

Diverse Berichte

Geologie.

Petrographie.

A. Geikie: On Volcanic Action during the Older Geologic Periods. Anniversary Address. (Quart. Journ. Geol. Soc. 47. 48. 1891.)

1. **Archean.** Der Gneiss von Sutherland und Rosshire ist aus eruptiven Gesteinen verschiedener Art hervorgegangen, die durch Pressung und Schiebung tief eingreifende Umwandlungen erfahren haben. Sicherlich ist dieser Gneiss nicht die Erstarrungskruste der Erde; im Gegentheil müssen grosse Massen oberflächlicher Gebilde von loserem Gefüge fortgeführt worden sein, von denen vielleicht auf den äusseren Hebriden noch Reste zu finden sind. Spalten, deren Streichen OSO. nach WNW. ist, sind mit Diabas und Diabasporyrit ausgefüllt; sie sind von jüngeren Peridotiten und Pikriten durchsetzt, die ostwestliches Streichen zeigen. Noch jünger sind Gänge von Granit und Syenit, den Diabasgängen nahezu parallel laufend.

2. **Dalradian.** Der Torridonsandstein schliesst keine eruptiven Massen ein; dahingegen kommen in der nächstfolgenden Gruppe von Quarziten, Conglomeraten und Phylliten, die unter dem Namen Dalradian zusammengefasst wird, viele Gänge und Lager von Diorit, Epidiorit und grünen Tuffen vor.

3. **Uriconian.** Quarzporphyre und Tuffe vom Wrekin und Caer Caradoc an der östl. Grenze von Wales. Sie sind wahrscheinlich älter als die Longmyndsichten, und diesen scheint ein höheres Alter als den *Olenellus*-Schichten zuzukommen. Man darf die Hoffnung nicht fallen lassen, dass bei sorgfältiger Untersuchung der Longmyndsichten, zumal ihrer unteren Hälfte, Petrefacten zu Tage gefördert werden können, die eine genauere Altersbestimmung ermöglichen würden.

4. **Cambrian.** Grosse Eruptionen von Quarzporphyr bei Bangor, Llyn Padarn (mit merkwürdiger Entwicklung von Schieferstructur und Übergang zu Thonschiefer und Sericitschiefer) und bei St. Davids (auch olivinhaltiger Diabasporyrit). Wahrscheinlich erstreckten sich die Eruptionen bis in die Mitte von England und andererseits bis zur Ostküste von Irland.

5. Silurian. Dem Arenig gehören die zahlreichen Eruptivgebilde von Merionethshire an (Cader, Idris und benachbarte Kuppen), die zum Theil als denudirte Kegel und Ströme aufzufassen sind. Auch hier tritt die Überlagerung basischer Gesteine durch saure deutlich hervor, wenngleich der petrographischen Untersuchung noch viel zu thun bleibt. — Jünger, der Llandeilo- und Balagruppe angehörig, sind die glasreichen Porphyre und Porphyrmandelsteine von Caernarvonshire (Snowdon, Mynydd-Mawr u. a.), durchsetzt von Bänken mehr basischer Porphyrite. Gleichen Alters dürften die vielbesprochenen Conglomerate im Centrum und im Norden von Anglesey sein, die durch BLAKE zu seinem „Monian“ gestellt wurden. In westlicher Richtung erstreckten sich die Eruptionen bis zur Ostküste von Irland, wo entsprechende Gesteine in der nördlichen Hälfte spärlich, in der südlichen (Wicklow, Wexford, Waterford) reichlich angetroffen sind. — Der Wenlock- und Ludlowgruppe des Obersilur gehören die eruptiven Massen der Westküste von Irland (Lough, Mask und Dingle Bay) an, porphyritische Mandelsteine und sphärolithische Porphyre, die einer erneuten petrographischen Untersuchung bedürfen.

Diese Übersicht der Eruptivgebilde Grossbritanniens, welche durch stetige Hinweisungen auf die Literatur besonderen Werth erhält, soll bei späterer Gelegenheit weitergeführt werden. H. Behrens.

1. **W. M. Hutchings**: Further Notes on Fireclays etc. (Geol. Mag. (3.) 8. 164—169. 1891.)

2. **C. A. Mac Mahon**: Note on the Alleged Genesis of Rutile in Fireclays. (Geol. Mag. (3.) 8. 259—262. 1891)

3. **W. M. Hutchings**: Rutile in Fireclays. Reply to Major-General MAC MAHON. (Geol. Mag. (3.) 8. 304—306. 1891.)

1. Ein Bericht über Schlammversuche, welche sich an die Arbeit über die Entstehung von Schiefen (dies. Jahrb. 1891. I. -92-) anschliessen. Die feinsten Schlammproducte aus feuerfestem Thon von Seaton enthielten den grössten Theil der Rutilnadelchen, ferner ziemlich viele Ilmenitschüppchen und Körnchen von Epidot. Als Hauptbestandtheil wurden grünliche und gelbliche, glimmerähnliche Schüppchen ohne Rutil gefunden, daneben unbestimmbare Körnchen. Biotit wurde nicht angetroffen, auch nichts, das mit Sicherheit als Kaolin hätte gedeutet werden können. Die gröberen Schlammproducte führen glimmerähnliche Schuppen mit Rutileinschlüssen. Die grosse Mehrzahl derselben erweist sich als regellose Aggregate kleinerer Blättchen. Gröberer Thon zeigt nur quantitative Abweichungen. Schieferpräparate zeigen insofern gleiches Verhalten, als auch hier, und zwar unterhalb derselben Grenze, die kleinsten Glimmerschuppen keinen Rutil führen. Im Gegensatz zu ROTH (Chem. Geol. II. 586 und Allg. Geol. III. 169) folgert der Verf., dass die Glimmerschüppchen im Wesentlichen als Neubildung aufzufassen seien, und betont ferner noch, dass Thon und Thonschiefer nicht aus Aluminiumhydrosilicat bestehen, wenngleich die Ergebnisse der chemischen Analysen leidlich zu dieser Annahme stimmen.

2. Gegen die Ausführungen von HUTCHINGS wird geltend gemacht, dass die losen Rutilnadeln und die Glimmerschuppen ohne Rutil auf Rechnung des Zerdrückens und Schlämmens gebracht werden können. Dies wäre möglich, doch im Ganzen nicht wahrscheinlich, auch müssten die abgelösten Nadeln auf den Glimmerblättchen Spuren zurückgelassen haben. Gewichtiger ist der Einwand, dass sehr wohl Glimmer verschiedener Herkunft in den untersuchten Thonen vermennt gewesen sein können; dem entschiedenen Protest gegen die durch HUTCHINGS beiläufig hinzugezogene Annahme von Mitwirkung dynamischer Metamorphose bei der Bildung der Thonminerale kann man nur beistimmen.

3. In einer Replik gegen den Artikel von MAC MAHON legt der Verf. besonderen Nachdruck auf die Frage: Sind Granite und Gneisse bekannt, die Rutilnadeln in solcher Menge führen, dass daher die grossen Mengen derartiger Nadeln in den Thonen und Schiefen stammen können?

H. Behrens.

A. Harker: On Various Crystalline Rocks. (Geol. mag. (3). 8. 169—173. 1891.)

Beschreibungen mikroskopischer Präparate eines Pyroxenits von Fobello, Lombardei (derselbe ist ein grobkristallinisches Aggregat von Hypersthen mit viel Diallag und wenig Hornblende); eines Eklogits von Tana, Norwegen (Granat, farbloser Omphacit, Quarz und ein wenig Rutil), eines granatführenden Amphibolits von Sutherland, eines Quarzdiorits von Viti-Levu, Fidji-Inseln (von WICHMANN's Beschreibung [Min. Petr. Mitth. V. 17] abweichend durch die Angabe von Quarz und Glimmer), endlich noch eines Uralitgabbros von Eua, Tonga-Inseln (wahrscheinlich nicht erratisch, obschon die Insel auf den ersten Blick recent vulcanischen Ursprungs zu sein scheint).

H. Behrens.

A. Harker: Notes on a Collection of Rocks from the Tonga Islands. (Geol. Mag. (3). 8. 250—258. 1891.)

Mit Ausnahme der erwähnten losen Blöcke von Uralitgabbro sind nur recente Gesteine gefunden, Lapilli und Asche von Labradorit- und Oligoklas-Andesit, überlagert von Kalksteinbänken, muthmaasslich Korallenkalk mit vielen Foraminiferen und Orbitoiden; ferner Gänge von Andesitlava, welche den vulcanischen Schutt, aber nicht den Kalkstein durchsetzen.

H. Behrens.

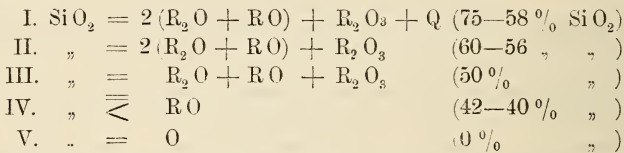
F. Loewinson-Lessing: Note sur la structure des roches éruptives. (Bull. soc. Belge de géol. etc. 3. 393—398. Année 1889.)
—, Deuxième note sur la structure des roches éruptives. (Ibid. 5. 3—13. Année 1891.)

Verf. verfiht gegenüber MICHEL-LÉVY und FOUQUÉ die ROSENBUSCH'sche Eintheilung der Gesteine in körnige und porphyrische, und macht nament-

lich darauf aufmerksam, dass ROSENBUSCH lediglich die Einheitlichkeit der Eintheilung aller massigen Gesteine wahrt, wenn er die porphyrischen Gesteine nach den Einsprenglingen gliedert, nicht auch nach den Gemengtheilen der Grundmasse, da nur erstere als intratellurische Bildungen den Gemengtheilen der körnigen Gesteine entsprechen. O. Mügge.

F. Loewinson-Lessing: Etude sur la composition chimique des roches éruptives. (Bull. soc. Belge de géol. etc. 4. 1—15, mit 1 Tabelle. Année 1890.)

Verf. schlägt vor, die Eruptiv-Gesteine, gleichgültig welchen Alters, nach ihrem Gehalt an Kieselsäure zu gliedern in saure (I), neutrale (II), basische (III), überbasische (IV) und solche ohne Kieselsäure (V), in welchen sich die Summe der Kieselsäure (in %) durch folgende Formeln darstellen lässt:



Zur letzten Gruppe gehören die Meteoreisen, zur vorletzten die Peridotite, Limburgite etc. Zwischen je zwei der obigen fünf Hauptgruppen stehen nach ihrem Kieselsäuregehalt in der Mitte weitere vier Gruppen u. s. w. Ferner entstehen Untergruppen dadurch, dass in den Gesteinsgruppen I und II, in denen die Sesquioxyde über die übrigen Oxyde überwiegen, die ersteren statt letzterer in die Klammer treten, also der Kieselsäure-Gehalt für I z. B. dann dargestellt wird durch $\text{SiO}_2 = 2\text{R}_2\text{O}_3 + \text{R}_2\text{O} + \text{RO} + \text{Q}$ u. s. w. Verf. glaubt, dass man durch mathematische Analyse der obigen Formeln Beziehungen zwischen den chemischen Hauptgemengtheilen werde auffinden können und macht zum Schluss darauf aufmerksam, dass seine Tabelle fast zu denselben Gruppen führt, welche auch ROSENBUSCH unterschieden hat. O. Mügge.

Otto Lang: Über die Individualität der Gesteine. (Min. u. petr. Mitth. XI. 467—486, 1890.)

Die rein theoretische Abhandlung beschäftigt sich mit der Deutung des Begriffes „Gestein“.

„Jedes Product eines eigenen geologischen Processes“ ist ein Gestein. Der Bildungsvorgang muss ein ununterbrochener sein und alle zeitlich oder räumlich von einander getrennten Prozesse liefern, ebensowohl wie in der Art verschiedene, andere Gesteine. Demnach ist eine Schicht, eine Gangausfüllung (Erzgänge, Sandsteingänge etc.) ein Gestein; alles was ein Fluss auf seinem Laufe ablagert — Gerölle, Sande, Schlamm — ist eine Ge-

steinseinheit; ebenso ein Absatz, bestehend aus den verschiedensten Salzen und entstanden durch gleichmässig andauerndes Verdunsten von Meerwasser ist eine Gesteinseinheit. Die Mächtigkeit oder Masse ist ganz ohne Belang für die Selbständigkeit des Individuums.

Die Eruptivgesteine sind wegen der mangelhaften Kenntniss von ihrer Entstehung und Herkunft unvollkommen abgrenzbare Individuen. Aber die Tiefen-, Gang- und die Ergussform, überhaupt alle bei derselben Eruption geförderten Massen bilden ein Gesteinsindividuum.

Die event. räumlich getrennten Ausfüllungsmassen benachbarter, parallel oder radialstrahlig geordneter Gangspalten, die durch nebeneinander Hergehen ungleichartiger Processe (chem. u. mech., z. B. Thon und Anhydrit) gleichzeitig abgelagerten verschiedenen Massen gehören zu einer Collectiv-einheit („Gesteinsbruderschaft“). Ebendahin gehören die zu einer Decke vereinigten zeitlich von einander getrennten Ergüsse eines Vulcanes.

G. Linck.

H. Rosenbusch: Zur Auffassung der chemischen Natur des Grundgebirges. (Min. u. petr. Mitth. XII. 49—61. 1891.)

Die Studie richtet sich gegen die Bemerkungen H. CREDNER's (dies. Jahrb. 1891. II. -263-) über die krystallinischen Schiefergesteine und ihren Zusammenhang mit Eruptivgesteinen oder mit Sedimenten.

Anknüpfend an frühere Arbeiten (dies. Jahrb. 1889. II. 81 und 1891. II. -57-) nimmt der Verf. zwei Prämissen an: 1. Dass die krystallinen Schiefergesteine dynamometamorphe Massen sind. 2. Dass die Dynamometamorphose den chemischen Charakter eines Gesteines nicht wesentlich verändert. Ferner entnimmt er aus der zweiten Arbeit, dass bei den Eruptivgesteinen stets ein bestimmtes Mischungsverhältniss der chemischen Bestandtheile vorhanden sein muss, während es bei den Sedimenten nur vorhanden sein kann.

Von den letzteren Gesichtspunkten aus werden nun eine grössere Anzahl (40) von krystallinischen Schiefergesteinen, deren Analysen aus ROTN's Tabellen genommen sind, betrachtet und es ergibt sich daraus, dass man thatsächlich unter allen Gruppen Gesteine finden kann, deren chemische Zusammensetzung vollständig den Mischungsverhältnissen gewisser Eruptivgesteine entspricht, und dass andererseits Massen vorhanden sind, die man mit Eruptivgesteinen durchaus nicht in Beziehung bringen kann, wohl aber mit Sandsteinen, Mergeln oder anderen Sedimenten. Zwischen diesen beiden Gesteinsarten stehen allerdings andere in der Mitte, bei deren Deutung man im Zweifel sein kann, ob ein verändertes Sediment oder ein verändertes Eruptivgestein vorliegt. Für diese wäre denn die Entscheidung in der Structur beziehungsweise durch die Stratigraphie zu suchen.

G. Linck.

K. A. Lossen: Vergleichende Studien über die Gesteine des Spiemonts und des Bosenbergs bei St. Wendel und ver-

wandte benachbarte Eruptivtypen aus der Zeit des Rothliegenden. (Jahrb. k. preuss. geolog. Landesanst. für 1889. 258—321. Berlin 1890.)

Unter diesem Titel bringt der Verf. eine Untersuchung eines Theils der Saar-Nahe-Gesteine, die ihm Veranlassung gibt, seine Stellung oder seinen abweichenden Standpunkt in der Systematik der Gesteine gegenüber H. ROSENBUSCH zu erörtern. Er kommt zu dem Resultat, dass sein Mesodiabas (Palatinit, Leukophyr) nicht zu den Tiefengesteinen oder Eugraniten, sein Kersantit und Augit-Syenitporphyr nicht schlechthin zu den Ganggesteinen, sein Mesodolerit oder Tholeyit nicht ausschliesslich zu den Ergussgesteinen (Rhyotaxiten) zu rechnen seien, sondern dass seine Mesodiabase und Mesodolerite in einander verlaufende Structurtypen der Melaphyrfornation der Saar-Nahegebiete darstellten und vorzugsweise Intrusivlager, Intrusivstöcke und Quergänge im Rothliegenden bildeten, dass endlich die glimmerarmen, dioritporphyritischen und syenitporphyrischen Gesteine mit Kersantitstructur des Spiemont, Bosenbergs, der Weiterbach-Gang und die verwandten Quergänge bei St. Wendel und Kusel ebenso wie die diabas- und doieritartigen Melaphyre, Intrusivlager, Stöcke und Quergänge seien und geologisch gleichwerthig jenen bezüglich ihrer Structur. Es sei das nächste Ziel der Petrographie den geologischen Werth der einzelnen Structurformen der Massengesteine zu bestimmen. Es geht nicht an, hier auf nähere Einzelheiten der gewissenhaften Untersuchungen des Verfassers einzugehen; man vergleiche namentlich die ältere Abhandlung: „Über die Anforderungen der Geologie an die petrographische Systematik“ (dies. Jahrb. 1885. I. - 397-). Verf. steht mit H. ROSENBUSCH auf derselben Grundlage, wonach die Structur die Trägerin der geologischen Rolle sei und darum vor der mineralischen und chemischen Grundmischung der Gesteine den Vorrang haben müsse, will aber, dass die Structur direct zur Systematik Verwendung finde. Die „Ganggesteine“ hält er für unangezeigt. Für die Kartirung scheint es ihm unerlässlich, dass das Alter der Gesteine, hier der Rhyotaxite, betont werde, und dass das Gewicht der Unterscheidung in geologischen Dingen immer nach der praktischen geologischen Verwerthbarkeit bemessen werde.

An der Zusammengehörigkeit aller im Rothliegenden des Saar-Nahegebiets vorkommenden Eruptivmassen wird Niemand mehr zweifeln und die Diabase des rheinischen Schiefergebirgs mit diesen zum Theil etwa als Diabas zusammenziehen wollen, ob aber die Nomenclatur des Verf. einen erwünschten klaren Ausweg hierzu bietet, das nicht zu bezweifeln, wird Vielen schwer fallen. Wenn nun der Verf. auch noch Namen wie Kersantit, Syenitporphyr bei der Deutung besonderer Typen der Saar-Nahe-Gesteine heranzieht, dann sind Begriffsverwirrungen für Fernerstehende zu befürchten; wenn Kersantit oder Minette oder Syenitporphyr im kristallinen Grundgebirge ein den dioritischen oder syenitischen Gesteinen zugehöriges Ganggestein darstellt und stets in örtlichen Beziehungen zu diesen vorkommt, dann kann man nicht Kersantit nennen, was einen besonderen Typus der Structur der Eruptivmassen im Saar-Nahegebiet dar-

stellen soll, mag die Structur noch so ähulich sein der des Grundgebirgs-
gesteins. Die Fortführung der Aufnahmen wird uns erst endgültig
sagen können, was Effusivdecken, was Gänge, was Apophysen der Gänge
und Decken dort sind und inwieweit manche Intrusivlager mit beider-
seitigen Contactmetamorphosen nicht Gänge sein können, nachdem auch
bei den Diabasen des rheinischen Schiefergebirges durch die Auffindung
von Oberflächenformen eines Stroms, einer Decke die intrusive Natur der-
selben wenigstens nicht mehr angenommen werden kann. **Chelius.**

A. Liebrich: Beitrag zur Kenntniss des Bauxits vom
Vogelsberge. Inaug.-Dissert. d. Univers. Zürich. 8^o. 42 S. III Taf.
Giessen 1891.

Am Westabhange des Vogelsberges finden sich Knollen von Bauxit
in grossen Mengen, eingelagert in grauweissem bis rothbraunem Thon
oder lose auf der Oberfläche liegend. Die Untersuchung von Dünnschliffen
ergab, dass dieser Bauxit ein Umwandlungsproduct von Feld-
spathbasalten ist. An Stelle des Plagioklas erscheint eine weisse und
durchsichtige, selten gelbe bis braune Substanz, die sich entweder isotrop
verhält oder aus vielen kleinen durcheinander gewachsenen Kryställchen
gebildet ist. Wird aus der dunklen Masse, welche den Augit ersetzt, das
Eisenoxydhydrat durch eine schwach salzsaure Zinnchlorürlösung entfernt,
so bleibt eine amorphe oder krystallinische weisse Masse zurück. Die in
Hohlräumen auftretenden grösseren Krystallindividuen (bis $\frac{1}{10}$ mm) sind
nach ihrer chemischen Zusammensetzung, ihrer Form und der Art ihrer
Auslöschung als Hydrargillit zu bestimmen. Der Bauxit vom Vogelsberge
ist also z. Th. amorphes Thonerdehydrat, z. Th. Hydrargillit,
der neben Thonerde und Wasser noch Eisenoxyd enthält und ausserdem
Titaneisen und Reste von Silicaten umschliesst.

Der neben Bauxit im Thon auftretende Basalteisenstein ist ein
dichter Göthit oder ein Brauneisenerz; derselbe ist mit Thonerdehydrat,
Resten von Silicaten und Titaneisen gemengt. Bauxit und Basalteisen-
stein gehen in einander über. **Th. Liebisch.**

Otto Fromm: Petrographische Untersuchungen von
Basalten aus der Gegend von Cassel. Inaug.-Dissert. Berlin.
(Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 43. 43—76. 1891.)

Die untersuchten Gesteine stammen aus dem Habichtswald und dem
Kaufunger Wald; es sind folgende: Limburgite (zweiter Art) von der
Schaumburg (Analyse I) und vom Essigberg, beide unweit Hoof. Plagio-
klasbasalte vom Helfenstein, Habichtstein und Anersberg, alle unweit
Dörnberg, ihr Glas wird von Säure zersetzt; vom Hirschstein n. Elgers-
hausen mit accessorischem Nephelin in Nestern, Kalkspath auf Hohlräumen
(Analyse II); Katzenstein unweit Dörnberg, Baunsberg sw. Cassel: Bühl

sw. vom Dorfe Weimar, Olivin fehlt, Augit als Einsprengling selten (Analyse III); Baumgarten, $\frac{3}{4}$ St. w. Harleshausen, Glimmer-führend; Kl.- und Gr.-Steinberg (nördlichster Kaufunger Wald); Gr.-Staufenberg bei Lutterberg, Glimmer-führend, Kl.-Staufenberg, ebenfalls mit Glimmer, ganz dicht (Analyse IV); Deisselberg bei Deissel, dem vorigen sehr ähnlich. Nephelinbasalte vom Hunrodsberg s. Wilhelmshöhe, mit Biotit (Analyse V), Rehberg zwischen Cassel und Hofgeismar, Hohenstein zwischen Weimar und Dörnberg, Hohenkirchen, lose Blöcke mit Melilith und Glas in rundlichen Portionen. — Der Olivin der Gesteine ist zuweilen von einer isotropen, wahrscheinlich durch Zersetzung entstandenen Substanz umrändert, und lässt häufig Druckwirkungen erkennen, wie auch der als Einsprengling seltenere Augit. Die Grundmasse enthält hauptsächlich Augit, daneben Plagioklas (auch Sanidin soll vorkommen), Glimmer und Nephelin in den angeführten Vorkommen. Als Einschluss findet sich zuweilen Quarz.

	I.	II.	III.	IV.	V.
SiO ₂	42,32	47,67	53,83	49,05	42,02
Al ₂ O ₃	12,11	14,83	15,85	14,36	13,86
Fe ₂ O ₃	4,97	5,01	6,87	4,25	5,81
FeO	6,13	6,34	4,09	6,35	5,84
CaO	9,78	9,31	7,68	8,38	11,43
MgO	15,21	5,50	5,56	8,38	10,39
K ₂ O	1,92	1,57	0,72	2,26	0,86
Na ₂ O	2,66	3,49	3,02	3,42	3,61
MnO	0,14	0,08	0,21	0,24	0,31
TiO ₂	2,17	2,56	1,73	2,18	1,88
X	0,94	0,66	0,61	0,79	1,99
P ₂ O ₅	0,26	0,20	0,26	0,09	0,11
SO ₃	Sp.	0,05	Sp.	0,07	—
Cl	0,16	0,15	0,05	0,08	0,20
CO ₂	0,62	0,83	0,32	0,40	0,56
H ₂ O	2,17	1,91	0,84	1,57	2,41
Sa	101,56	100,16	101,64	101,87	101,28
Spec. Gew.	3,069	2,9936	2,9114	2,9447	3,0283

(Über die Substanz X vergl. dies. Jahrb. Beil.-Bd. V, 404.)

O. Mügge.

R. Wedel: Über das Doleritgebiet der Breitfirst und ihre Nachbarschaft. (Jahrb. k. preuss. geol. Landesanst. für 1890. 1—37. Taf. I, II. Berlin 1891.)

Die Höhenzüge am Südfuss der Rhön gegen Spessart und Vogelsberg werden in der vorliegenden Abhandlung bezüglich der Basalte einer genaueren Untersuchung unterzogen, die mit Hilfe einer kleinen Übersichtskarte und zweier Profile dem Leser veranschaulicht wird. Die Gegend daselbst baut sich auf aus Buntsandstein und Muschelkalk, über denen

tertiäre Sedimente und verschiedene Basaltdecken ausgebreitet sind. Theile dieser Gegend hatten früher LUDWIG, v. SANDBERGER, BÜCKING und KNAPP beschrieben. Verf. findet, dass die Mittheilungen LUDWIG's hier mit ebenso grosser Vorsicht aufzunehmen sind, wie auch im Odenwald und Vogelsberg. Das Tertiär und die Basaltdecken führen den Verf. zu folgendem idealem Profil:

Oben: Basaltischer Lehm,
Graue Tuffe,
Plagioklasbasalte, doleritisch,
Grauer und rother Tuff,
Plagioklasbasalte, meist dicht,
Gelblich-graue Tuffe,
Nephelinbasalte mit Limburgitgang,

Unten: Blaue und graue Thone und Sande mit Kohlen.

