600 Jahren. Der Export stieg von 38 Millionen Tonnen im Jahre 1890 auf 68 Millionen Tonnen im Jahre 1903, d. i. im Verhältnis zur Ausbeute von 21 % auf 30 %. Bezüglich der Erhaltung der Kohle wurden durch vermehrte Einführung von Schrämmmaschinen gute Erfolge erzielt. Im Jahre 1902 wurden mit 483 Maschinen 4 161 202 Tonnen Kohle, im Jahre 1903 mit 643 Maschinen 5 245 578 Tonnen Kohle erhalten. Unter den hauptsächlichsten Konkurrenten auf dem Weltmarkt waren für

England Deutschland und Amerika anzusehen. Seit 1870 hatte sich die Ausbeute Englands verdoppelt, die Deutschlands vervierfacht, die der Vereinigten Staaten verzehnfacht.

A. Sachs.

F. Henrich: Über das Vorkommen von erdiger Braunkohle in den Tertiärschichten Wiesbadens. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 13. 1905. 409—413.)

Die Tertiärschichten Wiesbadens sind in der letzten Zeit an 3 Orten aufgeschlossen worden: an der Platterstraße, der Emserstraße und am Melonenberg. An allen 3 Orten bemerkt man 1—3 cm, selten 8 cm mächtige schwarze, meist horizontale Schichten von erdiger Braunkohle. Obwohl eine Gewinnung und praktische Verwertung dieser Kohle ganz ausgeschlossen ist, hat Verf. an ihr mikroskopische und chemische Untersuchungen angestellt, deren Resultate er mitteilt. Bezüglich des Alters der Braunkohle hält Verf. es nicht für unwahrscheinlich, daß sie jünger als die Wiesbadener Thermen sei.

A. Sachs.

H. Monke und F. Beyschlag: Über das Vorkommen des Erdöls. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 13. 1905. 1—5, 65—69, 421—426.)

Die Verf. fassen ihre Ausführungen zu folgenden Resultaten zusammen:

1. Erdöl entsteht nicht auf anorganischem Wege, weil es den archaischen Schichten fehlt.

2. Es entsteht vielmehr nur in sedimentären, fossilführenden Schichten, und zwar nicht aus verkohlten, sondern aus verfaulten Resten.

3. Die Fäulnisprodukte erhalten sich zunächst wesentlich in tonigen Niederschlägen des Meeres und des süßen Wassers.

4. Sie wandern von hier durch Vermittlung von Gebirgsspalten aufwärts und konzentrieren sich in sandigen, selten kalkigen Schichten nahe der Spalte zu sekundären, tertiären etc. Lagerstätten.

5. Dabei bildet ein zu einer Antiklinale aufgestauchter Schichtenkomplex wechselnd durchlässiger und undurchlässiger Schichten nicht selten ein besonderes günstiges Reservoir für die auf der Spalte aufgestiegenen Erdölmengen.

6. Die Menge des zu einer nutzbaren Lagerstätte vereinigten Erdöls schließt dessen Entstehung aus einer einzigen primären Schicht aus, sie setzt daher stets eine Mehrzahl primärer bituminöser Schichten voraus, die durch einen Gebirgsbruch miteinander kommunizieren.

7. Die Entstehung des leichtflüssigen Erdöls aus dem primären Gesteinsbitumen erfolgt nicht durch Vulkanismus, sondern durch Salzwasser unter Mitwirkung von Druck und Wärme.

[Vergl. hierzu auch OCHSENIUS, Zeitschr. f. prakt. Geol. 14. 1906. 54—56.]

A. Sachs.

G. Nussberger und H. His: Die chemische Untersuchung einiger Mineralquellen des Unterengadins. (Jahresber. d. naturf. Ges. Graubündens. 46. 1904. 33—39.)

Folgende drei kleine, als Eisensäuerlinge bezeichnete Quellen wurden analysiert:

1. Im Val püzza zwischen Ardez und Tarasp entspringende, der Gemeinde Fetan gehörende Mineralquelle.

2. „Untere Quelle in Fuschna“ ca. $\frac{1}{4}$ Stunde talabwärts vom Eingang des Val püzza.

3. Obere Fuschnaquelle.

In 10 000 g Wasser sind enthalten:

	1.	2.	3.
Na	0,7259 g	1,1655 g	3,3007 g
K	0,1036 „	0,0917 „	Spur
Li	0,0014 „	0,0027 „	Spur
NH ₄	0,0023 „	— „	— „
Ca	4,0330 „	7,9929 „	4,6237 „
Ba	Spur	— „	Spur
Sr	0,0633 „	0,0846 „	0,0520 „
Mg	0,4947 „	0,7928 „	0,5224 „
Al	— „	Spur	Spur
Fe	0,0768 „	0,1123 „	0,0599 „
Mn	— „	0,0078 „	— „
Cl	0,0267 „	0,0383 „	0,0361 „
SO ₄	1,6858 „	0,7808 „	1,2187 „
Si O ₃	0,1384 „	0,1332 „	0,1062 „
BO ₂	0,0347 „	0,2995 „	0,0164 „
CO ₃	7,2210 „	14,8890 „	7,8264 „
Summe d. festen Bestandteile	14,6076 g	26,3911 g	14,7619 g
Freie und halb gebundene Kohlensäure in cm ³ bei 0° und 760 mm	11546,8 cm ³	16042 cm ³	12758,9 cm ³
Freie Kohlensäure bei 0° und 760 mm	8853,8 „	10489,1 „	9840 „
Alkalinität in cm ³ $\frac{n}{10}$ Säure			
für 100 g Wasser	24,35	50,6	26,4
Spez. Gew.	1,001922	1,003502	1,0021

H. Preiswerk.

G. Nussberger: Die chemische Untersuchung der Mineralquelle Chasellas bei Campfèr (Oberengadin). (Jahresber. d. naturf. Ges. Graubündens. 46. 1904. 29—31.)

Die zum Julierhof Campfèr gehörige, am Südabhange des Piz Nair entspringende Quelle wurde vom Verf. analysiert mit folgendem Resultat:

	In 10 000 g Wasser sind enthalten
Schwefelsaures Kalium	0,0294 g
Chlornatrium	0,0036 "
Borsaures Natrium	0,0060 "
Arsenigsaures Natrium	0,00035 "
Schwefelsaures Calcium	0,3632 "
Kohlensaures Natrium	0,1174 "
Kohlensaures Ammonium	0,0013 "
Kohlensaures Calcium	0,7432 "
Kohlensaures Strontium	0,0116 "
Kohlensaures Magnesium	0,1761 "
Kohlensaures Eisenoxydul	0,0377 "
Aluminiumoxyd	0,0259 "
Kieselsäure	0,0579 "
Organische Substanzen	Spuren
Summe der festen Bestandteile	1,5736 g
Freie und halbgebundene Kohlensäure	2,1688 "
Freie Kohlensäure	1,6916 "

Alkalinität $2,3 \text{ cm}^3 \frac{n}{10}$ Säure für 100 g Wasser.

Spez. Gew. 1,000213.

Temp. $6,5^\circ \text{ C}$.

H. Preiswerk.

Geologische Karten.

E. Holzapfel: Blatt St. Goarshausen. Lief. 111 d. geol. Spezialkarte v. Preußen u. benachbarten Bundesstaaten. 1:25 000. Mit Erläuterungen. Berlin 1904.

E. Holzapfel und A. Leppla: Blätter Algenroth, Caub. Ibid.

A. Leppla: Blatt Preßberg—Rüdesheim. Ibid.

In der Lieferung 111 der geologischen Spezialkarte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten gelangen der westliche Teil des Rheingaaues und das Gebiet des Mittelrheines zwischen Rüdesheim und St. Goarshausen nebst angrenzenden Teilen des rheinischen Schiefergebirges zur Darstellung.

Die „vordevonischen“ Schichten des linken Rheinufer bei Bingen liegen bereits außerhalb des geologisch dargestellten Gebietes. Das Unterdevon beginnt mit bunten Phylliten, die zu beiden Seiten des Rheintales bei und unterhalb Aßmannshausen (Blatt Preßberg—Rüdesheim) weite Verbreitung haben und Einlagerungen von Quarziten und konglomeratischen Schiefern enthalten. Es folgen die geringmächtigen Hermeskeilschichten, die aus glimmerreichen Quarziten und Sandsteinen bestehen, der Taunusquarzit, der in eine untere Abteilung, zusammengesetzt aus hellgrauen bis weißen Quarziten mit untergeordneten Tonschieferereinlagen, und eine obere, zusammengesetzt aus grauen Quarziten in Wechsellagerung mit

Tonschiefern gegliedert wird, und die Hunsrückschiefer, die im tieferen Teile ausschließlich aus Tonschiefern bestehen, im oberen Teile aber zwischen den Schiefern einzelne dünne Bänkchen von Quarzit oder Grauwacken enthalten. Die jüngsten vorhandenen devonischen Schichten, die den größten Teil des Blattes St. Goarshausen und die Nordwestecke des Blattes Algenroth einnehmen, gehören dem Untercohlen an; ihre untere Partie, bestehend aus dunklen quarzitischen Sandsteinen, entspricht etwa der Zone des *Spirifer assimilis* in der Gliederung von A. Fuchs, die obere, bestehend aus sandigen oder reineren Schiefern und daneben aus Quarziten, Quarzitschiefern und Porphyroiden, etwa der Zone des *Sp. Hercyniae*. Die Schilderung der einzelnen Horizonte des Unterdevons ist von Fossilisten und genauen Angaben über die mikroskopische Zusammensetzung der Sedimente begleitet.

Die in den Bereich des Mainzer Beckens entfallenden Tertiärbildungen des westlichen Rheingaus beginnen mit dem Meeressande des Mitteloligocän (Geisenheim, Johannisberg); es folgen die Cyrenenmergel, die stellenweise direkt auf Devon übergreifen; die Vertretung des Pliocäns ist noch fraglich. Auf den beiden nördlichen Blättern St. Goarshausen und Algenroth ist das Tertiär nur durch Kiese von Milchquarzgeröllen vertreten, die zum Oligocän, und zwar wahrscheinlich zum Mitteloligocän, gehören dürften. Das Diluvium des Rheingaus besteht vorwiegend aus Lokalschottern, die aus dem nördlich liegenden Devongebiete herbeitransportiert wurden (Taunusschotter); im Gegensatz zu den tertiären Schottern sind die Gerölle meist nur kantengerundet. Die älteren Taunusschotter enthalten zwar auch Gerölle von Buntsandstein des Spessart und von kristallinem Gebirge des Odenwaldes. Die dicht über dem Rheine liegenden jüngsten diluvialen Schotter des Rheingaus führen Material des heutigen Rheingebietes und werden deshalb als „Rheinschotter“ den „Taunusschottern“ gegenübergestellt. Die Diluvialbildungen des Mittelhingebietes unterhalb Bingen werden in die obere, die mittlere und die untere „Terrassengruppe“ zusammengefaßt, von denen namentlich die obere weite Verbreitung auf der Hochfläche zu beiden Seiten des Flußtales hat. Ein durchgreifender Unterschied in der Geröllführung der Terrassengruppen ist nicht vorhanden. Weithin sind die Kiese der Rheinterrassen durch Löß den Beobachtungen entzogen.

Von paläovulkanischen Eruptivgesteinen sind ganz lokal Diabase und Quarzporphyre, von neovulkanischem Basalte vorhanden.

Das Streichen der devonischen Sedimente ist durchweg südwest—nordöstlich und ihr Fallen im nördlichen Teile des dargestellten Gebietes fast überall nach Süden, im südlichen Teile nach Norden oder Süden gerichtet; die intracarbhone Faltung, die nach Ablagerung des Culm, aber vor Ablagerung des produktiven Obercarbon eintrat, schuf im Rheingau den Aßmannshäuser Sattel, in dessen Kern die bunten Phyllite stecken und der nach Norden mit einer streichenden Verwerfung an den vorwiegend aus Taunusquarzit bestehenden „Kammerforster Gebirgsblock“ grenzt. Dieser wird nach Osten und Westen von Querstörungen abgeschnitten,

und zwar nach Osten und im nördlichen Teile auch nach Westen gegen den Hunsrückschiefer; nach Norden ist er auf Hunsrückschiefer überschoben entlang einer Überschiebungszone, für die im Fortstreichen nach Osten im Taunus und nach Westen bis zur Saar bereits Anhaltspunkte vorliegen. Südlich vom Aßmannshäuser Sattel, von ihm durch eine streichende Verwerfung getrennt, liegt der aus Taunusquarzit bestehende „Niederwaldblock“. Sowohl im Rheingau, als auch weiter nördlich zeigen die devonischen Schichten vielfach Schuppenstruktur. Südost-nordwestlich gerichtete Querverwerfungen sind an vielen Orten nachweisbar und begrenzen z. B., wie wir sahen, den „Kammerforster Gebirgsblock“ nach Osten und Westen. Manche mögen tertiären Alters sein, andere sind aber höheren, und zwar carbonischen oder permischen Alters, da die mit ihnen zusammenhängenden Oberflächenformen, wie die durch Versinken des Taunusquarzites erzeugte Unterbrechung des Kammerforster Rückens bei Stephanshausen schon in der Tertiärzeit bestanden und Tertiärdecken sich diskordant über sie hinweglegen. Unter allen Umständen sind aber nach A. LEPLA die Querbrüche jünger als die streichenden Verwerfungen und Überschiebungen. Die Entstehung des quer zum Schichtenstreichen gerichteten Rheindurchbruches durch das rheinische Schiefergebirge und besonders durch die Quarzitzüge unterhalb Bingen bringt A. LEPLA streckenweise in Übereinstimmung mit ROTHPLTZ mit Querverwerfungen in Zusammenhang, während allerdings auf weite Strecken Querbrüche entlang dem Tale nicht nachweisbar sind. Die älteste Phase der Ausbildung des Durchbruches verlegt Verf. bereits in das Tertiär, so daß also das heutige enge Rheintal die Vertiefung einer schon in der Tertiärzeit vorhandenen Rinne darstellt, und diese soll zur Tertiärzeit in Zusammenhang damit zustande gekommen sein, daß nördlich des Quarzituges eine von Tertiär erfüllte Senke tiefer lag als das Mainzer Becken.

Den Grundwasserverhältnissen, den nutzbaren Mineralien und Gesteinen und der Bodenbewirtschaftung sind in jeder der Erläuterungen besondere Kapitel gewidmet.

Stille.

A. Denckmann: Blätter Kellerwald, Gilserberg, Rosenthal. Lief. 116 d. geol. Spezialkarte v. Preußen u. benachbarten Bundesstaaten. 1:25 000. Mit Erläuterungen. Berlin 1902.

A. Denckmann und O. v. Linstow: Blatt Frankenau. Ibid.

Das Ergebnis langjähriger Forschungen DENCKMANN's, in deren Verlaufe nicht nur die Kenntnis der devonischen Ablagerungen des rheinischen Schiefergebirges wesentlichste Berichtigungen und Ergänzungen erfahren haben, sondern auch silurische Schichten in außerordentlicher Mannigfaltigkeit der Entwicklung zum ersten Male in ihm außerhalb der Ardennen nachgewiesen worden sind, ist in den Blättern Frankenau, Kellerwald, Rosenthal und Gilserberg der geologischen Spezialkarte von Preußen niedergelegt. Diese Blätter umfassen den von der Hauptmasse des rheinischen Schiefergebirges nach Südosten halbinselartig vorspringenden

paläozoischen Horst des Kellerwaldes und seine Randgebiete, und folgende Schichten kommen zur Darstellung:

Silur. Die Hundshäuser Schichten (Blatt Gilserberg) bestehen aus Tonschiefern, Mergelschiefern mit Kalkbänken, Grauwacken und Kiesel-schiefern und werden mit einiger Reserve als Äquivalent des böhmischen E¹ angesprochen. Die Urfer Schichten sind aus Tonschiefer, Grauwacken-schiefer und Grauwacken zusammengesetzt; als Einlagerungen enthalten sie u. a. den „Deusberger Kalk“ mit *Monograptus*, *Orthoceras* und *Ctenodonta*, und ferner Graptoliten- und Kieselgallenschiefer mit *Monograptus*, *Scyphocrinus*, *Ctenodonta* BARR. und *Cardiola* cf. *gibbosa* BARR. Die in ihnen gefundenen Versteinerungen lassen sie als ein Äquivalent des böhmischen E erscheinen, immerhin wird aber die Möglichkeit nicht ganz von der Hand gewiesen, daß sie und andere Glieder des Kellerwald-Silurs irgendwelche Stufen des oberen Untersilur in abweichender Fazies mit-vertreten möchten. Die sehr mächtigen Möscheider Schiefer sind im Hangenden der Urfer Schichten vorwiegend aus Tonschiefern mit *Tentaculites ornatus*, verkiesten Orthoceraten und schlecht erhaltenen Zweischalern (*Cardiola interrupta*?) zusammengesetzt. Das System des Kellerwald-Quarzites gliedert sich in drei Stufen, die Schiffelbarner Schichten, die zwischen derben Quarziten Kiesel-schiefer führen, den Wüstegarten-Quarzit, der fast ausschließlich aus Quarziten besteht, und den Grauwackensandstein des Ortberges. Es folgen die Rücklingschiefer in Form von Ton- und Wetz-schiefern mit stellenweise beobachteter Einlagerung von Dachschiefern, die auf Blatt Gilserberg noch von dem Gilsa-Kalk, einem Goniatitenknollenkalk mit *Phacops*, Dalmaniten, *Tentaculites ornatus* und echten Goniatiten der Gattung *Agoniatites*, den unteren Steinharn Schichten, bestehend aus kalkhaltigen Tonschiefern mit *Monograptus* und zahlreichen Pelecypoden (*Cardiola interrupta*), den aus Kieselgallenschiefen mit *Monograptus*, Tentaculiten, *Phacops*, *Trimercephalus*, Orthoceraten und Pelecypoden zusammengesetzten oberen Steinharn Schichten und einen klüftigen Plattenkalk (höchstes Obersilur) überlagert werden. Gleichalterig mit letzterem scheinen im Hilgenfelde bei Möscheid (Blatt Gilserberg) Tonschiefer mit ockerig zersetzten Kalklinsen und Toneisensteinkonkretionen zu sein, die *Monograptus* und *Hercynella* enthalten und eine Vergleichung mit dem böhmischen F¹ zulassen.