Der Nachweis der Altersstellung der Basalte zu einander ist von besonderem Interesse und wird für die benachbarten Gebiete der Rhön und des Vogelsberges zu weiterer Klarstellung anregen. Die Resultate der Abhandlung stimmen in dieser Beziehung mit den Mittheilungen STRENG's aus der Gegend von Giessen überein, der ebenfalls einen jüngeren doleritischen und einen älteren, dichten Plagioklasbasalt dort gefunden hat und die Limburgite daselbst nur als Gänge beschreibt, wie der Verf. Die verschiedenen Basalte werden eingehend beschrieben, der Plagioklas und Augit der oberen Basaltdecke chemisch isolirt und analysirt, es wird der Nachweis geliefert, dass die Trachydolerite LUDWIG's der dortigen Gegend keine selbständigen Glieder der Basalte sind, sondern der eigenartigen Zersetzung des oberen Basaltes ihr verändertes Aussehen verdanken, dass von den beiden Limburgitgängen der Gegend der eine als Plagioklasbasalt, der andere als Nephelinbasalt in glasiger Gangform aufzufassen sei. Wenn solche Limburgite wie hier durch die Beschaffenheit ihres Glases, durch ihr Auftreten im älteren Nephelinbasalt und ausserhalb desselben scharf charakterisirt sind, dürfte es sich dann nicht empfehlen, den Namen Limburgit durch Feldspath- und Nephelin-Glasbasalt zu ersetzen, Bezeichnungen, die sofort ihre Zugehörigkeit angeben und Verwechslungen mit dem Limburgit der Limburg und mit Limburgiten, die eine irgendwie beschaffene Glasbasis führen, ausschliessen? Die in der Gegend der Breitfirst zuerst auftretenden Nephelinbasalte und deren Gangform bestanden aus Olivin, Augit, Nephelin, Magnetit, Apatit und einer Glasbasis bei 45% SiO_2 ; das spätere, dort ausfliessende Magma war saurer. Es entstanden die dichten Plagioklasbasalte mit Augit, Plagioklas, Magnetit und Glasbasis als Grundmasse und Augit und Olivin als Einsprenglinge, dann die doleritischen Plagioklasbasalte, welche nur noch spärlich Olivin führen, 52—55% SiO_2 enthalten und gangförmig den Nephelinbasalt des Stoppelbergs durchbrechen. Den höheren Kieselsäuregehalt zeigt der sog. Trachydolerit, welcher aber nur durch Wegführung von Alkalien und alkalischen Erden so hoch gestiegen zu sein scheint. Der Feldspath des doleritischen Plagioklasbasalts ergab an SiO_2

= 56,74%, der Augit desselben Gesteins 50,04% SiO_2 . Die Erhaltung der obengenannten Basalttuffe ermöglichten die Gliederung der Basaltströme, die in Gegenden, welche arm an solchen sind, weit schwieriger ist.

Chelius.

Chr. Vogel: Die Quarzporphyre der Umgegend von Grossumstadt. (Abh. Grossh. hess. geol. Landes-Anst. zu Darmstadt. 2. 55 S. 10 Taf. 1891.)

Seit LUDWIG'S Arbeiten wusste man nichts wesentlich Neues über die hier beschriebenen Quarzporphyre. Es ist deshalb erfreulich, dass der Verf. in dem vorliegenden Heft seine seit Jahren gemachten Erfahrungen mittheilt; denn für die Auffindung so zahlreicher Structur- und Formverschiedenheiten eines Gesteins genügen selbst die Specialaufnahmen nicht.

VOGEL gibt als Einleitung zuerst eine Übersicht über die geologischen Verhältnisse in der Umgebung der Porphyre, schildert die Gneisse, Schiefer, den Zechstein, Buntsandstein, das Alluvium, das Diluvium mit seinen interessanten Lössprofilen und die im Grundgebirge aufsetzenden Gänge. Letztere sind als Fundstätten prachtvoller klarer Schwespathkrystalle bekannt.

Der Porphyr bei Umstadt tritt in zwei verschiedenen Formen auf: einsprenglingfrei und einsprenglingreich, ersterer im Norden, dieser im Süden, jener stellt die oberflächlichen Reste, dieser die tieferen, inneren Theile einer Porphyredecke dar. Grundmasse und Einsprenglinge der Umstädter Quarzporphyre sind meist gerade so wie bei anderen dyadischen Porphyren entwickelt. Dagegen sind die Umstädter Porphyre in den nördlichen Vorkommen ausgezeichnet durch ihre prächtigen Fluidal- und Oberflächenphänomene, wie man sie früher nur bei jüngeren Laven erwartete, heute allerdings auch bei Diabasen, älteren Basalten und anderen Gesteinen kennt und auch bei Porphyren anderer Gegenden in geringerem Masse gefunden hat. Die verschiedenartigsten Formen von Fluidalstructuren, Wickelschlacken, gerundete und gedrehte Stücke, Oberflächen mit Rissen, Breccienbildungen, säulenförmige, dünnschichtige, scherbige Absonderung sind bei den Umstädter Porphyren vorzüglich entwickelt. Die Porphyrbreccien in und neben dem Porphyr und die in die Porphyrlagen eingewickelten Aschen und Breccientheile zeichnen sich durch reichlichen Turmalin in Rosetten und Einzelkryställchen aus, führen auch Granat. Schlackige Porphyrstücke wurden direct an der Gneissgrenze gefunden. Der Kieselsäuregehalt der beschriebenen Porphyre beträgt 74—75%.

Wie die Umstädter Quarzporphyre zu ihrer heutigen Lage gekommen sind, ist schwer zu erklären; ihre Oberflächenerscheinungen, ihre reihenförmige Anordnung, ihre zum Theil sicher verticale Contactgrenze gegen den westlichen Gneiss, ihre schlackige Ausbildung an derselben Grenze an einer Stelle und anderes lassen nicht eher eine bestimmte Ansicht zu, als bis die schwierigen tektonischen Verhältnisse ihrer Umgebung, hier am Nordabhang des Odenwalds gegen die Rhein- und Mainebene, eine genaue

Darstellung und Deutung gefunden haben. Nächst den Porphyren von Umstadt kennen wir das Senkungsgebiet zwischen dem Otzberg und Reinheim-Zeilhard, in welchem auf den Bergsträsser Gneissen die verschiedenartigsten Glieder des Buntsandsteins und Zechsteins lagern; wir kennen dort N. oder NNO. streichende und fast O—W. verlaufende Verwerfungen, welche Böllsteiner und Bergsträsser Gneisse trennen und den westlichen Buntsandstein von dem östlichen geschieden haben.

Es bleibt also nachzuweisen, ob die fragliche Umstädter Porphyridecke von solchen Verwerfungen getroffen wurde, ob der plötzliche Wechsel von den zwei Porphyrarten zwischen Knos und Heinrich etwa mit einer O—W. laufenden Querverwerfung zusammenfällt, ob der Porphyr an der westlichen Grenze dem Gneiss aufgelagert oder angelagert oder an demselben abgesunken ist.

Neun, meist trefflich gelungene Lichtdrucktafeln nach Photographien von Steinbrüchen in der Natur, von Handstücken, von Dünnschliffen unter dem Mikroskop ergänzen und veranschaulichen den Text, erläuternde Zeichnungen erklären die Photographien wieder. Die hier erzielte Anschaulichkeit der Lichtdrucke, besonders bei Verkleinerungen auf Tafel 3, 5, 6, 7, 8, werden dieser Art der Wiedergabe gewiss Freunde erwerben. Die mikroskopischen Bilder auf Tafel 9 sind da am besten getroffen, wo, wie bei Fig. 5 und 6 entweder die Schriffe sich durch besondere Feinheit auszeichneten, oder wo sehr geringe Vergrößerungen angewandt wurden. Die 10. Tafel ist eine lithographirte und gibt einige Details über die Absonderung des Porphyrs und Profile; von letzteren ist das Profil 1 weniger gelungen, weil dasselbe wohl die allgemeine Überlagerung der Schichten, aber nicht die Eigenthümlichkeiten und Verhältnisse des Aufschlusses am Tunnleingang bei Frau-Nauses wiedergibt. Chelius.

A. Sauer: Der Granitit von Durbach im nördlichen Schwarzwalde und seine Grenzfacies von Glimmersyenit (Durbachit). (Mitth. d. Grossh. bad. Geol. Landesanst. 2. 233—276. 1891.)

Das Hauptgestein am südlichen Rande des nordschwarzwälder Granitmassivs ist normaler Granitit.

Als Grenzfacies desselben findet sich in grosser Mächtigkeit ein eigenthümlicher Glimmersyenit entwickelt (Verfasser benennt dieses Gestein Durbachit).

Wo diese Zone von Glimmersyenit ihr Ende erreicht, stellt sich als Grenzbildung anderer Art Pinit- (Cordierit-) führender Granitit ein.

Druckphänomene sind in mässiger Entwicklung im ganzen Gebiet des Durbacher Granitits verbreitet; in den randlichen Partien, vornehmlich im Bereiche der Glimmersyenitzone aber so beträchtlich gesteigert, dass granitische und syenitische Gesteine in durchaus gneissartige Abänderungen sich umgewandelt finden.

Eine geologische Skizze in Schwarzdruck erläutert die Lage und die Beziehungen der beschriebenen Gesteine. In der Einleitung deutet Verf.

die damals schon entdeckte und jetzt weiter verfolgte und sehr wahrscheinlich gewordene Zweitheilung der krystallinen Schiefergesteine des Schwarzwalds in Körnelgneisse mit Graphitschiefern und Granulitgneisse an, die für die genetische Deutung der krystallinen Schwarzwaldgesteine von grösster Wichtigkeit werden kann. Der Durbacher Granit gliedert sich in normalen Granit, Glimmersyenit oder pinitführenden Granit als zwei Formen der Grenzfacies des normalen Granits und in Hornblendegranit, welcher den petrographischen Übergang aus dem normalen Granit in den Glimmersyenit vermittelt. Hierzu kommen noch als accessorische Bestandmassen des eigentlichen Granits zahlreiche basische Einschlüsse oder Ausscheidungen und als zur Granitformation gehörige Gangbildungen: Aplite, Ganggranite, Granitporphyre, Granophyre und Lamprophyre.

Die Untersuchung der Feldspäthe des Granits führt den Verf. zu der Anschauung, dass Orthoklas wahrscheinlich als ein Mikroklin mit versteckter Zwillingsbildung aufzufassen wäre; derselbe kommt hiermit zu einer Auffassung, welche der von R. BRAUNS (Die optischen Anomalien der Krystalle. Preisschrift. 149) vertretenen Ansicht, dass der Mikroklin ursprünglich ein natronhaltiger monokliner Kalifeldspath war und erst durch lang andauernden Gebirgsdruck triklin geworden ist, entgegengesetzt ist.

Wie die Feldspäthe der beschriebenen Gesteine einer besonders eingehenden Untersuchung unterzogen werden, so geschieht dies auch mit der Hornblende des Durbachits, für die eine besondere Sorgfalt bei der Analyse, zuñal bei der Wasserbestimmung angewendet ist, so dass es wahrscheinlich wird, dass in der Hornblende neben dem Fe_2O_3 , 3SiO_2 -Silicat und dem RO , R_2O_3 , SiO_2 -Silicat noch ein drittes R_2O_3 , SiO_2 -Silicat vorhanden ist, und dass der bisherige Mangel exacter Wasserbestimmungen bei den Analysen an der unvollkommenen Kenntniss der Zusammensetzung der Hornblende die Schuld trägt.

Der Glimmersyenit besteht vorwiegend aus Orthoklas und Biotit, accessorisch enthält er Hornblende, Plagioklas, Apatit, Titanit, Zirkon, bisweilen etwas Quarz. Während der normale Granit 67,7% SiO_2 , 16,1% Al_2O_3 , wenig Magnesia und wenig Kalk, 5,8% K_2O enthält, lieferte die Analyse des Glimmersyenits 51% SiO_2 , 14,5% Al_2O_3 , viel Kalk und Magnesia und 7,2% K_2O , eine Combination von Substanzen, die sich am ehesten mit der Zusammensetzung einer Minette vergleichen lässt, was ja auch den Beziehungen der Tiefengesteine resp. ihrer Grenzfacies zu den zugehörigen Ganggesteinen bestens entspricht, sowohl nach der sauren als basischen Seite hin. Die sauren Ganggesteine des Darmstädter Granitmassivs z. B. mit ca. 74—75% SiO_2 entsprechen der Grenzfacies desselben Granits mit gleichem Kieselsäuregehalt, während der Granit selbst nur 68—70% SiO_2 aufzuweisen hat. Den Glimmersyenit glaubt SAUER mit einem neuen Namen Durbachit belegen zu müssen und thut damit gut zur Unterscheidung von anderen Syenitarten; leider enthält eine solche locale Bezeichnung nichts von den schönen Beziehungen des Gesteins zu dem

Granit und kann später hinderlich werden für die Parallelisirung gleicher und unter gleichen Verhältnissen stehender Gesteine. **Chelius.**

R. Beck: Über Amphibolitisirung von Diabasgesteinen im Contactbereich von Graniten. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 43. 257—263. 1891.)

Über die allgemeinen Verhältnisse der Contactmetamorphose an dem Granit von Berggiesshübel ist bereits (dies. Jahrb. 1891. II. -271-) berichtet. Verf. gibt jetzt noch einige genauere Mittheilungen über die Metamorphose der dortigen Diabase und Diabastuffe, von welcher die ersteren massig, die letzteren schiefrig sind. Unter den ersteren kommen sowohl gleichmässig körnige wie porphyrische vor. Die Gemengtheile der körnigen Gesteine sind vorwiegend Hornblende, daneben Augit, Plagioklas, Biotit, Titaneisen, Magnetit, Apatit, Titanit, Rutil, Epidot, Kalkspath. Die Menge der Hornblende, welche z. Th. den uralitischen Charakter noch erkennen lässt, nimmt mit Annäherung an den Granit fortwährend zu, so dass alle Übergänge von ganz Hornblende-freien in ganz Augit-freie Diabase zu beobachten sind. Der Plagioklas bildet nie Leisten, sondern ein äusserst feinkörniges, wahrscheinlich auch Quarzhaltiges Mosaik, der braune Glimmer erscheint in den charakteristischen Scheiben-förmigen Einschlüssen in den übrigen Gemengtheilen. — Die porphyrischen Gesteine, welche nur ganz local inmitten der körnigen auftreten, enthalten dagegen grosse Einsprenglinge von Plagioklas (anscheinend Oligoklas), welche hier in einer wesentlich aus Hornblendefasern bestehenden, z. Th. anscheinend fluidal struirten Grundmasse liegen, während grössere Hornblende-Theilchen selten sind. Die Plagioklase sind von ganzen Zonen polygonal umgrenzter wasserheller Plagioklas-Körner (anscheinend ebenfalls Oligoklas) durchsetzt, welche sich zuweilen so häufen, dass die Einsprenglinge ganz in ein Mosaik solcher Körner aufgelöst erscheinen. Augit ist in diesen Gesteinen nicht mehr zu sehen, auch die Uralit-Natur der Hornblende nicht mehr deutlich. — Aus den Diabastuffen entstanden Strahlstein- und Anthophyllitschiefer, auch sehr schön gebänderte Augit-Hornblende-Schiefer, meist noch mit Plagioklas, Biotit, Epidot etc.

Dafür, dass alle diese Gesteine nicht dynamometamorph sind, spricht einmal das Fehlen des Chlorites und aller Kataklasstructur, ferner ihr Auftreten in breiten zusammenhängenden Bändern, und zwar nur innerhalb des auch sonst durch Knotenschiefer, Hornfelse u. s. w. bezeichneten Contacthofes; dass die ursprünglichen Massen in der That Diabase und zugehörige Tuffe waren, ergibt sich aus der theilweisen Erhaltung ihrer Structur und ihres Augites, dem Fehlen der normalen Gesteine innerhalb des Contacthofes, ihrem Auftreten in den übrigen nicht metamorphen Schichten. **O. Mügge.**

E. Danzig: Nachträgliche Bemerkungen zu der Abhandlung: Weitere Mittheilungen über die Granite und Gneisse der Oberlausitz und des angrenzenden Böhmens. (Abh. d. Isis. 3 S. Dresden 1890.) (Vgl. dies. Jahrb. 1888. II. -50-.)

Verf. gibt einen Rückblick über seine Auffassung des Lausitzgranites und der Gneisse, die er bekanntlich früher als gleichalterig und von sedimentärer Entstehung ansah. Ref. darf sich wohl das Verdienst zuschreiben, dass Verf. durch seine Kritiken an dieser Stelle sich allmählich von dieser Ansicht abgewendet und der richtigen Auffassung über beide Gesteine genähert hat; dazu gehört insbesondere die Auffassung der „Gneisse“ von Wolmsdorf und Weissenberg als metamorphosirte Grauwacken, wie die Untersuchungen der Geologen der sächsischen Landesuntersuchung neuerdings gleichfalls bestätigen.

E. Dathe.

J. W. Gregory: On the Variolitic Diabase of the Fichtelgebirge. (Quart. Journ. geol. soc. 47. 45. 1891.)

Der vorliegende Aufsatz, welcher hauptsächlich den variolitischen Diabasporphyr von Berneck behandelt, wendet sich gegen die durch GÜMBEL geltend gemachte Auffassung der Sphäroide als mitgeführte Bruchstücke des Nebengesteins. Nach dem Verf. ist der Variolit von Berneck intrusiv, und zwar tritt die Variolitstructur an der Oberfläche grösserer sphäroidischer Massen von dichtem Diabas auf, in derselben Weise wie am Mt. Genève, und ausserdem als Contactphänomen an den Salbändern. Das letztere Vorkommen ist das seltenere und weniger gut ausgebildet. Ferner erklärt er die Variolen für echte Sphärolithe. Sie sind durch beschleunigte Abkühlung zu Stande gekommen, die indessen nicht so schnell stattgefunden hat, dass glasige Beschaffenheit die Folge war. Aus letzterem Grunde ist variolitische Structur an Mandelsteinen weniger ausgeprägt, als an dichtem Diabas. Endlich werden die sehr ins Auge fallenden Pseudokrystalliten auf Risse zurückgeführt, die durch Feldspathsubstanz mit Erhaltung der optischen Continuität ausgefüllt sein sollen.

H. Behrens.

J. E. Hibschi: Gangförmiges Auftreten von doleritischem Nephelinit in der Umgebung des Schreckenstein im böhmischen Mittelgebirge. (Min. u. petr. Mitth. XII. 167—168. 1891.)

Der Nephelindolerit vom Schreckenstein setzt in verschiedenartig streichenden Gängen, welche in ihrer Mächtigkeit oft bis zu winzigen Dimensionen herabsteigen, manchmal auch meterbreit sind und bald einzeln, bald geschaart auftreten, im dichten Nephelinbasalt auf.

Diese Gänge sollen ähnlicher Entstehung sein, wie sie W. C. BRÜGGER für die pegmatitischen Gänge Norwegens annimmt.

G. Linck.

A. Cathrein: Über den sogenannten Augitporphyr von Ehrwald (Verh. k. k. geol. Reichsanst. 1890. 1—9.)

Das Gestein wurde von PICHLER entdeckt (Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 16. 503) und Ehrwaldit genannt (dies. Jahrb. 1875. 927). G. TSCHERMAK (Porphyrgesteine Österreichs, p. 172) nennt es Augitporphyr. Es enthält spärlich grössere Einsprenglinge von monoklinem Augit und von z. Th. in Bastit veränderten Bronzit, der bisweilen mit Resorptionskränzen von Augit und Magnetit versehen ist; noch seltener sind ein eisenärmerer rhombischer Pyroxen und Biotit. Die Einsprenglinge liegen in einer Grundmasse, welche basaltische braune Hornblende, reichliche, gut krystallisirte röthliche Augitkryställchen, Apatit, Magnetit mit Leukoxenrändern, Pyrit und eine spärliche, nicht oder undeutlich individualisirte Zwischenklemmungsmasse enthält. Secundär auf Klüften und in Mandeln treten Calcit und Zeolithe auf. Feldspath und feldspathähnliche Minerale fehlen.

Ähnlich verhält sich das Gestein von der Binsalpe aus der Achen-seegruppe (PICHLER, dies. Jahrb. 1876. 920), ist aber hornblendefrei. CATHREIN rechnet das Gestein zu den basaltischen im weiteren Sinne, speciell zu der von JOUYOVITCH und DÖLTER aufgestellten Gruppe der olivin- und feldspathfreien „Augitite“. Für diese Gruppe ist die hier beobachtete Combination monokliner und rhombischer Pyroxene neu; CATHREIN schlägt hiefür den von PICHLER gebrauchten Namen „Ehrwaldit“ vor.

F. Becke.

J. Szadeczky: Beiträge zur geologischen Beschaffenheit der Umgebung von Munkács. (Földtani Közlöny. 20. 61—67. 1890.)

In der Umgebung von Munkács kommen zwischen O. Schönborn und D. Kucsova pflanzenführende muscovitreiche Thone vor, welche von Lignit und dieser von Perlit- und Bimssteinsand überlagert werden. Da die Rhyolith-Eruptionen des Tokaj-Eperiescz-Gebirges sarmatisch sind, müssen die Lignite und die dieselben unterlagernden Thone mit Pflanzenresten älter sein. Auch an benachbarten Stellen enthalten die unter dem Lignit liegenden Thone Pflanzenreste.

Der 2. Theil der Mittheilung bezieht sich auf Eruptivgesteine. Sie gehören zum grössten Theil dem Pyroxen-Andesit an mit basischen Feldspath-Einsprenglingen, selteneren Einsprenglingen von Hypersthen mit Spuren von magmatischer Resorption, und einer aus Augit, Alkalifeldspath-Mikrolithen und Magnetit bestehenden Grundmasse (Vorkommen von Kustánfalva, Rothenbach, D. Kucsova). Saurere Feldspath-Einsprenglinge (Labradorit) kommen in einem Pyroxen-Andesit am Flusse Latorza W. von Kölcseń vor; hier findet sich auch lichtgrüner Opal. Ein Gestein aus der inneren Festung von Munkács (Várpalanka) enthält in stark verwitterter Grundmasse Einsprenglinge von Andesin, Labradorit, Hypersthen, wenig Augit und stark magmatisch resorbirtem Amphibol. Umgewandelten Biotit (und Amphibol?) enthält auch ein stark verwitterter Andesit vom Kishegy bei Munkács.

F. Becke.

A. Pelikan: Ein neues Cordieritgestein vom Mte. Doja in der Adamellogruppe. (Min. u. petr. Mitth. XII. 156—166. 1891.)

Das Gestein wurde von ED. SUSS (Antlitz der Erde, I. 315) als braunrother Porphyrt erwähnt. Es besteht aus einer sehr feinkörnigen, aus Biotitblättchen, Plagioklas- und Orthoklaskörnern, Zirkon- und Turmalinkryställchen und einzelnen Quarzkörnern zusammengesetzten Grundmasse, in welcher reichlich hirsekorngrosse, an eingeschlossenen Biotitblättchen, Zirkon- und Turmalinkryställchen reiche Cordierite von gerundetem hexagonalem Umriss, und Muscovit-Blätter und Leisten liegen. Eine Analyse des Gesteins ergab: SiO_2 56,88 %, FeO 4,54, Fe_2O_3 2,66, Al_2O_3 20,86, CaO 1,29, MgO 3,15, K_2O 7,48, Na_2O 0,90, H_2O 2,36.

Das Gestein wird als Cordieritglimmerhornfels bezeichnet.

In einem Andalusithornfels der Steiger Schiefer entdeckte der Verf. ebenfalls einen ähnlichen Cordierit, der statt der Glimmerblättchen aber das sogenannte schwarze „Pigment“ (ROSENBUSCH) unschliesst. Vergleiche veranlassen den Verf. zu der Annahme, dass die Knoten der Knotenthonschiefer das Anfangsstadium der Cordieritbildung darstellen.

G. Linck.

E. Nicolis e G. B. Negri: Sulla giacitura e natura petrografica dei basalti veronesi. (Atti d. R. Ist. ven. (7). 1. 469—479. 1890.)

Nach E. NICOLIS treten basaltische Eruptionen auf: 1. an der Basis des Eocäns fast überall im Veronesischen, z. B. am Monte Baldo, M. Noroni, M. Tesoro, bei S. Briccio, Novare, S. Maria in Progno, Roverè di Velo, Spilecco u. s. w.; 2. während des mittleren Eocäns, z. B. in den Umgebungen von Breonio, S. Giovanni, Quinzano, Volpare, Panaroti, Roncà; 3. zwischen den Ablagerungen des oberen Eocäns und Oligocäns zu Purga di Bolca, Negroni und Roncà. Vielleicht sind mit diesen letzteren gleichalterig der grosse Strom des M. Calvarina, die Gänge des M. Portale und die Basalte von Soralghe. Wahre Eruptionscentren gibt der Verf. an von Molina zwischen Etsch und Fumane, von S. Briccio di Lavagno (östlich von Verona), von Bocca Scalucce di Colognola (noch weiter östlich von Verona).

B. NEGRI bestimmte durch mikroskopische Untersuchung vier Vorkommnisse als echte Plagioklas-Basalte. **Kalkowsky.**

L. Ricciardi: Sulle rocce vulcaniche di Rossena nell' Emilia. (Atti d. Soc. Ital. d. scienze nat. 31. 135—144. 1888.)

In der Argilla scagliose treten in und bei dem Orte Rossena Eruptivgesteine auf, welche tertiären Alters sein sollen und zu den Diabasen und Serpentinien gehören. Nach der wohl jedenfalls unrichtigen Ansicht des Verf. sollen die Salsen von Nirano, Sassuolo und Querzola mit diesen

Massen in genetischer Beziehung stehen und als letzte Äusserungen der vulcanischen Kraft anzusehen sein. Das Gestein von Rossena ist nach Angabe von MATTIROLO ein uralitisirter Diabas, dessen Zusammensetzung RICCIARDI ermittelte (I). Nicht weit davon steht ein Diallagserpentin an, den Verf. ebenfalls analysirte (II). Beide Vorkommen werden nach ihrer Zusammensetzung zu den von COSSA aus dem Monteferrato und Biellese beschriebenen ähnlichen Felsarten gestellt.

	I.	II.
Si O ₂	49,62	40,44
P ₂ O ₅	0,16	Spur
Al ₂ O ₃	13,47	3,02
Fe ₂ O ₃	4,72	4,09
Fe O	10,21	5,83
Mn O	0,51	1,71
Ca O	6,22	2,16
Mg O	9,18	29,55
K ₂ O	0,43	—
Na ₂ O	1,03	—
Glühverlust	5,02	H ₂ O 13,52
	<u>100,57</u>	<u>100,32</u>
Spec. Gew. bei 15°	2,723	2,434

Deecke.

L. Ricciardi: Ricerche di chimica vulcanologica. Confronto tra le rocce degli Euganei, del Monte Amiata e della Pantelleria. (Atti d. Soc. Ital. d. scienze nat. 31. 195. 1888.)

Es soll in vorliegender Notiz eine frühere Behauptung des Autors, dass die Mti. Euganei, der Amiata und die Insel Pantelleria auf einer dem Meridian parallelen grossen Spalte liegen, in eingehender Weise bewiesen werden. Dazu dienen die Analysen von G. VOM RATH, WILLIAMS, FÖRSTNER und solche vom Verf. selbst. In allen drei Vulcangebieten sind zuerst Gesteine von über 70% SiO₂-Gehalt, dann trachytische, endlich andesitische Magmen gefördert worden. Ohne dass den recht verschiedenen petrographischen und geologischen Verhältnissen der drei Vulcane Rechnung getragen würde, glaubt RICCIARDI schon allein durch diese Analogie in der Reihenfolge der Gesteine seine frühere Behauptung hinreichend begründet zu haben. Freilich bemerkt er, dass die Basalte von Radicofani eine ausserhalb dieses Rahmens liegende Erscheinung sind, für welche sich in den beiden anderen Gebieten keine Aequivalente finden, und sucht ihre Entstehung durch Annahme einer zweiten, jüngeren Spalte (Seealpen—Amiata—Mte. Sila) zu erklären. Demnach stünde der Amiata auf der Kreuzung zweier grosser, für die ganze Halbinsel ausserordentlich bedeutungsvoller Bruchlinien.

Deecke.

Cl. Montemartini: Composizione chimica e mineralogica di una roccia serpentinoso di Borzanasca (Riviera Ligure). (Atti d. R. Accad. d. scienze di Torino. **35**, No. 4. 209—212. 1889—1890.)

Bei Barzanasca steht ein grünes Gestein mit deutlichem polarem Magnetismus, 1 cm langen Bastiteinsprenglingen und kleineren Krystallen von Diopsid (?) und Diallag an, wozu sich u. d. M. noch Chromit gesellt. Zahlreiche weisse Chrysotiladern durchziehen das Gestein. Eine Analyse des letzteren gab die unter I., eine solche des nur mechanisch isolirten Bastits die unter II. folgenden Zahlen.

	I.	II.
SiO ₂	39,84	40,21
Al ₂ O ₃	3,08	3,49
Fe ₂ O ₃	5,82	—
FeO	1,25	10,08
MgO	36,63	30,62
CaO	1,14	1,90
Cr ₂ O ₃	Spur	Spur
Glühverlust	12,86	13,23
	100,62	99,53
Spec. Gew. bei 15°	2,6	bei 26° 2,493

Deecke.

L. Busatti: Sulla Lherzolite di Rocca di Silano (Monti Castelli) e Rosignano (Monti Livornesi). (Atti d. Soc. Toscana di scienze nat. residente in Pisa. Memorie. **10**. 110—120. Taf. IX. 1889.)

Beide Gesteine enthalten neben vorwiegendem Olivin etwas Enstatit, Diallag und Picotit, sowie an secundären Mineralien Serpentin, Bastit, Magnetit und Limonit. Der, wenn frisch, farblose, wenn etwas zersetzt, grünliche oder gelbliche Enstatit schliesst zahlreiche kleine Chromitkörnchen ein und geht bei der Verwitterung des Gesteins theils in Bastit, theils in Serpentin über. Der Diallag ist zwar constant, aber mit ungleicher Vertheilung vorhanden. Alle Mineralien sind mehr oder minder chromhaltig. Das spec. Gew. des Lherzoliths von Rocca ist 2,88—2,92, dasjenige des Gesteins von Rosignano 2,76—2,89. Letzteres ist ziemlich stark serpentinisirt und zeigt einen Glühverlust von 9,48%. Demgemäss spielen die secundären Mineralien eine etwas grössere Rolle und unter diesen erscheinen auch kleine Chalcedonmandeln. — Aus dem Vorkommen dieser Lherzoliths schliesst der Verf. dann weiter, dass wahrscheinlich der grösste Theil der toscanischen Serpentine durch Umwandlung ähnlicher Olivingesteine entstanden ist.

Die beigegebene Tafel bringt einzelne Stadien der Serpentinisirung von Olivin, Enstatit und Diallag in sieben Figuren zur Darstellung.

Deecke.

H. L. Johnston-Lavis: Il Pozzo artesiano di Ponticelli (1886). (Rendic. d. R. Accad. d. sc. fis. e mat. di Napoli. (2a.) 3. 142—148. 1889.)

Eine bei Ponticelli am Fusse des Vesuv in der Höhe von 25 m ü. d. M. bis 177,25 m niedergebrachte Bohrung ergab folgendes Profil: 0—59,90 m alluviale Pozzolana und Meeressand; 59,90—105,44 m Leucitbasanitlava vom Vesuv; 105,44—107,50 m Gerölle von Trachyt, Basalt, Bimsstein und viele gerollte Sanidine; 107,50—145,25 m grauer feiner vulcanischer Sand, reich an Olivin, Augit und Feldspath; 145,25—149,75 m grober Sand mit Basaltfragmenten und basischen Bimssteinen; 149,75—164 m graulichgrüne feste Pozzolana mit zahlreichen Meeresmuscheln; 164—168,56 m Breccie mit braunen, bimssteinartigen Schlacken, welche aus gelbgrünem Glase mit zahlreichen Gasporen, einzelnen Feldspath- und Glimmerkristallen und mit Fluidalstructur bestehen; 168,56—176 m Pozzolana mit vielen Bimssteinen; 176—177,25 m nussgrosse Lapilli von Bimsstein. In dieser Lage reichliches Wasser. — Aus dieser Bohrung ergibt sich nach Ansicht des Verf., dass einst das Meer zwischen den Phlegräischen Feldern und dem Vesuv etwa bis Pomigliano d'Arco gereicht habe. In diesem Meerbusen sind die ersten Producte des Vesuvvulcanes, Bimssteine und Basalte, welche sonst nur noch unter den Auswürflingen des Monte Somma bekannt sind, zur Ablagerung gelangt. Endlich hat sich ein mächtiger Lavastrom in diesen Theil der See ergossen und auf dem Grunde zu 50 m Mächtigkeit aufgethürmt. [Die Möglichkeit, dass diese abnorm dicke Lavamasse auch ein einfacher, schief liegender Gang sein kann, hat Verf. nicht berücksichtigt. D. Ref.]

Deecke.

Gilberto Melzi: Ricerche microscopiche sulle rocce del versante valtelinese della catena Orobica occidentale. (Giorn. di mineralogica etc. Bd. II. 1—34. 6 Taf. 1891.)

Die Gegend, deren Gesteine hier beschrieben sind, liegt in den südlichen Voralpen, in der Hauptsache südlich vom Addathal und zwischen dem oberen Theil des Comer Sees und dem Veninathal. Die jüngsten Gesteine dieses Gebietes sind triassische Kalke, dann folgen permische und carbonische Sandsteine, Kalke und Dolomite und diese liegen auf azoischen krystallinischen Schiefern (Glimmerschiefern und Gneissen mit Kalkeinlagerungen). Übrigens sind auch den palaeozoischen Schichten und zwar dem Permocarbon gneissartige Gesteine (Surettagneiss), sowie Talk-, Chlorit- und Hornblendeschiefer eingelagert.

I. Glimmerschiefer.

A. Granatführende Glimmerschiefer.

1) Vom Bominothale. In der dunklen graphitischen Masse sind mit blossem Auge nur Glimmer und Granat erkennbar. U. d. M. sieht man, dass die Hauptmasse des Gesteins aus einer röthlich braunen, wahrscheinlich durch Verwitterung aus dem Biotit entstandenen Substanz be-

steht, zwischen welche Graphit in feinsten Vertheilung eingemengt ist. Verschieden gefärbte Zonen mit verschiedenem Graphitgehalt wechseln mit einander unregelmässig ab. Durch Auswitterung von Granatkrystallen ist das Gestein porös. Ausserdem nehmen an dem Aufbau des Gesteins Theil: Granat, Quarz, Staurolith, weisser und dunkler Glimmer, Chlorit und Magnet-eisen. Der Granat ist reichlich und stets vorhanden, er ist häufig in Rhombendodekaëderform ausgebildet. Auf Klüften erkennt man ein rothbraunes eisenschüssiges Verwitterungsproduct. Die Körner oder Krystalle desselben sind häufig mit einer Chloritzone umgeben, die durch Umwandlung aus dem Granat entstanden ist. Durch Einschlüsse verschiedener Art erhält der Granat zuweilen Zonarstructur. Die Quarzkörner sind aus mehreren kleinen Körnchen verwachsen. Der Staurolith bildet verhältnissmässig grosse Krystalle mit unbestimmtem Umriss; dieselben lassen sich häufig als Zwillinge erkennen. Der helle Glimmer ist das einzige anscheinend frische Mineral des Gesteins, während der dunkle Glimmer mehr oder weniger stark zersetzt ist.

2) Vom Gerolathale, nahe der Einmündung des Cornalathales. Das Gestein enthält keinen Graphit, ist also heller als das vorige. Die Granatkörner sind klein und mit blossen Auge kaum erkennbar. Das Gestein ist beinahe dicht und nicht porös. U. d. M. erkennt man vorwiegend Quarz und Granat. Die Quarzpartien sind aus einzelnen Körnern zusammengesetzt, der rothe Granat hat deutliche Krystallflächen und ist nicht von Verwitterungsproducten umgeben. Accessorisch finden sich: Staurolith, Muscovit, Magnet-eisen und dessen Verwitterungsproducte. Chlorit fehlt. Die Bestandtheile sind alle ziemlich frisch.

3) Von Campiano im Gerolathale. Graulich gelb; besteht aus Quarz, Orthoklas, Granat, Muscovit, Chlorit, stark zersetztem Biotit, Magnet-eisen und Turmalin in zahlreichen mikroskopischen Kryställchen, deren Hauptaxe alle den Schichtflächen parallel liegen. Die Granatkörner sind grösser als im vorigen Vorkommen und beherbergen zahlreiche Einschlüsse von verschiedener Natur.

B. Turmalinführende Glimmerschiefer.

Sie liegen zwischen den Gneissen und den granatführenden Glimmerschiefern. Es sind diejenigen Glimmerschiefer, in denen Turmalin mit blossen Auge zu erkennen ist.

In dem Gestein aus dem Bittothale fehlt makroskopischer Granat ganz. Die Turmaline sind bis 5 cm lang und liegen parallel den Schichtungsflächen. U. d. M. sieht man, dass Quarz von der oben erwähnten Beschaffenheit den Hauptbestandtheil des Gesteins bildet, ausserdem enthält dasselbe: Biotit, Chlorit, Granat, Turmalin, Magnet-eisen, Muscovit und mehr accessorisch: Feldspath (Orthoklas), Staurolith, Rutil, Apatit und chloritische und serpentinarartige Zersetzungsproducte. Neben Quarz ist Biotit am häufigsten; er ist vielfach in Chlorit umgewandelt. Die Turmalinkrystalle enthalten stets zahlreiche Granatkörner eingeschlossen; häufig sind sie gebogen und geknickt.

C. Staurolithhaltige Glimmerschiefer.

1) Vom Legnoneberg bei den Lorlaklappen. Das gelblich-braune Gestein enthält zahlreiche grosse Staurolith-Krystalle (bis 4 cm lang); häufig Zwillinge unter 60° , seltener solche unter 90° . Pleochroismus sehr stark. Einschlüsse von Granat, Quarz und Fetzen einer kohligten Substanz. Ausserdem findet sich Quarz, aus einzelnen Körnern verwachsen; er bildet zuweilen eine Art Grundmasse, in welcher der Staurolith eingewachsen ist. Biotit und Muscovit (Sericit) bilden zuweilen ziemlich grosse Blätter; sie umgeben die Staurolithkrystalle und dringen auf Spalten mit dem Quarz in das Innere derselben ein.

2) Von Dervio. Äusserlich dem vorigen Vorkommen sehr ähnlich. Enthält Quarz, Biotit, Staurolith wie oben, Muscovit und Granat, ausserdem noch viel Chlorit und Turmalin.

II. Amphibolite und Amphibolschiefer.

1) Amphibolit vom M. Azzarini. Das aus Amphibol und Quarz bestehende Gestein ist grün und körnig. Der Quarz ist unregelmässig begrenzt und aus mehreren Körnern verwachsen. Die Hornblende ist wenig dichroitisch, hell grün, mit Zonarstructur. Das Innere ist braun. Ausserdem besteht das Gestein aus Strahlstein, braunem Glimmer, Magneteisen, Feldspath (selten) und Titanit (häufig) mit Einschlüssen rother Nadelchen, vielleicht Rutil. Das Gestein gehört dem Permo-Carbon an und ist dem Surettagneiss eingelagert.

2) Amphibolschiefer vom Tartanothale. Grünlichgrau, schiefrig mit weissen Zwischenlagen. Hornblende herrscht weitaus vor, die Farben im Schlift lassen Glaukophan vermuthen. Sie ist stark zersetzt und es hat sich aus ihr viel Chlorit und Epidot gebildet. Quarz ist sparsam; er umgibt ringsum die Hornblende. Von secundärer Entstehung ist Kalkspath, der die weissen Zwischenlagen bildet, Chlorit und Epidot. Sparsam vorhanden sind Biotit, Magneteisen und Titanit.

3) Amphibolschiefer von Olgiasca am Comer See. Nur u. d. M. vom vorigen zu unterscheiden. Die Hornblende ist Strahlstein und frischer als dort, daher findet sich wenig Chlorit und Epidot. Titanit reichlich. Weisse Adern bestehen hier aus Quarz und Feldspath. Accessorisch findet sich Biotit und Magneteisen.

4) Amphibolschiefer vom Gipfel des M. Legnone. Ist den beiden vorigen sehr ähnlich. Der Feldspath ist z. Th. in Kaolin umgewandelt.

5) Amphibolschiefer von Piona am Comer See. Die Hornblende ist dunkel gefärbt und wenig dichroitisch; sie ist wahrscheinlich Strahlstein. Ausserdem: Quarz, Plagioklas und Titanit, der wahrscheinlich aus Titanmagneteisen entstanden ist (also Leukoxen?). Magneteisenkörner sind ebenfalls noch erhalten.

6) Chloritschiefer vom Gipfel des P^{zo}. di Lemma. Grau, vollkommen in die dünnsten Plättchen spaltbar, besteht aus Quarz und

einer chloritischen Substanz, sowie aus schwarzen kohligem Körnern. In geringer Menge: Hornblende, Turmalin, Muscovit und Granat.

7) Strahlsteinschiefer von Dervio am Comer See. Hellgrün; fast ausschliesslich aus Strahlstein bestehend, dessen Prismen an den Enden vielfach aufgefasert und zuweilen parallel oder fächerförmig angeordnet sind. Auslöschungsschiefe auf (110) = 15°. Kleine Einschlüsse von ? Epidot sind häufig. Accessorisch: Magneteisen, Quarz und Orthoklas.

8) Amphibolit von Dervio. Ein eigenthümliches Gestein, das sich im Contact mit körnigem Kalk am Varronebach findet. Das Gestein ist durch feinst vertheilten Graphit schwarz. Auf dem frischen Bruch erkennt man zuweilen eine strahlige Anordnung der Bestandtheile. Weisse Kalkspathadern durchziehen das Gestein. U. d. M. erkennt man: Lange Krystalle weisser Hornblende (Tremolith), von denen oft Muscovitblättchen sich schwer unterscheiden lassen. Der Graphit macht zuweilen dendritische Bildungen. Augit ist zweifelhaft, die hierher gestellten Körner enthalten z. Th. eben so zahlreiche Zwillinglamellen wie Plagioklas. Ein leicht spaltbares, weisses Mineral, das bei der Auflösung in verdünnter Essigsäure zurückbleibt, konnte nicht bestimmt werden.

III. Quarzit und Gneiss.

1) Quarzit von Morbegno im Bittothal. Dicht, hart, grünlichgrau mit muschligem Bruch. Besteht beinahe nur aus Quarz in unregelmässigen Körnern. Auf den zahlreichen Spalten findet man eine fasrige chloritische Substanz, die mit einzelnen Magnetitkörnern gemengt und wahrscheinlich aus Biotit entstanden ist. Der Granat ist zersetzt, Muscovit ist in einzelnen Blättchen vorhanden.

2) Glimmeramphibolgneiss vom Pass S. Marco. Lager von Quarz wechseln mit solchen von Plagioklas (vielleicht Albit), der durch Umwandlung mit reichlichen Muscovitschüppchen erfüllt ist; ausserdem findet man: Orthoklas, häufig kaolinisirt, braunen und weissen Glimmer, fasrige Hornblende, mit Glimmer durchsetzt, und Zirkon.

3) Granatführender Gneiss aus dem Bittothal, $\frac{1}{2}$ km südlich von Morbegno. Quarz herrscht. Der Granat ist Almandin und bildet zahlreiche sehr kleine und frische Kryställchen. Neben Orthoklas wenig Plagioklas; Biotit, Magnetit, Apatit, Zirkon, letzterer als Einschluss in allen anderen Bestandtheilen, im Biotit pleochroitische Höfe bildend.

4) Gneiss vom linken Bittoufer über Morbegno. Unterscheidet sich von No. 3 wesentlich nur durch das fast völlige Fehlen des Plagioklases, während Orthoklas sehr reichlich vorhanden ist; auch weisser Glimmer fehlt nicht. Der Biotit ist vielfach in Chlorit umgewandelt. Granat, Zirkon, Apatit finden sich in mikroskopischen Kryställchen.

5) Gneiss ebendaher. Enthält zahlreiche stark zersetzte Granaten (Almandin). Daneben: Quarz, Orthoklas mit eingeschlossenen Muscovitblättchen, Muscovit, wenig Biotit und Turmalin, sodann accessorisch: Zirkon, Magneteisen, Apatit, Rutil. Die zersetzten Granatkörner sind von einer braunen Hülle eines chloritischen Minerals umgeben.

6) Gneiss vom Südabhang des Mte. Pedena, 2200 m hoch. Granitischer Habitus. Durch Abwechseln gelber oder weisser Feldspathe, grauen Quarzes und grosser Glimmerblätter fleckig. Die constituirenden Mineralien sind: Quarz mit undulirter Auslöschung, sehr stark zersetzter Feldspath, Biotit, ganz frischer Muscovit, Apatit, Zirkon.

7) Gneiss vom Nordabhang des Mte. Pedena. Fast ganz mit dem vorigen übereinstimmend.

8) Gneiss vom Valle di Lemma: Valle del Tartano. Besteht aus Quarz, Orthoklas, Plagioklas, Biotit z. Th. in Chlorit ungewandelt, Muscovit und accessorisch: Magnetit, Apatit, Zirkon und Almandin, stark zersetzt und von einer chloritischen und serpentinösen Hülle umgeben.

9) Gneiss von der Mündung des Tartanothals bei Falamona. Hat dieselbe Zusammensetzung wie No. 8.

10) Surettagneiss vom Valle di Lemma. Dieser ist durch das ganz besonders reichliche Vorkommen von Apatit und Zirkon ausgezeichnet, letzterer in Biotit eingewachsen. In Schnitten senkrecht zur Basis lässt der Biotit deutlich zwei Systeme von Spaltungsrissen erkennen, die sich unter 120° schneiden.

IV. Kalke.

Der dichte Kalk nordwestlich vom Verobbiopass enthält Quarzkörnchen eingeschlossen. Der feinkörnige Marmor von der Malpensata bei Oligasco am Comer See enthält kleine Kryställchen von Pyrit, Quarzkörner muscovitähnliche, aber härtere Plättchen ($G. = 2,72$), Feldspath (wahrscheinlich Orthoklas) und wenig Muscovit. Ein Theil der eingewachsenen Krystalle wird für Tremolith gehalten, wie er in dem Kalk zwischen Dongo und Musso am gegenüberliegenden Ufer des Comer Sees sich findet.

Ein Kalkstück aus dem Varronebette 100 m oberhalb Dervio gleicht in der Structur dem vorhergehenden, ist aber viel grobkörniger und enthält keine anderen Mineralien. Der schwarze Kalk von S. Quirico bei Dubino ist dicht, die dunkelgraue Farbe rührt von zahlreichen schwarzen, wahrscheinlich kohligen Körnchen her; etwas Quarz und Schwefelkies ist eingewachsen.

Der Kalkschiefer von Olgiasco am Comer See besteht aus sehr grossen Kalkspathkrystallen, Magnetit und Muscovit, dessen Blättchen der Schieferung parallel liegen. Durch eisenhaltige Verwitterungsproducte (des Magnetit) zonenweise braun.

V. Sandsteine und Conglomerate.

Der feine rothe Sandstein aus dem Bominotal, 100 m unterhalb des Verobbiopasses, besteht aus scharfkantigen Bruchstücken von Quarz, Biotit, Muscovit, Amphibol und vielleicht etwas zersetztem Feldspath (Orthoklas und Plagioklas). Das Bindemittel ist roth, eisenhaltig und besteht neben etwas Kalk (und Chlorit) aus denselben Substanzen. Der Sandstein von dem Pizzo dei Tre Signori, der an der Mündung des Val Bomino in Massen erratisch vorkommt, ist sehr feinkörnig; er besteht aus

Quarz und wenig Oligoklas, Muscovit und Biotit; sparsam sind grosse Magnetitkrystalle. Das Cement ist vorwiegend kalkig, mit eingemengten grünlichen chloritisch-serpentinartigen Substanzen und Körnchen, die vielleicht zu Glaukonit gehören.

Der braune Sandstein vom Pizzo dei Tre Signori ist feinkörnig; ein kieseliges Bindemittel überwiegt; in ihm liegen zerstreut Krystalle von Quarz, zersetzter Orthoklas, frischer, wahrscheinlich saurer Plagioklas, Muscovit und Kalkspath von einem braunen Hof umgeben. Eingemengt sind fremde Stücke, die wahrscheinlich von einem älteren Sandstein herühren, der kohlige Körnchen enthält.

Die permocarbonischen Conglomerate des Pizzo dei Tre Signori sind von dreierlei Natur.

1) Conglomerate ohne Porphyry, aus z. Th. über 1 m grossen Stücken von Gneiss, Quarzit, granat- und turmalinhaltigem Glimmerschiefer, schwarzem Schiefer, carbonischem Sandstein etc. bestehend. Alle oben beschriebenen Gesteine sind hier vereinigt.

2) Der wesentliche Gemengtheil ist grüner Porphyry, daneben grüner und rother Sandstein und etwas rother Porphyry. Farbe grün.

3) Rothe Quarzconglomerate aus kleinen Brocken besonders von weissem Quarz und rothem Porphyry bestehend.

An anderen Orten sind etwas anders entwickelte Gesteine dieser Art beobachtet worden.

Dioritporphyry vom Livriothal. Bildet kleine Linsen und Gänge im Glimmerschiefer und ist wohl nicht eruptiv, sondern nur eine Facies des Gesteins, in welches er eingelagert ist. In einer graulich-grünen Grundmasse sind Krystalle von Feldspath und kleinere von Hornblende eingewachsen; daneben zahlreiche Pyritkryställchen. Die Grundmasse ist reich an SiO_2 ; ihre Bestandtheile sind so klein und so zersetzt, dass sie sehr schwer zu erkennen sind. Man unterscheidet: Magnetisen, Amphibol und Chlorit, von welchen die grüne Farbe kommt. Die Feldspath- (Plagioklas-) Einsprenglinge sind idiomorph und zersetzt, daneben findet sich Epidot und Granat. Die Hornblende ist grün und ebenfalls idiomorph; sie enthält stets zahlreiche Magnetitoktaëderchen eingewachsen; Zonarstructur zeigt sich häufig. Quarz und Granat sind zuweilen vorhanden, treten aber sehr zurück. Max Bauer.