Devon. Die als hercynisches Unterdevon zusammengefaßten Sedimente böhmischer Fazies finden sich nur auf engem Raume auf Blatt Gilserberg; zu unterst liegt am Steinharn ein 0,5 m mächtiger Tentaculiten-Knollenkalk mit undeutlichen Resten von Cephalopoden; es folgen reine und unreine Kalke mit *Rhynchonella princeps*, *Spirifer Hercyniae* und *Dalmanites*, der Schönauer Kalk mit Goniatiten aus den Gruppen des *Agoniatites fecundus* BARR. und *A. fidelis* BARR., der Dalmanitenschiefer mit *Dalmanites* und *Phacops*. Letzterem dürften die an Versteinerungen sehr reichen kalkigen Grauwacken des Erbsloches entsprechen, die trans-gredierend obersilurische Tonschiefer und Kiesel-schiefer überlagern. Das rheinische Unterdevon, und zwar die gesamte Coblenz-Stufe, ver-

treten die Michelbacher Schichten, die transgredierend die älteren Sedimente überdecken und aus solchen stammende Gerölle, wie flintartige Knollen der Rücklingschiefer, enthalten. Das Mitteldevon hat auf Blatt Kellerwald eine sehr weite Verbreitung, schrumpft aber auf Blatt Gilserberg im Liegenden des transgredierenden Culm sehr zusammen. Der tiefste zutage tretende Horizont sind die Wissenbacher Schiefer, die als Einlagerungen die Grauwackensandsteine des Hahnberges und diabasische Tuffe enthalten; es folgen der Euxe-Kalk mit Crinoidenkalk, der nur 1 m mächtige, sehr fossilreiche Odershäuser Kalk und die Kalke mit *Goniatites discoides* (Stringocephalenkalk). Das Oberdevon vertreten Büdesheimer Schiefer, Adorfer Kalk mit Kellwasserkalk, Clymenienkalk, der in unteren Clymenienkalk oder Enkeberger Kalk, mittleren Clymenienkalk oder Zone der *Clymenia annulata* und oberen Clymenienkalk oder Dasberger Kalk gegliedert wird, und endlich die Auenberger Schichten, d. h. ein aus Cypridinenschiefer, Sandsteinen, Quarziten, Grauwacken, Konglomeraten („Aschkuppengesteinen“), körnigen Diabasen u. a. bestehender Schichtenkomplex, der weithin auf ältere Schichten bis hinab zum Silur übergreift.

Der Culm beginnt mit dem Culmkieselschiefer, an dessen unterer Grenze sich dort, wo die körnigen Diabase des obersten Oberdevon sein Liegendes bilden, eine $\frac{1}{4}$ —1 m mächtige Bank von Eisenkiesel findet; es folgen die Culmtonschiefer und die Culmgrauwacken.

Sind die bisher besprochenen Gesteine sämtlich von der jungcarbonischen Schichtenaufrichtung mitbetroffen worden, so liegt der Zechstein mehr oder weniger flach auf den Schichtenköpfen des Silur, Devon und Culm. Unterer und mittlerer Zechstein fehlen. Als tiefster Horizont des oberen Zechstein finden wir auf den Blättern Frankenau und Kellerwald Konglomerate; es folgt auf Blatt Frankenau am Westhange des Kellerwald-Horstes, d. h. am Ostrande der „Frankenberger Bucht“, der Frankenberger Sandstein, während das weiter westlich bei Frankenberg vorhandene „Stäteberg-Flöz“ hier fehlt; dem Frankenberger Sandstein sind kalk- und lettenreiche Schichten mit *Ullmannia*-Resten als Vertreter der Geismarer Kupferletten des Frankenberger Perm eingeschaltet. Das Liegende des Buntsandsteins bilden dort die Konglomerate des Heckwaldes. Auf den Blättern Kellerwald und Geiserberg ist der Zechstein im wesentlichen durch die Dolomite des oberen Zechstein vertreten, die weithin diskordant ältere Gesteine überlagern; daß auch rote Letten im oberen Zechstein vorhanden sind, ist aus der roten Färbung und der Undurchlässigkeit des Bodens an vielen Stellen zu schließen.

Der Buntsandstein nimmt die Randgebiete des paläozoischen Horstgebirges ein und bedeckt z. B. fast das ganze Blatt Rosenthal. Der feinkörnige untere Buntsandstein beginnt mit einer Bausandsteinzone. Der im allgemeinen gröberkörnige mittlere Buntsandstein enthält im tieferen Teile in ca. 20 m Mächtigkeit die Gervillienplatten mit *Gervillia Murchisoni* und zu oberst sehr derbe Bausandsteine, die an der Rötgrenze (Blatt Rosenthal) Gerölle von Gangquarz und Kieselschiefer führen. Die roten und grünen Letten des Röt enthalten im tieferen Teile quarzitishe Einschaltungen

Muschelkalk ist nur auf Blatt Gilserberg, und zwar in einem ziemlich schmalen, in sich stark zerrütteten Graben, durch Wellenkalk, mittleren Muschelkalk und Trochitenkalk vertreten. Auf diesen Graben und seine Randgebiete sind auch die Blöcke von Braunkohlenquarzit als Erosionsreste älterer Tertiärbildungen beschränkt. Zum jüngsten Tertiär werden Kiese, Sande und Tone mit Blattabdrücken gestellt, die die Randverwerfungen des Kellerwald-Horstes diskordant überlagern. Das Diluvium ist durch Terrassenschotter, Lehm und Quarzitschuttmassen, das Alluvium durch Lehme, Kiese und Sande der heutigen Täler, sowie durch Kalktuffbildungen und Gehängeschutt vertreten.

Die hochinteressante und außerordentlich komplizierte Tektonik des Kellerwaldes kommt auf den Karten auf das ausgezeichnetste zum Ausdruck und erfährt in den „Erläuterungen“ eine eingehende Schilderung. Die im allgemeinen südwest-nordöstlich streichenden präpermischen Falten nehmen auf Blatt Kellerwald weithin eine mehr nordsüdliche Richtung. Von den zahlreichen Überschiebungen des präpermischen Grundgebirges ist vor allem die des Silurquarzites des Kellerwaldes auf die devonischen Sedimente seines nördlichen Vorlandes bemerkenswert; mehrfach findet sich Schuppenstruktur. Die Schichtfolgen des alten Gebirges werden quer zum Streichen von den vorwiegend südost-nordwestlich („hercynisch“) gerichteten „Kulissenverwerfungen“ durchsetzt, und mit etwa nordsüdlich bis nordnordwestlich gerichteten „Randverwerfungen“ grenzen sie nach Osten an die triadischen Schichten der Hessischen Senke, nach Westen an diejenigen der Frankenberger Bucht. Als Begleiterscheinungen der Tektonik werden die Wasserführung des Gebirges und die Mineralausfüllung der Verwerfungen eingehend behandelt.

Stille.

A. v. Koenen, G. Müller, O. Grupe: Blatt Alfeld. Lief. 127 d. geol. Spezialkarte v. Preußen u. benachbarten Bundesstaaten. 1:25 000. Mit Erläuterungen. Berlin 1906.

A. v. Koenen, O. Grupe, M. Schmidt: Blätter Dassel, Lauenberg. Ibid.

A. v. Koenen, O. Grupe: Blatt Hardeggen. Ibid.

Die zur Lieferung 127 der geologischen Spezialkarte von Preußen zusammengefaßten Blätter Alfeld, Dassel, Lauenberg und Hardeggen folgen einander nordsüdlich in der genannten Reihenfolge und bringen einen dem weiter östlich liegenden Leinetale parallel gehenden Ausschnitt aus dem südhannoverschen Gebirgslande zur Darstellung. Im äußersten Nordosten tritt bei Alfeld das Leinetal infolge der mehr nordnordwestlichen Richtung, die es von Kreiensen an einschlägt, noch in den Bereich der Kartenlieferung.

Auf den beiden nördlichen Blättern Alfeld und Dassel und im nord-östlichen Teile von Blatt Lauenberg geht das Streichen der Schichten und Dislokationen vorwiegend nordwestlich, im südwestlichen Teile von Blatt Lauenberg und auf Blatt Hardeggen dagegen nordsüdlich. Dieser südliche

Teil umfaßt das Buntsandsteingebiet des östlichen Solling und teilweise auch noch die Muschelkalkschichten der Weper, die sich nach Osten auf den Buntsandstein auflegen und zu dem auf den angrenzenden Blättern Nörten und Moringen liegenden Leinetale einfallen. Durch eine Reihe nordsüdlich gerichteter Verwerfungen, entlang denen Partien von Tertiärgebirge in die Tiefe gegangen sind, wird das Buntsandsteingebiet des Sollings zerrissen und zerstückelt. In der Bramburg überragt das nördlichste der hannoverschen Basaltvorkommnisse die angrenzenden Terrains; der von Tertiär (Oberoligocän und Miocän) unterlagerte Basalt liegt am Ende eines grabenförmigen Einbruches von Röt, dessen westliche Randspalte bis an das Tertiär zu verfolgen ist, dieses aber nicht verwirft. Im nördlichen Fortstreichen sind Tertiärschollen bei Volpriehausen in den Buntsandstein eingebrochen; die unterirdischen Aufschlüsse im Schachte der Kaligewerkschaft Justus haben aber die sehr interessante Tatsache kennen gelehrt, daß diese Tertiärgräben über einer Zone aufgepreßten Zechstein-Salzgebirges liegen, während von vornherein ja das Zechsteinsalz hier in recht großer Tiefe zu erwarten war (s. Ref. über Mitteilung v. KOENEN's in dies. Jahrb. 1907. I. -416-). Ein 9 km langer Graben, der meist mit Tertiär und nur an seinem Nordende mit Muschelkalk erfüllt ist, durchzieht in nordsüdlicher Richtung das Buntsandsteingebiet des Sollings zwischen Volpriehausen und Lauenberg. Bei Lauenberg betreten wir jenen nördlichen Teil des Gebietes, in dem das Streichen der Schichten und Dislokationen vorwiegend südost-nordwestlich geht. So schart sich bei Lauenberg mit dem erwähnten N.—S.-Bruchsystem von SO. her ein südost-nordwestliches, an den Schichtenverschiebungen von bedeutendem Ausmaße z. B. Tertiär und Keuper nördlich Fredelsloh neben Zechstein legen. Wir befinden uns hier im nordöstlichen Randgebiete des Sollings, von dem aus die Schichten bei nordwestlichem Streichen ein derartig steiles Fallen nach NO. einnehmen, daß wir bald durch Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper in die breite Liasversenkung von Markoldendorf (südlicher Teil von Blatt Dassel) gelangen. Nach Westen ist dieses Becken an nordsüdlichen Brüchen gegen die in sich außerordentlich gestörten und von Keuperversenkungen unterbrochenen Röt-Wellenkalkschollen zwischen Dassel und Wangelnstedt abgesunken, nach Norden an nordwestlich streichenden gegen die Buntsandsteinantiklinale des Elfes, die im südöstlichen Fortstreichen unter Röt und Muschelkalk verschwindet. Dieser Elfas-Sattel trennt nun die Markoldendorfer Liasversenkung von jenem großen Komplex im allgemeinen nordwestlich gerichteten Jura- und Kreideschichten, der in der Literatur als Hilsmulde bekannt ist. Ihr südlicher Teil erfüllt das Blatt Alfeld, greift aber noch auf Blatt Dassel über. Hier erfolgt ein staffelförmiges Absinken an parallelen Nordwestbrüchen vom Elfas-Sattel zum Lias der Hilsmulde, wodurch letztere in gleicher Weise wie das Markoldendorfer Becken als ein tektonisches Senkungsfeld charakterisiert wird. Auch von den Triassschichten des Nordostflügels der Hilsmulde fällt noch ein kleiner Ausschnitt bei Alfeld in den Bereich unserer Blätter und auch hier sind die Juraschichten der Hilsmulde am

Nordfuß des Selter staffelförmig gegen den Buntsandstein von Alfeld in die Tiefe gesunken; endlich liegt in der äußersten Nordostecke von Blatt Alfeld eine kleine Partie der Kreide der Gronauer Mulde, die der Hilsmulde an der Ostseite des Leinetales parallel geht. Von Norden nach Süden durchqueren wir also von der äußersten Nordostecke des Blattes Alfeld bis nach Blatt Hardeggen folgende tektonischen Komplexe, die durch Staffelbruchzonen voneinander getrennt sind und bis auf den Solling südost-nordwestlich, d. h. diagonal zur Umrandung der Blätter streichen:

Senkungsfeld der Gronauer Kreidemulde.

Buntsandsteinantiklinale des Leinetales.

Senkungsfeld der Hilsmulde.

Buntsandsteinantiklinale des Elfas.

Senkungsfeld des Markoldendorfer Liasbeckens.

Buntsandstein des Sollings.

Oberer Zechstein ist durch plastische Letten mit Gips bei Stadtoldendorf und durch Letten, Dolomite und Gips bei Lauenberg vertreten. Auf die Kalisalze des oberen Zechstein richtet sich der Bergbau der Gewerkschaft Justus bei Volpriehausen. Der Buntsandstein ist mit allen seinen Stufen in den oben erwähnten Antiklinalen vorhanden, ganz besonders aber im Solling, wo z. B. der mittlere Buntsandstein den weitaus größten Teil des Blattes Hardeggen einnimmt. Die Mächtigkeit des unteren Buntsandstein beträgt am Solling etwa 350, die des mittleren etwa 400 m, wovon die obersten 50 m der „Bausandsteinzone“ angehören. Auch der Muschelkalk ist mit allen Horizonten in den Umrandungsgebieten der Senkungsfelder und am Ostrande des Solling (Weper) zu finden. Der Keuper hat weite Verbreitung im Markoldendorfer Becken und in dessen Randgebiete und findet sich ferner in schmalen Streifen in den Abbruchstaffeln nördlich und südlich der Hilsmulde; in bezug auf den unteren Keuper mag namentlich auf das ausgezeichnete Profil im Bahneinschnitte von Wickensen (Blatt Alfeld) verwiesen werden. Der Jura ist durch unteren und mittleren Lias im Markoldendorfer Becken, dagegen in so ziemlich allen Horizonten in der Hilsmulde vertreten, wenn sich dort auch manche Stufen wegen der Überdeckung mit Schuttbildungen der Beobachtung entziehen. Bei Wenzen (Blatt Dassel) sind die Schichten mit *Ammonites capricornu* und *Amm. margaritatus* durch mehrere Meter mächtige harte Kalke, die seitwärts in ein Konglomerat von Kalkgeröllen bis zu Eigröße übergehen, vertreten. In bezug auf den braunen Jura werden namentlich über die Coronatenschichten von Gerzen genauere Angaben gemacht. In das Liegende der Ornatentone legt Verf. die Grenze von braunem und weißem Jura; letzterer findet sich am Nordrande der Hilsmulde (Selter) und an ihrem Südrande (äußerste Ausläufer des Ith). Heersumer Schichten sind nur schlecht aufgeschlossen. Der 50 m mächtige Korallennoolith ist vielfach in Dolomit umgewandelt; die obersten 8—10 m, die dem unteren Teile der „Schichten mit *Nerinea Visurgis*“ v. SEEBACH's entsprechen, sind reich an Nerineen und enthalten ferner *Diceras gracile*

und *D. Koeneni*. Im unteren Kimmeridge findet sich bereits *Pteroceras Oceani*, in dem 40 m mächtigen mittleren Kimmeridge *Exogyra virgula* neben *Pteroceras Oceani* und *Aspidoceras bispinosum*; stellenweise sind die Kalke des mittleren Kimmeridge von seitwärts liegenden Spalten aus mit Asphalt imprägniert. Der obere Kimmeridge ist nur geringmächtig. Bei Delligsen sind die Kalke mit *Ammonites gigas* stellenweise in Dolomite verwandelt, bei Holzen sind sie stark asphalthaltig und werden in Tagebauen und unterirdisch gewonnen; auch hier scheint der Asphaltgehalt mit Verwerfungen in Zusammenhang zu stehen. Einbeckhäuser Plattenkalke, Münder Mergel und Serpulit sind in normaler Weise entwickelt. Die Kreide beginnt mit den von KOERT beschriebenen Süßwasserkalken des Purbeck mit *Hydrobia*, *Bythinia*, *Valvata*, *Planorbis* und *Auricula*. Der Wealden zerfällt in Wealdensandstein und Wealdenton und enthält Kohlenflöze, die oft fast ganz aus Nadeln von *Abietites Lincki* bestehen. Der Neocomton hat an seiner Basis ein früher gebautes schwaches Eisensteinflöz, das samt den zunächst folgenden Tönen in die Zone des *Hoplites noricus* (unteres Hauterivien) gehört; es dürften aber auch allerlei jüngere Horizonte bis zum Aptien in den Neocomtonen des Hils vorhanden sein, und Aptien ist z. B. durch *Desmoceras nisum* nachgewiesen. Das untere Albien ist durch den Hils sandstein mit *Acanthoceras Milletianum* D'ORB. und *Hoplites tardefurcatus* LEYM., das obere durch die Tone mit *Belemnites minimus* und den Flammenmergel mit *Hoplites auritus* und *H. interruptus* vertreten. Die obere Kreide nimmt den innersten Teil der südlichen Hilsmulde ein. Das Cenoman wird in unteres (Cenomanmergel und Kalke mit *Schloenbachia varians* und *Acanthoceras Rhotomagense*) und oberes (hellgraue, feste, versteinungsarme Kalke) gegliedert; vom Turon sind die Schichten mit *Inoceramus mytiloides* und diejenigen mit *I. Brongniarti* vertreten. Vom Tertiär ist bei Vardeilsen (Blatt Dassel) das bisher bekannte südlichste Vorkommen von marinem Unteroligocän in Norddeutschland durch MARTIN SCHMIDT nachgewiesen; marines Mitteloligocän (Rupelton mit *Leda Deshayesiana*) fand O. GRUPE nördlich Lenne (Blatt Dassel), und versteinungsreiches marines Oberoligocän ist von Volpriehausen (Blatt Hardeggen), Lenne und Gehren östlich Wangelstedt (Blatt Dassel), an letzterer Stelle als Ausfüllung der Sattelspalte des Elfas bekannt geworden. Miocän findet sich in Form von Sanden mit Braunkohlenflözen auf den drei südlichen Blättern, und auf Blatt Hardeggen werden bei Delliehausen die Braunkohlen in einem sehr ausgedehnten Tagebaue gewonnen. Der Basalt der Bramburg ist ein feinkörniger Feldspatbasalt. Nordisches Diluvium findet sich nur bei Alfeld in Form von Geschiebelehm, Bänder-ton, Schotter und Sand, das einheimische Diluvium ist durch Schotter und Lößlehm, das Alluvium durch Abrutschmassen, Kalktuff, Schuttkegel und durch die Ausfüllungen der heutigen Talböden vertreten. **Stille.**

H. Stille: Blätter Altenbeken, Lichtenau, Kleinenberg, Etteln. Lief. 70 d. geol. Spezialkarte v. Preußen u. benachbarten Bundesstaaten. 1:25 000. Mit Erläuterungen. Berlin 1904.

—: Geologische Übersichtskarte der Kreidebildungen zwischen Paderborn und dem südlichen Egge-Gebirge. Verlag d. preuß. geol. Landesanst. 1:75 000. Mit Erläuterung. Berlin 1904.

Die Blätter Altenbeken, Lichtenau und Kleinenberg, die einander in der genannten Reihe von Norden nach Süden folgen, umfassen das nord-südlich gerichtete Egge-Gebirge (Teutoburger Wald) zwischen Altenbeken und der Diemel. Blatt Etteln, das nach Westen an Blatt Lichtenau anschließt, enthält einen Ausschnitt aus der südlich Paderborn liegenden Paderborner Plänerhochfläche. Der Kamm des Egge-Gebirges bezeichnet den Ostrand der westfälischen Kreidemulde, der das in der Lieferung 70 dargestellte Terrain außer der östlichen Randpartie der Blätter Altenbeken und Lichtenau und der Südosthälfte des Blattes Kleinenberg angehört. Im Gegensatz zum nördlichen Teutoburger Walde fallen am Egge-Gebirge und in seinem östlichen Hinterlande, der Paderborner Hochfläche, die Kreideschichten durchweg mit sehr flachem Winkel nach dem Muldeninnern, also nach Westen ein und die Verwerfungen haben durchweg nur geringe Sprunghöhe. Demgegenüber sind aber die Trias- und Juraschichten, die das östliche Vorland der Kreide zusammensetzen, außerordentlich zerrüttet und in ihnen setzen Verwerfungen von mehreren hundert Metern Sprunghöhe auf, die sich bis an den Rand der Kreide auf das deutlichste verfolgen lassen, die Kreide aber nicht verwerfen; dadurch kommt auf den Blättern Altenbeken und Lichtenau die schon anderen Ortes (vergl. dies. Jahrb. 1906. II. - 86 -) beschriebene Transgression der Kreide über einem bereits vor der Kreidezeit stark dislozierten und wieder eingeebneten Terrain zum Ausdruck.

Nachstehende Schichten setzen die Oberfläche des aufgenommenen Gebietes zusammen.

Culm findet sich auf engem Raume auf Blatt Kleinenberg durch Grauwacken und Grauwackensandsteine mit *Asterocalamites scrobiculatus* v. SCHLOTH. vertreten. Im Hangenden des Culm folgt der Hauptdolomit des mittleren Zechstein, und es wiederholt sich hier die auch in etwas weiter südlich liegenden Zechsteingebieten zu beobachtende Erscheinung, daß der Zechstein nicht mit seinen tiefsten Gliedern, sondern mit jüngeren über dem Grundgebirge einsetzt. Der obere Zechstein beginnt mit der geringmächtigen Zone der Zechsteinletten, die von 15 m mächtigen Dolomiten mit *Schizodus Schlotheimi* GEIN. und *Aucella Hausmanni* GOLDF. überlagert werden. Das Hangende der Dolomite bilden die grobkörnigen „Grenzsandsteine“, die petrographisch den Buntsandstein einleiten und deren Äquivalente im südlich liegenden Gebiete von LEPPLA bereits zum Buntsandstein gezogen werden, während anderseits mit ihnen der oberste Teil von DENCKMANN'S „Frankenberger Perm“ identisch zu sein scheint. Der Buntsandstein hat im südöstlichen Teile des Blattes Kleinenberg eine sehr weite Verbreitung, während Muschelkalk, Keuper und

unterer und mittlerer Lias den östlichen Hang und das Vorland der Egge auf den Blättern Altenbeken und Lichtenau einnehmen. Oberer Lias, mittlerer Jura, oberer Jura und Wealden sind nicht vorhanden. Die untere Kreide beginnt mit dem hellgefärbten Neocomsandstein, der die verschiedensten Glieder der Trias und des Jura transgredierend überdeckt. Von dem 4 m mächtigen Grünsand, der das Hangende des Neocoms bildet, gehört der untere Teil dem Aptien an, während der obere das untere Albien repräsentiert. Das obere Albien ist durch roten „Gaultsandstein“ mit *Hoplites auritus* Sow. und *Inoceramus concentricus* PARK., Flammenmergel mit *Schlönbachia inflata* Sow., glaukonitischen Sandstein und dunkle Tone mit *Hoplites splendens* Sow. und *Aucella gryphaeoides* Sow. vertreten. Die obere Kreide überdeckt im nördlichen Teile von Blatt Altenbeken, wie überhaupt am ganzen nördlich davon liegenden Teutoburger Walde, konkordant den obersten Gault, greift nach Süden aber auf immer ältere Schichten, und zwar zunächst auf Flammenmergel, danach auf Gaultsandstein und Neocomsandstein und endlich auf Trias über, so daß im südwestlichen Teile die untere Kreide gänzlich fehlt. Das Cenoman ist in Cenomanmergel, Cenomanpläner (*Varians-* und *Rhotomagensis*-Schichten) und Cenomankalke („Arme *Rhotomagensis*-Schichten“ v. STROMBECK's) gegliedert worden. Das Turon beginnt mit den 25 m mächtigen *Mytiloides*-Schichten, die in „Rotpläner“ und *Mytiloides*-Mergel zerfallen; der *Brongniarti*-Pläner enthält *Acanthoceras Woolgari* MANT. und *Pachydiscus lewesiensis* MANT. Die Scaphitenschichten sind auf den Blättern Altenbeken und Lichtenau ausschließlich durch Pläner, auf Blatt Etteln z. T. schon durch kalkig-grünsandige Gesteine vertreten, die einen Übergang zu dem „Grünsand von Werl“ der westlich liegenden Kreidegebiete vermitteln (vergl. dies. Jahrb. 1906. II. -105-). Das jüngste Turon bilden die *Cuvieri*-Pläner. Das nordische Diluvium ist im nordwestlichen Teile von Blatt Altenbeken durch vereinzelte Granite und Quarzite und auf Blatt Etteln durch Geschiebemergel, Kiese, Sande und Bändertone vertreten. Im Liegenden der Glazialbildungen von Niederntudorf (Blatt Etteln) finden sich fluviatile Kiese, deren Gerölle ausschließlich aus dem Gebiete der Kreidemulde stammen, während die postglazialen Kiese neben Kreide und nordischen Geröllen auch solche von paläozoischen Gesteinen des südlich an die Kreidemulde angrenzenden Sauerlandes führen. Das Alluvium ist durch die jüngsten Anfüllungen der Talböden, Deltabildungen, Kalktuff, Abrutschmassen der Hänge und im Übergangsgebiete zur Senne (Paderborner Tiefebene) durch Dünenbildungen vertreten.

Die geologische Übersichtskarte der Kreidebildungen zwischen Paderborn und dem südlichen Egge-Gebirge im Maßstabe 1:75 000 umfaßt außer dem größten Teile des in den oben referierten Blättern dargestellten Gebietes noch die ausschließlich aus *Cuvieri*-Pläner zusammengesetzte Plänerhochfläche zwischen Blatt Etteln und Paderborn und das Randgebiet der Hochfläche gegen die Paderborner Tiefebene, in dem an mehreren Stellen graue Mergeltrone des Emscher aus dem Diluvium herausragen. Neu zur Darstellung gelangt außerdem die

äußerste Südostecke der westfälischen Kreidemulde bei Borlinghausen, und hier ist namentlich ein am Ostrande der Kreide zu beobachtender präcretaeischer Abbruch von Keuper gegen ältere Trias von Interesse, der im westlichen Fortstreichen im Bereiche der Kreidemulde seinen Ausdruck darin findet, daß gleich nördlich Bülheim der Keuper, südlich Bülheim aber der mittlere Buntsandstein als Liegendes der flachlagernden Kreide bloßgelegt ist.

Stille.

Topographische Geologie.

Joh. Elbert und H. Klose: Kreide und Paleocän auf der Greifswalder Oie. (8. Jahresber. geogr. Ges. Greifswald. 1903. 31 p. 1 geol. Karte. 1:5550.)

Auf der Greifswalder Oie treten Kreide und Tertiär als Einragung in den Diluvialmergel auf. Von letzterem lassen sich, wie BORNHÖFT 1883 erkannte, drei, verschiedenen Vereisungen angehörige Geschiebemergel unterscheiden. Zusammen mit dem unteren Geschiebemergel stellen die älteren Sedimente Kuppen, Sättel, Bänke, Linsen und unregelmäßige Partien im mittleren dar, welche bis 20 m Durchmesser und 12 m Höhe erreichen können.

Der Gault erscheint an 6 Punkten des Nordweststrandes; die beiden nördlichen Vorkommen stellen isolierte Schollen im Diluvium dar, während die 4 südlichen sich unter dem Strand fortzusetzen scheinen. Der Gault besteht aus Sanden, die petrographisch große Ähnlichkeit mit dem oberen Gault aus dem Bohrloche „Selma“ bei Greifswald zeigen. Wie aus den Bohrungen bei Gustebin, Swinemünde, Heringsdorf, Rostock und Gelbensande hervorgeht, unterteuft der Gault in gleicher Ausbildung das mecklenburgisch-vorpommersche Küstenland.

Der cenomane Kreidemergel mit *Aucella gryphaeoides* Sow. lagert dem gleichalterigen Grünsandmergel mit *Belemnites ultimus* auf, der mit den oberen Gaultsandten unter den Strand einschiebt. Das Cenoman gleicht demjenigen in der Gegend des Malchiner Sees. Es reiht sich so als ein wichtiges Bindeglied zwischen das Vorkommen bei Schwentz und das von Malchin ein und beweist mit den erbohrten Cenomanschichten an den oben erwähnten Orten, daß auch die mittlere Kreide sich von Westen her in der kreidig-mergeligen Fazies bis über die Odermündungen ausgebreitet hat.

Das Turon fehlt.

Das Senon ist an der nördlichen Hafenmole und auf der Nordostseite der Insel in Gestalt feuersteinfreier Kreidemergel erschlossen, die *Actinocamax granulatus*, *Magas pumilus* und *Belemnitella mucronata* bergen. Am Strande wurden lose ein *Actinocamax quadratus* und Fragmente von *A. mammillatus* gefunden.

Das Paleocän tritt als dunkle Tone mit Bänken und Linsen von grauschwarzem Kalkstein, dessen Identität mit dem Zementstein des Limfjordes GOTTSCHÉ und DEECKE erkannt hatten, am Südost- wie Nordost-

strande auf. Der Kalkstein enthält Splitter eines vulkanischen Glases und von Magneteisenkörnern, die durch ein kristallines Kalkzement verkittet sind. Mitunter sind Spongienreste, Diatomeen darin, ein Stück verkieselten Lianenholzes wurde darin gefunden. Das Paleocän scheint direkt unter dem Seespiegel anzustehen, nur oberflächlich verquetscht und in die Grundmoräne aufgepreßt zu sein. Der braune und blaugraue Ton enthält Septarien und alsdann scheint an Stelle der Kalk- und Tuffsteinbänke eine Kalkbank aus wulstig zerfallendem, schmutzig gelblichweißem Material von der Zusammensetzung und Mikrostruktur der Septarien zu treten. Auch ein grünlichgrauer Kalkstein, sowie ein meist hell-, bisweilen dunkelgrüner Grünsand findet sich in dem Ton, der in frischem Zustande plastisch ist und feucht blaugrau, blaugrün, kastanienbraun und graugrün ist. Dem Paleocän gehören auch die von Rügen und dem Festlande bekannten braunen und grauen Tone, sowie Geschiebe von schwarzgrauer Farbe, aphanitischem Aussehen und deutlicher Parallelstruktur an, wie sie bei Neubrandenburg, Eberswalde und Leipzig gefunden sind.

Zum Schluß werden noch hellgelbe, interglaziale, kohleführende Sande besprochen und die von der Oie angegebenen Sandknollen mit *Fusus multisulcatus* als echte Geschiebe erwähnt.

Joh. Böhm.

H. Fild: Die tektonischen Verhältnisse der Ehrenbürg bei Forchheim. Inaug.-Diss. Erlangen 1903, 30 p. 1 Karte.

Die Ehrenbürg oder der Wälperle-Berg bei Forchheim (nordnord-östlich von Erlangen) wird von einer schwach nach NO. fallenden Schichtenreihe aufgebaut, die vom Rhätsandstein bis zu den Dolomiten des oberen Malm reicht. GÜMBEL gibt an, daß im westlichen Teil dieses Berges eine Verwerfung läuft, durch die die Malm-Dolomite in ihre tiefe Lage gekommen wären. Verf. weist nach, daß es sich nur um einen Bergrutsch handelt und daß weitere Unregelmäßigkeiten im Schichtenbau auf die Ausquetschung der weichen *Opalinus*- und vielleicht auch der höheren Dogger-tone zurückzuführen sind.

Otto Wilckens.

H. Schardt: Die wissenschaftlichen Ergebnisse des Simplondurchstichs. (Verhandl. Schweiz. Naturf. Ges. Winterthur. 87. Jahresvers. 1904. 172—210. Mit 2 Taf.)

Während des Baues des Simplontunnels sind an geologischen Arbeiten ausgeführt worden: geologische Detailaufnahmen an der Oberfläche zwecks Anfertigung einer Karte 1:25000, Aufnahmen im Richtstollen 1:100 mit Entnahme von Handstücken alle 10 m, hydrologische Beobachtungen über die Wasserzuflüsse und thermische Beobachtungen.

Der Inhalt des 1. Kapitels „Die Geologie des Simplonmassivs“ deckt sich im wesentlichen mit demjenigen einer früheren Publikation des Verf. (vergl. dies. Jahrb. 1906. II. p. -261-).

Das 2. Kapitel beschäftigt sich mit den Wasserzuflüssen im Tunnel. Der Richtstollen (Stollen I) passierte auf der Nordseite bis km 10,379 142 Wasserzuflüsse, der Stollen II bis km 10,130: 90. Auf der Südseite wurden bis km 8,780 in jenem 86, in diesem 56 Zuflüsse beobachtet. Es ist dabei zu bemerken, daß der Richtstollen dem anderen immer um 100—150 m voran war. Die meisten größeren Wasserzuflüsse stehen mit Spalten und Verwerfungen im Zusammenhang. Die häufigsten aber auch schwächsten Quellen waren Schichtquellen. Die größten Wassermassen entsprangen immer aus löslichem Gestein, Kalk, Dolomit, Gips, Anhydrit. Die Temperatur der Quellen steht in Beziehung zur Felstemperatur. Das von oben eindringende Wasser kühlt den Felsen ab. Unregelmäßigkeiten der unterirdischen Wärmezunahme waren immer mit Wasserzudrang verbunden. Abgesehen von einigen Quellen der Südseite, die 5—6° wärmer als das Gestein sind, wurden keine Thermalquellen angetroffen. — Die chemische Beschaffenheit des Wassers ist von dem durchflossenen Gestein abhängig. Die Glanzschieferzone lieferte gipshaltige Quellen mit ziemlich großem Eisengehalt, die Triasschichten solche mit sehr viel Gips sowie Alkalisulfaten und Eisenoxydulcarbonaten. Die Quellen in den kristallinen Schiefern und im Mte. Leone-Gneis sind fast kalk- und magnesiafrei, enthalten aber etwas Alkalicarbonat und -sulfat. Der Gipsgehalt der Quellen in den Schiefern ist auf die Umsetzung des aus dem darin vorkommenden Pyrit entstandenen schwefelsauren Eisenoxydul mit Kalkcarbonat zu erklären. Viele Quellen fließen jetzt mit verminderter Wassermenge und geringerem Mineralgehalt, nachdem die in Spaltensystemen lange angesammelte Menge sich verlaufen hat. In dem Gebiete der Umbiegung des Antigorio-Gneises und der Grenze desselben mit dem Kalk, wo bei km 4,400 der Höhepunkt des Wasserergusses mit 1150 Sekundenliter erreicht wurde, ließen sich verschiedenartige Quellen beobachten, nämlich warme, isotherme (bei denen die Temperatur derjenigen des Gesteins ziemlich gleich war) und kalte. Bei den letzteren ließen sich unterscheiden solche mit beständig niedrigerer Temperatur, als das Gestein besaß, solche, deren Temperatur und Volumen mit der Jahreszeit wechselt (im Sommer sind sie stärker, kälter und gipsärmer als im Winter) und endlich solche, die durch Vermischung dieser beiden Arten entstehen. Die bis oben in den Spalten gestauten Wassermassen gleichen ihre Eigenschaften aus; als sie sich verlaufen hatten, blieben Quellen mit verschiedenen Eigenschaften übrig. Vom Mai—Juli dauert eine Periode der Zunahme in der von den kalten Quellen gelieferten Wassermenge, vom August—April eine Abnahme. Die atmosphärischen Niederschläge haben keinen Einfluß auf diese Verhältnisse; dieselben beruhen vielmehr auf der Schneeschmelze. Durch Versuche mit Fluorescein wurde der Zusammenhang des Wassers in Cairascabach mit den Tunnelquellen und den Quellen von Gebbo nachgewiesen. Das Wasser hat sich in der Tiefe seinen Weg dadurch geschaffen, daß es die Mineralsubstanz längs der vorhandenen Kapillarspalten und -risse auflöste. Von oben drang das kalte Wasser in die Tiefe, hier wurde es durch die Erdwärme erhitzt und stieg wieder in die Höhe, wobei

es sich wieder abkühlte. Durch diese Wasserzirkulation wurde das Gestein bedeutend abgekühlt. Die kalten Gipsquellen mit geringem Eisengehalt entnehmen ihre Mineralstoffe den Gipslagern. Man kann annehmen, daß die gesamten Tunnelwasser jährlich etwa 10 000 kbm Gips aus dem Gebirge fortschaffen.