A. Lacroix: Sur les enclaves des trachytes du Mt. Dore. (Compt. rend. CXII. 253. 1891.) (Vgl. dies. Jahrb. 1892. I. -67-.)

Die meisten Einschlüsse kommen am Capucin und am Riveau-Grand vor, und zwar sind am Capucin quarzführende Gesteine vorherrschend, Trachyte und Andesite sind selten, während sie am 3 km entfernten Riveau-Grand vorherrschen. Die auffälligsten Veränderungen zeigen die quarzführenden Gesteine. Andalusit, Sillimanit, sowie Cordierit bleiben unverändert, Quarz und Orthoklas werden resorbirt und durch neugebildeten Orthoklas, durch Tridymit, Hypersthen, Spinell u. dergl. ersetzt. Biotit

zerfällt in Hypersthen und Magnetit. Trachyt und Andesit zeigen wenig neugebildeten Orthoklas, ihre viel weniger auffallenden Umwandlungen scheinen im Wesentlichen durch Aufnahme von Bestandtheilen des einhüllenden Magmas veranlasst zu sein.

H. Behrens.

De Lapparent: Sur l'argile à silex du bassin de Paris. (Compt. rend. CXII. 316. 1891.)

Der Verf. stellt sich vor, dass während der Auftreibung des Sattels der Normandie Kohlensäureexhalationen auf Spalten der Kreide Aushöhlungen erzeugt haben, welche durch die übriggebliebenen Feuersteine und durch eocäne Sande und Thone ausgefüllt wurden.

H. Behrens.

Termier: Sur l'existence de tufs d'andésite dans le Flysch de la Clusaz, Haute Savoie. (Compt. rend. CXII. 747. 1891.)

Nabe bei La Clusaz, zwischen diesem Ort und dem Dorf Gotty, besteht das auf Nummulitenkalk lagernde Flysch-Conglomerat zu vier Fünftel aus Labradorit-Pyroxenandesit. Dieses Vorkommen von eocäнем Eruptivgestein reiht sich den älteren Funden bei Estéron, Antibes, Biot und dem Cap d'Ail an. Gleichen Alters sind auch die Eruptivgesteine im Vicentinischen und in Toscana.

H. Behrens.

T. G. Bonney: On a Contact-structure in Syenite of Bradgate Park. (Quart. Journ. Geol. Soc. 47. 101. 1891.)

Die Beschreibung mikroskopischer Präparate eines Contactstücks von Argillit und Syenit aus dem Charnwood Forest gibt dem Verf. Veranlassung, seine Ansichten über die Krystallbildung in pyrogenen Gesteinen darzulegen.

H. Behrens.

E. Hill and T. G. Bonney: On the North-west Region of Charnwood Forest. (Quart. Journ. Geol. Soc. 47. 78. 1891.)

Aus den zahlreichen Berichtungen und Ergänzungen zu der älteren Arbeit des Verf. über denselben Gegenstand (Quart. Journ. 1880, 337) mag hier hervorgehoben werden, dass nach den Ergebnissen der letzten Jahre die porphyroiden Gesteine von Peldare Tor und Sharpley als palaeozoische Laven anzusehen sind, die mit Dacit verglichen werden. Sie würden demnach als Diabasporphyrit zu classificiren sein. Während die umgebenden klastischen Gesteine früher als obersilurisch bezeichnet wurden, sind die Verf. jetzt geneigt, dieselben zum Pebidian zu stellen, das Alter des Porphyrits im Ungewissen lassend.

H. Behrens.

J. J. H. Teall: On an Eclogite from Loch Duich. (Min. Mag. Bd. IX. No. 43. 217. 1891.)

Das Gestein, der erste in England gefundene Eklogit, stammt wahrscheinlich aus dem archaischen Gneisse von Totig Ferry, Loch Duich. Es ist dunkelgrau mit zahlreichen rothbraunen Granaten. U. d. M. erweisen sich als Hauptbestandtheile Granat und Omphacit, während grüne Hornblende, Plagioklas, Rutil, Eisenerze, Quarz und Epidot accessorisch sind. Granat bildet Krystalle oder runde Körner. Er schliesst Rutil und Eisenerze ein und ist häufig von einer schmalen Zone von Hornblende umgeben, welche auch in die Granaten hineindringt. Die Granatsubstanz ist häufig z. Th. durch Epidot ersetzt. Omphacit ist blassgrün ohne bestimmte Krystallform. Dichroitisch in grünen und gelben Tönen. Häufig mit Hornblende und Feldspath verwachsen. Vom Granat durch Hornblende getrennt. Die Verwachsung von Omphacit und Feldspath bildet stellenweise eine mikropegmatitische Grundmasse. Hornblende, deren Vorkommen aus dem Obigen erhellt, ist stark dichroitisch: α hell gelblichbraun, β dunkelgrün, γ bläulichgrün. Feldspath, wasserhell, mit einem, zuweilen zwei Systemen von Zwillinglamellen, bildet zwischen den grösseren Bestandtheilen spärliche, unregelmässige, isolirte Flecken, die aber auf grössere Erstreckung hin gleichzeitig in grösserer Zahl auslöschen, so dass sie wohl ausserhalb des Schliffes zusammenhängen und eine Art gemeinsamer Grundmasse bilden, entweder allein, oder wie erwähnt, mit Omphacit verwachsen. Rutil bildet spärliche, tief gelblichbraune Körner, die zuweilen mit Eisenerzen verwachsen sind, und dünne Prismen; Quarz ist selten und wahrscheinlich secundär; auch Epidot ist selten.

Max Bauer.

W. C. Brögger: Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge der südnorwegischen Augit- und Nephelinsyenite. (Zeitschr. für Krystallographie und Mineralogie. Bd. XVI. 1890.)

Allgemeiner Theil. Die geologischen Verhältnisse der Pegmatitgänge des Christianiagebietes. (235 S.)

Die umfassende Arbeit beginnt mit einem Überblick über die an der Erforschung des Christianiagebietes beteiligten Forscher und berührt die Ergebnisse derselben. Die geologische Einleitung hebt hervor, dass das Christianiagebiet, zwischen dem See Mjösen und dem Langesundfjord, ein zum grössten Theile von Verwerfungslinien umgrenztes und auch von vielen Verwerfungen durchsetztes Senkungsgebiet sei, in dem wesentlich palaeozoische Formationen und postsilurische Eruptivgesteine auftreten. Ausserhalb der grossen Grenzverwerfung zeigt sich vorwiegend Grundgebirge, das vor Ablagerung der darauf liegenden Sedimente schon gefaltet und z. Th. abgetragen war. Das palaeozoische Gebirge ist in sich concordant. — Auf den palaeozoischen Sedimenten liegen mächtige Decken von Eruptivgesteinen. Die ältesten, die sogen. Augitporphyre, dürften wohl vom Alter des Old red sein, und die Eruptivgesteine insgesamt wohl

zum grössten Theile devonisch. Verf. scheidet in den Eruptivgesteinen folgende Abtheilungen.

Hauptreihe A. 1. Reihe. Gabbrodiabase, Diabase, Diabasporphyrite, Labradorporphyrite, Augitporphyrite, Melaphyre, Spilite, Camptonite u. s. w. Diese basischen Gesteine der Diabasfamilie (im weiteren Sinne) haben 45—47% SiO_2 und sind z. Th. echte abyssische Gesteine (Gabbrodiabase), die stockförmig oder in lakkolithischen Massen auftreten (Sölvberget, Brandbokampen, Buhammeren auf Hadeland), eugranitisch-körnige Structur haben und von einer echten peripherischen Tiefencontactmetamorphose (Hornfelse, Kalksilikathornfelse) umrandet sind. Apophysen, die zwischen die Silurschichten sich einschieben, kommen mit porphyrischer Structur vor (Camptonit). — Verbreiteter als die Tiefengesteine sind im ganzen Christianiagebiet die Gesteine, welche als Decken concordant auf dem jüngsten der dortigen palaeozoischen Sedimente lagern. Die Gesteine derselben sind feinkörnige, als Mandelstein ausgebildete Diabase, Diabasporphyrite, Augitporphyrite, Melaphyre u. a. Spaltengänge in den Decken zeigen etwas saurere Gesteine, die sich dem Rhombenporphyr nähern (Holmestrand).

2. Reihe. Basische Augitsyenite (Laurvikite), Glimmersyenite und Nephelinsyenite (Laurdalite) mit zugehörigen Grenz-, Gang- und superficialen Gesteinen. Durchgehends jünger als die Gesteine der Diabasfamilie, treten sie besonders im Südwesten des Christianiagesbietes auf. Der typische Augitsyenit (zwischen Tönsberg und Langesundfjord hauptsächlich vorhanden, sieht meist perlgrau, seltener dunkelgrün aus, und hat eugranitisch-körnige oft auffällige Structur, welche dann durch dicht gehäufte rhombische Feldspathquerschnitte auf den Gesteinsdurchschnitten charakterisirt ist. Das Gestein wird als Laurvikit bezeichnet; es besteht vorwiegend aus Natronorthoklas oder Natronmikroklin, dunklem Pyroxen, Lepidomelan, brauner Hornblende. Magnetit, Titaneisen, Apatit, Zirkon, auch Nephelin und Sodalith treten untergeordnet auf. Räumlich und durch Übergänge sind mit den Laurvikiten, augitführende Glimmersyenite (besonders von Hedrum) verbunden, die vielleicht etwas jünger sind. — Durch das Auftreten von Nephelin als wesentlichen Bestandtheil in z. Th. faustgrossen Einsprenglingen gekennzeichnet sind die grob- bis grosskörnigen Nephelinsyenite, welche Laurdalite genannt, ärmer an SiO_2 , reicher an Alkalien als die Laurvikite sind und besonders zwischen Langenthal und See Farrisvand vorkommen. Die Laurvikite werden von jenen durchsetzt, ohne im Alter wesentlich abzuweichen. Die Glimmersyenite von Hedrum werden von Nephelinsyeniten durchbrochen, die wohl mit den Laurdaliten in Verbindung stehen. Von dem eugranitischen abyssischen Augitsyenit leiten allmähliche Übergänge hinüber zu Augitsyenitporphyren, die der Rhombenporphyrreihe angehören. Diese Zwischenglieder (Tönsberg, Kodal) sind halbporphyrisch ausgebildet. Die porphyrtartige Ausbildung im Rhombenporphyr ist als die regelmässige normale Entwicklung der Grenzfacies der Laurvikite anzusehen. Die Analysen der verschiedenen Gesteinsglieder geben recht nahe übereinstimmende Werthe. — Intrusiv im Silur tritt der Nærnsäporphyr von Røken, südlich Christiania, auf, der zur Rhombenporphyrreihe gehört. Gangförmige Gesteine,

welche den Laurvikiten in der Zusammensetzung entsprechen, sind häufig. Analog der normalen Grenzfacies sind sie auch oft als Rhombenporphyr-gesteine ausgebildet, lassen aber mehrere Typen unterscheiden. Hierher gehört der typische Rhombenporphyr von Tyveholmen in Christiania. Daneben kommen aber auch syenitische Lamprophyre (echte und Hornblendeminetten) als dunkle, feinkörnige Ganggesteine vor (Langenthal, Landgangsfjord). — Auch den Laurdaliten entsprechende, also nephelinführende Gesteine treten gangförmig auf. Manchmal sind sie als Rhombenporphyr, welcher Nephelin in der Grundmasse führt, ausgebildet (Vasviktunnel u. a. O. bei Laurvik). Viel häufiger aber sind sie anders entwickelt. So gehören hierher ein Nephelinsyenitporphyr mit grossen Eläolitheinsprenglingen in eugranitisch mittelkörniger Grundmasse (Langenthal); ferner eugranitisch isomer körnige, in mächtigen Gängen aufsetzende Nephelinsyenite (Grenzzone am Laugesundfjord), die Verf. Ditroite nennt, um sie von den anders struirten Nephelinsyeniten zu scheiden. Noch andere Ganggesteine haben trachytoide Structur, durch nach $\infty P \infty$ (010) tafelförmige Feldspäthe (meist Mikroperthit); sie werden Foyaite genannt und enthalten Ägirin und Lepidömelan z. Th. als wesentlichen Bestandtheil (Ägirin- und Glimmerfoyaite). Sie sind oft grobkörnig und zeigen trachytoide Fluidalstructur (Langenthal, Hedrum). Die Zusammengehörigkeit dieser Foyaite mit den Laurdaliten offenbart sich nicht nur dadurch, dass sie in Gängen als Ausstrahlungen des Laurdalitmassivs, sondern auch als Grenzfacies desselben (Ödegården, Kvelle Kirchspiel) auftreten. — Nur in sehr wenig mächtigen Gängen treten endlich als Aequivalente der Laurdalite völlig dichte, tiefgrüne (phonolithische) Gesteine, die Tinguaita (Ägirin- und Glimmertinguaita) auf (Hedrum). Die sämtlichen Ganggesteine, mit Ausnahme des Nephelinporphyrs, sind Si O²-reicher als das Gestein des Hauptmassivs, des Laurdalits.

Die superficiellen Deckengesteine, die über den Melaphyren und Porphyriten der ersten Reihe sich ausbreiten (westlich Christianiafjord, zwischen Christianiathal und Tyrifjord) oder sie noch in Gängen durchbrechen, sind porphyrisch struirt. Sie sollen gemeinsam ebenfalls Rhombenporphyr genannt werden, obgleich nicht alle solche sind. Sie entsprechen meist den Laurvikiten in ihrer Zusammensetzung, können aber auch darin abweichen. —

3. Reihe. Saurere quarzführende Augitsyenite (Akerite) mit zugehörigen Grenz-, Gang- und superficiellen Gesteinen. Sicher jünger als die Gesteine der zweiten Reihe treten sie in Lakkolithen nur ausserhalb des Laurvikitgebietes zwischen Christiania- und Langesundfjord auf. In Zusammensetzung und Structur sind sie weniger constant. Die echt abyssischen Arten zeigen eugranitische, isomer körnige Structur und rechteckige, nicht wie die Laurvikite rhombische Feldspathquerschnitte. Die Anwesenheit von Plagioklas, Biotit und Quarz, das Fehlen von Nephelin und Sodalith trennt diese Syenite von den Laurvikiten, denen gegenüber sie als Akerite bezeichnet werden. Als Grenzfacies treten (Ramnäs) Gesteine auf, die aus eugranitischer zu porphyrischer Structur übergehen, dabei Si O²-reicher werden. Sie sind gegenüber den Akeriten als porphyrtartige Quarzsyenite,

Quarzsyenitporphyre und zu äusserst sogar als Quarzporphyr zu bezeichnen. Ferner kommen Hypersthenakerite (Barnekjern), Pyroxenquarzakerite (Barnekjern) und Hornblendekakerite (Fuss des Vetakollen) vor.

Deckenförmige Ergüsse der Gesteine dieser Reihe, mit porphyrischer Structur, treten zwischen dem Christianiathale und Ringeriket auf.

4. Reihe. Rothe Quarzsyenite (Nordmarkite) mit zugehörigen Grenz-, Gang- und superficiellen Gesteinen. Nördlich von Christiania, zwischen dem Ostfuss des Vetakollen und dem See Songsvand und dem Grorudthale hin, kommen quarzreiche Syenite und auch Granite vor, die mittel- bis grobkörnig sind und hellroth bis röthlichgrau aussehen. Ein gangförmiges Vorkommen eines Gesteins dieser Reihe im Akerit und das Auftreten ungewandelter Stücke des letzteren in Quarzsyeniten zwischen Hurdalsvand und Tisjö geben Grund anzunehmen, dass die Gesteine dieser vierten Reihe jünger als die Akerite sind, von denen sie sich auch durch höheren Gehalt an SiO_2 und Alkalien unterscheiden. Nach dem Vorkommen hauptsächlich in Nordmarken werden sie Nordmarkite genannt. Bei den abyssischen Arten ist die Structur isomer eugranitisch körnig und charakteristisch kleindrusig. Neben Feldspath (Orthoklas, Mikroperthit, Oligoklas) kommt Biotit, Hornblende, auch ein diopsidähnlicher Augit, eine arfvedsonitähnliche Hornblende und Glaukophan vor. Ägirin in Körnern ist verbreitet. Titanit ist allgemein, Zirkon spärlich, Erz und Apatit selten da. Solche Nordmarkite zeigt der Lakkolith nördlich von Hillestadvand (nordwestlich von Holmestrand); es sind fleischrothe Hornblendequarzsyenite. Porphyrisch ausgebildete, manchmal auch aplitähnliche Apophysen setzen durch den auflagernden Augitporphyr. Bei Löken tritt Quarzsyenitporphyr als Grenzfacies des Nordmarkits auf und solcher Phorphyr durchsetzt auch den Nordmarkit, als eine jüngere Eruption von Nordmarkitmagma, bei Aneröd. Die lakkolithische Masse zwischen dem südlichen Theil des Binnen-sees Ekern und dem Kirchspiel Sande zeigt in der südlichen Partie Syenitporphyr von jüngeren Quarzsyenitporphyren oder Quarzsyeniten durchsetzt. Hier kommen auch saure Rhombenporphyre vor, die als Aequivalente der Quarzsyenite oder nahe verwandter Gesteine zu betrachten und wohlz. Th. Grenzfacies dieser Syenite, z. Th. Decken sind. Den Nordmarkiten ähnliche Gesteine treten auch auf: nördlich von Skien im Gjerpenthal; östlich vom Heivandsee, hier eine Decke von Rhombenporphyr der Laurvikitreihe durchbrechend und im Contact verändernd; im Langenthal, in feinkörnigen Apophysen Rhombenporphyre und Laurvikite durchsetzend. Überall tritt eben das constante Altersverhältniss auf, dass die saureren Nordmarkite in ihren ausstrahlenden Apophysengängen die basischeren Laurvikite und die diesen entsprechenden Rhombenporphyre durchsetzen, niemals umgekehrt. — In grösserer Verbreitung finden sich ferner Nordmarkite zwischen Christiania und dem See Mjösen. Das Gestein von Grevsenås und Tonsenås bei Christiania gehört hierher, letzteres ein hornblendeführender Quarzglimmersyenit, z. Th. mit grösseren Drusen, deren Wände mit Albit, Quarz, Hornblende, Biotit, Titanit, Flussspath, Zirkon, Orthit, Pyrit, Kupferkies, Magnetkies, Zeolithen ausgekleidet sein können. Östlich des Tonsenås bei der Grus-

lettenkupfergrube kommt ein Quarzsyenit vor, an dem man die Veränderung der Structur nach der Grenze hin, den Übergang durch halbporphyrische und porphyrische Quarzsyenite in ganz dichtes hellröthliches Grenzgestein beobachten kann (Stenbruvand). Die wenige kleine Feldspatheinsprenglinge aufweisende Grundmasse desselben zeigt n. d. M. typische Granophyrstructur, während die übrigen Grenzfacies der Nordmarkite orthophyrisch ausgebildet sind. Immer fehlt aber in den orthophyrischen und granophyrischen Gesteinen der Grenzfacies oder der Apophysengänge dieser Gesteinsreihe Quarz als Einsprengling, und dieselbe trennt sich dadurch von den folgenden saureren Gesteinsreihen, wo derselbe so vorkommt. Hervorzuheben ist, dass längs der Grenzen der Nordmarkite Erzvorkommnisse häufig sind, namentlich von Rotheisenerz, Magneteisenerz, Bornit, Kupferkies, auch Bleiglanz, Blende u. a., deren Bildung nach der Eruption der Nordmarkite vor sich ging. — Den Nordmarkiten zuzurechnende Ganggesteine sind besonders im Christianiathale häufig, und vom Verf. als Glimmersyenitporphyre beschrieben. Hierher gehört der grosse Gang auf Näsodden. Die Gänge besitzen eine basische Grenzzone. — Deckenförmige Nordmarkite fehlen nicht, aber ihre Trennung von den übrigen Deckengesteinen dürfte schwierig sein. Der Porphyr von Eidsfoss (Südende des Ekernsees) z. B. ist als Quarzrhombenporphyr von den gewöhnlichen Rhombenporphyren zu trennen und zu den Nordmarkiten zu stellen.

5. Reihe. Natrongranite (natronreiche Hornblendegranite, Arfvedsonitgranite, Ägiringranite) mit zugehörigen Grenz- und Ganggesteinen.

Für jünger als die Nordmarkite hält Verf. Gesteine, die er nach dem gangförmigen Vorkommen bei Grorud als Grorudite bezeichnet. Es sind dies porphyrische Gesteine, die in einer orthophyrischen Grundmasse von Orthoklas, Quarz und Ägirin als Einsprenglinge Feldspath (Mikroklin) und Ägirin aufweisen, also Ägiringranitporphyre sind. Weitere hierher gehörige Gesteine treten hauptsächlich nordöstlich und südwestlich vom See Ekern auf. Sie sind als röthliche, quarzreiche Hornblendegranite ausgebildet. Die Hornblende ist meist vom Typus des Arfvedsonits. Biotit ist spärlich oder fehlt, Quarz ist reichlich da. Der Feldspath ist oft Mikroklin und häufig mikropertthitisch mit Albit verwachsen, auch Oligoklas tritt auf. Titanit, Zirkon, Orthit, Magnetit, Pyrit sind Übergemengtheile. Die Structur ist eugranitisch-körnig. Petrographisch in die Nordmarkite übergehend, scheiden sie sich von ihnen durch grösseren Quarzgehalt und die Beschaffenheit ihrer Gang- und Grenzfacies. Letztere ist hier mehr aplitisch mit Übergängen in Mikrogranit und granophyrähnliche Structuren. Erstere kann, wie bei den Nordmarkiten, zwar ebenfalls orthophyrische Structur zeigen — dies thun die Grorudite, — ist aber häufiger engranitisch-aplitisch ausgebildet. Manche Apophysen sind flussspathreich (Kjörstad) und diesen schliessen sich auch Gänge mit pegmatitischer Structur an (Akmitvorkommen von Rundemyr auf Eker). Manche Gänge sind auch als Quarzporphyre ausgebildet. — Deckenförmige Ergüsse, welche den Natrongraniten entsprechen, sind noch nicht bekannt.

6. Reihe. Normale Granite mit zugehörigen Grenzgesteinen, Intru-

stymassen und Ganggesteinen. Zu beiden Seiten des Drammenfjords und in Finmarken liegt das Gebiet des Granitits. Das meist rothe, eugranitisch-körnige Gestein besteht aus Feldspath (Orthoklas, Mikroperthit, auch öfters Oligoklas), reichlich Quarz, äusserst wenig Biotit und Eisenerz. Das Natron tritt gegen Kali etwas zurück und dies, neben Mangel an Ägirin, scheidet sie von den Natrongraniten. Die Grenzfacies ist fast durchgehends granophyrisch (im weiteren Sinne). Das Gestein ist zuckerkörnig, führt meist grössere Quarze und ist drusig. Flussspathgehalt kommt stellenweise vor. Am schönsten kann man das Hauptgestein und seine Grenzfacies an den von umgewandelten Silurschichten bedeckten Lakkolithen des Hörtekollen in Lies beobachten. Das nach der Mitte zu grobkörnige Gestein (aplitischer Granophyr) wird nach der Grenze zu SiO²-reicher, feinkörniger, bisweilen fast dicht. In den Apophysen gleicht es entweder dem der Grenzfacies, oder ist ein reiner Quarzporphyr (Mikrogranitporphyr oder Felsophyr), letzteres besonders in den von der Granitgrenze entfernten Apophysen (Holmestrand, Kroftkollen, Glittrevandsee in Finmarken). KJERULF's Meinung, dass die intrusiven Quarzporphyrmassen ursprüngliche Decken und die ältesten der postsilurischen Eruptivgesteine des Christianiagebietes seien, ist nicht zutreffend, es sind dieselben umgekehrt fast die jüngsten. Das gleiche ist mit den Granititen der Fall, die jünger als die Natrongranite sein werden. — Den Granititen entsprechende Deckengesteine sind nicht bekannt.

Hauptreihe B. Die jüngsten basischen Gangeruptivgesteine. Die oben erwähnten Eruptivgesteine werden ihrerseits von dunkelen, meist feinkörnigen basischen Diabasgesteinen (Diabasen, Diabasporphyrten, Proterobasen, Glimmerdiabasen u. s. w.) durchsetzt, die demnach jünger als jene sind. Sie treten nur in Gängen auf und sind den ältesten basischen Eruptivgesteinen der Reihe A nahe verwandt.

Für die Bildungsgeschichte des Christianiagebietes ergibt sich als wichtig, dass sämtliche Eruptionen der ersten Gesteinshauptreihe im Grossen und Ganzen eine stetige Reihe in einander übergehender petrographisch wie chemisch nahe verbundener Gesteinsserien bilden. Die ältesten Gesteine sind basisch, die jüngsten sind die sauersten. Erstere sind reich an dunklen Mineralien, arm an Feldspath, der vorherrschend Plagioklas ist, frei von Quarz; die letzteren sind reich an Quarz, der Feldspath ist vorwiegend Orthoklas. Die Reihenfolge der stetigen Änderung der petrographischen Beschaffenheit ist dieselbe wie die geologische Altersfolg und es scheint diese Übereinstimmung zwischen der petrographischen und geologischen Reihenfolge unzweideutig einen genetischen Zusammenhang der auf einander gefolgtten Eruptionen zu beweisen. Bestätigt wird er noch dadurch, dass der grösste Theil der Gesteinstypen (Laurvikit, Rhombenporphyr, Hedrumit, Laurdalit, Nephelinporphyre, Glimmertinguaît, Akerit, Nordmarkit, Quarzrhombenporphyr, Grorudit u. s. w.) ausschliesslich dem Christianiagebiete eigenthümlich ist. Der hohe Natrongehalt ist für viele bezeichnend. Diese innige Verbindung scheint dem Verf. nur dadurch befriedigend erklärt, dass die auf einander gefolgtten Eruptionen aus einem

gemeinsamen und abgegrenzten Magmabassin stammen müssen. Das Magma war eine hydratopyrogene, ziemlich natronreiche Silicatlösung. Gegen Ende der Bildung des Old red sandstone entstanden die ersten Spalten in der vom Cambrium bis zum Old red gleichmässig abgelagerten Schichtenreihe, durch welche die Eruption der basischen Gabbrodiabase, Melaphyre und Augitporphyrite erfolgte. In dem Maasse, wie weitere Einsenkungen von Theilen des Christianiagebietes über dem Bassin erfolgten, fanden weitere Aufpressungen von Magma statt, nur werden diese, da es der basischen Bestandtheile immer mehr beraubt worden, immer saurer. Die bedeutendsten Einsenkungen im centralen Theil bedingten das Emporpressen der Granitite, womit das Bassin im Wesentlichen erschöpft war. Weitere kleine Einsenkungen bewirkten die Füllung der jüngsten Spalten mit den Diabasgesteinen der Reihe B, deren basische Natur dadurch erklärt wird, dass basische Bestandtheile, die aus dem Magma zuerst auskrystallisirten, sich, weil schwerer als das Magma, zu Boden setzten und nun zuletzt ausgepresst wurden. Mit dem beginnenden Einsinken von Schichtentheilen nahm die Faltung der Schichten ihren Anfang und wurde bei weiterem Emporpressen von Magma immer intensiver. — Die Tiefengesteine des Christianiagebietes haben die angrenzenden Gesteine (Sedimente und Eruptivgesteine) umgewandelt. Die Contactmetamorphose ist hier in völliger Reinheit, ohne Einflüsse der Regionalmetamorphose, vorhanden. Dieser Umstand macht dieses Gebiet in solcher Beziehung wichtig, da auch die von anderen Orten bekannte, als normale angesehene zonare Umwandlungsreihe der Schiefergesteine hier nicht vorhanden ist, letztere also vielleicht ihrerseits nicht die normale ist. — Des Verf. Beobachtungen ergeben, dass im Christianiagebiet die palaeozoische Schichtenablagerung von der ältesten cambrischen Zeit bis zur Bildung des devonischen Sandsteines und Conglomerates gleichmässig und ziemlich stetig gewesen zu sein scheint und KJERULF's Ansicht zu verlassen ist, die dahin ging, dass die Silurformation und der devonische Sandstein schon gefaltet und abgetragen waren, ehe das jüngste Conglomerat (Conglomeratplatte KJ.) abgelagert wurde. Dieses ist von den Augitporphyren conform überlagert. Die Faltungen sind aber nicht sämmtlich älter als die ältesten Eruptionen, sondern im Gegentheil haben sie innerhalb des Zeitraums der grossen Eruptionsepoche stattgefunden, die mit der Eruption der Granitite im Wesentlichen abschloss; begonnen haben sie schon mit den ältesten Eruptionen, da die Gesteine derselben schon durch gefaltete Schichten setzten. Bei den Verwerfungen und Faltungen ergaben sich auch die für Bildung der Lakkolithen anzunehmenden Hohlräume im Innern der Schichten.

Über die P e g m a t i t g ä n g e, mit deren Mineralien der Verf. sich besonders beschäftigt hat, berichtet dieser, dass die nephelinsyenitischen Arten derselben im Augitsyenitgebiet am Langesundfjord eine von den gewöhnlichen syenitischen Arten der Umgegend von Frederiksvaern und Laurvik getrennte Gruppe bilden. Diese schliessen sich den (etwas älteren) Augitsyeniten (Laurvikiten) an, jene den (etwas jüngeren) Nephelinsyeniten. Gewöhnlich bilden Rhombenporphyre die Grenzfacies der Laur-

vikite; aber in der Grenzzone der letzteren am Langesund- und Eidangerfjord zeigen sich abweichende Verhältnisse, indem hier statt dessen ein vielfacher Wechsel des normalen Laurvikit mit einem mittelkörnigen eugranitischen Nephelinsyenit, der oben Ditroit genannt wurde, eintritt. Dieses Gestein, öfters gestreift, gebändert bis schiefrig in Folge von Fluidalstructur, aus Mikroperthit, Eläolith, diopsidartigem Pyroxen, Barkevikit bestehend, wenig Biotit, Olivin, Sodalith, Magnetit, Apatit, Titanit führend, tritt gangförmig auf, charakterisirt sich durch eingeschlossene Bruchstücke normalen Laurvikits als jünger denn dieser und zeigt an den Grenzen trachytoide Structur, sodass er hier Foyait genannt werden kann. Augenditroite mit Protoklasstructur sind die Gesteinsarten, in denen die im Magma schon ausgeschiedenen grösseren Mineralkörner (Feldspath, Eläolith) beim Emporpressen desselben zerbrochen und abgerundet und in diesem Zustande von Magma umschlossen worden sind. Sie sind meist basischer als die normalen Ditroite. Breccienarchitektur zeigen die Ditroite, welche grössere oder kleinere abgerundete Laurvikitbrocken einschliessen, eine Erscheinung, die recht häufig ist. Sowohl der Augitporphyrit (Gross-Arö) wie sein Rhombenporphyr sind längs der Grenzfläche z. Th. in zahlreiche linsenförmige Bruchstücke von äusserst stark „contactmetamorphosirtem“ Gestein aufgelöst, die in den Grenzvarietäten der Laurvikite eingestreut liegen. Die Linsen, deren Randtheile besonders schiefrige Structur zeigen, werden so von dunkeltem schiefrigen Ditroit, aber auch von pegmatitischem Syenit umschlossen. Jener verdankt seine nach den Einschlüssen hin zunehmende Basicität einer Resorption von Eisenoxyden und Kalk aus dem umgewandelten Augitsyenite. Die schiefrige Structur der Einschlüsse, die Neubildungen von Mineralen, die zu Kaulquappenform ausgewalzten Feldspäthe in den eingeschlossenen Rhombenporphyren sind, wie die linsenförmige Gestalt der Einschlüsse, Folgen der unter gewaltigem Drucke verursachten Umformung. Die Metamorphose ist also keine regionale, sondern locale „Contactdruckmetamorphose“.

Neben den Ditroitien kommen in den Laurvikiten als Ausfüllung der längs der südwestlichen Grenzzone (Langesundfjord, bes. Stokö, Låven) gebildeten Spalten die nephelinsyenitischen Pegmatite vor. Die deckenförmig erscheinende Syenitpegmatitmasse von Låven ist nur die Fortsetzung der intrusiven gangförmigen Pegmatitmasse von der Südspitze von Stokö. Erstere, von vorwiegend trachytoider kleindrüsiger Structur (Foyaitpegmatit), besteht aus weissem Feldspath, Eläolith, Sodalith, Ägirin, Lepidomelan, Magnetit und führt accessorisch Apatit, Mosandrit, Låvenit, Wöhlerit, Pyrochlor, Zirkon, Orangit, Freialith, Titanit, Löllingit, Titan-eisen, Tritomit, Katapleit, Astrophyllit, Perowskit, Eukolit, Cancrinit, Leukophan, Fluorit, Molybdänglanz, Blende, Bleiglanz, Analcim, Natrolith, Hydronephelit (Ranit), Thomsonit, Apophyllit, Calcit. Diese Mineralien sind nicht gleichmässig verbreitet, sondern local z. Th. angehäuft. Die Anhäufung von grossen Magnetitklumpen und fussslangen Ägirinsäulen im Südosten von Låven dürfte sich durch Resorption basischer Bestandtheile aus dem angrenzenden durchbrochenen Augitporphyrit erklären, während

andererseits die pegmatitischen Apophysen und Gänge längs der Grenzfläche der Augitsyenite am Langesundfjord, die im (sauren) devonischen Sandstein auftreten, als saure, quarzreiche granitische Pegmatite ausgebildet sind. Die übrigen nephelinsyenitischen Pegmatitgänge sind weniger mächtig als der von Stokö-Låven; sie sind meist pegmatitische Glimmerfoyaite, daneben Ägirinfoyaite. In ihrer hauptsächlichlichen Zusammensetzung entsprechen sie natronreichen Nephelinsyeniten. Feinkörnige Partien fehlen bei den Pegmatiten nicht, es kommen Übergänge derselben in die Ditroite und Foyaite vor. Überall sind aber die Pegmatite die letzten Bildungen der nephelinsyenitischen und augitsyenitischen Eruptionen, obschon hie und da eine scharfe Grenze zwischen Spalten- und Hauptgestein nicht erkennbar ist. Ihre Krystallisation ist langsamer und ruhiger vor sich gegangen, als die der Ditroite, doch fehlen Beweise nicht, dass Bewegung und Pressung während ihrer Bildung eintraten.

Die Vertheilung der oben (Låven) z. Th. angedeuteten seltenen Mineralien, welche accessorisch auf den Pegmatitgängen vorkommen, ist eine sehr ungleiche. Manche sind äusserst selten oder Unica, z. B. Nordenskjöldin, Hambergit, Xenotim, Eukrasit, Capellenit, Perowskit; andere kommen mindestens sehr spärlich vor, z. B. Johnstrupit, Hiortdahlit, Melanocerit, Natronkatapleit, Eudidymit, Weibyeit, Parisit; noch andere finden sich häufiger, z. B. Astrophyllit, Homilit, Mosandrit, Helvin, Leukophan, Melinophan, Låvenit, Wöhlerit, Rosenbuschit, Katapleit, Tritomit, Eukolit u. a.

Eine bestimmte, immer geltende Reihenfolge der Krystallisation der einzelnen Mineralien auf den pegmatitischen Gängen ist nicht festzustellen; die gleichzeitige Krystallisation verschiedener Mineralien ist im Gegentheil ein charakteristisches Moment. Dies zeigt sich besonders auf den Gängen der Umgegend von Frederiksvaern, wo z. B. schriftsyenitische Verwachsung von Feldspath mit Diopsid, Lepidomelan und auch Hornblende beobachtet worden ist. Auf den Gängen des Langesundfjordes fand sich schriftsyenitische Durchdringung von Feldspath und Ägirin, seltener von Feldspath, Eläolith und Sodalith. Unvollkommene idiomorphe Begrenzung der Gangmineralien ist ein gewöhnliches Merkmal, das auf die gleichzeitige Krystallisation anderer Mineralien oder auf die Hindernisse zu beziehen ist, welche das umgebende Magma mit ausgeschiedenen oder sich ausscheidenden Krystallen einem ungestörten Wachsthum entgegengesetzte (vergl. Monazit, Beryll, Xenotim, Columbit u. a.). Die Feststellung einer bestimmten Krystallisationsfolge wird ferner dadurch verhindert, dass viele Minerale sich in verschiedenen Perioden der Ganggeschichte bilden konnten, weil die Bedingungen ihrer Bildung zu verschiedenen Zeiten eintreten konnten. Es werden deshalb nur die grösseren, nicht einmal scharf gegen einander begrenzbaren Phasen der Gangbildung auseinandergehalten und innerhalb derselben die Krystallisationsreihe nur in allgemeinen Zügen angedeutet. Die (erste) Phase der magmatischen Erstarrung lieferte die meisten der auf den Gängen auftretenden Mineralien und die eigentlich gesteinsbildenden der Gänge selbst. Die ungefähre Krystallisationsfolge der beob-

achteten Mineralien ist folgende: Apatit, Xenotim-Titanit, Pyrochlor, Zirkon, Thorit-Magnetit, Titaneisenerz, Löllingit-Rosenbuschit, Låvenit, Wöhlerit, Hiortdahlit, Ägirin-Barkevikit, Ainigmatit (?), Arfvedsonit, Lepidomelan-Mosandrit, Johnstrupit-Katapleit, Natronkatapleit, Melanocerit, Karyocerit, Tritomit, Erdmannit-Astrophyllit, Perowskit-Lithionglimmer, Helvin, Eukolit, Yttergranat, Homilit, Fluorit-Sodalith-Cancrinit, Eläolith-Feldspäthe.

In der zweiten Phase der Mineralbildung ist dieselbe zum weitaus grössten Theile durch Zersetzung dampfförmiger Verbindungen in Combination mit Absatz aus circulirenden Lösungen vor sich gegangen und ist besonders durch eine Ausfüllung der vorhandenen Drusenräume bezeichnet. Daneben fand Umwandlung und Zerstörung verschiedener in der ersten Phase gebildeter Minerale (Mosandrit, Låvenit, Katapleit, Eukolit, Eläolith) statt. Annähernd dürfte die Reihenfolge hierher gehörender Mineralien sein: Homilit, Turmalin, Capellenit, Nordenskjöldin, Hambergit-Datolith, Fluorit-Melinophan-Leukophan-Sodalith-Helvin, Zirkon, Ägirin, Albit, Quarz (?) - Molybdänglanz, Kupferkies-Schwefelkies, Blende, Bleiglanz.

Die dritte Phase ist die der Zeolithbildung, die bei relativ niederen Temperaturen aus wässriger Lösung vor sich ging und Zerstörung gewisser älterer Mineralien (Eläolith, Sodalith) umfasst. Hier sind zu nennen: (Sulfide)-Grünerde (?), Stilpnomelan (?) - Analcim - Eudidymit - Hydronephelit, Natrolith, Thomsonit-Ägirin, Biotit, Diaspor, Hydrargillit-Desmin-Apophyllit.

Die vierte Phase umfasst die Bildung von Fluocarbonaten (Weibyeit, Parisit) und Carbonaten, Kaolin und Oxydhydraten. — Anhangsweise ist die Umwandlung von doppeltbrechenden Substanzen in isotrope, amorphe zu erwähnen, die besonders Cerium, Yttrium, Zirkonium, Thorium u. a. enthaltende Mineralien (Cerapatit, Zirkon, Thorit, Homilit, Låvenit u. s. w.) betroffen hat. Diese Neubildungen sind z. Th. nur Paramorphosen, z. Th. Pseudomorphosen.

So wie im Allgemeinen die Anzahl der Syenitpegmatitgänge mit dem Abstände von der Grenze der syenitischen Eruptivgesteine abnimmt, so zeigt sich auch die Führung namentlich der selteneren Mineralien von der Entfernung von dieser Grenze abhängig; je näher der Grenze, desto mehr und desto seltener Mineralien finden sich ein. So sind der Leukophan, Melinophan, Homilit, Nordenskjöldin, Hambergit, Capellenit u. a. fast nur innerhalb einer $\frac{1}{2}$ km breiten Zone nächst der Grenze zu finden und in diesem Streifen sind es gerade die kleinen Gänge, welche reich an seltenen Mineralien sind (ausgenommen Låven). Unter denselben kann man namentlich Melinophan-Homilit-führende und reichlich Zirkon- und Titanmineralien, besonders Katapleit- und Eukolit-führende Gänge auszeichnen. Weiter von der südwestlichen Grenze des Langesund jordgebietes entfernt ändert sich die Zusammensetzung der Ganggesteine; Eläolith und Sodalith treten zurück; an Stelle des Pyroxens tritt häufig Hornblende. Diese Gänge bilden den Übergang zu den nicht mehr nephelinsyenitischen, sondern nur syenitischen Pegmatitgängen der Umgegend von Frederiksvaern.

Die Syenitpegmatite, die hauptsächlich westlich und nördlich von Frederiksvaern und östlich von Laurvik Gänge in den Laurvikiten

bilden, bestehen gegenüber den Nephelinsyenitpegmatiten des Langesundfjords überwiegend aus Feldspath (Natronorthoklas), dann Barkevikit, seltener Pyroxen, Eläolith, Lepidomelan, Magnetit. Accessorisch treten Zirkon, Polymignyt, Pyrochlor, Titanit, Apatit, Wöhlerit, Melinophan u. a. auf, doch meist wenig häufig. Der Zusammensetzung nach entsprechen die Gänge den nephelinarmen Laurvikiten. Die Structur ist eugranitisch-körnig, das Korn z. Th. abnorm gross, z. Th. fein. Die Krystallisationsfolge der Mineralien ist auch hier nicht sicher bestimmbar, ist aber der in den Nephelinsyenitpegmatiten analog. Letztere dürften etwas jünger sein, als die Syenitpegmatite des Frederiksvaerengebietetes.

Von Interesse für die Genesis der Pegmatitgänge als langsam abgekühlte Apophysen von Tiefengesteinsmagma sind besonders die granitischen Pegmatite des Natrongranitgebietes auf Eker, hauptsächlich der Akmitgranitpegmatit von Rundemyr. Entsprechend dieser Genesis besitzen die Pegmatite im Wesentlichen eine dem zugehörigen Hauptmassiv gleichende Zusammensetzung. Durch eine Reihe von Beispielen wird dargethan, dass aber auch die, gewissen Pegmatitgängen eigenthümliche Paragenesis von mehr accessorischen Mineralien auf entfernten Pegmatitgängen gleichartiger Zusammensetzung wiederkehrt. Allgemein zeigt sich, dass die sauren, granitischen Pegmatite und die syenitischen Pegmatite in der Führung von bestimmten Mineralien einen durchgreifenden Unterschied zeigen. Jene führen vorzüglich Mineralien, in denen Niob, Tantal, Zinn, Yttrium, Cer u. a. reichlich vorhanden sind, diese führen vorzugsweise an Zirkonium reiche Mineralien. Monazit, Columbit, Zinnstein, Beryll, Topas, Orthit, Gadolinit z. B., die auf granitischen Pegmatitgängen so verbreitet sind, finden sich auf den nephelinsyenitischen nicht. Diese Verschiedenheit erklärt sich daraus, dass die Entstehung jedes bestimmten Minerals nicht nur von den mineralbildenden Agentien, sondern auch von der Zusammensetzung, Temperatur, Druck des Magmas, welches diese Agentien passiren mussten, abhängt. Die Anhäufung seltener accessorischer Mineralien auf den Gängen möchte Verf. aus dem Umstande herleiten, dass hier die Mineralbildner sich auf ein geringeres Volumen von meist noch nicht völlig erstarrtem Magma zusammendrängten, also intensiver wirken konnten, als wenn sie das ganze Magma der grösseren Gesteinsmassive durchdrangen. Verf. hält die eruptive Entstehung der ächten pegmatitischen Gänge für unzweifelhaft und führt dafür, nachdem er die wichtigsten entgegengesetzten und ähnlichen Meinungen gestreift hat, an, dass im Allgemeinen eine bestimmte Abhängigkeit und Übereinstimmung in der Zusammensetzung der pegmatitischen Gänge und ihres Nebengesteins viel seltener hervortrete, als die Übereinstimmung derselben in ihrer Zusammensetzung mit benachbarten Eruptivmassen, denen sie genetisch zugehören (als Apophysen). Jene Übereinstimmung mit dem Nebengestein tritt natürlich dann hervor, wenn die Pegmatite in denjenigen Eruptivgesteinen auftreten, deren Schlussbildungen sie gleichsam darstellen. Öfter ist aber das die Gänge einschliessende Gestein von dem Gangstein recht verschieden (Hitterö, Rundemyr, Ramsås). Das geologische Auftreten der

Pegmatite ist ferner dasselbe, wie bei anderen Eruptivgesteinen (Durchsetzen verschiedener Gesteine, Einschlüsse von Bruchstücken derselben); ihre Structurarten sind solche, wie sie z. Th. nur an Eruptivgesteinen bekannt sind, die Krystallisationsfolge ihrer hauptsächlichlichen Mineralien gleicht der von Eruptivgesteinen¹.

R. Scheibe.

Hj. Lundbohm: Geschiebe aus der Umgegend von Königsberg. (Schriften d. phys.-ökon. Ges. Königsberg i. Pr. 1888.)

Die Mehrzahl der bestimmbareren Geschiebe dieser Sammlung gehört zur Gruppe der eruptiven Gesteine, welche in Åland auftreten und als Leitblöcke dienen können. Die meisten sind Granite, die als Ostseegr granite zusammengefasst werden. Sie und die sich anschliessenden Quarzporphyre, die Feldspath- und Quarzporphyre von Dalarne, die Cancrinit-syenite („Phonolith“) von Dalarne, einige småländische Granite mit blauem Quarz, Quarzporphyre und einige Hälleffinte Smålands, weiter Glimmerschiefer vom nordöstlichen Schonen werden als schwedische Leitgesteine zum Studium der Bewegungsrichtungen des Landeises am Ostseebecken genannt.

E. Geinitz.

W. Ramsay und H. Berghell: Das Gestein vom Jiwaara in Finnland. (Geol. Fören. i Stockholm Förh. 1891. Bd. XIII. No. 4. [No. 137.] 300—312.)

Die Verf. haben das Gestein des Berges Jiwaara, Kirchspiel Kuusamo, im nördlichen Finnland von neuem — und zwar gleichzeitig geognostisch sowie petrographisch — untersucht und im Wesentlichen die früher von Wik an Handstücken erzielten Resultate bestätigt gefunden. (Vgl. dies. Jahrb. 1884. I. - 75.-)

Hauptbestandtheile sind Nephelin und Pyroxen; hinzu treten Apatit, Titanit und titansäurehaltiger Granat (Jiwaarit), sowie an secundären Producten Calcit und Cancrinit. Feldspath fehlt dem ganzen Massiv vollständig. Die Structur ist granitisch-körnig. Das Gestein gehört der Reihe der Nephelinsteine an und verhält sich zum Nephelinit, wie der Nephelinsyenit zum Phonolith; die Verf. schlagen für dasselbe den Namen Ijolith nach dem Kirchspiel Ijo vor.

Die prismatischen oder nach $\infty P \infty$ dick tafelförmigen Augitkrystalle zeigen stets zonaren Aufbau; die Auslöschungsschiefe der stark pleochroitischen grünen Aussenzonen (a und $b =$ grün, $c =$ gelb; $a > b > c$) beträgt $42\frac{1}{2}^{\circ}$ ($c : a$), der gelben, nicht pleochroitischen Kerne ca. 40° . Am Nephelin lässt sich nur zuweilen krystallographische Begrenzung erkennen ($\infty P. OP. P$); Spaltbarkeit nach OP und ∞P sehr deutlich; Brechungsexponenten für Na-Licht $\omega = 1,54515$, $\epsilon = 1,54200$; spec. Gew. 2,639

¹ Das Ref. über den speciellen Theil dieser Arbeit (die einzelnen Mineralien) siehe dieses Heft p. 238.

bis 2,643; zahlreiche Gas- und Flüssigkeitsporen; randliche Umwandlung in Cancrinit (spec. Gew. = 2,44). Die Zusammensetzung des Nephelin folgt unter I. Der Jiwaarit tritt in unregelmässiger Vertheilung auf; die dunklen, metallisch glänzenden, nur in sehr dünnen Präparaten braun durchscheinenden Individuen verhalten sich meist isotrop; die Begrenzung ist meist unregelmässig, zuweilen liess sich das Ikositetraëder 202 erkennen; verhältnissmässig rein erscheinende Stücke ergaben einen Titansäuregehalt von 25,42 und 24,93 $\%$. Auch der Titanit ist unregelmässig vertheilt, der Apatit in sehr reichlicher Menge und in grossen Individuen vorhanden.

Das vorherrschende mittelkörnige Gestein enthält fast nur Nephelin, Pyroxen und Apatit und ergab die unter II folgende Gesamtzusammensetzung; zuweilen tritt eine Art miarolithischer Structur auf mit Ausfüllung der Lücken durch Cancrinit. GrobkrySTALLINISCHE, durch allmähliche Übergänge mit den mittelkörnigen verbundene Varietäten sind sehr reich an Jiwaarit, welcher den Augit theilweise ersetzt. Local kommt eine eigenthümliche stenglige Structur vor, indem Augit und Nephelin langprismatische Formen annehmen; dieselbe wird auf eigenartige Krystallisationsverhältnisse zurückgeführt, da mechanische Druckphänomene vollständig fehlen. Ein dunkles feinkörniges Gestein erfüllt schmale Gänge und feine Trümer; dasselbe besteht aus Pyroxen und Nephelin, welche eine körnige Grundmasse bilden, und grossen, nach der Verticalaxe lang prismatischen Einsprenglingen von Titanit ($\infty P. \infty P \infty. -2P$ nach DANA).