Das 3. Kapitel beschäftigt sich mit der Felstemperatur. Die höchste Temperatur wurde nicht unter dem höchsten Gebirgskamm, sondern nordwärts desselben, unter der Abdachung gegen das Gantertal zu, mit 540 beobachtet. Die geothermischen Kurven erscheinen in diesem Gebiet um 200—250 m gehoben. Dazu verläuft die Schichtung des Gesteins parallel der Oberfläche und Wasser fehlt. Die Herabdrückung der Geoisothermen unterhalb des Tales von Vallé ist rein zufällig; sie beruht nur auf dem Vorhandensein der oben erwähnten Wasseradern, die wieder an die Kalkschicht und einige Hauptspalten gebunden sind. Bei der Prognose für die Wärmeverteilung in einem großen transalpinen Tunnel muß man sich nicht mit Höhen und Tiefen, Massenberechnungen und durchschnittlicher Wärmeleitung begnügen, sondern muß auch die Bodentemperaturen des oberflächlichen Profils bestimmen und namentlich auf die Schichtstellung und dadurch bewirkte Wärmeleitung sowie die unterirdische Wasserzirkulation Rücksicht nehmen.

Otto Wilckens.

P. Termier: La synthèse géologique des Alpes. (Conférence faite le 26 janv. 1906 à Liège. Liège 1906. 29 p.)

Wer nicht Zeit oder Gelegenheit hat, die Entwicklung der modernen Alpengeologie an der Hand der zahlreichen Spezialarbeiten zu verfolgen, wird mit Freuden nach einem Vortrag, wie dem vorliegenden greifen, in dem einige besonders wichtige Fragen aus diesem Gebiet in klarer Weise beleuchtet werden.

Nach einer Einleitung, in der die historische Entwicklung der einheitlichen Auffassung der Alpen und ihres Deckenbaus skizziert wird, geht Verf. dazu über, eine Reihe von Begriffen zu erläutern, die in der modernen Alpengeologie eine große Rolle spielen, wie „Decke“, „Deckscholle“, „Schuppe“, „nappes empilées“ u. a. Er weist auf die Ausquetschungen hin, durch die in den verschiedenen Decken verschiedene Schichtglieder verloren gehen können. Die Linsenform ist typische Erscheinungsart der Gesteine in einem Deckenlande, in dem eine sehr große Komplikation herrschen kann, namentlich wenn eine nachträgliche Faltung der Decken eingetreten ist. Auch Rückenpanzer von Decken sind meist schwer als solche zu erkennen. So hat man z. B. erst in allerneuester Zeit erkannt, daß die Hohen Tauern nicht autochthon sind. Wichtig sind für die Feststellung des Deckenbaus die „Fenster“, von denen das Unterengadiner mit 55 km Länge und 18 km Breite ein Beispiel ist. Das Ausmaß der Überschiebungen beträgt in den Ostalpen 100, wenn nicht 150—180 km. Das einzige sichere Mittel, die Schubrichtung einer Decke zu bestimmen,

ist die Ermittlung ihrer Wurzel. Als axiale Zone der Alpen ist die der Glanzschiefer oder „zone des séries compréhensives“ zu betrachten. Sie reicht von Genua bis zum Rhein und erscheint, nachdem sie im Prättigau gewissermaßen in einen Tunnel eingetreten ist, von neuem im Unterengadiner und im Tauern-Fenster. In dieser Zone herrscht Konkordanz der Schichten vom Carbon bis zum Eocän. Die Trias trennt die „série cristallophyllienne compréhensive“ von den Glanzschiefen. Charakteristisch für all diese Gesteine ist ihr Metamorphismus. Derselbe ist jungen Datums und hängt mit der Gebirgsbildung in den Alpen zusammen.

Die Decken der Alpen fliehen nordwärts, wie die Rauchsäulen eines Industriegebietes vom Winde fortgetrieben werden. Erklären kann man sich diese Erscheinung nur aus der Wirkung eines *traineau écraseur*, der über die Alpen dahingegangen ist. Die Rolle dieses Verdrückungsschlittens haben die Dinariden gespielt, die jetzt im Süden an ihrer ehemaligen Überschiebungsfläche abwärts gesunken sind.

Unsere neuen Auffassungen der Alpentektonik gebieten Vorsicht 1. gegenüber den paläogeographischen Karten, soweit dieselben sich auf später gefaltete Gebiete beziehen, 2. gegenüber der anscheinenden Ungestörtheit gewisser Gebiete, deren Tektonik vielleicht sehr verwickelt ist, und 3. bei Tiefbohrungen in gefalteten Gebirgen. So hat man die Bohrungen auf Kohle bei Calais voreilig aufgegeben, weil man in vorcarbonische Sedimente drang; auch unter solchen kann man in einem Deckenlande noch Kohlen antreffen.

Otto Wilckens.

H. Douxami: La formation des Alpes. (Bull. Univ. Lille et Ac. de Lille. 3. Sér. 9. Ann. (1905.) No. 2.)

Während der Vortrag TERMIER's (siehe das vorhergehende Referat) mehr diejenigen Punkte der Alpengeologie in den Vordergrund der Betrachtung rückt, die das spezielle Arbeitsgebiet des Verf's. darstellen, baut sich der vorliegende auf etwas breiterer Grundlage auf. Ausgehend von der historischen Entwicklung der Theorien über die Ursachen der Gebirgsbildung wird zuerst die Erscheinungsform der Faltungen, dann die Geschichte des alpinen Gebietes beschrieben und der Bau der Alpen an einem Profil Grenoble—Turin erläutert. Ausführlicher werden die Überschiebungsphänomene besprochen, wobei namentlich die Voralpen und Klippen als Beispiele herangezogen werden. Den Schluß bildet ein Ausblick auf die Zukunft der Alpen.

Die kleine Schrift ist gut geeignet, namentlich den geologisch schon geschulten Leser in die Alpengeologie einzuführen. Wer auf diesem Gebiet nicht schon einige Kenntnisse besitzt, dem wird sie allerdings bei dem Mangel an Abbildungen kaum zu einem vollen Verständnis des Gegenstandes verhelfen.

Otto Wilckens.

H. Matte: Documents pour servir à la description géologique des Alpes delphino-savoisiennes. Compte rendu d'une excursion géologique dans les Alpes du Dauphiné et de la Savoie, faites du 1er au 7 août 1901, par les élèves des diverses Facultés des Sciences de France, sous la direction de M. W. KILIAN. (Trav. Lab. Géol. de Grenoble. 6. 109—202. 3 Taf. 1902.)

Ein sehr hübscher, mit zahlreichen Illustrationen, Schichttabellen und Fossilisten ausgestatteter Exkursionsbericht, der auch für spätere Besucher desselben Gebietes als Führer zu dienen bestimmt ist. Am ersten Tage werden die klassischen Lokalitäten Aizy und Echaillon besucht, die subalpinen Ketten durchquert, am zweiten und dritten die Strecke Saint-Nazaire—Col de l'Arc zurückgelegt. Am vierten Tag wird die Belledonne-Kette und das Südende der Grandes-Rousses sowie der Nordrand des Pelvoux studiert. Am fünften Tag wurden die Gletscher der Meije besucht und die dauphinéer Zone bis zum Col du Lantaret verfolgt; während der sechste Tag der Zone des Briançonnais gewidmet ist (Weg über den Col du Galibier nach St. Michel-de-Maurienne).

Otto Wilckens.

W. Kilian: Explorations géologiques exécutées dans le Sud-Est de la France pendant l'année 1900. (Travaux du Laboratoire de Géologie de Grenoble. 6. 57—66. 1902.)

1. Blatt Lyon 1:320 000. Gelegentlich der Aufnahme dieses Blattes wurden auf den Blättern St. Jean-de-Maurienne und Albertville der Karte 1:80 000 mehrere neue Beobachtungen gemacht. Z. B. wurde festgestellt, daß bei erstgenanntem Orte der Lias mit Kalken beginnt, die eckige Fragmente von Granit und Triasdolomit führen. Diese Schicht liegt direkt auf Granit, während einige hundert Meter weiter über diesem erst noch Trias folgt.

2. Blatt Briançon, Revision der Blätter Vizille und Grenoble 1:80 000. Nachweis von Obersenon in allgemeiner Verbreitung westlich von Pont-en-Royans (Blatt Vizille), desgl. von Gault, ferner von bunten Eocänsanden bei Léoncel, von mehreren nach Westen übergelegten Falten im Urgon derselben Gegend, in der die von CH. LORY angegebenen Verwerfungen überhaupt nicht vorhanden sind. Am Ostrand des Vercors, östlich von Villard-de-Sans treten ostwärts gerichtete Falten auf, was für Fächerstruktur in den subalpinen Ketten südlich von Grenoble spricht. Auf Blatt Grenoble wurde nachgewiesen, daß die „Faille de Voreppe“ CH. LORY's eine Faltenverwerfung in einer gegen Westen übergelegten Falte ist, deren Mittelschenkel lokal verschwindet, ferner die Existenz eines O.—W. laufenden Bruches bei Sassenage. CH. LORY's „Faille de la Chartreuse“ besteht in einer Faltenverwerfung, die sich aus einer einfachen Antiklinale allmählich entwickelt. Endlich sind noch mehrere Beobachtungen über pleistocäne Ablagerungen und Terrassen der Gegend von Saint-Marcellin, Voiron und Vorey gemacht.

Otto Wilckens.

P. Lory: Observations stratigraphiques dans le nord du massif du Vercors. (Bull. Soc. Géol. France. 4. Sér. 1. 255—258 und Travaux du Laboratoire de Géologie de Grenoble. 6. 87—90. 1902.)

Zusammenfassende Darstellung der Schichtenfolge, welche das nördliche Gebiet des westlichen Vercors-Massivs (westlich der „faille de Voreppe“) aufweist. Vollständige Entwicklung vom Portland bis zum Urgon, dann Auftreten von Lücken, so Fehlen des Gargasien, Spuren von Faltungen in dieser Epoche sowie starke Bewegungen im Eocän, Transgression des Burdigalien usw. Die Tektonik dieses Gebirgsstückes ist gut bekannt, doch konnte Verf. eine Reihe bemerkenswerter neuer Details nachweisen.

Otto Wilckens.

Phil. Počta: Weitere Umgebung Prags. Geologische Karte von Böhmen, publiziert vom Comité für Durchforschung Böhmens. Sektion V. (Archiv d naturwiss. Landesdurchforschung von Böhmen. 12. No. 6. 39 p. Mit 1 geol. Karte. Prag 1903.)

Das uns vorliegende kolorierte geologische Kartenblatt enthält den größten Teil des mittleren Böhmens mit der Hauptstadt Prag als Kernpunkt, und zwar dient als Grundlage die Karte KOŘISTKA's im Maßstabe 1 : 200 000. An dem Aufbau dieses Gebietes beteiligen sich zahlreiche verschiedene geologische Elemente, und zwar:

1. das böhmisch-mährische Hochland mit seinem westlichen Teile;
2. das mittlböhmische phyllitische Urschiefergebirge;
3. das mittlböhmische Granitgebirge;
4. Streifen der cambrischen Formation;
5. das mittlböhmische silurische Bassin;
6. der devonische mittlböhmische Kern;
7. die Kohlen- und Permformation mit ihren Ausläufern im Nordwesten;
8. die nordwestlichen Lagen der Kreideformation;
9. die diluvialen und alluvialen Ablagerungen.“

Von den neun aufgezählten Gliedern sind wohl die als 4.—6. genannten am interessantesten, da sie das bekannte „böhmische Silur“ umfassen, das fast zur Gänze auf unser Kartenblatt zu liegen kommt. Dem zunächst sei No. 7 hervorgehoben, als der Rand der Rakonitz-Kladnoer Kohlenmulde.

Das Hügelland im SO. ist der Ausläufer des böhmisch-mährischen Hochlandes und besteht vorwiegend aus Gneis. Graphit wird nicht selten angetroffen, Amphibolite treten als Inseln auf und auch kristalline Kalke werden angetroffen.

Die mittlböhmischen phyllitischen Schiefer, BARRANDE's Stufe B, nehmen einen ziemlich bedeutenden Raum im Kartenbilde ein und umschließen die paläozoische Mulde. Das Streichen ist daher, konform jenen der Mulde, im allgemeinen ein nordöstliches. Häufig tritt Amphibolit auf, besonders in der Nähe der Grenze gegen den Granit, wo auch Kontakterscheinungen wahrnehmbar sind. Erwähnenswert sind auch die konkordant

eingelagerten Lydite. Von Eruptivgesteinen werden Grünsteine (Diorite) und Porphyre angetroffen, welche letztere selbst wieder mitunter Diabaslager enthalten. Erze erscheinen besonders in der Nähe der Granitgrenze, und zwar besonders Gold, Silber und Blei.

Den mittleren Teil der Südhälfte unseres Blattes nimmt das mittelböhmische Granitgebirge ein, das einerseits an die besprochenen Phyllite, andererseits an die Gneise grenzt und in beide Komplexe Ausläufer entsendet. Die Granite werden als verschiedenalterig angesehen und folgende Varietäten unterschieden: Granitit, Amphibol-Granitit, Syenit, Aplit, Pegmatit, Turmalin-Granit usw. Auch jüngere Eruptivgesteine — Porphyre und Diorite — sowie kristalline Kalke werden mancherorts angetroffen.

Die BARRANDE'sche Stufe C, das Cambrium, erscheint in zwei Unterstufen gegliedert und auch dementsprechend in der Karte ausgeschieden. Die tieferen Schichten, C₁, werden durch *Ellipsocephalus vetustus* und *Orthis Kuthani* charakterisiert, während die höheren, C₂, die eigentlichen *Paradoxides*-Schiefer sind. Das Cambrium wird nur an zwei verschiedenen Punkten getroffen: am Südrande der paläozoischen Mulde bei Jinec und dann nördlich der eigentlichen Mulde, durch je einen Zug von Phyllit, Porphyr und Diabas getrennt, bei Tejšovic und Skrej.

Das Silur erscheint auf der Karte reichlich gegliedert. Von BARRANDE's fünf Zonen seiner Etage D wurden d₁, d₂ und d₅ (Rokytzaner Schieferstufe, Dnabover Quarzite, sowie Königshofer Schiefer und Kosover Quarzite) mit eigenen Farbentönen ausgeschieden, während d₃ und d₄ (Trubiner Schiefer und Zahořaner Schiefer) zusammengezogen werden mußten. Dazu kommt noch BARRANDE's Stufe E.

Im Devon konnten BARRANDE's Etagen F, G und H je selbständig dargestellt werden, wobei die untersten Lochkover Schichten (f₁) trotz ihrer Mischfauna noch hierher gerechnet wurden.

Wie bereits erwähnt, reicht im NW. der Rand des Kladno-Rakonitzer Beckens in das Kartenblatt herein. Hier wurde Carbon und Perm zur Ausscheidung gebracht. Muldenreste dieser Gesteine finden sich auch sonst noch vereinzelt im Bereiche der Karte.

Die Kreideablagerungen dringen vom Nordrande der Karte bis gegen Prag vor, und zwar können hier die Rokytzaner und Perutzer Sandsteine oder der Unterquader, dann die Teplitzer, Malnitzer und Weißenberg-Stufe oder der Unterpläner, ferner die Iser-Stufe, Mittelquader und Mittelpläner, und endlich Baculitenmergel oder Oberpläner mit je einem eigenen Farbentone kenntlich gemacht werden. Es umfassen sonach diese Kreideablagerungen die Schichtfolge vom Cenoman bis ins Senon.

Tertiär fehlt mit Ausnahme kleiner Reste von Basalt. Dagegen nimmt das Diluvium, besonders im Elbgebiete, eine ziemlich ansehnliche Verbreitung an, und zwar wurden diluvialer Sand und Schotter, sowie Diluviallehm auf der Karte ausgeschieden.

L. Waagen.

P. Vinassa de Regny: Osservazioni geologiche sul Montenegro orientale e meridionale. (Boll. soc. geol. ital. **21**. 465—543. Rom 1902.)

Die vorliegende Arbeit erscheint als eine Ergänzung, teilweise auch als eine Berichtigung zu den bisher von Tietze, Hassert und Baldacci über Montenegro vorliegenden Arbeiten, was besonders durch glückliche Fossilfunde des Autors ermöglicht wurde. Die Beobachtungen beziehen sich besonders auf das östliche und südliche Montenegro, sowie das albanische Grenzgebiet.

Nach allgemeinen morphologischen, orographischen und hydrographischen Erörterungen wendet sich Verf. der Besprechung seiner einzelnen Reiserouten zu. An der Strecke von Cattaro nach Podgoriza wurden Kreidekalke sowie Triaskalke und -Dolomite angetroffen. In letzteren fanden sich auch Fossilien, von welchen *Megalodon*, *Gyroporella* und die von Giattini als neu beschriebene *Lovcenipora* genannt werden. — Interessante Resultate ergab die Begehung des bisher nur sehr wenig bekannten albanischen Grenzgebietes. So wird zunächst erwähnt, daß man auf der quartären Ebene von Podgoriza Dreikanter antreffe. Im Kakariska-Gebirge wurde wiederum Trias aufgefunden, von welcher *Gyroporella triasina* v. Schaur., *Diplopora annulata* Schafh. und *Phasianella* cf. *paludinaris* Mnstr. erwähnt werden. In der Gegend von Gretsia ist die Kreide durch bunte Mergel und Kalke reichlich vertreten. An Fossilien überwiegen weitaus die Hippuriten, doch finden sich auch andere Formen, so daß Verf. glaubt, ein genaueres Studium würde verschiedene Horizonte unterscheiden lassen, wie eine *Caprina*-Stufe; einen Korallen- und Actaeonellen-Horizont mit *Calamophyllia*, *Astrocoenia* und *Pseudochaetetes*; einen Sphäroliten-Horizont mit *Sphaerulites* cf. *stiriacus* Zitt. usw. Endlich ist die Gretsia-Gegend auch noch durch das Vorkommen von Moränen interessant, die sich in das Kostica-Gebirge fortsetzen und mit den Glazialrelikten, die Hassert von der Shiovo planina bekannt machte, in Zusammenhang stehen. — Die Umgebung von Kom wurde schon vielfach bereist. Hassert hat daraus Glazialspuren bekannt gemacht, von welchen Autor besonders die Terrassen um den See von Rikavaz hervorhebt. Nur die Werfener Schiefer dieser Gegend sind durch den Fund einer *Naticella costata* erwiesen. Verf. hält aber die ganzen Ablagerungen für Permo-Carbon bis Trias und vergleicht sie mit der Schichtfolge des Mte. Pisano. — Die Umgebung von Andrijevic, das Lintal und die Seckulare waren vor Vinassa nur z. T. durchforscht worden. Die ganze Gegend wird vorwiegend von paläozoischen Schiefen und Kalken gebildet, welchen da und dort auch Sandsteine, Konglomerate und dioritische Eruptivgesteine eingeschaltet erscheinen. — In die Umgebung von Kolascin und des Taratales setzen sich die paläozoisch-triadischen Ablagerungen fort, in welchen stellenweise Pflanzenabdrücke gefunden werden. Auch glaziale Bildungen sind von hier bekannt. — Die Lijeva Rijeka und die untere Moratsia sind im wesentlichen ein Kreidegebiet. Am Vjeternik kommen Tithonschichten zum Vorschein, welche *Ellipsactinia ellipsoidea* Steinm., *Sphaeractinia* und *Placosmia* lieferten.

Ebenso findet sich Tithon am Peljev Brijeg. — In der Küstenkette von Virpazar—Antivari sind es hauptsächlich glückliche Fossilfunde, welche Interesse erregen. So die reichen Ellipsactinien-Kalke von Sozina sowie die Fauna aus dem roten und grauen Muschelkalk von Sutorman, die sich aus Echiniden, Crinoiden, Brachiopoden und Lamellibranchiaten zusammensetzt, von welchen, abgesehen von den neuen Spezies, 24 verschiedene Arten und Varietäten genannt werden. — In der Küstenkette zwischen Antivari und Dulcigno wurden *Nummulites* sp., *Orbitoides nummulitica* GÜMB., *O. papyracea* BOXB. und *O. radians* D'ARCH. gesammelt. Außerdem konnten aus dem *Lithothamnium*-Kalke eine Anzahl von *Pecten* gewonnen werden, welche auf miocänes Alter schließen lassen.

Dem geologischen Résumé ist zu entnehmen, daß Archaicum und älteres Paläozoicum in Montenegro vollständig fehlen. Dagegen findet sich Permocarbon und als jüngstes Paläozoicum Verrucano. Von der Trias kennt man Werfener Schichten, Muschelkalk mit dem Gyroporellen-Horizont von Esino und das Rhät mit kleinen Megalodonten. Der Jura ist durch die tithonischen Ellipsactinien-Kalke vertreten. Ebenso ist die Kreide hauptsächlich durch Kalke und Dolomite vertreten, denen sich nur untergeordnet Flyschsandsteine zugesellen. Der Flysch der Küstenketten dagegen ist von eocänem bis oligocänem Alter. Das Miocän wird durch die Lithothamnien-Kalke von Dulcigno repräsentiert, Pliocän fehlt, und die zahlreichen glazialen Relikte gehören dem Quartär an.

Das folgende Kapitel gibt eine Übersicht über die tektonischen Verhältnisse des besprochenen Gebietes und daran schließen sich Ausführungen über nutzbare Minerale und Gesteine.

L. Waagen.

P. Vinassa de Regny: La ferrovia transbalkanica. (Giornale di Geol. pratica redatto da ROVERETO e VINASSA. Genova 1903. 1. 90—102.)

Zu dem Projekte, eine Eisenbahn von Antivari nach Nisch, eventuell Orsowa zu führen, macht Autor, der die Strecke zum größten Teile aus eigener Anschauung kennt, hier vom geologischen Standpunkte aus einige Bemerkungen. Zunächst wendet er sich gegen die Eignung der Reede von Antivari als Ausgangspunkt und empfiehlt an deren Stelle Val di Noce. Weitere Verbesserungsvorschläge beziehen sich auf die Strecke vom Adriatischen Meere bis Podgoriza und von dort bis an die Grenze des Sandshaks.

L. Waagen.

F. Ameghino: Les formations sédimentaires du crétacé supérieur et du tertiaire de Patagonie avec un parallèle entre leurs faunes et celles de l'ancien continent. (An. Mus. Nac. de Buenos Aires. 15. (3. Sér. 8.) 1—568. 3 Taf.)

Durch den vom Ref. in dies. Jahrb. Beil.-Bd. XXI. p. 98—195 passim geführten Nachweis, daß F. AMEGHINO's Angaben über die Stratigraphie

der patagonischen Schichtfolge gänzlich ungenügend sind, hat AMEGHINO sich veranlaßt gesehen, seine Mitteilungen über Kreide und Tertiär in Patagonien bedeutend zu erweitern und zu vervollständigen. Er wählt dabei z. T. die Form einer Kritik der Darstellung, die Ref. l. c. gegeben hat, und in der nach dem Verf. alle Beweise für die von den seinen abweichenden Auffassungen fehlen. Auch was Verf. selbst früher gesagt hat, stimmt z. T. nicht, und Ref. hat also unrecht getan, sich auf diese Angaben zu verlassen (siehe z. B. p. 91, 124, 136—41, 162, 264, 514 und besonders 119). Gewiß hat AMEGHINO das Recht, verkehrte Anschauungen aufzugeben; aber er muß sich auch nicht wundern, wenn man eines Tages darauf ermüden wird, seine dicken Bücher durchzulesen, nachdem man die Erfahrung gemacht hat, daß vieles von dem, was darin als Tatsache und unumstößliche Wahrheit verkündet, nach 3 Jahren als unrichtig zurückgenommen wird. In solchen Fällen ist Ref. nicht, wie AMEGHINO schreibt, ein „victime d'une illusion“ geworden; sondern ein victime de Mr. AMEGHINO, auf dessen Angaben er zu viel Wert gelegt hat. Auch irrt AMEGHINO, wenn er meint, Ref. sei bei der Abfassung seiner Schrift von „Ameghinophobie“ oder „mépris“ für die Arbeiten des Verf. beseelt gewesen. Ref. denkt nur, daß F. AMEGHINO kein Geologe, sondern Paläontologe ist. Auch bei dem vorliegenden Werk ist im Auge zu behalten, daß mit wenigen Ausnahmen alle geologischen Angaben vom Bruder des Verf's. stammen.

Wenn man aus dem neuen Werke des Verf. die zahllosen Partien aus anderen Werken, durch deren Abdruck das Buch anschwillt, sowie die freundlich gemeinten aber wirklich überflüssigen Auseinandersetzungen über die Art und Weise, wie gleichzeitig Land- und Meeresablagerungen entstehen oder aber die Transgressionen wegläßt, so enthält dasselbe eine reiche Fülle neuen Tatsachenmaterials und neuer Angaben, so diejenigen über die Tiefbohrungen in Patagonien, über die Auffindung (vielleicht liassischer) Ammoniten in den „schiefrigen Sedimenten“ des Rio Teca und Genua durch ROTH, sowie die hochinteressante Mitteilung dieses Forschers, daß er den Schädel des Megalosauriden *Genyodectes serus* SMITH-WOODWARD ca. 10 m über Schichten mit Säugetierresten der *Notostylops*-Fauna gefunden hat. [p. 80 ist sehr lehrreich zu lesen, um des Verf. temperamentvolle Schreibweise kennen zu lernen. ROTH hat den *Genyodectes*-Schädel 10 m über der *Notostylops*-Fauna gefunden. AMEGHINO hat jenen mit dieser im Museo de La Plata verglichen; sie haben das gleiche charakteristische Ansehen und gleiche Farbe. Auch *Miolania argentina*, heißt es dann weiter, ist vermischt mit Resten der *Notostylops*-Fauna gefunden. Aber der Megalosauride ist ja gar nicht mêlée mit den Säugetierknochen gefunden, sondern zehn Meter höher!] Ferner ist bemerkenswert die Auffindung von Resten eines neuen Megalosauriden zusammen mit *Caroloameghinia* und anderen Säugetieren der unteren *Notostylops*-Schichten.

Doch es mögen nun zunächst die wichtigsten Resultate AMEGHINO's aneinandergereiht werden:

Dinosaurierreste finden sich über und unter den Rocaschichten.

Dinosaurier und Säugetiere finden sich in denselben Schichten.

Zwischen dem Salamanquéen (= Salamanquéen IHERING) und dem Notostylopéen ist keine Lücke, sondern es besteht Konkordanz.

Das Rocanéen, Salamanquéen, Séhuénéen und Luisaen (so nennt Verf. die obercretaceischen Ablagerungen der Ultima Esperanza-Gegend) sind nicht, wie Ref. angegeben hat, gleichalterig und Produkte einer Transgression, sondern verschiedenalterig.

Die obercretaceischen Transgressionen kamen von Westen, wo sich ein andines Meer in S.—N.-Richtung erstreckte, nicht von Osten. Im Osten schloß sich an den patagonischen ein großer atlantischer Kontinent an.

Die Fischfauna des Salamanquéen beweist das cenomane Alter dieser Stufe.

Das Camaronéen läßt sich als basale Stufe des „Patagonien“ abtrennen.

Neoinoceramus Ameghinoi bezeichnet auf weite Erstreckung eine bestimmte Zone an der Basis des Juléen.

Man trifft immer dieselben Fossilien des „Patagonien“ und seiner einzelnen Stufen in bestimmten und gleichen Niveaus der Schichtfolge durch ganz Patagonien, wo auch immer diese Ablagerungen vorkommen. Die Ingenieure benützen die Fossilisten des Verf. zur Orientierung bei den Tiefbohrungen [welche Auflage der sich stetig verändernden Listen? Ref.]. So findet man z. B. *Ostrea Hatcheri* auf 1200 km Erstreckung immer an der Basis der marinen Schichtfolge.

Das „Arénaen“ ist eine besondere Stufe.

„La formation patagonienne“ ist eocän, wofür auch besonders die Fische sprechen. LAMBERT beurteilt die Echiniden, CANU die Bryozoen falsch.

Die *Colpodon*-Stufe entspricht den tiefsten Ablagerungen der marinen patagonischen Formation.

Die Diskordanz zwischen „Patagonien“ und „Superpatagonien“ ist vorhanden. Ihr entspricht das „Notohippidéen“.

Patagonien wurde im Süden stärker überflutet als im Norden. Als sich im Süden die jüngeren Ablagerungen der marinen patagonischen Formation absetzten, wurden im Norden bereits die älteren wieder denudiert.

Die Gesamtmächtigkeit der Schichten vom Camaronéen bis zum Friaséen beträgt 2070 m.

Bei Punta Arenas ist eine Tiefbohrung bewerkstelligt worden. Bis 300' wurden Schichten mit *Fagus*-Blättern getroffen, die mit solchen wechselten, die „magellanische“ Meeresconchylien enthielten. Von 303' ab folgten Landbildungen der Santacruz-Stufe, die sich somit als älter als die Magellanische Stufe erweisen.

Die tertiären Schichten der atlantischen Küste des Feuerlandes sind Magellanéen.

Das Alter der „formation santacruzienne“ ist nicht, wie die meisten Geologen Europas und Nordamerikas annehmen, miocän, sondern obereocän und unteroligocän. Für eocänes Alter spricht auch besonders die durch

SCOTT's Werk bekannt gewordene und von diesem Autor fälschlich für miocän gehaltene Nagerfauna.

BORCHERT's Angabe, daß die Paraná-Stufe pliocän sei, ist verkehrt, da die angeblich rezenten Arten falsch bestimmt sind¹. Es handelt sich um Unteres Miocän.

Die Annahme, daß die Verschiedenheit der Faunen von Paraná und von Cape Fairweather auf der geographischen Entfernung beruhe, ist unrichtig. Die Paraná-Schichten tauchen mit der gleichen Fauna südlich der Mündung des Rio Negro wieder auf und reichen bis über den Golfo Nuevo hinaus. Die Formation muß auch ferner „formation entrierienne“ genannt werden. Ihr gehören das Paranáen und das Mesopotaméen an. Das „Fairweatherien“ ist die unterste Stufe der „formation pampienne“. Zwischen Enterien und Pampien liegt noch das ganze Araucanien mit den 3 Stufen Rionégréen (unten), Araucanéen und Hermoséen (oben). Das marine Äquivalent des letzteren ist das Laziaréen, das Araucanéen, das Rosaen. [Das Fairweathéréen wird p. 268 in die „formation araucanienne“, p. 498 in die „formation pampienne“ gerechnet. Ref.]

Eine allgemeine Transgression der Paraná-Stufe ist nicht vorhanden.

Die marinen Ablagerungen der araukanischen- und der Pampasformation sind Produkte lokaler Überflutungen.

Das von TOURNOUER als „Coupe à Punta Nava“ veröffentlichte Profil ist in Wirklichkeit an der Bahía Sanguinetti 30 km weiter östlich, aber nicht an einem Aufschluß aufgenommen, sondern kombiniert. Schichten mit *Pyrotherium* und *Leontinia* gibt es z. B. erst 15 km weiter westlich.

Auf den ersten Abschnitt des Buches, in dem die Formationen und Stufen nacheinander besprochen werden, folgt ein zweiter, der sich mit dem Zusammenhang von Südamerika und Afrika während der Kreide- und älteren Tertiärzeit, mit der geologischen und geographischen Verbreitung der alten Säugetiere Patagoniens und anderen Fragen beschäftigt, sowie Listen der aufeinanderfolgenden Säugetierfaunen enthält, und dessen Besprechung wir einer berufeneren Feder überlassen.

Besonders wertvoll sind die Karten, auf denen CARLOS AMEGHINO das Vorkommen der einzelnen Stufen verzeichnet hat, sowie die Profile, unter denen besonders dasjenige erwähnenswert ist, das die Atlantische Küste von der Mündung des Rio Negro im Norden bis zum Cabo Virgenes im Süden im Maßstab 1:700 000 (Höhe 1:11 000) zur Darstellung bringt. Das Profil hat eine wahre Länge von 2240 km und seine Aufnahme ist in der Tat eine ganz außerordentliche Leistung. — Den Schluß des Werkes bilden gute Register der Fossilien, Lokalitäten und Autoren.

[Ref. muß darauf hinweisen, daß Verf. ihn sehr oft nicht richtig ver-

¹ [Es macht einen eigentümlichen Eindruck, wenn auf denselben Seiten, auf denen eine ganze Reihe von Fossilbestimmungen korrigiert werden, die sich in den „travaux sérieux des naturalistes qui ont vieilli dans l'étude de la malacologie“ finden, wegen einiger verkehrter Fossilbestimmungen die Arbeit des verstorbenen BORCHERT als „une thèse très mauvaise d'un très médiocre étudiant“ bezeichnet wird. Ref.]

standen hat. Es liegt mir fern, auf alles einzugehen und AMEGHINO mit einem ebenso dicken Buch zu antworten, wie das seine ist. So will ich auch nur einige Mißverständnisse namhaft machen (p. 76): Ich habe nicht gesagt, daß die *Notostylops*-Schichten immer von patagonischer Molasse bedeckt wären, sondern nur, daß, wo beide zusammen vorkommen, die patagonische Molasse oben liegt. p. 136 behauptet Verf., ich hätte bei dem TOURNOUER'schen Profil die Mächtigkeiten nicht angegeben. Dabei stehen sie in der Figur bei jeder Schicht. p. 166 und 244 behauptet Verf. „tous les auteurs qui se sont occupés du magellanéen sont d'accord pour le référer à l'éocène supérieur ou à l'oligocène inférieur“. Ich habe diese Ansicht gerade bekämpft. Den Auseinandersetzungen p. 130/31 gegenüber muß ich meine Meinung durchaus aufrecht halten; ebenso p. 157/158, wo Verf. gar nicht versteht, worauf es ankommt. Völlig im Irrtum ist Verf. auch, wenn er (p. 118) meint, ich hätte ihn absichtlich falsch zitiert. Ich kann ihm versichern, daß ich an das Studium seiner Werke nur mit einem Vorurteil herangetreten bin, nämlich demjenigen, daß seine Angaben und Auffassungen richtig wären.

Auf ein Mißverständnis auf meiner Seite muß ich noch zurückkommen. Verf. weist mit großer Erregung meine Behauptung zurück, daß er gesagt habe, die *Colpodon*-, *Astrapothericulus*-, *Notohippus*-Schichten ruhten auf patagonischer Molasse (p. 213, 222). Ich habe da die Worte „faire suite“ und „apparaître précisément ou disparaît le patagonien marin“ in dem Sinne verstanden, daß eine Darüberfolge gemeint sei. AMEGHINO will aber damit sagen, daß in horizontaler Richtung, wo das untere „Patagonien“ aufhört, die *Colpodon*-, und wo das obere „Patagonien“ aufhört, die *Astrapothericulus*-Schichten erscheinen, somit die Fortsetzung in horizontaler Richtung und also das zeitliche Äquivalent darstellen. Noch ein weiteres Mißverständnis ist mir begegnet: Der Rio Chico, an dem das Salamancanéen vorkommt, ist nicht der auf meiner Karte verzeichnete, sondern ein anderer, der aus der Gegend des Lago Musers kommt und nordwärts dem Rio Chubut zuströmt.

Wenn AMEGHINO auch manchmal den Mangel an Gegengründen gegen die Ansichten des Ref. unter einer Fülle von Worten vortrefflich zu verbergen weiß, so ergibt sich doch, daß er eine ganze Reihe von Angaben und Hinweisen des Ref. nicht bestreiten kann. Ich führe nur Einiges an: Die Konfusion mit dem Ausdruck „*Pyrotherium*-Schichten (siehe p. 45), die Verleugnung seiner eigenen Worte in betreff des Zusammenvorkommens von Säugetier- und Dinosaurierresten (p. 78), die Ungenauigkeit der Angaben über das „Patagonien“ von Santa Cruz (p. 124), der Wechsel in der Angabe der Leitfossilien für die julische und leonische Stufe (p. 119), die Unrichtigkeit seiner Rechnung bei den Fossilien von der Lokalität „30 miles north of upper Rio Chalia“ (p. 134/35), die unrichtige Einschätzung der Angaben von MALLARD und FUCHS (p. 152/53), die Unzweckmäßigkeit, Abteilungen von Formationen mit demselben Namen zu belegen wie diese selbst (p. 201). [Diese immer noch beibehaltene Gewohnheit wird auch durch den Wechsel der Endung -éen und -ien nicht besser.]

Die Unmöglichkeit, die stratigraphische Stellung des Astrapothericuléen zur patagonischen Molasse direkt festzustellen, wird p. 226 zugegeben, desgl. (p. 249/50), daß die Parallelisierung des Rosaen, des Laziaréen und des Fairweathérien mit dem Araucanéen, Hormoséen und Puelchéen nicht auf Grund direkt beobachtbarer Lagerungsverhältnisse vorgenommen ist, und daß die Parallelisierung der „Etage rionégrée“ Patagoniens mit dem „Mésopotaméen“ von Entrerios nicht zu Recht besteht. Endlich läßt AMEGHINO die „Tehuelche-Formation“ fallen, die „Geröllformation“, die auf dem Tableau synoptique von 1903 vom Pliocän bis in die Gegenwart reicht.