	I.	II.
Ti O ₂	43,98	1,70
Si O ₂	—	42,79
Al ₂ O ₃	34,93	19,89
Fe ₂ O ₃	—	4,39
Fe O	—	2,33
Mn O	—	0,41
Ca O	0,36	11,76
Mg O	—	1,87
Na ₂ O	16,76	9,31
K ₂ O	3,83	1,67
P ₂ O ₅	—	1,70
Glühverlust	—	0,99
	99,86	98,81
In Säuren löslich	—	37—38 $\%$

E. Cohen.

J. J. Sederholm: Über die finnländischen Rapakiwigesteine. (Min. u. petr. Mitth. XII. 1—31. 1891.)

Es handelt sich um den Wiborg- und den Åland-Rapakiwi. Der letztere ist feiner körnig und hat nicht die leichte Zersetzbarkeit, welche dem Gestein den Namen gegeben hat. Die Zusammensetzung der Gesteine in chemischer und mineralogischer Hinsicht ist ja bekannt. Es mag hinzu-

gefügt werden, dass die bekannten Orthoklase, welche von Oligoklas umhüllt werden, stets eine eiförmige Gestalt haben, welche auch in der durch Grundmasse-Einschlüsse hervorgebrachten Zonarstructur bestehen bleibt. Dieses Verhältniss bedingt den Satz: „die eiförmige Gestalt scheint somit während der gesammten Wachstumsperiode bestanden zu haben.“ Die Structur ist eine porphyrtartige mit stark ausgeprägtem Idiomorphismus des Quarzes und vielfachen pegmatitischen Verwachsungen in der Grundmasse. Miarolithische Hohlräume, die manchmal „eine Grösse von mehreren Metern im Durchschnitt erreichen“, sind häufig.

Der eigentliche Rapakiwi geht in den in ihm aufsetzenden Gängen allmählich in granitporphyrische Abarten über und der Åland-Rapakiwi wird sogar von einer rundlichen Zone von Quarzporphyr umgeben. Die ausserhalb des Rapakiwigebietes liegenden Gänge haben felsophyrische Structur. Es läge demnach ein Übergang von Quarzporphyr in Åland-Rapakiwi und von diesem in Wiborg-Rapakiwi vor.

Verwandt sind die granitischen Gesteine derselben Gegend, bei denen man den Übergang von Granophyren mit Mikropegmatitstructur in Granite mit theilweise idiomorphen Quarzen beobachten kann.

Der Vorgang bei der Eruption der Rapakiwi-Massen wird derart erklärt, dass sich beim Aufreissen einer Spalte zunächst eine mächtige Decke von Quarzporphyr ergoss; unter dieser halberstarrten Decke gingen die Grabenversenkungen der Schichtgesteine weiter und die neu entstehenden Hohlräume wurden durch nachströmendes Magma ausgefüllt. Diese intrusiven halb Gang-, halb Lakkolith-artigen Massen erstarrten in Form des Rapakiwi.

Zwei für derartige Massen vom Verfasser vorgeschlagene Namen — „Anoterite“ für die oben erwähnten Granite und „Taphrolithe“ für solche Grabenversenkungen ausfüllende Eruptivgesteine — müssen als überflüssig bezeichnet werden, da wir beides unter dem Worte Rapakiwi-artig zusammenfassen können.

G. Linck.

J. J. Sederholm: Studien über archaische Eruptivgesteine aus dem südwestlichen Finnland. (Min. u. petr. Mitth. XII. 97—142. 1891.)

Das Gebiet des Kartenblattes Tammela — Sect. 18 der geolog. Aufn. Finnlands 1:200 000 — ist aufgebaut aus archaischen Phylliten, Glimmer-, Hornblendeschiefern, grauem und rothem Granit. Ungefähr in der Mitte des Gebietes zieht sich eine mächtige Zone von veränderten, deckenartig auftretenden Eruptivgesteinen hin.

Strahlsteinartige Hornblende, meist zu Zoisit und Epidot zersetzter Plagioklas, Uralit, Biotit-Haufwerke als Zersetzungsproducte und Pseudomorphosen nach Olivin, Magnetit, Titanit, Quarz, Calcit sind die Gemengtheile der als Uralitporphyrit, beim Zurücktreten von Augit- und Olivin-Einsprenglingen resp. deren Zersetzungsproducten als Plagioklasporphyrit und bei sehr feinem Korn als „feinkörnige und dichte Magma(?) -Gesteine“ bezeichneten Vorkommnisse. Die letzteren Gesteine sind Salbanderschei-

nungen. Auch Mandelsteine kommen vor. Gänge und vulcanische Breccien können ebenfalls nachgewiesen werden und unter der Porphyritdecke beobachtete der Verf. Tuffe und Tuff-Sedimente.

Vielfach ist in den Gesteinen eine kräftige Kataklyse, welche da und dort bis zur Flaserung fortschreitet, wahrzunehmen.

Jünger als diese Eruptivgesteine ist von den oben erwähnten Felsarten nur der röthliche Granit. — Ihre Veränderung ist durch Dynamometamorphose hervorgebracht und diese ist begründet in den während der archaischen Zeit stattgehabten Faltungen und Dislocationen. Da diese Kräfte mit dem Ende der archaischen Periode verschwanden, müssen die veränderten Gesteine auch ein archaisches Alter haben.

Von dem Uralitporphyrit (1) und von den feinkörnigen Magmasteinen (2) wurde je eine Analyse ausgeführt. Bezüglich des letzteren Gesteines glaubt Verfasser, dass eine Wegführung von Alkalien und Kieselsäure stattgefunden habe, steht aber damit in scheinbarem, durch überaus grossen Epidotreichthum erklärtem Widerspruch mit dem weiterhin von ihm aufgestellten Satze, dass die „Umwandlungen sich ohne erhebliche Änderungen in der chemischen Zusammensetzung des Gesamtgesteines vollzogen“ haben.

	I.	II.
Si O ₂	48,64 ^{0/10}	56,44 ^{0/10}
Al ₂ O ₃	11,68	16,17
Fe ₂ O ₃	10,57	7,72
Fe O	6,31	3,00
Mn O	0,39	0,30
Mg O	6,78	2,02
Ca O	10,88	10,13
Na ₂ O	2,90	1,17
K ₂ O	1,01	1,18
H ₂ O	1,02	2,37
Summe	100,18	100,50

G. Linck.

R. N. Lucas: Notes on the Older Rocks of Finland. (Geol. Mag. (3.) 8. 173—179. 1891.)

Als ältestes Gestein wird Granitgneiss hingestellt, danach grauer Glimmergneiss und Amphibolgneiss.

H. Behrens.

R. Zeynek: Saure Erde aus Persien. (Min. u. petr. Mitth. XII. 90—91. 1891.)

Ein lichtgefärbter Thon, in welchem man mit blossen Auge Quarzsplitter, kleine Schwefelkrystalle, Getreidereste und Knollen von Gyps und Silicaten erkennen konnte, wurde analysirt. Die Erde reagirt sauer und

enthält an freien Säuren: 3,878—3,927 % SO_3 , 0,396 % HCl und 0,006 % N_2O_5 . Die Gesamtanalyse ergab Folgendes:

	In H_2O löslich	In HCl löslich		
SO_3 . . .	15,650 %	—		
HCl . . .	0,396	—		
N_2O_5 . . .	0,006	—		
SiO_2 . . .	0,825	0,033 %	Unlöslich	55,366 %
Fe_2O_3 . . .	0,213	0,040	H_2O . .	19,985
Al_2O_3 . . .	0,040	0,017	C . . .	0,323
CaO . . .	7,478	0,060		
MgO . . .	0,053	0,010		
Na_2O . . .	0,519	—		

Eine ähnliche Erde soll im NO. von Persien im Savolangebirge vorkommen.

G. Linck.

F. H. Holland: On Rock-specimens from Korea. (Quart. Journ. geol. soc. 47. 171. 1891.)

Gleichzeitig mit C. GOTTSCHÉ hat HOLLAND in Korea Gesteinsproben gesammelt, hauptsächlich längs dem südlichen Theil der Südostküste. Die Ergebnisse der Untersuchung dieser Proben schliessen sich den von C. GOTTSCHÉ und J. ROTH veröffentlichten an (dies. Jahrb. 1887. II. -104-). Gneiss und krystallinische Schiefer sind vorherrschend. Von Eruptivgesteinen sind Biotit- und Muscovitgranit am meisten verbreitet. Ferner wird Quarzporphyr, Diorit, Andesit (Propylit?) und Basalt beschrieben.

H. Behrens.

Johannes Petersen: Beiträge zur Petrographie von Sulphur Island, Peel Island, Hachijo und Mijakeshima. (Jahrb. Hamburg. wissenschaftl. Anstalten. VIII. 1—58. 1891. Mit 2 Taf.)

—, Der Boninit von Peel Island. Nachtrag zu den Beiträgen zur Petrographie von Sulphur Island u. s. w. (Ibid. VIII. 9 S. 1891.)

Die vier im Titel genannten Inseln liegen auf einer Eruptivspalte von Tokio über die Bonin-Inseln und Volcanos nach den Marianen. Die Angaben über Vorkommen und Alter der 1887 von WARBURG gesammelten Gesteine sind sehr mangelhaft, so dass ein Theil der als Andesite beschriebenen Gesteine möglicherweise Porphyrit ist.

Sulphur Island. Die von Spalten durchzogene Insel hat einen 600' hohen Vulcan. Das von hier vorliegende Gestein ist ein vitrophyrischer Andesit mit Olivin (und Hypersthen?) von normaler Zusammensetzung und Structur (Analyse I), z. Th. Bimsstein-artig (Analyse II). Ein analog zusammengesetzter Tuff bildet angeblich die Hauptmasse der Insel. Ausserdem sind noch gefunden ein Biotit-führender Augit-Andesit mit Schwefel, ein Na-haltiger Alaunstein und ein neben Erzen, Augit und Biotit fast nur Orthoklas, wenig Plagioklas führender Tuff, welcher am Nordende der Insel in bis 100' mächtigen Massen ansteht.

Peel Island. Nach den Angaben von YASUSHI KIKUCHI (vergl. das folgende Referat S. 313) sind auf dieser Insel hauptsächlich Hypersthen-Andesite verbreitet. Zu ihnen gehört anscheinend auch ein von P. untersuchtes Gestein, dessen rhombische Pyroxen-Einsprenglinge allerdings alle in Bastit, die grösseren in Bastit und Chlorit zersetzt sind, während die rhombischen Pyroxene von anscheinend zweiter Generation unverändert sind. Als Einsprenglinge finden sich darin ausserdem gewöhnlicher Augit und sehr wenig Feldspath; die Grundmasse zeigt Intersertalstructur. — Bronzit-Limburgit (Boninit) wird ein Gestein dieser Insel genannt, welches Einsprenglinge von Olivin, Bronzit und wenig Augit in grösseren Krystallen enthält, daneben zahlreiche langsäulenförmige kleinere Augite jüngerer Generation, welche den Bronzit vielfach umwachsen und durch vielfache lamellare Zwillingsbildung gleichzeitig nach (100) und (001) ausgezeichnet sind. Die Einsprenglinge liegen in einer etwa die Hälfte des Gesteins ausmachenden Krystalliten-reichen graugelblichen Glasmasse, welche durch Säuren nicht angegriffen wird. Derartige Gesteine sind z. Th. Mandelstein-artig ausgebildet; auch kommen ähnliche vor, welche aber in der Basis Feldspathmikrolithen, darunter auch solche von Sanidin enthalten. Mit diesem Boninit anscheinend identische Gesteine beschreibt (nach dem Nachtrage von P.) auch KIKUCHI als „basische Gesteine“ (basaltische Gläser). Es sind nach K. Auswürflinge, aber ohne Olivin; die Feldspath-Mikrolithe der einen Varietät bilden rhombische Tafeln und sind nach K.'s Deutung der Umrisse Anorthit, nicht Sanidin. Einzelne Blöcke enthalten bis 1 cm grosse Krystalle von Bronzit. Analyse des Gesteins nach P. unter III, nach K. unter V und VI, ferner Analyse des isolirten rhombischen Pyroxens nach K. unter IV. — Diese Gesteine sind offenbar den von WEINSCHEK (dies. Jahrb. Beil.-Bd. VII. 184 ff.) als Sanukit beschriebenen nahe verwandt.

Hachijo. Von den beiden ca. 2000' hohen Vulkanen dieser Insel liegen zwei sehr ähnliche Augit-Andesite vor, ausgezeichnet durch das Vorkommen von Orthoklas-Einsprenglingen, das Fehlen von Glimmer und Hornblende.

Mijakeshima. Die Insel, auf der angeblich noch 1884 ein, jedenfalls sehr unbedeutender Ausbruch stattgefunden hat, besteht wesentlich aus vulcanischen Gesteinen: Augit-Andesit und Mijakit. Der Augit-Andesit enthält ausser Erzen etc. als Einsprenglinge wenig Olivin, Hypersthen, monoklinen Augit in zwei Varietäten (mit und ohne Pleochroismus) und Plagioklas, nach dem optischen und chemischen Verhalten Anorthit. Die Grundmasse erscheint in zwei schlierig durch einander gewobenen glasreichen Ausbildungen, ausserdem kommen vereinzelt Brocken mit fast ophitischer Structur vor. Hornblende und Glimmer fehlen auch hier ganz. — Das als Mijakit bezeichnete Gestein ist ein Andesit mit Babingtonit-ähnlichem, wahrscheinlich triklinem Augit, welcher sich vor dem Feldspath, aber nur in kleinen Krystallen ausgeschieden hat. Der Pyroxen ist rothbraun, kurzsäulenförmig, zeigt zwei deutlich ungleichwerthige Blätterdurchgänge, stets schiefe Auslöschung (11—43°), schwachen Pleochroismus, selten

Zwillingsbildung nach einer Prismenfläche. Als Einsprenglinge enthält das Gestein vorwiegend Plagioklas (Bytownit), wenig gewöhnlichen Augit, Hypersthen und Biotit. Die Grundmasse besteht aus dem braunen Pyroxen, Feldspath, wenig Glas. Auf Hohlräumen wurde Tridymit beobachtet. Der Mn-Gehalt des Augites ergibt sich aus der Bauschanalyse VII, welche sich deuten lässt als ein Gemenge von 4 Theilen Albit, 8 Anorthit, 1 Magnetit, 1 Tridymit und einem Rest von 21 Theilen, welche einem Pyroxen entsprechen aus $2 \text{Mg Al}_2 \text{Si O}_6 + 2 \overset{\text{III}}{\text{Fe}}_2 \text{Si}_3 \text{O}_9 + 4 \text{Al}_2 \text{Si}_3 \text{O}_9 + 13 \overset{\text{II}}{\text{R}} \text{Si O}_3$; darin ist $13 \overset{\text{II}}{\text{R}} = \text{Fe}_5 + \text{Mn}_2 + \text{Mg}_1 + \text{Ca}_5$.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.
Si O ₂	61,28	59,87	53,92	55,04	53,18	54,44	50,87
Al ₂ O ₃	18,16	17,23	17,98	0,88	16,18	12,90	21,98
Fe ₂ O ₃	5,97	} 9,96	4,88	9,40	—	7,08	5,85
Fe O	1,76						
Mn O	Spur	—	—	0,18	—	—	1,45
Mg O	0,79	0,77	4,57	32,65	6,72	12,75	1,38
Ca O	3,55	2,96	7,59	1,55	10,12	5,12	9,12
Na ₂ O	5,51	6,21	3,92	—	1,85	2,06	2,85
K ₂ O	2,75	2,92	1,14	—	0,35	0,35	0,22
Glühverl.	1,72	0,61	4,64	0,45	1,65	5,54	0,43
	101,49	100,53	98,64	100,64 ¹	100,35	100,24	99,24

V. Dunkles perlitisches Gestein mit rhombischen Feldspathlamellen von Kurose auf Ototoshima.

VI. Glasiges Feldspath-freies Gestein von Miganoura auf Chichisima.

O. Mügge.

Yasushi Kikuchi: On Pyroxenic Components in certain Volcanic Rocks from Bonin Islands. (Journ. Coll. of Sc. Imp. Univ. Japan. 3. 67—89. M. 1 Taf. 1889.)

Über diese Arbeit ist z. Th. bereits nach J. PETERSEN soeben berichtet. Der Hypersthen des von PETERSEN als Boninit bezeichneten Gesteins bildet z. Th. deutlich messbare Krystalle mit den Formen (100), (010), (110), (212), (211); es kommen anscheinend auch Durchkreuzungszwillinge nach (101) vor. Er befindet sich vielfach mit grünem monoklinem Augit in sog. Parallel-Verwachsung; theils bildet der letztere dabei nur einen schmalen Saum um den rhombischen Pyroxen, theils auch Fortwachsungen auf den Pyramidenflächen mit zerfaserten Enden, und zwar breiten sich die Fasern der Wachstumsformen des monoklinen Augit in der Ebene (100) des Hypersthens aus. — Die Gesteine sind nach K. frei von Olivin, enthalten auch nur wenig Plagioklas, keinen Magnetit, dagegen etwas Picotit. Das Glas wird ziemlich leicht grünlich und bräunlich durch-

¹ incl. 0,49 Cr₂ O₃.

sichtig, ist aber öfter bereits verwittert. — Die vulcanische Thätigkeit scheint schon seit lange auf Peel Island zu ruhen. O. Mügge.

Bundjiro Koto: On the so-called Crystalline Schists of Chichibu (the Sambagawan Series). (Journ. Coll. of. Sc. Imp. Univ. Japan. 2. 77—141. M. 4 Taf. 1888.)

Der Bezirk von Chichibu gehört zu dem Theil der Hauptinsel, welchen E. NAUMANN als das alte Bergland von Kwanto bezeichnet hat. Im Westen und Süden ist es durch hohe vulcanische und granitische Massen begrenzt, sonst liegt es offen nach der Tertiär-Mulde von Tokio. Die untersten, sicher bekannten Sedimente sind carbonisch, darüber liegen Jura, Kreide, und Pliocän, darunter zweifelhafte präcarbonische Schichten und unter diesen die nach dem Hauptvorkommen in dem gleichnamigen Thal als Sambagawan-Schichten zusammengefassten krystallinischen Schiefer. Diese bedecken den NW.-Rand der centralen Depression von Chichibu, etwa 270 □ miles, längs einer 27 km langen N. 70° W. ziehenden Anticlinale. Sie weichen in mancher Beziehung von den normalen krystallinischen Schiefen ab. Ihre unterste Abtheilung bilden normale Sericit-Schiefer mit Quarz in feinkörnigen, z. Th. durch Zertrümmerung, z. Th. durch Neubildung entstandenen Aggregaten; mit wechselnden Mengen von saurem Feldspath (vielleicht Orthoklas) in unregelmässigen, mit Quarz verzahnten Körnern, im Centrum mit Einschlüssen von Eisenglimmer, Epidot, Rutil, am Rande mit solchen von Sericit; mit weissem bis hellgrünlichem Sericit, ferner mit Epidot, Granat (∞ 0), Rutil, Kalk. Die Gesteine sind dünnschiefbrig; Quarz- und Feldspath-reiche Lagen wechseln mit dünnen Lagen von Sericit, Granat und Eisenerz. Der oberste Horizont dieser Abtheilung, wie auch der unterste der folgenden ist leicht kenntlich durch Einlagerungen pupurrother, etwas compacterer, aber doch leicht spaltbarer Piemontit-Sericit-Schiefer. Der Piemontit zeigt die Formen T, i, zuweilen auch M; er bildet Übergänge in gewöhnlichen Epidot und Zoisit, welche vielfach reich an Eisenglimmer sind, während der Piemontit frei davon ist. Der auf Shikoku den Piemontit begleitende Glaukophanschiefer fehlt hier. — Die mittlere Abtheilung der Sambagawan-Schichten, der Haupttheil derselben (200 m mächtig), liegt discordant auf der unteren. Es sind gefleckte (schwarze) Graphitschiefer und (grüne) Chloritschiefer. Die ersteren bestehen aus Feldspath, Sericit, Graphit, Eisenglanz, Quarz, Chlorit (?), Turmalin, Granat und Rutil. Die Gesteine gleichen etwa den sächsischen Garbenschiefern, im verwitterten Zustande grossblättrigen Glimmerschiefern. Die Flecken bestehen nach der mikroskopischen Untersuchung aus Feldspath (Auslöschung auf P — 30°, Formen T, l, P, y) mit äusserst zahlreichen Einschlüssen von Graphit, Granat, Turmalin, Strahlstein etc., Flüssigkeiten und Gasen. Die schwarzen Theilchen (? SAUER's Graphitoid) sind vielfach scheinbar fluidal geordnet; einfache Zwillingsbildung ist häufig, vielfache fehlt. Der Feldspath ist umgeben von grünlichem Sericit, welcher beim Glühen in Folge Eisengehaltes

schwarz wird. Der Turmalin ist deutlich hemimorph, am analogen Pol von $-2R$, am andern von $+R$ begrenzt, und dadurch interessant, dass er am ersteren stets dunkler gefärbt ist als am letzteren; Einschlüsse von kohligem Theilchen sind auch in ihm häufig, ebenso zonare Färbung. In den grobkörnigeren Gesteinen erreichen die Flecken über $\frac{1}{2}$ cm Durchmesser, in den feinkörnigen sind sie erst auf angewitterten Flächen sichtbar. Auf dem Querbruch erkennt man, dass kohlenreichere Lagen mit solchen von Quarz und Feldspath abwechseln. — Die grünen, unvollkommenen schiefrigen Fleckschiefer, welche sehr den sächsischen Grünschiefern ähneln, zeigen zahllose weisse Flecken von $\frac{1}{2}$ —2 mm Durchmesser auf grünem Grund. Diese Flecken bestehen aus Feldspath- (Albit?) Individuen und Aggregaten derselben; sie sind, je kleiner, desto mehr durchspickt von Epidot, Strahlstein, Turmalin und Granat, welche in Schnitten senkrecht zur Schieferung auch hier scheinbar fluidal geordnet sind. Die Feldspathe liegen in einer chloritischen Grundmasse, welche daneben Epidot- und Strahlstein-Nadeln und Eisenglanz enthält, während Quarz und Rutil, ausser als Einschluss im Turmalin, fehlen. Hie und da findet sich noch Titanit und Kalkspath. Die Gesteine sind z. Th. grobkörnig, z. Th. dicht.

Die Trennung der Gesteine der mittleren Abtheilung von den concordant darauf und in den obersten Horizonten auch damit wechsellagernden der obersten Abtheilung ist schwierig. Es sind dies Epidot-Sericit-Gneisse, feinkörnige Gemenge von Quarz, Feldspath, Muscovit (Sericit) mit untergeordnetem Strahlstein, Epidot und Granat. Die untersten Lagen sind dickschiefrig, darüber liegen dünn-schiefrige Gesteine von derselben Zusammensetzung, aber mit reichlicherem Sericit auf den zahlreicheren Schieferungsflächen.

Hinsichtlich des Ursprungs dieser Gesteine glaubt Verf., dass die Sericitschiefer und Gneisse aus sandsteinartiger Feldspath-Grauwacke hervorgegangen sind, ebenso die Graphit-Sericit-Schiefer aus kohligem Schieferen. Der Feldspath rührt her von vulcanischen Aschen etc., welche durch die Thätigkeit der See aufbereitet wurden. Die Chlorit-Amphibol-Schiefer mögen aus nicht aufbereiteten Aschen und Tuffen von Augit-Plagioklas-Gesteinen durch Umwandlung hervorgegangen sein.

Das Alter dieser Schichtenreihe bleibt vorläufig zweifelhaft; wahrscheinlich gehören sie nicht zu den ältesten Ablagerungen Japans, sondern sind Biotit-Glimmer-Schiefern und Biotit-Gneissen discordant aufgelagert; jedenfalls sind sie noch von Pyroxen-, Epidot- und Hornblende-Schiefern überlagert, welche Verf. als metamorphosirte Tuffe von Gabbros, Dioriten und Diabasen betrachtet. Dioritische und Gabbro-Gesteine mit Übergängen in Serpentin, welche der nächst jüngeren Mikabu-formation angehören, durchsetzen sie.

O. Mügge.

T. W. Edgeworth David: Proposed Petrological Classification of the Rocks of New South Wales. (Records Geol. Surv. of New South Wales. Vol. II. Part I. 1—15. Sydney 1890.)

In drei Tabellen erläutert DAVID die für die geologische Karte von Neu-Süd-wales vorgeschlagene Eintheilung der Gesteine in metamorphe (altered) Sediment- und Eruptiv-Gesteine. Für die Eintheilung der sedimentären (auch aeolisch gebildeten) Gesteine gelten die allgemein üblichen Principien.

Bei den metamorphen Gesteinen wird unterschieden, ob sie sich aus bekanntem oder unbekanntem Material entwickelt haben; die erste Abtheilung wird nach dem ursprünglich vorhandenen Gestein zerlegt, die zweite nach dem Kieselsäuregehalt in saure, mittlere und basische (vorläufig noch nicht getrennt) und ultrabasische Gesteine getheilt. Bei jeder Unterabtheilung werden noch geschieferte und ungeschieferte Glieder unterschieden. Als metamorphe Gesteine unbekannter Abkunft werden auch gewisse Granite (Abtheilung der sauren, ungeschieferten Gesteine) und der Epidiorit (ungeschieferte Abtheilung der Gesteine von mittlerer Acidität) bezeichnet. Die Eruptivgesteine endlich zerfallen in eigentliche Eruptivgesteine und Tuffe. Bei der Eintheilung der eigentlichen Eruptivgesteine werden zunächst nach dem Kieselsäuregehalt saure Gesteine (mit 65—78% SiO_2), mittlere (mit 55—65% SiO_2), basische (mit 45—55% SiO_2) und ultrabasische (mit 35—50% SiO_2) unterschieden. Jede dieser Abtheilungen wird sodann nach der Structur in folgende drei Theile zerlegt: 1. „Holo-krySTALLINE (gew. plutonisch)“, 2. „Mikrokrystalline (plutonisch oder alte entglaste Laven)“, 3. „GlasiG (gew. vulcanisch, umfasst die jüngsten Laven)“. Die Tuffe werden in einfache (nur aus vulcanischem Material bestehende) und zusammengesetzte getheilt und dann den Eruptivgesteinen entsprechend unterschieden.