Doch genug der Einzelheiten. Ermüdet von diesen wird der Leser schon längst gefragt haben, ob AMEGHINO's Auffassung denn nun im wesentlichen richtig ist, ob man vor allem die Formationstabelle am Schluß des Werkes, in der sich diese Auffassung verdichtet, als nach dem jetzigen Stande der Wissenschaft vollkommensten Ausdruck unsere Kenntnisse der patagonischen Geologie betrachten darf. Darauf ist mit einem entschiedenen Nein! zu antworten. Auf Einzelheiten einzugehen fehlt mir Zeit und Lust; ich will nur zwei Punkte hervorheben.

Das „Luisaen“ stellt AMEGHINO ins Cenoman. Nicht nur nach meinen Untersuchungen, sondern auch nach PAULCKE's Bearbeitung der Ammoniten gehören diese Schichten in Wahrheit ins Obersenon. Dann fällt das nach AMEGHINO jüngere Rocanéen, vielleicht auch noch das Salamanquéen¹ ins Danien. Das Notostylopéen, das Astraponatéen und vollends aber das Pyrothéréen rücken glatt ins Eocän — wohin Referent sie gestellt hat. Nach AMEGHINO ist die Entwicklung der Säugetierfaunen in Patagonien ihren regelmäßigen Gang gegangen. Nach dem Charakter ihrer Säugerfauna kann man die Stellung einer Schicht im System bestimmen. Ja, man kann sogar angeben, wo noch Stufen fehlen, deren Fauna uns noch nicht bekannt ist. Wenn also das „Péhuenchéen inférieur“, das nach AMEGHINO zeitlich dem „Luisaen“ entspricht, Obersenon ist, so rücken alle folgenden Stufen einen entsprechenden Zeitraum höher hinauf.

Anderseits stellt AMEGHINO die Pampasformation ins Pliocän. Vieles spricht dafür, daß sie dem Diluvium angehört. Man wird auch kaum die von AMEGHINO p. 447 und 448 abgebildeten Menschenschädel für pliocän halten mögen. Sind aber das Bonaéréen und Ensénadéen quartär und nicht pliocän, so steigen alle tiefer liegenden Stufen in der Skala der geologischen Epochen in die Höhe und wir erhalten dasselbe Resultat: Alle Stufen AMEGHINO's haben durchgängig ein geringeres Alter, als er ihnen zuschreibt.

Während die europäischen und nordamerikanischen Geologen über diesen Punkt einen einheitlichen, abweichenden Standpunkt einnehmen, vertritt AMEGHINO nach wie vor den seinen. Es lohnt sich nicht, mit ihm darüber zu streiten; aber es ist notwendig darauf hinzuweisen, daß auch der neuesten Schrift AMEGHINO's mit großer Vorsicht begegnet werden muß.

Otto Wilckens.

¹ [Der Beweis für das verschiedene Alter des Rocanéen und das Salamanquéen scheint mir keineswegs geführt zu sein. Ref.]

A. L. Du Toit: Geological Survey of Aliwal North. Herschel, Barkley East and Part of Wodehouse. (IX. Ann. Rep. Geol. Comm. Capetown. 71—181. 1 Karte. 12 Profile. 1905.)

Das hier dargestellte Gebiet wird im Norden vom Oberlauf des Oranje, im Nordosten vom Telle-Fluß und der Witteberg-Kette, im Osten und Süden von dem Steilabfall der Drakensberge begrenzt, während im Westen statt natürlicher Grenzen die der Distrikte maßgebend sind.

Die Gesteine, die dieses ausgedehnte Gebiet zusammensetzen, gehören fast ausschließlich den Stormberg-Schichten, also dem höchsten Teile der Karrooformation an; nur in der Nordostecke bei Aliwal North treten noch die tieferen Beaufort-Schichten mit ihren höchsten Horizonten auf, für die der Name „Burghersdorp beds“ eingeführt wird.

Die allgemein anerkannte Schichtenfolge ist von oben nach unten:

Stormberg-Gruppe	4. Vulkanische Schichten	{	Kompakte u. blasige Laven, Tuffe und dünne Schichten von weißem Sandstein
	3. Höhlensandstein (cave sandstone)		
	2. Rote Schichten (red beds)		
Beaufort-Gruppe	1. Molteno-Schichten		
	Burghersdorp-Schichten		

Die Burghersdorp-Schichten bestehen aus gelblichen, roten und grauen Sandsteinen, bunten Tonschiefern und Tonen. Während die Reptilfauna der unteren Beaufort-Schichten aus Anomodontiern besteht, finden wir hier Theriodontier. Bestimmt wurden von SEELEY: *Microgomphodon oligocynus*, *Trirachodon Kannemeyeri*, *Diademodon mastacus*, *D. Browni*. Dazu kommt ein Dinosaurier, *Euskelosaurus Brownii* (?) SEELEY.

Von großem Interesse ist das Vorkommen von stegocephalen Amphibien, von denen *Batrachosuchus Brownii* BROOM einen eigenen, sehr merkwürdigen Typus darstellt, während *Cyclotosaurus Albertyni* BROOM dem schwäbischen *C. robustus* aus dem mittleren Keuper nahesteht. Einem kleinen Säugetier, das den Namen *Karroomys Brownii* BROOM erhalten hat, gehört ein Kieferrest an. Von Fischen werden *Semionotus capensis*, *Cleithrolepis Extoni* und *Ceratodus capensis* erwähnt.

Sehr auffallend ist die Flora. Neben jüngeren Formen, wie *Thinnfeldia*, *Taeniopteris*, *Callipteridium* und *Stenopteris*, also einer typischen Molteno-Flora, kommen *Glossopteris* und *Lepidodendron*-Stämme vor, die auf ältere Schichten hindeuten.

Die Burghersdorp-Schichten entsprechen den Hawkesbury-Schichten Australiens und der Panchet-Formation von Indien, also etwa unserem mittleren Keuper.

Die Molteno-Schichten bestehen aus feineren und gröberen gelblichen und bläulichen Sandsteinen, Tonschiefern und Tonsteinen. Sie enthalten an vielen Stellen Kohlenflöze, die aber wegen ihrer geringen Reinheit und Mächtigkeit nicht abbaufähig erscheinen. In schieferigen Horizonten findet sich häufig die bekannte Flora: *Thinnfeldia odontopteroides*, *Taeniopteris*

Carruthersi, *Callipteridium stormbergense*, *Sphenopteris elongata*, *Phoenicopsis elongatus*, *Baiera Schenki* etc. Wirbeltierreste fehlen fast ganz.

Die „roten Schichten“ sind den Burghersdorp-Schichten petrographisch ähnlich; sie enthalten außer verkieselten Hölzern nur wenig Pflanzenreste, dagegen nicht selten Dinosaurierknochen, die zu *Euskelosaurus Brownii* HUXL., *Orinosaurus capensis* HUXL. a. LYD., *Hortalotarsus skirtopodus* SEEL. und *Massospondylus* gestellt werden. Außerdem fand sich ein kleiner Crocodilide, *Notochampsia longipes* BROOM.

Der Höhlensandstein und die vulkanischen Schichten sind durch keine scharfe Grenze voneinander getrennt. Gewöhnlich findet sich zwar eine 150—800' mächtige Masse eines meist ungeschichteten gelblichen Sandsteins unmittelbar über den „roten Schichten“, zuweilen fehlt sie aber oder der Sandstein wechsellagert mit Laven und Tuffen. Der Höhlensandstein hat Estherien und Phyllopoden, einige Insektenreste, aber nur wenig Dinosaurier, Crocodiliden und Fische und außer verkieseltem Holz keine bestimmbareren Pflanzenreste geliefert.

Die Laven der obersten Stormberg-Schichten sind im allgemeinen basaltisch, Andesite spielen nur eine untergeordnete Rolle. Selten ist die Oberfläche der Ströme schlackig oder zeigt die Eigenschaften der Strichlava, hingegen herrschen Mandelsteine vor. Die Mächtigkeit der einzelnen Ströme ist sehr verschieden und variiert von wenigen Zoll bis 20 Fuß; oft läßt sich ein Strom auf sehr weite Entfernungen hin verfolgen. Zwischen die Lavaströme schalten sich keine Tonschichten ein, die auf eine subaerische Verwitterung bald nach ihrer Bildung hindeuten könnten. Die roten Schichten, die bisweilen mit den Laven wechsellagern, bestehen aus einem Gemenge von klastischem Material und vulkanischer Asche.

Eine große Anzahl von Tuffröhren, mindestens 60, ist über das Aufnahmegebiet verstreut; sie zeigen die letzte Phase des Vulkanismus an, die wahrscheinlich auch noch in die Stormberg-Periode fällt. Die Verteilung der Tuffröhren ist eine ganz unregelmäßige, an einigen Stellen stehen sie dicht nebeneinander, an anderen sind sie durch weite Zwischenräume getrennt. Eine Anordnung längs bestimmter Linien ist nicht zu erkennen. Hinsichtlich des füllenden Materials lassen sich 4 Typen unterscheiden:

- a) Röhren, die fast vollständig mit basaltischer oder doleritischer Lava erfüllt sind.
- b) Erfüllt mit einem Agglomerat, bestehend aus Blöcken und Bruchstücken von Mandelstein und Dolerit.
- c) Erfüllt mit verkieseltem Tuff oder einem Agglomerat, in dem Brocken von Sedimentgesteinen vorherrschen.
- d) Erfüllt fast vollständig von einem feinkörnigen Sandstein.

So verschieden auch die Ausfüllung der Röhren erscheint, so handelt es sich doch wahrscheinlich nur um einen gleichartigen Vorgang und die Typen b—c stellen lediglich Fazies dar, die in einer und derselben Röhre auftreten, d. h. in der Richtung von unten nach oben verschwindet allmählich das sedimentäre Material und macht dem eruptiven Platz. Man

sollte, wenn das eruptive Material aus der Tiefe des Schlotes stammte, eher das Umgekehrte erwarten; es scheint sich aber wesentlich aus den durchschlagenen Lavadecken der jüngsten Stormberg-Schichten zu rekrutieren.

Die letzte Phase der eruptiven Tätigkeit äußerte sich in Intrusionen, die uns teils als Gänge, teils als Lager entgentreten. Die Gesteine der Intrusionen sind denen der Lavaströme im allgemeinen recht ähnlich, unterscheiden sich aber von ihnen durch ihr höheres spezifisches Gewicht, das bei den intrusiven Gesteinen zwischen 2,93 und 3,01, bei den effusiven zwischen 2,82 und 2,91 liegt.

Den Intrusionen ging eine schwache Faltung unmittelbar voraus, deren Sättel und Mulden die Richtung N. 60—80° O. haben, dabei aber eine schwache Biegung mit der konvexen Seite nach S. erkennen lassen. Diese Faltung war bestimmend für den Lauf der meisten Flüsse, insbesondere des Oranje und Kraai und schuf wahrscheinlich auch die Wasserscheide der Drakensberge.

Eine zweite ebenfalls schwache Faltung, deren Achsen einige Grad östlich von Nord verlaufen, folgte der Intrusionsperiode; sie war nicht mehr imstande, die Hauptströme abzulenken, gab aber vielen kleineren Wasserläufen die Richtung.

Eine Zeit starker Erosion folgte und es bildete sich eine Peneplain, deren Rest das Plateau bei Rhodes in 8000' Seehöhe ist. Eine weitere Hebung schuf eine tiefere Peneplain, die heute 6000' hoch liegt, eine dritte Peneplain von 4500—5000' hat eine außerordentlich weite Verbreitung in den nordwestlichen Teilen der Kap-Kolonie und im angrenzenden Orangia; teilweise ist diese Fläche noch von den alten Flußschottern bedeckt. Die größeren Flüsse haben sich infolge einer anscheinend recht jungen Hebung bereits mehrere hundert Fuß in die Hochfläche eingegraben.

In jüngeren Flußschottern und in der Ackerkrume werden öfters menschliche Werkzeuge von gröberem und feinerem Typus gefunden, zusammen mit Wirbeltierresten, die noch einer genaueren Untersuchung harren.

E. Philippi.

A. W. Rogers: Geological Survey of the North-Western Part of Van Rhy'n's Dorp. (IX. Ann. Rep. Geol. Comm. Capetown. 9—47. 1 Karte. 5 Profile. 1905.)

Das hier beschriebene Gebiet liegt an der Atlantischen Küste der Kapkolonie, nördlich vom Olifants-Flusse und westlich vom Bokkeveld, dessen Steilabfall das dominierende Moment in der Landschaft ist. Dem Bokkeveld-Absturz folgt nach Westen niedriges und flaches Land, Knecht's Vlake, das im Süden unter Kultur steht, im Norden nur zur Winterszeit Vieh ernähren kann. Dies Gebiet stößt z. T. direkt an den Sandgürtel der Küste an, im Norden schiebt sich aber zwischen beide das Granitgebiet des Harde Veld ein.

Die ältesten Gesteine stellen Tonschiefer, Phyllite, Quarzitschiefer und kristalline Kalke dar, die meist sehr steil stehen und im allgemeinen

nordnordwestlich streichen. Ihre Mächtigkeit beträgt mindestens 1200 m; die Bezeichnung als Malmesbury-Schichten beruht lediglich auf ihrer petrographischen Ähnlichkeit mit diesen Gesteinen der südwestlichen Kapkolonie.

In diese sogen. Malmesbury-Schichten von Van Rhyn's Dorp ist ein Granit eingedrungen, der sich als Ausläufer des riesigen Lakkolithen von Namaqualand darstellt. An vielen Orten geht der Granit in Gneis über, auch Amphibolite finden sich zahlreich. Von Interesse sind granatreiche Sillimanit-Cordierit-Schiefer, die im Granitgebiet auftreten. Auch an basischen Gängen ist das Granitgebiet reich.

Schiefer, grobe Sandsteine und Konglomerate der Ibiquas-Schichten bilden den Untergrund des Knecht's Vlake. Sie liegen diskordant auf den Malmesbury-Schichten, die einen Teil des Geröllmaterials geliefert zu haben scheinen und werden vom Granit nicht metamorphosiert, wo sie mit ihm zusammentreffen, sind also wahrscheinlich erst nach dessen Entblößung abgelagert worden. Infolge einer Überschiebung schießen die jüngeren Ibiquas-Schichten unter die älteren Malmesbury-Schichten ein.

Jünger als beide ist ein Komplex von Arkosen, Quarziten und Schiefern, der mit keiner bisher aus der Kapkolonie bekannten Schichtengruppe identifiziert werden kann und für den daher Verf. die Bezeichnung „Nieuwerust-Schichten“ aufstellt. Sie liegen flach und mit deutlicher Diskordanz auf Malmesbury- und Ibiquas-Schichten oder bedecken Teile des Granitgebietes.

Von jüngeren Gesteinen ist nur der Tafelbergsandstein vertreten, der sehr schwach gefaltet ist.

Ein interessanter Tuffgang durchquert die Malmesbury-Schichten im Tale des Kobe-Flusses. Er ist erfüllt von einer Breccie, die in einer dunkelroten Grundmasse eckige und schwach gerundete Stücke von Granit, Gneis, Quarzit, kristallinem Kalk und anderen Gesteinen bis zu 8' Durchmesser enthält.

Junge Flußablagerungen und Sedimente gehobener Küstenstrecken spielen eine bedeutende Rolle. Gewöhnlich enthalten die untersten Flußkiese recht grobe Gerölle, deren Gestein teilweise in der Nachbarschaft unbekannt ist. Manche mögen aus dem Dwyka-Konglomerat der Nachbarbezirke stammen. Häufig sind die Alluvialschichten durch Gips verkittet, der sich durch die Wechselzersetzung von Schwefelkies und Kalk gebildet hat, die aus den Malmesbury-Schichten stammen. Oberflächen-Quarzite und Kalke sind sehr weit verbreitet.

Das ganze Land ist sehr wasserarm. Quellen gibt es nur sehr spärlich und das aus ihnen stammende Wasser ist meist brackisch. Der Ansiedler ist auf die kärglichen Wassermengen angewiesen, die sich in eigentümlichen, durch Erosion hervorgerufenen Vertiefungen im Granit sammeln oder er ist zu größeren technischen Anlagen, wie Staudämmen, genötigt.

E. Philippi.

E. H. L. Schwarz: Geological Survey of the Long Kloof. (IX. Ann. Rep. Geol. Comm. Capetown. 47—70. 2 Karten. 4 Profile. 1905.)

Das untersuchte Gebiet liegt in dem stark gefalteten Berglande, das die Karroo von der Südküste des Caplandes trennt. Die „Long Kloof“ ist ein schmaler Streifen bewohnbaren Landes von etwa 100 englischen Meilen Länge; sie ist jedoch kein einheitliches Tal, wie der Name anzudeuten scheint, sondern besteht aus mehreren aufeinanderfolgenden Tälern, die deutlich voneinander getrennt sind. Der als Long Kloof bezeichnete Zug von Depressionen besitzt daher auch keinen gemeinsamen Fluß, sondern wird von den Quellbächen der Konga im Osten, von denen des Kammanassie im Westen durchzogen. Große Teile des Long Kloof-Systems sind früher ohne Abfluß gewesen, es haben sich dort die Schotternaturgemäß in sehr großer Mächtigkeit angehäuft.

Diese eigenartige Topographie beruht auf dem geologischen Aufbau. Die fruchtbaren Depressionen der Long Kloof stellen Synklinalen dar, die von den leicht verwitternden Bokkeveld-Gesteinen erfüllt sind, während die Bergrücken aus Tafelbergsandstein bestehende Antiklinalen sind. Die Grenzen beider Gesteine sind aber sehr unregelmäßig; meist greifen sie fingerförmig ineinander ein, oft sieht man auch rings geschlossene Synklinalen von Bokkeveld-Schichten im Tafelsandsteingebiet oder umgekehrt, isolierte, langgestreckte Tafelsandsteinellipsen in den Bokkeveld-Gesteinen.

E. Philippi.

F. H. Hatch and G. L. Corstophine: The Geology of the Bezuidenhout Valley and the district East of Johannesburg. (Transact. Geol. Soc. S. Africa. 7. 1904. 97—109. Taf. 24—26.)

Die Arbeit ist eigentlich eine geologische Beschreibung der Umgebung von Johannesburg. Das Bezuidenhout-Tal ist eine allmählich nach Osten sich erweiternde Depression zwischen zwei felsigen Hügelketten, von denen die nördliche die Verlängerung des eigentlichen Witwatersrandes, die südliche die von Jeppe's Hill darstellt. Am westlichen Ende des ostnordöstlich verlaufenden Bezuidenhout-Tales liegt die Stadt Johannesburg, im Osten verliert es sich allmählich in dem Granitgebiete, das an den Witwatersrand im Norden angrenzt.

In der Hügelkette des Witwatersrandes beobachtet man die oft beschriebene Reihenfolge der unteren Witwatersrand-Schichten:

1. Granit,
2. Orange Grove Quarzite,
3. Water Tower Slate,
4. Ripple-marked Quarzite,
5. Red Slate,
6. Speckled Bed.
7. Hospital Hill Slate,
8. Hospital Hill Quarzite,
9. Doornfontein Slates.

Über die petrographischen Eigenschaften der hier unterschiedenen Formationsglieder sehe man die vorliegende Arbeit oder MOLENGRAAFF's Geologie von Transvaal ein. Wenn man nun diese Schichten im Streichen des Witwatersrandes nach Osten verfolgt, so bemerkt man, daß sie an der Depression des Bezuidenhout-Tales nacheinander verschwinden, und zwar die am weitesten nach Süden gelegenen, höchsten Schichten zuerst, später auch die tieferen, nördlicher verlaufenden. Hingegen treten nunmehr auf der Südseite des Bezuidenhout-Tales die unteren Witwatersrand-Schichten auf. Dieses eigentümliche Verhalten ist durch eine Verwerfung zu erklären, die einen spitzen Winkel mit den unteren Witwatersrand-Schichten umschließend und etwa N. 59 O. streicht. Der Bruch keilt in den Doornfontein-Schiefern unter der Stadt Johannesburg aus und verwirft die goldführenden Konglomerate der oberen Witwatersrand-Schichten nicht mehr. Im Bezuidenhout-Tale selbst wird die Verwerfung meist von nicht dislozierten Schichten der Ventersdorp-Gruppe verdeckt, die demgemäß jünger sind als die Dislokationsperiode.

Zum Schlusse beschäftigen sich die Verf. mit den eigentümlichen Verhältnissen am Langerman's Kopje bei Doornfontein, einer östlichen Vorstadt von Johannesburg. Es stehen hier grobe sericitreiche Quarzite und Konglomerate an, deren Streichen von dem der unteren Witwatersrand-Schichten abweicht, eine Diskordanz zu diesen also wahrscheinlich macht. Petrographisch gleichen die Gesteine des Langerman's Kopje's durchaus denen der Elsburg-Gruppe, die im allgemeinen für den höchsten Schichtenkomplex der oberen Witwatersrand-Schichten gelten und viel weiter im Süden, an dem Nordfuße des Klipriversberges anstehen. Verf. meinen nun, daß die Gesteine des Langerman's Kopje einen jetzt isolierten Ausläufer der Elsburg-Gruppe darstellen. Eine Diskordanz an der Basis der Elsburg-Schichten ist zwar in den mittleren Teilen des Witwatersrandes noch nicht nachgewiesen, aber auch hier wahrscheinlich, da in ihnen Gerölle auftreten, die aus den älteren Witwatersrand-Schichten stammen. Die Diskordanz an der Basis der Elsburg-Schichten legt es nahe, sie von den oberen Witwatersrand-Schichten, mit denen sie bisher vereinigt wurden, zu trennen und sie den Ventersdorp-Schichten in ihrem Hangenden anzugliedern.

E. Philippi.

E. H. L. Schwarz: The rocks of Tristan d'Acunha, brought by H. M. S. „Odin“ 1904, with their bearing on the question of the permanence of Ocean basins. (Transact. S. Afric. Philos. Soc. 16. 1. 1905. 9—51.)

Die Tristan-Gruppe im Südatlantischen Ozean besteht aus drei größeren Inseln, Tristan d'Acunha, Inaccessible Island und Nightingale Island; die letztgenannte wird von einem Gürtel von Kuppen und Inselchen umgeben, unter denen zwei etwas größere, Stoltenkoff Island und Middle Island, einen besonderen Namen tragen.

Den vollständigsten Bericht über die einsame Inselgruppe gibt der erste Band „Narrative“ der Challenger-Expedition, die die drei größeren

Inseln besuchte. Die Hauptinsel Tristan d'Acunha ist ein 7640' hoher Vulkanberg, der an den Pic von Teneriffa erinnert; an seinen Flanken haben die Meereswellen Steilwände von 1000—2000' geschaffen. Der Gipfelkegel besteht aus schwarzen und roten Schlacken und enthält einen Kratersee von etwa $\frac{1}{4}$ engl. Meile Durchmesser. Sekundäre Eruptionskegel mit z. T. seeerfüllten Krateren nimmt man in größerer Anzahl wahr. An den Steilwänden der Außenseite erkennt man eine Anzahl von schlackigen und kompakten Lavaströmen, die durch rote Tuffe voneinander geschieden werden; geringmächtige Gänge, die meist senkrecht stehen, durchsetzen diese Schichten. Die Laven und Gänge bestehen aus einem oft sehr grobkörnigen und dann porphyrischen Basalt, die Tuffe enthalten viel Glas.

Inaccessible Island ist zweigipfelig; ein Felsrücken von 1140' liegt an der Süd-, ein Kegelberg von 700' an der Südwestecke, zwischen beiden verläuft ein tiefes Tal. Die Gesteine gleichen denen der Hauptinsel.

Nightingale Island weicht durch seine unregelmäßige Gestalt von beiden ab. Das vorherrschende Gestein ist eine Breccie, die in einer hellen, phonolithischen Grundmasse Brocken von basaltischen und andesitischen Gesteinen enthält. Die gleiche Zusammensetzung hat Middle Island.

Im wesentlichen bestätigen die neueren Aufsammlungen, deren Bearbeitung Verf. übernommen hatte, die Beschreibung des „Challenger“. Von besonderem Interesse ist der Fund eines Gneisblockes auf der Hauptinsel. Zwar erscheint es nicht gänzlich ausgeschlossen, daß er als Ballast auf die Insel kam; auch könnte er durch einen Eisberg dorthin transportiert worden sein, wobei man allerdings an sehr beträchtliche junge Hebungen zu denken hätte. Da aber in den Breccien der Nightingale-Insel saure Gesteine von altem Habitus vorkommen, so ist es wahrscheinlicher, daß auch der Gneisblock von Tristan d'Acunha durch eine vulkanische Explosion aus der Tiefe emporgeschleudert wurde.

Hieran knüpft Verf. Fragen allgemeinerer Bedeutung an. Durch Pendelmessungen auf ozeanischen Inseln ist festgestellt worden, daß die Schwerkraft im Verhältnis zur berechneten zu groß ist, während sie umgekehrt auf Kontinentalküsten zu gering ist. Man hat dies durch ein Ansteigen der Ozeane gegen die Kontinente zu erklären versucht, wahrscheinlicher ist die Auffassung von FISHER, nach der die spezifisch schwereren Gesteine der ozeanischen Inseln stärker auf das Pendel wirken als die leichteren der Kontinente.

Von besonderem Interesse sind die Falklands-Inseln. Sie beherbergen Eruptivgesteine, die denen von Tristan d'Acunha überraschend ähnlich sind, vorwiegend aber paläozoische Sedimente, die den Witteberg- und Bokkeveld-Schichten Südafrikas durchaus entsprechen. Die durch *Leptocoelia flabellites* CONR., *Orthis palmata* MORR. et SHARPE und *Vitulina pustulosa* HALL gekennzeichnete Bokkeveld-Fauna findet sich außer am Kap und auf den Falklands-Inseln an vielen Stellen in Süd- und Nordamerika. ist aber in Europa unbekannt. Um ihre eigentümliche Verbreitung zu erklären, nimmt Verf. ein „*Flabellites*-Land“ an, das große Teile des

Atlantischen Ozeans erfüllte und an dessen West- und Südrand sich die Bokkeveld-Fauna ansiedelte, während seinen Ostrand das europäische Devonmeer bespülte. Auch durch die heutige Tierverbreitung, besonders durch zahlreiche gemeinsame Gruppen von Süßwasserfischen wird ja bekanntlich ein erst relativ spät unterbrochener Zusammenhang von Südamerika und Afrika wahrscheinlich gemacht.

Verf. macht dann auf das relativ häufige Vorkommen kontinentaler Gesteine auf ozeanischen Inseln aufmerksam, das nach seiner Anschauung dazu drängen mußte, in diesen Reste ausgedehnter Festlandsmassen zu sehen. Wenn auch Falkland und Südgeorgien, die Comoren und Seychellen, Rockall und die benachbarten Klippen zu den kontinentalen Inseln gezählt werden können, so sind doch der St. Pauls-Felsen und die Capverden-Insel Mayo entschieden den ozeanischen Inseln zuzurechnen und bestehen trotzdem aus kontinentalen Gesteinen. Auffallend häufig ist das Vorkommen kontinentaler Gesteine in der Südsee; sie sind auf Neu-Caledonien, den Fiji-Inseln, Neuen Hebriden und Salomons-Inseln nachgewiesen worden. Dies deutet auf eine jetzt größtenteils versenkte Bergkette hin, die sich bogenförmig von Neu-Seeland nach Neu-Guinea zog.

Auf manchen anderen Inseln, wie auf der Tonga-Gruppe, Ascension, und wahrscheinlich auch Tristan d'Acunha sind kontinentale Gesteine zwar noch nicht anstehend, wohl aber als vulkanische Auswürflinge bekannt geworden, die vermutlich nicht aus sehr großer Tiefe stammen.

Verf. kommt hier auf das Problem der Tuffröhren, oder, wie er sie nennt, der kalten Vulkane zu sprechen; sie haben eine besonders weite Verbreitung in Südafrika; nicht nur die Diamantenschlote von Kimberley, Orangia und Transvaal gehören zu diesem Typus, sondern auch zahllose, nicht mit Blaugrund erfüllte Ausbruchsstellen in der Capcolonie, besonders in den Drakensbergen. Einige dieser Schlote sind von einem eigentümlichen, kreibig aussehenden Sandstein erfüllt, der von dem Cave Sandstone der Stormberg-Schichten nicht unterschieden werden kann. Verf. glaubt deswegen, daß das Material des Cave Sandstones ein durch vulkanische Explosionen zerriebener Granit oder kristalliner Schiefer sei, der durch die Tuffröhren an die Erdoberfläche geschleudert worden sei. Zweifellos eine sehr kühne Hypothese, deren Bestätigung abzuwarten bleibt.

Nach der Anschauung des Verf.'s ist der Sitz der vulkanischen Kräfte in verhältnismäßig geringer Tiefe zu suchen. Als Ursache aller vulkanischen Erscheinungen sieht er Krustenbewegungen an, die teils ein Schmelzen vorher starrer Gesteine, teils eine heftige Gasentwicklung zur Folge haben. Alle vulkanischen Gesteine sind also nach seiner Auffassung durch Einschmelzen älterer Massengesteine, kristalliner Schiefer oder Sedimente entstanden. Besonders klar sollen die Beziehungen zwischen Tektonik und Vulkanismus in Südafrika sein, wo das Einsinken des Karroo-Beckens und die Bildung der gefalteten Küstenketten sowohl die zahlreichen Intrusionen wie die Effusionsperiode der jüngsten Stormberg-Schichten hervorgerufen haben soll.

E. Philippi.

Stratigraphie.

Permische Formation.

E. T. Mellor: Glacial (Dwyka) Conglomerate of South Afrika. (Amer. Journ. of. Sc. 1905. 107—119.)

Verf. gibt einen kurzen Überblick über die geographische Verbreitung, Bildungsweise und Literatur des südafrikanischen Glazialkonglomerates und beschreibt dann etwas eingehender die teilweise neu entdeckten Fundpunkte im südlichen Transvaal.

E. Philippi.

G. S. Corstophine: Note on the age of the Central South African Coalfield. (Transact. South Afric. Geol. Soc. 6. 1903. 16—19.)

Bei Vereeniging im südlichen Transvaal liegt das dort ausgebeutete Kohlenflöz unmittelbar auf Glazialkonglomerat; der Sandstein in seinem Hangenden enthält Geschiebe und soll nach Verf. ebenfalls noch glazialen Ursprungs sein. Bei Viljoens Drift südlich von Vereeniging soll sogar die Kohle zwischen Konglomeratschichten liegen. In dem gleichen Verhältnis zum Glazialkonglomerat findet sich nun Kohle und der sie begleitende Sandstein in der Nachbarschaft von Johannesburg und Pretoria, in den Distrikten von Middelburg, Vryheid und Ermelo im südöstlichen Transvaal und ist von dort bis Newcastle und Dundee in Natal zu verfolgen. Verf. schlägt für alle diese Vorkommen, in denen die Kohle den gleichen Horizont einnimmt, die Bezeichnung: „Zentral-Südafrikanisches Kohlenfeld“ vor. Hinsichtlich ihres Alters entsprechen diese kohleführenden Schichten den Ecce-Schichten der Kapkolonie, nicht den Stormberg-Schichten, mit denen sie früher verglichen wurden.

E. Philippi.

Triasformation.

F. Kossmat: Über die Lagerungsverhältnisse der kohlenführenden Raibler Schichten von Oberlaibach. (Verhandl. k. k. geol. Reichsanst. Wien 1902. 150—162.)

In dem besprochenen Gebiete wurde eine ununterbrochene Schichtserie vom Carbon bis zum Hauptdolomit angetroffen, ja bei Oberlaibach selbst finden sich darüber auch noch oolithische Jurakalke und Requinienkalke der unteren Kreide. Die vorliegende Schrift beschäftigt sich aber hauptsächlich mit den Kohlenflözen, die hier in den unteren Raibler Schichten, nahe über den Cassianer Dolomiten, angetroffen werden. Ihr Niveau wird durch das gleichzeitige Vorkommen von *Pachycardia rugosa* HAUER, *Mypophoria Kefersteini* MÜNSTER und *Trigonodus carniolicus* BITTNER bezeichnet;

darüber folgen fossilere bunte Mergel und Sandsteine. Es handelt sich sonach um paralische Bildungen.

Einen besonders guten Einblick in die Lagerungsverhältnisse gewährt das Bohrloch bei Drenovgrič, das 455 m tief niedergetrieben wurde und dabei ca. 380 m Raibler Schichten durchsank, ohne jedoch Kohle anzufahren. Eine wichtige Ergänzung dazu lieferte der Schurfbau im Tälchen westlich von Drenovgrič. Fast unmittelbar über dem Cassianer Dolomit fand man ein Liegendflöz mit ca. 50 cm Mächtigkeit. Von diesem durch etwa 28 m Kalk- und Dolomitbreccie mit Mergellagen getrennt existiert ein Hangend-Doppelflöz. Hier folgt auf ein 10—20 cm starkes Flözchen ein tonig-sandiges etwa 1—2 m mächtiges Zwischenmittel und darüber nochmals ein Flöz von 70 cm Dicke. Nach einer 2 m mächtigen Kalkbank stellt sich mitunter noch ein Kohlenschmitz von 30 cm ein.

Die Kohle wurde durch den bedeutenden Faltungsdruck, dem sie ausgesetzt war, ein Anthracit von sehr hohem Heizwerte, deren Abbau aber leidet infolge der starken Zerklüftung an großem Wasserandrang.

Die Fazies der dunklen *Trigonodus*-Schiefer, welche eben die Kohle begleiten, verliert sich aber im Tale von Podlipa, und an ihrer Stelle tritt ein Horizont von oolithischen Roteisensteinen auf, deren Eisengehalt aber zu klein ist, um eine Gewinnung zu lohnen.

Zum Schlusse werden die zahlreichen und starken Dislokationen des Snica-Tales an der Hand von fünf Profilen erörtert. L. Waagen.

Kreideformation.

Schumann und Leonhard: Das Kreidelager bei Grimme. (Mitt. Uckermark. Mus.- u. Geschichts-Ver. Prenzlau. 1902. 79, 80.)

Nach einer Urkunde war die Kreidescholle bei Grimme bereits 1487 bekannt. Zu den von H. SCHRÖDER 1888 angeführten 5 Arten, wonach das Vorkommen der Zone mit *Belemnites mucronata* angehört, fügt SCHMEISSER noch 15 Arten, darunter *Caratomus avellana* und *Trigonosaurus Humboldti* v. HAY (= *Palyxii* bei SCHMEISSER); dazu käme *Hemicara pomerarum* SCHLÜT. (dies. Jahrb. 1903. I. -531-). Joh. Böhm.

H. Wilschowitz: Beitrag zur Kenntnis der Kreideablagerungen von Budigsdorf und Umgebung. (Beiträge z. Pal. u. Geol. Österr.-Ung. u. d. Orients. 19. 1906. 8 Textfig.)

In der Tallinie von Tattenitz, Budigsdorf, Triebendorf und Dittersdorf, hart am Ostrande des nordwest-mährischen Kreidegebiets, weisen die fossilreichen Kreideablagerungen über den archaischen Gneisen und Graniten, dem Unterdevon (metamorphen Schiefen) und Rotliegenden von oben nach unten folgende Gliederung auf:

Unteres Turon	{	Weissen- berger Schichten	{	Malnitzer Grünsand	} Plänersandstein
				Ausgelaugter	
				Kalkiger (mit Kalkknollen)	
				Plänerkalk	
Cenoman	{	Korytzaner Schichten	{	Kalkige oder tonige Mergel	}
				Glaukonitische, kalkige Grenzschichten des Cenoman	
				Hornsteinbänder	
				Korytzaner Grünsand	
	{	Perutzer Schichten	{	Farbige Tone	}
				Perutzer Quader	
				Grob konglomeratische Bank	
				Feuerfeste Tone und Kohle	

Die Budigsdorf—Dittersdorfer Depression ist eine Parallelmulde zu der von Landskron—Mährisch-Trübau und wird von ihr durch den Phyllit-rücken des Eichwald- und Goldberges, der sich wahrscheinlich noch unter den Reichenauer Berg hin erstreckt, geschieden. Die in jener Talmulde verlaufenden Störungslinien sind auch oberflächlich durch Niveauverschiebungen in der Kreidedecke markiert; eine solche dürfte noch vor Ablagerung des Unterturons stattgefunden haben, da seine Basis im Sazawa-Tal um fast 200 m tiefer liegt als die cenomanen Grundkonglomerate des Kirchbergs. Nimmt man das Detonationsphänomen des Reichenauer Berges und die Niveauverschiebung, wonach vom Blosdorfer Steinbruch aus über die Schneide des Reichenauer Berges hin früher nur die Spitze des Kirchturms von Tattenitz, jetzt die ganze Kirche gesehen werden kann, so dürften die Niveauveränderungen noch nicht beendet sein. Joh. Böhm.