Sehr auffallend ist die Stellung des Kersantits, der zu den „holo-krySTALLINEN“ Gesteinen gerechnet wird, während die Minette sich unter den „mikrokrystallinen“ findet, ferner der Platz des Porphyrits unter den „mikrokrystallinen“ Gliedern der Granitreihe.

Die eigenthümliche Entwicklung der Eruptivgesteine in Neu-Süd-wales, besonders das Auftreten der jüngsten ausschliesslich in der Gestalt von Gläsern und Bimssteinen, lässt wohl eine Übertragung der in diesem Lande gewonnenen Eintheilungsprincipien auf andere Gebiete nicht zu.

L. Milch.

T. W. Edgeworth David and W. Anderson: The Leucite-Basalts of New South Wales. (Records Geol. Surv. of New South Wales. Vol. I. Part III. 153—172. 1889. Mit 2 Taf. Sydney 1890.)

An zwei 40 Meilen von einander entfernt liegenden Punkten wurde in Neu-Süd-wales Leucitbasalt nachgewiesen, am Byrock Mountain und in einer Reihe kleiner Hügel, El Capitan genannt. Beide Vorkommen liegen am Rande der das Innere des Landes erfüllenden Kreidescholle. Makroskopisch ist in diesem Gestein, dessen Bildung in die Kreide- oder Tertiärzeit fällt — genauere Bestimmungen waren bisher nicht möglich — nur Glimmer zu erkennen; das Mikroskop zeigt Leucit, Olivin (oft in ein melilith-

ähuliches Mineral umgewandelt), Glimmer und vielleicht Nosean in einer aus Leucit, Augitmikrolithen (gern fluidal geordnet) und Magnetit in verschiedenem Verhältniss bestehenden, oft auch etwas Glas enthaltenden Grundmasse. Tritt Glimmer in die Grundmasse ein, so erweist er sich als jüngster Gemengtheil.

Die Analysen ergaben:

	Byrock	El Capitan
Si O ₂	46.43	47.31
Al ₂ O ₃	15.99	18.51
Fe ₂ O ₃	15.04	14.56
Ca O	9.27	7.57
Mg O	1.74	2.28
K ₂ O	6.93	6.14
Na ₂ O	0.51	0.98
P ₂ O ₅	0.73	0.55
Glühverlust	3.20	2.31
Sa.	99.84	100.21

Analysator J. C. H. MINGAYE.

Die Zusammensetzung erinnert an die Vesuvlaven von 1631 und 1868, während die mikroskopische Untersuchung in manchen Punkten Ähnlichkeit mit dem Gestein vom Capo di Bove erkennen lässt. L. Milch.

W. Anderson: On the Mineral Spring at Rock Flat Creek, near Cooma, Monara District. (Records Geol. Surv. of New South Wales. Vol. I. Part III. 179—183. 1889. Mit 1 Kärtchen. Sydney 1890.)

Die Untersuchung der 10 Meilen südöstlich vom Cooma, County of Beresford, Neu-Südwesten, gelegenen Mineralquelle, „Soda-water Spring“ genannt, führt zu der Annahme, dass das Wasser aus der Tiefe auf einer Spalte aufsteigt. Das Kärtchen erläutert die geologischen Verhältnisse in der Nähe der Quelle.

Eine Analyse des Wassers wurde schon früher (Ann. Report Dept. Mines. N. S. Wales 1879. p. 48 1880.) veröffentlicht. L. Milch.

G. H. F. Ulrich: On the Discovery, Mode of Occurrence and Distribution of the Nickel-iron Alloy Awaruite on the West Coast of the South Island, New Zealand. (Quart. Journ. Geol. Soc. 46. 619. 1890.)

Im Jahre 1885 wurde durch W. SKEY der N. Zealand Philos. Soc. mitgetheilt, dass er in einem schwarzen Sande von Big Bay, an der Westküste der südlichen Insel, metallische Körner von H. 5, sp. G. 8.1, Zusammensetzung Ni²Fe, entdeckt habe. Das neue Mineral erhielt den Namen

„Awaruit“ von Awarua, der einheimischen Benennung des Fundortes, und wurde für den zweiten Fund von tellurischem Nickeleisen gehalten. Später hat sich herausgestellt, dass das Nickeleisen von Oktibbeha, N.-Amerika, meteorischen Ursprungs ist. Die obige Mittheilung ist in den Transactions of the New Zealand Institute, 1885, und mit einigen Zusätzen im Annual Report, 1886, abgedruckt. Seitdem ist nichts über Awaruit und dessen Muttergestein bekannt geworden.

Nachforschungen, die auf Veranlassung des Verf. in den letzten Jahren angestellt worden sind, haben nur zum kleineren Theil Erfolg gehabt, was hauptsächlich in der Unzugänglichkeit des Gebirges in jener Gegend seinen Grund hat. Als festgestellt kann angenommen werden, dass der Awaruit in kleinen Körnern neben Chromit und Picotit in Peridotit und daraus hervorgegangenem Serpentin der Red Hills und Olivine Range vorkommt und mit diesen Gesteinen eine weite Verbreitung vom Cascade River bis Big Bay (Awarua Bay) hat. Einzelne Funde weisen auf Verbreitung der Olivingesteine bis zu den Humboldtbergen. Der Peridotit ist ein krystallinisch körniges Gemenge von Olivin und Enstatit in wechselndem Verhältniss, von graugrüner, durch Verwitterung in roth oder violett übergehender Farbe. Sp. G. 2.8—3.1. Er erhebt sich in Kuppen, die in den Red Hills 2000 m Höhe erreichen. Gabbro ist im Peridotit der Olivine Range an vielen Orten gefunden; derselbe scheint den Peridotit in Gängen durchbrochen zu haben. Ausserdem werden Durchbrüche von Augitporphyr und Labradoritporphyr erwähnt. Der Serpentin zeigt grosse Verschiedenheit in Farbe und Structur. Fast farbloser Serpentin, Antigorit, gemeiner Serpentin mit und ohne Granat, auch lichtgrüne, ausserordentlich dichte und feste Varietäten mit Nephrit-ähnlichem Bruch. Awaruit ist im Peridotit und im Serpentin nachgewiesen. Aus dem Schotter dieser Gesteine gelangt er in die Flussbetten, worin er sich neben Magnetit, Chromit und Picotit anhäuft, im Sande des Gorge River bis zu 45.4%.

H. Behrens.

Lacroix: Sur les roches volcaniques de la Martinique et de l'île Saba. (Compt. rend. CXI. 71. 1890.)

Wie unter den Gesteinen von Guadelupe sind auch auf Martinique Hypersthen-führende Andesite und Labradorite verbreitet, letztere bisweilen olivinhaltig. Ausserdem kommen Andesite und Labradorite mit basaltischer Hornblende vor, die sowohl Hypersthen als Augit und auch Olivin enthalten können. Quarzeinschlüsse sind meist von einem Kranz von Augitmikrolithen umgeben. Daneben kommt epigener Quarz vor, der sich auf Kosten der glasigen Grundmasse entwickelt hat, bald in Flecken von unbestimmtem Umriss, bald in zahlreichen Sphärolithen, hin und wieder auch in Körnchen, die eine mikrogranitische Structur hervorbringen. Derartige kommt sogar in Olivin-führenden Labradoriten vor. Die vulcanischen Gesteine von der Insel Saba sind Augit-Labradoritgesteine, z. Th. Olivin- und Hornblende-führend. Der Augit ist vielfach beinahe farblos,

goldgelb umrändert, die Mikrolithen meist ganz gelb, wie in den Leucitgesteinen von Latium. Quarzkörner in diesen Gesteinen dürften für Fremdkörper zu halten sein. Analoge Quarzeinschlüsse sind in Labradoriten von St. Eustach gefunden. Andererseits muss das Vorkommen von epigenem Quarz in vulcanischen Gesteinen der Aufmerksamkeit der Petrographen empfohlen werden, da wahrscheinlich viele Vorkommnisse dieser Art als Rhyolith und Porphy classifcirt worden sind. **H. Behrens.**

Edw. L. Dana: Contributions to the Petrography of the Sandwich Islands. (Amer. Journ. of Science. 37. 441—467. 1889.)

Die Resultate der vom Verf. mitgetheilten Untersuchungen beziehen sich auf verschiedene Gesteinssuiten vom Kilauea und einigen anderen Punkten Hawaiis, sowie von den Inseln Maui und Oahu, welche theils von JAMES D. DANA, theils von E. P. BAKER gesammelt waren.

Die ersten vier Abschnitte sind den Gesteinen des Mauna Loa und des Kilauea auf Hawaii gewidmet. Beim Mauna Loa hält Verf. die Producte des — Mokuaweoweo genannten — Gipfelkraters und die Gesteine der Lavaströme, welche die Flanken des Vulcanes bedecken, auseinander; die ersteren bringt er in folgende Gruppen:

1. Phonolithähnliche Basalte; feinkörnige, graue, röthliche oder braune Gesteine, bestehend aus Plagioklas, Augit, Titan- und Magnet-eisen, charakterisirt durch plattige Absonderung, durch die fast völlige Abwesenheit von Olivin und die eigenthümlich federartige Gruppierung der Augitkryställchen, an welcher zuweilen auch Feldspathleisten sich theiligen. Sp. G. = 2,82—3,00.

2. Olivinbasalte; etwas grobkörniger, zuweilen auch zellig struirte Gesteine, in welchen der mitunter nadelförmig ausgebildete, häufig stark corrodirt Olivin beinahe die Hälfte der ganzen Gesteinsmasse ausmacht; Farbe lichtgrau bis rothbraun, je nach dem Grade der Zersetzung der Olivine, neben denen Plagioklas, Augit, Titaneisen und Apatit an der Gesteinszusammensetzung sich theiligen. Sp. G. 3,00—3,20. — Ein Theil der hiehergehörigen Laven ist ausgezeichnet durch die drusenartige Ausfüllung der Hohlräume mit Feldspath- und Augitkryställchen, sowie Zeolithaggregaten (Phakolith?, Herschelit?).

3. Zwischen diesen beiden Haupttypen der Gesteine von Mokuaweoweo, über deren gegenseitige Beziehungen nichts angegeben werden kann, stehen als Mittelglieder lichtgraue, olivinarne Basalte von bald gleichmässig körniger, bald porphyrischer Structur, ferner grob- oder feinporöse Laven, welche vereinzelte grosse Olivin-, Feldspath- und Augiteinsprenglinge enthalten.

4. Gläser von heller und dunkler Farbe, welche durch Sphärolithe und regelmässig gruppirte Mikrolithe in den verschiedensten Graden entglast erscheinen.

Die Gesteine der Lavaströme, welche sich über die Abhänge des Mauna Loa ergossen haben, sind sämmtlich olivinreiche Basaltlaven

von meist hochgradig poröser Beschaffenheit. Eine Eigenthümlichkeit dieser Lavaströme bilden zahlreiche Höhlen von oft sehr ansehnlicher Ausdehnung, von deren Decken und Wänden zierliche Lavastalaktiten herabhängen. Diese Lavastalaktiten, denen zuweilen vom Boden aus gleichartige Stalagmiten entgegenstreben, besitzen gewöhnlich eine Dicke von nur $\frac{1}{4}$ Zoll, während ihre Länge zwischen 6—30 Zollen schwankt; sie bestehen aus einem holokrystallinen Gemenge von Plägioklas, Augit, Magnetit und Hämatit, jedoch ohne Olivin und, was besonders merkwürdig ist, noch ohne Glas. Zum Theil massive, zum Theil zellige oder hohle Cylinder von äusserlich knorrigter Gestalt darstellend, zeigen sie auf den zierlich gerippten bis facetirten Oberflächen einen eigenthümlichen metallischen Glanz durch die zahlreichen hier ausgeschiedenen Hämatitblättchen; die Hohlräume sind mit Feldspath-täfelchen (nach der Auslöschungsschiefe als Andesin bestimmt), Augitnadelchen und Magnetitoktaedern ausgekleidet. Die Entstehungsweise dieser merkwürdigen Gebilde, welche Verf. durch mehrere Abbildungen veranschaulicht, und welche sich auch in den Höhlen der benachbarten Kilaueaströme finden, ist schwer zu erklären; doch scheint ihre Bildung erst nach der Verfestigung der eigentlichen Lavamasse erfolgt zu sein. Verf. deutet die Möglichkeit der Mitwirkung überhitzten Wasserdampfes an, ohne jedoch eine weitere Erklärung zu versuchen.

Von anderen Punkten Hawaiiis (Punalun, Kawaihae, Mahukono) herführende Gesteine sind theils durch Fluidalstructur, theils durch grosse Feldspatheinsprenglinge bemerkenswerth.

Der 5. Abschnitt ist den Gesteinen vom Haleakala auf der Insel Maui gewidmet. Hier stehen die jüngeren und die älteren Laven in einem beachtenswerthen Gegensatz zu einander, insoferne als die ersteren poröse, olivinreiche, jedoch feldspatharme Basalte sind; die sich von den Gesteinen Hawaiiis durch das porphyrtartige Hervortreten von Augit und Olivin unterscheiden, während die älteren Laven reich an Feldspath, dafür aber so arm an Olivin sind, dass sie eher den Andesiten sich nähern. Ähnliche andesitische Gesteine finden sich auch auf der Insel Oahu, wo im Übrigen olivinreiche Basaltlaven vorwalten. Die Gesteine von den letzten beiden Inseln zeigen im Allgemeinen tiefgreifendere Zersetzungserscheinungen wie jene von Hawaii.

H. Lenk.

J. C. Branner: The Aeolian Sandstones of Fernando de Noronha. (Amer. Journ. of Science. 39. 247—257. 1890.)

Auf der Inselgruppe Fernando de Noronha (dies. Jahrb. 1890. I. - 85-) finden sich Sedimentbildungen, welche Verf. für aeolischen Ursprungs hält. Sie bestehen wesentlich aus einem feinkörnigen Aggregat von zertrümmerten Hauttheilen von Meeresthieren (Muschelschalen, Seeigelstacheln, Korallen, Nulliporen, Foraminiferen), welche durch Kalkcarbonat verfestigt sind. Die reineren Varietäten ($97,27\%$ CaCO_3) werden zum Kalkbrennen benützt. Namentlich an den steilen Ostküsten,

welche einen mehrfachen Hebungsprocess durchgemacht zu haben scheinen, ist die Überlagerung der Eruptivgesteine (Phonolithe, Basalte) durch diese „Sandsteine“ gut zu beobachten. Für die Annahme ihrer Bildung auf aeolischem Wege ist dem Verf. die ausgezeichnete Dünenstructur ausschlaggebend. Bisweilen sind sie von der vulcanischen Unterlage durch eine Zwischenschicht, ein Geröllconglomerat getrennt, welches offenbar eine durch locale Ursachen bewirkte Strandbildung darstellt. **H. Lenk.**

E. H. Barbour and J. Torrey jr.: Notes on the Microscopic Structure of Oolite, with analyses. (Amer. Journ. of Sc. (3.) 40. 246—249. 1890.)

Beschreibung eines oolithischen aus SiO_2 bestehenden Gesteins, welches in Pennsylvanien mit Feuerstein als Geschiebe vorkommt. Mit 6 Abbildungen von Dünnschliffen. **H. Behrens.**

J. P. Iddings and S. L. Penfield: Fayalite in the Obsidian of Lipari. (Amer. Journ. of Sc. (3.) 40. 75—78. 1890.)

In drusigen Lagen grösserer Sphärolithe und Lithophysen des Obsidians von Lipari und Volcano kommen dünne, honiggelbe Täfelchen von Fayalit vor neben Alkalifeldspath und Tridymit. Die grössten Fayalittäfelchen sind 1 mm lang, 0,5 mm breit und 0,03 mm dick. In Form und Vorkommen zeigen sie viel Übereinstimmung mit dem Fayalit von Obsidiancliff, Yellowstone Park (dies. Jahrb. 1890. II. -270-). **H. Behrens.**

M. Hunter und H. Rosenbusch: Über Monchiquit, ein camptonitisches Ganggestein aus der Gefolgschaft der Eläolithsyenite. (Min. u. petr. Mitth. XI. 445—466. 1890.)

Das Gestein ist benannt nach seinem portugiesischen Vorkommen und wurde in grösserer Ausdehnung in den Provinzen Rio de Janeiro und Minas Geraës in Brasilien in Form von schmalen in Gneiss nahe der Grenze gegen Eläolithsyenit aufsetzenden Gängen oder als Bachgeschiebe gefunden. Nach den geologischen Mittheilungen von O. A. DERBY stehen die Gänge im Zusammenhang mit den Eläolithsyeniten.

Es sind dunkle, schwarze bis grauschwarze dichte Gesteine mit wechselnden Mengen von porphyrisch eingesprengtem Amphibol, Pyroxen, Glimmer und Olivin in höchstens 5 mm grossen Krystallen. U. d. M. treten hierzu mehr oder weniger farblose Glasbasis, Magnetit, etwas Apatit und local Plagioklas. Im letzteren Falle ist Fluidalstructur zu beobachten. Die Monchiquite gelatiniren mit HCl , sind leicht schmelzbar und haben eine Dichte von 2,7—3,0. Augit und Olivin — abnehmend mit Zunahme von Hornblende und Biotit — sind stets vorhanden und nach der Menge von Amphibol und Biotit kann man abtrennen: Biotit-, Biotit-Amphibol-, Amphibol-Monchiquit.

Analysirt wurden:

I. Die Glasbasis, welche den ziemlich reinen Foyaitkern (Na, K) AlSi_2 (dies. Jahrb. 1891. II. -57-) repräsentirt und beim weiteren Krystallisiren Nephelin hätte liefern müssen.

II. Die braune Hornblende. Sie zeigt auf ∞P eine Auslöschungsschiefe von $8-10^\circ$ im spitzen $\angle \beta$. Öfters findet man einen unregelmässigen, dunkler gefärbten, von Magnetitkörnern umsäumten (Opacitrant) Kern, oder nur noch einen Kern von Magnetit und Glas; an der Umrandung dagegen sieht man nie-Resorptionserscheinungen.

III. Der röthlich-violett gefärbte Augit, welcher, neben einer spärlich auftretenden ersten Generation einer farblosen oder blassgrünen Abart, weitaus vorherrscht und eine maximale Auslöschungsschiefe von etwa 40° zeigt. Er besteht aus $2\text{Na}_2\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6 + 6\text{MgAl}_2\text{Si}_2\text{O}_6 + 21\text{CaMgSi}_2\text{O}_6 + 6\text{CaFeSi}_2\text{O}_6 + 2\text{Ca}_2\text{Si}_2\text{O}_6$.

Zwei Gesteine (Bauschanalysen), eines glasreich (IV), das andere glasarm (V). Die Monchiquite sind den ebenfalls mit den Eläolithsyeniten in Beziehung stehenden Camptoniten verwandt. Das Syenitmagma hat die Fe-, Mg- und Ca-haltigen Kerne abgegeben und sich dadurch diese „lamprophyrische Gefolgschaft“ geschaffen.

	I.	II.	III.	IV.	V. **
SiO_2 . . .	53,43%	35,76%	44,55%	46,48%	43,74%
TiO_2 . . .	—	—	2,85	0,99	2,80
Al_2O_3 . . .	20,86	26,48	7,86	16,16	14,82
Fe_2O_3 . . .	2,61	14,48	3,81	6,17	2,40
FeO . . .	—	2,80	4,91*	6,09	7,52
MgO . . .	0,29	11,07	12,71	4,02	6,98
CaO . . .	1,14	2,94	20,84	7,35	10,81
Na_2O . . .	11,63	1,49	1,29	5,85	3,08
K_2O . . .	2,51	3,37	0,49	3,08	2,90
H_2O . . .	7,06	1,61	—	4,27	2,94
CO_2 . . .	—	—	—	0,45	1,50
Summe . . .	99,53	100,00	99,31	100,91	99,49
Dichte . . .	2,724	3,255	3,284	2,736	2,914

G. Linck.

G. H. Williams: The Greenstone Schist Areas of the Menominee and Marquette Regions of Michigan, a contribution to the subject of dynamic metamorphism in eruptive rocks, with an introduction by R. D. IRVING. (Bull. U. St. Geol. Survey. 62. 217 p. 16 pl. 1890.)

In der Umgebung des Lake Superior treten in grosser Ausdehnung meist feinkörnige, ziemlich schiefrige, Hornblende und Chlorit führende

* Dabei 0,38 MnO.

** 0,64 P_2O_5 , 0,10 S.

Grünstein-ähnliche Gesteine in Verbindung mit Graniten und ähnlichen Felsarten auf. Man kann bei ihnen zwei bestimmte, scharf begrenzte Gebiete unterscheiden; bei dem ersten, am Menominee River gelegenen ist die eruptive Natur dieser Grünsteine ohne weiteres erkennbar, bei dem anderen bei der Stadt Marquette tritt der ursprüngliche Charakter dieser Gesteine weit weniger hervor. In der sehr umfangreichen Arbeit weist Verf. nun den eruptiven Ursprung der Grünsteine, die ihre früher massige Structur durch dynamische Metamorphose verloren haben, unzweifelhaft nach und beschreibt ausführlich die mannigfachen Veränderungen, welche diese Gesteine erlitten haben. Die sehr eingehenden Untersuchungen an den einzelnen Vorkommnissen können hier nicht wiedergegeben, sondern nur die Resultate der Beobachtungen kurz angeführt werden.

Zunächst legt Verf. die Unhaltbarkeit der früheren Ansicht dar, nach welcher die Grünsteine sedimentären Ursprungs wären. Der eruptive Charakter geht einmal aus ihren Lagerungsverhältnissen hervor, indem sie mit unzweifelhaften Eruptivgesteinen vergesellschaftet sind, als auch ganz besonders aus dem mikroskopischen Befund, durch welchen bei ihnen ophitische, Diabas- und auch porphyritische, mikropegmatitische, granophyrische und poicilitische Structur erwiesen werden konnte. Auch die skelettartige Krystallform nadelförmiger Flussspäthe in gewissen aphanitischen Grünsteinen spricht hierfür. — Als ursprüngliche Gesteinstypen der Grünsteine konnten folgende basische Gesteine nachgewiesen werden: Olivingabbro, (vielleicht nur Glacialgeschiebe); Gabbro, körniges Aggregat von alio-triomorphem, blassgefärbtem, eisenarmem Diallag und Plagioklas. Diabas, das häufigste Gestein, findet sich an vielen Varietäten und in allen Stadien der Umwandlung, Olivindiabas ist das jüngste Gestein, es durchsetzt in dem Gebiet von Marquette sowohl die anderen Grünsteine, als auch Granit. Ob der Quarz in ihm primären oder secundären Ursprungs ist, liess sich nicht immer sicher feststellen. Auch frischer, olivinfreier Diabas konnte nachgewiesen werden. Bei einem Gestein vom Lower Quinnesec Falls, welches viel primäre braune Hornblende enthielt, musste die Zugehörigkeit zum Diabasporphyr oder Diorit zweifelhaft bleiben. Glasiger Diabas findet sich als Begleiter unzersetzter Diabase, die Gemengtheile erster Krystallisation zeigen in ihm Skelettform und gleichen in dieser Beziehung den aphanitischen Grünsteinen. Die Leichtigkeit, mit welcher der Augit der Eruptivgesteine in Hornblende übergeht, lässt in diesem Gebiete Diorite viel häufiger erscheinen, als sie es in Wirklichkeit sind. Die Mehrzahl der Diorite scheint aus pyroxenhaltigen Gesteinen hervorgegangen zu sein. Doch ist das Vorkommen echter Diorite sehr wahrscheinlich, da auch Gesteine mit compacter brauner Hornblende aufgefunden wurden, die freilich secundäre, von faseriger Beschaffenheit umschliesst; daher könnte auch bei diesen Gesteinen die Annahme gemacht werden, der ursprünglich vorhandene Pyroxen sei zuerst in basaltische Hornblende und diese in faserige übergegangen. Hiervon abgesehen werden bei den Dioriten noch folgende Varietäten unterschieden: Diorit mit Gabbrotypus, ein körniges Gestein von heller Farbe; grobkörniger Diorit mit idiomor-

phem Feldspath und blassgrüner Hornblende, die wahrscheinlich aus compact entstanden ist; körniger Diorit; Quarzdiorit, der mit Rücksicht auf den Gehalt an Orthoklas neben triklinem Feldspath auch als Amphibolgranit bezeichnet werden könnte. Dioritporphyr mit poecilitischer Hornblende. Als Tuffabsätze basischer Eruptivgesteine können schiefrige Grünsteine im Norden von Marquette angesprochen werden. — Von sauren Gesteinen ist besonders Granit häufig. Jedes der beiden Grünsteingebiete ist im Norden und Süden von einem grossen Granit- (Granitit-) Massiv begrenzt. Auch Muscovitgranit findet sich, Amphibolgranit ist schon beim Quarzdiorit besprochen worden. Den Charakter von Granitporphyr und Quarzporphyr nimmt der Granit an, wenn er in die Grünsteine in Gängen und Apophysen eindringt. Durch Streckung und Gebirgsdruck ist er bisweilen in Augengneiss und schiefrigen Porphyr umgewandelt, die Mikrostructur deutet dann immer noch auf den eruptiven Charakter hin. In diesen Gesteinen wurden als ursprüngliche Gemengtheile nachgewiesen Orthoklas (in Graniten und Porphyren), Mikroklin (vielleicht nur secundär), Oligoklas (im Granit), Labradorit (in allen Grünsteinen und im unveränderten Diabas), Quarz (in den sauren Gesteinen und im Diorit und Diabas, doch ist der sichere Nachweis, dass dieses Mineral in den beiden letzt genannten Gesteinen primär ist, nicht immer möglich), Muskovit (in einigen Graniten sicher primär, meist jedoch secundär aus Orthoklas entstanden), Biotit (ausser im Granit im Diabas und Diorit, in letzterem jedoch möglicherweise secundäre Bildung aus Hornblende), braune und grüne Hornblende (in allen Grünsteinen, doch ist bei der grünen Varietät der primäre Ursprung meist unsicher), Diallag (im Gabbro), gewöhnlicher Augit (im Diabas), Olivin (im Olingabbro und Diabas), Zirkon (in allen sauren Gesteinen), Apatit (überall verbreitet), Turmalin (in den sauren Gesteinen), Sphen (in Granit und Diorit besonders mit Hornblende vergesellschaftet, bisweilen scheint er aus Ilmenit entstanden zu sein), Orthit (im Granit), Ilmenit und Magnetit (in allen Gesteinen, besonders aber in den Grünsteinen). Die makrostructurellen Veränderungen, welche die in Rede stehenden Gesteine erlitten haben, geben sich in ihrer lagenförmigen Absonderung, Aufblätterung und Schieferstructur zu erkennen, letztere wird besonders durch das Auftreten secundärer Mineralien, wie Hornblende, Chlorit, Sericit, Biotit bewirkt. Eine bemerkenswerthe Erscheinung ist die Leichtigkeit, mit der sich gewisse, durch mechanische Einflüsse stark veränderte Gesteine in rhombische Prismen auflösen. Durch Quetschung des Gesteinskörpers ist häufig eine Flaserstructur bewirkt worden, ebenso das Auftreten von schiefrigen Lagen in Mitten des massigen Gesteins, welche oft noch einen unveränderten Gesteinskern mit massiger Structur kreisförmig umschliessen. Das Vorkommen von „klaffenden Rissen“ ungetähr parallel zur Schieferung ist auf Streckung der Gesteine zurückzuführen.