B. v. Reh binder: A propos de la question de l'âge des grès crétacés du Baskountschak. (Bull. Comité Géol. 24. 1905. 153—157.)

Verf. gibt Berichtigungen zu Referaten seiner Arbeit über die am Salzsee Baskuntschak aufgefundene Kreidefauna (dies. Jahrb. 1904. II. -431-).

Joh. Böhm.

V. Paquier: Explorations géologiques exécutées dans le Dauphiné pendant l'année 1900. (Travaux du Laboratoire de Géologie de Grenoble. 6. 91—92. 1902.)

Bericht über einige geologische Beobachtungen, die Verf. bei der Aufnahme des Blattes Privas und der Revision des Blattes Vizille der französischen geologischen Karte gemacht hat. Dieselbe beziehen sich namentlich auf die Stratigraphie der Kreideablagerungen. Hervorgehoben sei die cretaceische Schichtfolge bei Rochefort (Drôme), in der das Cenoman durch nur 15 m mächtige Glaukonitsandsteine vertreten und direkt durch Untersenen überlagert wird. Es fehlt hier ein Teil des Cenomans und das ganze Turon. Otto Wilkens.

St. Weller: The classification of the Upper Cretaceous formation and faunas of New Jersey. (The Journ. of Geol. 13. 1905. 71—84.)

Im Anschluß an COOK's, CLARK's und KNAPP-KÜMMEL's Gliederung der Kreideablagerungen im Staate New Jersey (dies. Jahrb. 1898. II. -299-) wird vom Verf. die nachstehende erörtert und dabei ausgeführt, daß in allen Horizonten der Matawan-Formation *Placenticeras* und die Gattung *Scaphites* auftritt, die Navesink marls *Belemnitella americana*, *Nautilus Dekayi* und *Terebratella pectita* einschließen, daß im Tinton bed, Cook's „indurated green earth“ die Gattungen *Sphenodiscus* und *Callianassa* neben *Trigonia caerulea* erscheinen, daß CLARK's Rancocas-Formation durch *Terebratula Harlani* charakterisiert wird und daß die Manasquan-Formation eine Fauna enthält, die in den meisten Arten von derjenigen der tieferen Stufen abweicht. In letzterer sind *Caryatis vella*, *Crassatella delawarensis* und Haifischzähne die verbreitetsten Fossilien.

KNAAPP-KÜMMEL und WELLER		CLARK
D.	Manasquan Marl	} Manasquan
	{ Long Branch sand	
C.	{ Vincentown lime-sands	} Rancocas
	{ Sewell Marl	
B.	{ Tinton bed	} Monmouth
	{ Red Bank sand	
	{ Navesink Marl und Mt. Laurel sands	
A.	{ Wenonah sand	} Matawan
	{ Marshalltown Clay-Marl	
	{ Columbus-Sand	
	{ Woodbury Clay	
	{ Merchantville Clay-Marl	
		Joh. Böhm.

T. W. Stanton: Morrison formation and its relations with the Comanche Series and the Dakota formation. (The Journ. of Geol. 13. 1905. 657—669.)

Im nördlichen Colorado schalten sich zwischen die Dinosaurier enthaltende Morrison- und die Dakota-Formation die Lakota- und Fuson-Formations ein. LEE wies die Morrison-Formation auch im südlichen Colorado, in New Mexico und Oklahoma nach, wobei er auf Grund eines Fundes von *Gryphaea corrugata* SAY einen Teil jener Stufe als der Washita group angehörig erkannte. Erneute Fossilienaufsammlungen am Purgatoire Rion, an den Two Buttes, am Rio Cimanon, bei Tucumcay und Canyon City, die Verf. vornahm, bestätigten diese Ansicht, so daß demnach die Dakota-Formation von der Morrison-Formation durch die Washita group auf etwa 100 Meilen Länge und vielleicht mehr getrennt wird. Daß letzterem Horizonte auch die Fuson- und Lakota-Formation zuzuweisen seien, erscheint darum nicht wahrscheinlich, als die Flora der Fuson-Formation

sich an die der tieferen Potomac-, nicht an die der Dakota-Formation anschließt. Danach rückt auch die Morrison-Formation tiefer herunter, und es ist nicht ausgeschlossen, daß sie noch dem Jura anstatt der Kreide angehört.

Joh. Böhm.

Tertiärformation.

R. Michael: Über die Altersfrage der oberschlesischen Tertiärablagerungen. (Monatsber. deutsch. geol. Ges. 1907. 2 p.)

Nach Besprechung der vorhandenen Literatur gibt Verf. folgende Übersicht:

	Sudetisches Vorland und Niederungsgebiet der Oder		Oberschlesische Platte
Ober- Miocän	Flammentone der schlesischen (subsudetischen) Braunkohlenschichten zwischen Öls und Kempen bei Brieg, Oppeln etc. etc. Quarz- und Glimmersande	ca. 100 —180 m	Schichten von Kieferstädtel mit Säugetierresten Bunte Letten und Sande mit den Eisenerzen in den „Taschen der Trias“ bei Tarnowitz etc., Landschneckenmergel bei Oppeln z. T. Kurzawka z. T.
Mittel- Miocän	Obere marine Tegel von Lorenzdorf etc. Gips und Kalkstein von Lorenzdorf	100—150 m 100 m	Obere marine Tegel (2. Med.-Stufe z. T.). Gips-, kalk- und schwefelführende Schichten von Pschow etc. Steinsalz in Oberschlesien und Galizien
Unter- Miocän	Untere, fossilführende Tegel v. Lorenzdorf, Kalkbänke von Hohedorf etc. Untere marine Tegel bei Ostrau	200—300 m	Landschneckenmergel bei Oppeln z. T., Beuthen und Gleiwitz Unteremarine Tegel (1. Med.-Stufe)
Oligocän		50—200 m	O. O. Tonmergel von Pallowitz und Zawada, Fauna von Przeciszow U. O. Meletta-Schichten etc. von Pallowitz etc. Mergelige Sandsteine von Przeciszow

von Koenen.

H. Forir: Les lignites du Rhin dans le Limbourg néerlandais. (Ann. Soc. géol. de Belgique. **34**. 1. Séances. 55. 1904.)

Es wird auf die Übereinstimmung des Profils eines Bohrloches bei Rouwenhof (Nieuwenhagen) und eines von daher seinerzeit mitgeteilten hingewiesen, in welchem die Lignite über dem marinen Oberoligocän und unter dem Miocän [Mittelmiocän des Ref.] lagen. von **Koenen**.

W. Fink: Der Flysch im Tegernseer Gebiet mit spezieller Berücksichtigung des Erdölvorkommens. (Geognost. Jahreshefte. **16**. 1903. 77—104. Mit 1 geol. Karte u. 10 Textfig.)

—: Zur Flysch-Petroleumfrage in Bayern. (Zeitschr. f. prakt. Geol. **13**. 1905. 330—333.)

Zwischen den verschiedenen Stufen der Kreideformation angehörigen Formationen im Norden und den mesozoischen im Süden des Gebiets liegt in breiter Zone der Flysch, dessen Gesteine Verf. nach ihrer petrographischen Beschaffenheit charakterisiert als: 1. Sandsteinartige Gebilde (Sandsteine und Konglomerate), 2. Kieselkalke (tonige Kieselkalke mit feinem Gefüge, mittelkörnige Kieselkalke, glasige Kieselkalke, Macigno (Hornstein z. T.), 3. Mergel und 4. Schiefer (Mergelschiefer und Schiefertone GÜMBEL's). Am beachtenswertesten sind die ca. 2 m mächtigen ziegel- bis kirschroten Schiefer, die einen durchaus ausgeprägten Horizont an der Scheide von Kieselkalken und Sandsteinen bilden und vom Verf. der Gliederung des Flysches zugrunde gelegt werden. Die Dreiteilung des Flysches in Kieselkalke, rote Schiefer und Sandsteine mit Konglomeraten wird auf der Karte zum Ausdruck gebracht. Die Flyschschichten, deren Aufschlüsse eingehend besprochen werden, sind gebogen und dann aufeinander gepreßt. Sie werden von Sprüngen durchsetzt, deren wichtigster der Tegernseer Hauptsprung ist, dazu kommen die St. Quiriner Verwerfung, diejenige, welche sich von Aalbach bis in die Nähe des Rettenbecks erstreckt u. a. Eingehend werden das Rohpetroleumvorkommen (Quirinusöl) am Finner, die Analysen desselben und die 1898/99 hier angestellten 13 Bohrungen besprochen, das Vorkommen von erdöhlhaltigen Kieselkalken an den Quellen des Fehnbachs erwähnt und gegenüber GÜMBEL und STRIPPELMANN der Flysch als Erdölträger angesprochen. Hinsichtlich der Entstehung des Erdöls schließt Verf. sich ZUBER an, wonach die Mikrofauna und das Plankton des Meeres, und hierbei pelagische Foraminiferen, Radiolarien, Pteropoden und Diatomeen vor allem in Betracht kommen.

REISS' eingehende Untersuchung einer Kieselkalkprobe, welche Ref. im Flysch des Dampfgrabens bei Bergen gesammelt hatte, bestätigt die Ansicht des Verf., wonach die Kieselkalke im bayrischen Flysch der Ursprungsort des Flyschpetroleums sind. Kugelige und stabförmige Gebilde im Schliff der Probe dürften wohl auf Spongiennadeln zurückzuführen sein, daneben enthält die Probe Foraminiferenreste. Der Prozeß der Sammlung

des Petroleums ist jedenfalls in die Zeit nach völliger Erhärtung der Kieselkalke anzusetzen und dürfte sich an die ältesten Bewegungen der erhärteten Absätze der Flyschperiode, d. h. vor Entstehung der Molasse anschließen.

Joh. Böhm.

A. Koch: Neuere Beiträge zu den geo-paläontologischen Verhältnissen des Bevčiner Zementmergels. (Földtani Köz-löny. 32. 311—322. 1902.)

Aus den Bevčiner Zementmergeln sind schon seit längerer Zeit fossile Mollusken bekannt, von welchen in der vorliegenden Arbeit neuerlich nach den Bestimmungen LÖRENTHEY's eine Liste gegeben wird. Aus dieser ist ersichtlich, daß der eigentliche Zementmergel der unteren, dagegen die darüber gelagerten Schichten der oberen Pannonischen Stufe angehören. Prof. A. KOCH selbst hat eine Bestimmung der Wirbeltierreste vorgenommen und führt nun an, daß am häufigsten Reste eines *Gadus*, am nächsten verwandt mit *Gadus (Merlangus) vulgaris*, angetroffen werden. Von Fischen finden sich noch Reste einer *Brosimius*- und einer *Sphyaena*-Art, während die Pflasterzähne nicht genauer bestimmt werden konnten. An Schildkröten wurden zwei *Testudo*-Arten unterschieden, von welchen die eine der noch lebenden *Testudo graeca* L. var. *Boettgeri* Mojs. sehr nahe steht.

L. Waagen.

R. Tate: On the occurrence of marine fossiliferous rocks at Kerguelen Island. (Trans. u. Proc. Roy. Soc. South Australia. 24. (1900). 104—108. 2 Taf.)

R. HALL aus Melbourne entdeckte 1898 auf der (Haupt-) Kerguelen-Insel an der Westseite des Cat's Ears-Berges am Royal Sound einen feinkörnigen zerreiblichen Sandstein von grauer Farbe, der bis 826' Höhe hinaufreicht. Derselbe enthält eine artenarme, aber individuenreiche marine Fauna, in der außer 2 Bryozoen, 1 *Balanus*-, 1 *Spirobis*- und 2 *Serpula*-Arten folgende Mollusken vorkommen, die beschrieben und z. T. abgebildet werden: *Natica Tremarici* n. sp., *Turritella Hallii* n. sp., *Chione permagna* n. sp., *Ch. Hallii* n. sp., *Ch. Kergueleni* n. sp., *Gari?* sp., *Mytilus* sp. (aff. *planulatus*), *M.* sp. (aff. *magellanicus*).

Das Alter dieser Ablagerung dürfte neogen sein. Sie ruht vulkanischen Gesteinen auf.

Otto Wilckens.

A. Tornquist: Über eine eocäne Fauna der Westküste von Madagaskar. (Abh. d. Senckenberg. naturf. Ges. 27. 2. 1904. 323—337. Taf. 46.)

Von der Insel Makamby, die der Westküste von Madagaskar in der Nähe von Majunga vorgelagert ist, beschreibt Verf. eine Faunula von folgender Zusammensetzung: *Fibulina gracilis* n. g. n. sp., *Fibularia Voeltzkowi* n. sp., *Schizaster howa* n. sp., *Dendracis meridionalis*

n. sp., *Alveopora gracilis* n. sp., *Stylophora annulata* REUSS, *Millepora cylindrica* REUSS, *Stylaster* sp., *Magilus grandis* n. sp.

Die Echiniden und besonders die Korallen lassen diese Faunula als eocän erscheinen, gleichalterig sind sicher die fossilfreien Kalke von Majunga. Das Eocän setzt an der Westküste von Madagaskar einen vielfach unterbrochenen Streifen zusammen, der gegen ältere Gesteine im Innern der Insel abgesunken ist. Da sich an der ostafrikanischen Küste Eocän unter gleichen Lagerungsverhältnissen findet, so ist nach Verf. die Mozambique-Straße als Grabenbruch zu deuten, der mit dem innerafrikanischen Graben vergleichbar ist.

E. Philippi.

Quartärformation.

Aeberhardt: Etude sur les Alluvions anciennes des environs de Genève. (Ecl. geol. Helv. 7. 4. 1903. 271—286.)

In dem „La Côte“ genannten Gebiet am Nordufer des Genfer Sees zwischen Aubonne Beguins kommen in einer Höhe von etwa 550 m Schotter vor, die direkt auf Molasse liegen und ausschließlich aus alpinen Geröllen bestehen, unter denen aber Eklogit, Arollagneis, Chloritschiefer und Arkosen fehlen, desgleichen die Kalksteine des Juragebirges. Bei Bougy, Mont-la-Ville, Bursins liegt über diesen Schottern Grundmoräne, in der die eben genannten Gesteine vorhanden sind, bei Beguins eine 2 m mächtige Lage von großen gerollten Blöcken, unter denen auch Juragesteine auftreten.

Zwischen Beguins und Genf fehlen diese alten Schotter. In der Schlucht des Boiro bei Nyon liegt Grundmoräne mit Jurageschieben direkt auf Molasse. Die Schotter des Bois de la Bâtie und von La Plaine enthalten Juragerölle, welche letztere dann sehr häufig in den alten Schottern von Malval sind, die eine Höhenlage von 430 m einnehmen. Die Schotter von Hermance haben die gleichen alpinen Gerölle wie die anderen entsprechenden Ablagerungen der Genfer Gegend.

Es ergibt sich somit ein wesentlicher Unterschied in der Zusammensetzung der Schotter von La Côte und derjenigen der Genfer Gegend, ein Unterschied, der ganz unerklärlich ist, wenn man die Gleichaltrigkeit beider Bildungen annehmen will. Diese ist aber auch wegen der ungleichen Höhenlage ausgeschlossen: die Schotter von La Côte liegen in 550, die der Umgegend von Genf in 430 m Höhe. Abgesehen von dem sehr bemerkenswerten Fehlen aller Juragerölle zeichnen sich die Schotter von La Côte durch das Vorherrschen der Granite, Quarzite und Gneise, die Genfer durch die große Menge der schwarzen Kalke und die Seltenheit von Serpentin, Verrucano, Diorit und Carbonsandstein aus.

Die alten Schotter von La Côte müssen die älteste quartäre Ablagerung des Gebietes sein. Zur Zeit ihrer Bildung existierte der Genfer See noch nicht, denn sonst könnte all das Walliser Material nicht hier auftreten. Ferner kann der Jura noch nicht emporgewölbt gewesen sein

oder doch wenigstens nicht so weit, daß Kreide und Jura schon durch die Erosion angegriffen wurden. Auch die Alpen waren noch nicht so tief erodiert wie heute. Die alten Schotter als fluvioglazial zu betrachten, liegt einstweilen noch kein Grund vor. Bei der Ablagerung der die alten Schotter bedeckenden Grundmoräne war der Jura bereits so hoch gehoben, daß seine Gesteine erodiert waren. Erst später grub sich die Rhône ein tiefes Bett in die Grundmoräne und die alten Schotter und räumte diese überall, nur nicht an der Côte weg. (Die Eklogit- und Gabbrogerölle in den Schottern des Bois de la Bâtie stammen von der alten Moräne.) Dann erfolgte die Bildung des Sees durch die Senkung der Alpen oder die Erhebung des Jura. Bei einem neuen Vorstoß hat dann der Gletscher mit seinen Moränen das Côte-Plateau, den Grund des Sees und die Genfer Gegend bedeckt. Dieser jüngeren Glazialperiode entspricht eine starke Denudation im Jura.

Otto Wilckens.

R. S. Tarr: Postglacial and Interglacial (?) Changes of Level at Cape Ann, Massachusetts. With a Note on the Elevated Beaches by J. B. WOODBURN.

Die Küstenlinie bei Cap Ann, nordöstlich von Boston, hat unmittelbar nach dem Rückzuge des letzten Inlandeises 40—60' tiefer gelegen als heute. Dies bezeugen sowohl Strandterrassen wie Dünenzüge, deren Bildung längst aufgehört hat und unter den heutigen Verhältnissen nicht mehr möglich sein würde. Unterhalb der 60'-Linie ist das Diluvium geschichtet und zeigt oft Delta-Struktur, oberhalb dieser Grenze beobachtet man ungeschichteten Geschiebemergel.

An der Westseite von Gloucester Harbour wurden sandige Tone mit vielen z. T. recht großen Geröllen und einer arktisch-marinen Fauna entdeckt, die diskordant von Geschiebemergel überlagert werden; sie werden als interglazial angesehen, ganz ausgeschlossen ist aber auch ein präglaziales Alter nicht.

Auffallend ist das Fehlen von Fossilien in den postglazialen Ablagerungen von Cap Ann.

E. Philippi.