Der mikrostructurelle Metamorphismus tritt in der Veränderung der einzelnen Gesteinsgemengtheile, ausserdem aber in der Ausbildung neuer Structurformen, wie randliche Kataklase, Mörtelstructur, mikro-

faserige Structur zu Tage. Die Veränderungen, welche Quarz, Feldspath, Pyroxen, Amphibol, Glimmer, Zirkon, Turmalin u. s. w. erlitten haben, sind die bekannten von ähnlichen Vorkommnissen beschriebenen.

Bei der Gesteinsmetamorphose ist die Neubildung zahlreicher Mineralien zu Stande gekommen: Albit (im Gabbro), Mikroklin, Saussurit, Zoisit, Epidot (oft Bestandtheil des Saussurits), Granat, Quarz, braune und grüne Hornblende, Biotit (aus Hornblende), Muscovit, Sericit, Rutil, Anatas, Sphen (Leukoxen), die ausführlich beschrieben werden. Besonders bemerkenswerth ist, dass der Pyroxen sich meist zunächst zu compacter und dann erst zu faseriger Hornblende umsetzte. Durch Verwitterung (durch Einwirkung des Wassers) sind folgende Mineralien neu entstanden: Chlorit (Viridit), Talk, Serpentin, Calcit, Dolomit, Eisenhydroxyd, Pyrit.

Es wurden analysirt von R. B. RIGGS No. 1 sehr frischer Gabbro von Sturgeon Falls, No. 2 mehr zersetztes Gestein ebendaher, No. 3 sehr spaltbarer lichtgrauer, bisweilen sich fettig anführender Schiefer von ebendaher, No. 4 Gabbro-Diorit vom Lower Quinnesec-Becken, No. 5 schiefrige Varietät dieses Gesteins ebendaher, No. 6 stark verändertes, schiefriges Gestein No. 5 begleitend.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.
SiO ₂	51,46	38,05	45,70	47,96	49,19	46,21
TiO ₂	—	—	—	nicht bestimmt	„	„
Al ₂ O ₃	14,35	24,73	16,63	16,85	18,71	18,38
Fe ₂ O ₃	3,90	5,65	4,63	4,33	5,03	3,30
FeO	5,28	6,08	3,89	4,17	4,04	3,90
CaO	9,08	1,25	4,28	13,25	5,92	6,28
MgO	9,54	11,58	9,57	9,15	7,98	7,03
Na ₂ O	2,92	2,54	0,55	1,25	1,44	2,14
K ₂ O	0,24	1,94	3,82	0,30	0,77	0,35
H ₂ O	3,30	7,53	4,70	2,89	5,05	3,82
CO ₂	0,20	0,93	5,95	0,08	1,82	8,32
	100,27	100,28	99,62	100,23	99,95	99,73

No. 7 dunkelfarbiger massiger Grünstein von Lower Quinnesec Falls, aus Diabas hervorgegangen und zusammengesetzt aus Hornblende, Chlorit-Epidot, Quarz, Leukoxen, etwas Feldspath. No. 8 dunkelfarbiger schiefriger Grünstein in No. 7 eine Einlagerung bildend, No. 9 hellfarbiger Grünstein von Upper Quinnesec Falls, bestehend aus Hornblende, saussuritischem Feldspath, Ilmenit, Leukoxen, Quarz. No. 10 Granitporphyr von Horse Race, No. 11 Augengneiss ebendaher, No. 12 schiefriger Porphyr ebendaher (vgl. auch H. CREDNER: Über nordamerikanische Schieferporphyröide, dies. Jahrb. 1870. 970—984). No. 13 Quarzporphyrtuff im Westen von Ridge street, Marquette, analysirt von W. F. HILLEBRAND, besteht aus Quarz und Sericit, der sich aus Orthoklas gebildet hat:

	7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.
Si O ₂	43,80	44,49	48,35	54,83	67,77	66,69	76,99
Ti O ₂	nicht best.	"	"	"	"	"	"
Al ₂ O ₃	16,08	16,37	15,40	25,49	16,61	16,69	13,92
Fe ₂ O ₃	9,47	5,07	4,04	1,61	2,06	2,06	0,45
Fe O	10,50	5,50	4,63	1,65	1,96	0,93	0,77
Ca O	7,81	7,94	10,38	6,08	1,87	1,40	0,32
Mg O	6,54	7,50	11,61	1,96	1,26	1,15	1,12
Na ₂ O	1,96	2,59	1,87	5,69	4,35	2,46	0,56
K ₂ O	0,34	0,56	0,35	1,87	2,35	5,23	3,65
H ₂ O	3,99	4,90	3,60	1,18	1,69	1,70	2,35
CO ₂	0,08	5,38	0,08	0,18	0,19	1,42	—
	100,57	100,39	100,31	100,54	100,11	99,73	100,13

No. 13 enthält ausserdem Spuren von Mn O, Li₂ O, P₂ O₅.

H. Traube.

Geologische Beschreibung einzelner Gebirge oder Ländertheile.

C. Schmidt und G. Steinmann: Geologische Mittheilungen aus der Umgebung von Lugano. (*Eclogae geologicae Helvetiae*. Bd. II. No. 1. Lausanne 1890.)

Als die schweizerische geologische Gesellschaft beschlossen hatte, ihre Versammlung im Jahre 1889 in Lugano abzuhalten, fiel dem ersteren der oben bezeichneten Herren die Aufgabe zu, die nöthigen Vorbereitungen für die Excursionen zu treffen. Die zu dem Zwecke gemachten Litteraturstudien, die von der Versammlung unternommene Bereisung des Gebietes, schliesslich die auf den Excursionen gemachten Beobachtungen wurden dann später zu der vorliegenden allgemeinen Darstellung der geologischen Verhältnisse der Gegend von Lugano vereinigt, an die sich einige Mittheilungen specielleren Inhalts, theils von C. SCHMIDT, theils von G. STEINMANN, anschliessen.

Seit L. v. BUCH im Jahre 1827 über einige geognostische Erscheinungen in der Umgebung des Lugano-Sees schrieb, ist eine Fülle von Arbeiten über das Gebiet erschienen, es fehlte aber an einer kurzen Zusammenfassung, welche eine schnelle Orientirung ermöglichte. Es ist ein wesentliches Verdienst der Verfasser, eine solche geliefert zu haben¹.

Nach Angabe der wichtigeren Literatur von 42 Nummern gibt SCHMIDT eine allgemeine Darstellung der geologischen Verhältnisse. Er schildert die eigenthümliche Lage von Lugano an der Grenze der südlichsten Centralmasse (Monte Cenere) und der südlichen Kalkalpen; hebt den

¹ TARAMELLI's unfängliche Erläuterung des nicht von ihm bearbeiteten Blattes der geologischen Karte der Schweiz entspricht nicht mehr ganz dem heutigen Standpunkt unserer Kenntnisse, ist aber immer noch eine wichtige Quelle für die Geologie des südlichen Tessin.

Charakter der jüngeren, die erstere zusammensetzenden, krystallinen Schiefergesteine hervor und bespricht dann die Sedimentformationen von dem Carbon von Manno an bis zu den jüngsten Bildungen. Als dyadische Eruptivmassen werden die berühmten Porphyre und Porphyrite besprochen.

Das Resultat einer Untersuchung des Aufbaus des Gebietes gibt folgender Satz: „Die im Grossen und Ganzen flach nach Süden sich senkende, etwas gefaltete Sedimenttafel wird durch Sprünge, welche einerseits der alpinen Streichrichtung parallel, andererseits senkrecht dazu verlaufen, in einzelne Schollen zerlegt, welche sowohl in verticaler, als auch in horizontaler Richtung an einander verschoben, in seltenen Fällen sogar überkippt sind.“ Der Salvatore, dessen Lagerung verschieden aufgefasst wird, ist nach SCHMIDT eine einfache Synclinale.

Es wird versucht, die Thal- und Seebildung bis über die Miocänzeit hinaus zu verfolgen. Spuren der Rinnsale, in welchen das Material der bunten Nagelfluhe aus den miocänen Alpen hinausgeführt wurde, sind wohl heute noch zu erkennen. Die in die grossen Seen ausmündenden Thäler mögen solche alte „Stammthäler“ sein. Durch die nachmiocäne Gebirgsbildung wurden quer zur Längserstreckung der Seen Riegel aufgewölbt. In der Pliocänzeit drang das Meer in die Thäler nach Norden vor, wie pliocäne Mergel am Nordrande des Luganer Sees in 90 m Höhe über dem Seespiegel beweisen. Am Ende der Pliocänzeit hob sich dann das Land bis zu 400 m über den Meeresspiegel und der Südfuss der Alpen wurde trocken gelegt. Von neuem begann die Erosion, die Thäler näherten sich in Richtung und Tiefe dem heutigen Zustand. Die Entwicklung gewaltiger Gletscher übte schliesslich nach zwei Richtungen eine mächtige Wirkung aus, einerseits wurden die pliocänen Mergel, Sande und altglacialen Schotter ausgeschürft, andererseits häuften sich im Vorlande die glacialen Trümmersmassen am Rande der Gletscher an und bildeten Schwellen, welche die Wasser in den hinter denselben liegenden Thälern stauten. Eine Tafel mit zweckmässig ausgewählten Profilen, theils der Litteratur entnommen, theils von dem Verf. entworfen, erleichtert das Verständniss des Mitgetheilten.

Einen besonderen Abschnitt widmet SCHMIDT den pliocänen und glacialen Bildungen, welche am Nordabhang des Mte. Salvatore liegen und z. Th. durch den Bau der Drahtseilbahn auf den Mte. Salvatore angeschnitten wurden. Das von STEINMANN als solches erkannte Pliocän, den sabbie gialle der Folla d'Induno bei Varese gleichend, hat eine Mächtigkeit von 40 m. Es ist das nördlichste der im Gebiet der Seen bekannten Vorkommen. Da es 360 m über dem Meer (90 m über dem Spiegel des Luganer Sees) liegt, so war die Strandverschiebung nach der Pliocänzeit sehr beträchtlich.

Die Glacialbildungen bestehen aus einer unteren, 30 m mächtigen Moräne, die vorwaltend aus Thonen besteht, in welche zerstreute Gerölle eingelagert sind. Auf derselben liegt 2 m Seekreide mit Diatomeen, Schwammnadeln und einigen Mollusken. Die Seekreide wird überlagert von einer zweiten, 70 m mächtigen Moräne. Aus der Natur der Gesteine

wird geschlossen, dass der Gletscher, dem die Moränen ihre Entstehung verdanken, von Osten her, aus dem Thal hinter Porlezza, heraustrat. Der die Seekreide ablagernde See entstand in Folge der Stauung der älteren Moräne am Salvatore und wurde später beim Vorrücken des Gletschers ausgefüllt. Abschwemmungsproducte der höheren Moräne liegen am Gehänge oberhalb des Stationsgebäudes von Paradiso.

In den „Bemerkungen über Trias, Jura und Kreide in der Umgebung des Luganer Sees“ gibt STEINMANN zunächst eine Deutung einiger palaeontologisch nur mangelhaft charakterisirter Kalk- und Dolomitmassen, deren Bildung zwischen Verrucano und Rhät fällt. Insbesondere wird das Profil der Margarobia-Schlucht zwischen Induno und Valgana ausführlicher besprochen. Sodann folgt eine Schilderung der interessanten Grenzverhältnisse zwischen Trias und Jura, die an die Ausbildungsweise derselben Horizonte in den Ostalpen erinnern. Die taschenförmige Einlagerung des Lias in den Dachsteinkalk ist besonders in den Marmorbrüchen bei Arzo gut aufgeschlossen. Der Dogger ist schwach vertreten und mangelhaft charakterisirt, dem Malm gehören an Radiolarien reiche Aptychen- und Kieselknollenkalke an. Der Übergang aus dem Malm in die Kreide ist ein allmählicher. Innerhalb der nur vereinzelte kenntliche Versteinerungen führenden Kreide lässt sich ein Horizont ausscheiden, der im Gegensatz zu der sonst gleichartig kalkigen Entwicklung aus mechanischem Sediment besteht und eine Grenze zwischen unterer und oberer Kreide abgeben kann. Unter diesem Horizont liegen Gesteine vom Charakter der Scaglia, während darüber den Seewerschichten der Nordalpen und dem norddeutschen Pläner ähnliche mit vielen Foraminiferen folgen.

Das Vorkommen von Hornstein^e in verschiedenen Schichten des Luganer Gebietes vom Muschelkalk bis zur oberen Kreide veranlasst STEINMANN, auf einen Unterschied in der Natur der Hornsteine hier und anderswo hinzuweisen. Man kann Spongien- und Radiolarien-Hornsteine unterscheiden. Erstere enthalten Gerüste oder Nadeln verschiedener Schwämme, daneben andere Fossilreste, auch gröberes mechanisches Sediment, sie haben daher eine geringe Homogenität. Radiolarien treten in denselben durchaus zurück. Zu dieser Art von Hornsteinen gehören aus dem Luganer Gebiet jene des Muschelkalks vom Mt. Brè. Die Radiolarien-Hornsteine liegen in rein kalkigen und homogenen Gesteinen, die selten Fossilien (Ammoniten, Aptychen, Seeigel) enthalten. Gröberes mechanisches Sediment fehlt durchaus. Rüst unterschied die hier auftretenden Hornsteine bereits als Jaspis von den oben genannten. Radiolarien sind nicht nur in der Kieselmasse, sondern auch in dem umgebenden Gesteine häufig. Hierher gehören die Hornsteine der Aptychenschiefer von Ligornetto-Clivio, welche sich den reichsten Vorkommen anderer Gebiete an die Seite stellen lassen. Zur Bestimmung der Meerestiefe, in denen die betreffenden Schichten sich abgelagerten, werden sich diese verschiedenen Hornsteine vielleicht später benützen lassen. Jetzt ist noch grosse Vorsicht nöthig. „Hornsteine, die vorwiegend aus Monactinelliden, Lithistiden und Tetractinelliden entstanden sind, deuten auf Absatz in geringer Meerestiefe; solche, die aus

Hexactinelliden sich bildeten, entstanden wohl in mittleren Tiefen (ca. 2000 Faden); die Radiolarien-Hornsteine können ihrer Entstehung nach nur mit dem Radiolarienschlamm der heutigen Tiefsee verglichen werden, der bis jetzt nur aus sehr bedeutenden Tiefen bekannt geworden ist. In allen Fällen dürfte sich aber eine gewisse Vorsicht bei der Verwerthung dieser Skala empfehlen . . .“

Der den Schluss des Ganzen ausmachende Excursionsbericht von SCHMIDT wird von denen, welche die so interessante und noch genügend ungelöste Probleme bergende Gegend besuchen wollen, mit Nutzen zu Rathe gezogen werden.

Benecke.

S. Nikitin: Allgemeine geologische Karte von Russland. Bl. 57. Moskau. (Mém. Comité Géolog. Vol. V. No. 1. 1890. 1—282 mit einer geologischen Karte in 1:420 000, einer neuen hypsometrischen Karte und einem französischen Auszuge. 283—301. Russisch.)

Die Abhandlung bildet den ersten Band einer umfangreichen geologischen Beschreibung der Moskauer Gegend, von der zwei specielle Bände über mittlerrussische Kreide und Carbon, sowie einige palaeontologische Monographien bereits erschienen, während zwei weitere Bände über Jura- und posttertiäre Bildungen noch in Vorbereitung sind. Dieser erste Band enthält eine ausführliche Übersicht der Geschichte der geologischen Forschungen des Landes und der localen, aus 240 Nummern bestehenden Literatur. Darauf folgt eine orographische Skizze zum Theil nach völlig neuen hypsometrischen Daten. Eine detaillirte geologische Beschreibung nach den Beobachtungen des Verf.'s und aller älteren Angaben nimmt den grössten Theil des Bandes ein. Unter den neuen gesammelten Daten sind besonders verschiedene Bohrungen, von denen mehr als zweihundert dem Autor zur Verfügung standen, hervorzuheben. Die Beschreibung wird von einem Capitel über nutzbare Mineralien des Landes, besonders Thone und Phosphorite, begleitet. Eine kurze Übersicht der geologischen Karte und der Profile macht den Schluss.

S. Nikitin.

Jules Marcou: The mesozoic series of New Mexico. (American Geologist. Sept. u. Oct. 1889.)

Prof. STEVENSON hatte in der Juni-Nummer derselben Zeitschrift einen Aufsatz veröffentlicht über die mesozoischen Schichten von Süd-Colorado und Nord-Neumexiko, welcher auf so ungenauer Basis beruht, dass durch denselben die Stratigraphie von Carbon, Trias, Jura und Kreide vollständig verwirrt wird. Der Verfasser nimmt daher die Gelegenheit wahr, an der Hand der geschichtlichen Entwicklung der geologischen Kenntnisse der erwähnten Gegend eine harte Kritik an den Arbeiten der älteren amerikanischen Geologen zu üben, welche über die mesozoischen Schichten Neumexikos geschrieben haben. Diese Kritik fällt um so schärfer aus, als der Verf. nicht wenigen Anfeindungen seitens seiner Fachgenossen ausgesetzt

war, welche in einem von MARCOU citirten Satz J. D. DANA'S zum Ausdruck kommen: „In conclusion, we would say, that our reconsideration of the labours of Mr. MARCOU in America has not raised our estimate of their value. We know well that if any American geologist had mapped our strata and synchronised those of America and Europa on such data as have satisfied the autor of the Geology of North America, he would have been deemed young in the science, with much yet to learn, before he would have a sober hearing.“ Was MARCOU dabei am meisten verdriesst, ist die Thatsache, dass diejenigen Leute, welche über seine Gliederung des amerikanischen Mesozoicum ein abfälliges, z. Th. geringschätziges Urtheil fällten, durchweg solche sind, die niemals eine mesozoische Schicht in Europa gesehen hatten, während MARCOU für sich mit Fug und Recht eine gründliche Kenntniss dieser Ablagerungen in Anspruch nimmt und mit berechtigtem Stolz betont, dass die von ihm seiner Zeit eingeführte Gliederung und Benennung in Europa noch heute allgemein anerkannt werden. Er betont zudem, dass er seiner Zeit die Versteinerungen, auf welche er seine Gliederung stützte, den bedeutendsten Autoritäten vorgelegt habe, wie L. AGASSIZ, D'ORBIGNY, D'ARCHIAC, DESHAYES, PICTET etc. — Die erste Kenntniss der mesozoischen Ablagerungen Neumexikos rührt von MARCOU selbst her, welcher 1853 die betr. Gegend studirte. Spätere Untersuchungen liegen vor von JAMES HALL (1857), J. S. NEWBERRY (1857—1876) und STEVENSON 1879—89. Wie verschieden die Auffassung war, zeigt am besten die folgende Zusammenstellung. — MARCOU kritisirt dann im Einzelnen die Arbeiten der genannten Autoren und beklagt sich namentlich darüber, dass man bis in die neueste Zeit seine Angaben und Bestimmungen vielfach einfach ignorirt habe, oder sie gänzlich falsch gedeutet, was besonders bei der späteren Neubenennung der Versteinerungen der Fall gewesen sei. Erst in neuester Zeit seien seine Autorrechte vornehmlich durch ROBERT HILL anerkannt worden. Bezüglich der einzelnen Ausführungen muss hier natürlich auf MARCOU'S Schrift selbst verwiesen werden. Zum Schluss gibt MARCOU seiner Freude darüber Ausdruck, dass ein neues Geschlecht von jungen Beobachtern allmählich in der Front erscheine, durch welches die Geologie Amerikas in die richtigen Wege geleitet werde. So sei jetzt das Neocom über weite Strecken von Texas und Kansas nachgewiesen, der Jura sei erkannt worden im Tucumcari-Gebiet und in Neumexiko, und das Perm sei untersucht und festgestellt am Topoki creek, von wo es sich in nördlicher Richtung nach Kansas hinein erstreckt, trotzdem noch 1883 NEWBERRY auf dem internationalen Congress zu Berlin erklärte: „Je suis fondé à dire, que quand au Permien proprement dit, il n'existe pas dans les États Unis“, welchem Ausspruch sich J. HALL anschloss.

Obwohl die im Vorstehenden besprochene Arbeit J. MARCOU'S in erster Linie einen polemischen Charakter trägt, freilich zur Wahrnehmung berechtigter Interessen, so glaubte Ref. doch auf den Inhalt derselben eingehen zu sollen, weil sie in scharfer Weise die eigenartige und schon so oft beklagte Selbstständigkeit der amerikanischen Geologie rügt, eine Selbstständigkeit, die so gross ist, dass man sich zuweilen wundern muss, in

J. MARCOU 1853.	JAMES HALL 1857.	J. S. NEWBERRY 1857—76.	J. J. STEVENSON 1879—89.
Upper Cretaceous or White Chalk (N. Mexico)	Upper and middle Cretaceous (gr. II. III. IV. V.)	Upper Cretaceous	Laramie group Colorado group
Middle Cretaceous (Indian Terr.)	Lower Cretaceous No. 1 or Dakota group.	Dakota group	Dakota group
Lower Cretaceous (Neocomian) (Indian Terr.)			
Jurassic System (Tucumcari)			
Triassic System (Along the Cana- dian river)			
Dyassic System (Topoki creek and Colorado Chiquito)		Permian or Trias	Carboniferous.
Carboniferous	Carboniferous	Carboniferous	

amerikanischen Werken noch Gattungen wie *Ostrea*, *Pecten* und *Ammonites* berücksichtigt zu finden. Schliesslich gibt es doch nur eine Wissenschaft Geologie. Allerdings es gewinnt den Anschein, als ob es demnächst besser werden sollte.

Holzapfel.

R. T. Hill: Contributions to the Geology of the South-west. (American Geologist. Februar 1891.)

Der Verfasser verspricht in fortlaufenden kurzen Notizen die Resultate der Untersuchungen im Texas-Gebiet zu veröffentlichen. Im Mittelpunkte des Chickasaw-Gebietes (Indianer-Territorium) wurde ein neues, ausgedehntes Vorkommen von Kalksteinen und Schiefer von silurischem, und vielleicht alt-devonischem Alter aufgefunden. — Das Alter der Comanché Series — von MARCOU und CRAGIN als Neocom bezeichnet — betrachtet R. HILL auch

jetzt noch als nicht genau bestimmt. — Die Dakota-Sandsteine haben in Arkansas eine grosse Verbreitung. Bei Arthurs-Fähre ist eine Schicht ganz erfüllt mit den charakteristischen Dikotyledonen der Dakota-Gruppe, mit denen zusammen nicht selten Mollusken vorkommen. **Holzapfel.**

R. T. Hill: Notes on the Geology of the South West. (American Geologist. April 1891.)

Im Indianer-Territorium sind zwei Gebiete günstig für Erzvorkommen (Mineral deposits), besonders Gold, das eine bei Tishomingo im Gebiet des Chickasaw-Stammes, das andere im Wichita-Gebirge in der Comanche-Reservation. An beiden Punkten finden sich im Contact von Granit und anderen eruptiven Gesteinen zahlreiche Adern und Gänge, sowie weit verbreitete Kies- und Schottermassen. — In Texas ist das Vorkommen von Platin durch Auffindung eines stecknadelkopfgrossen Kornes an unbestimmter Fundstelle festgestellt worden. Ebenso ist in kleinen Mengen Zinnstein gefunden worden. Die Braunkohlen in Texas, Arkansas, Alabama und Mississippi eignen sich nicht zum Abbau für Heizungszwecke und die tertiären Grünsande nicht als zum Ackerbau. Sonst ist Texas reich an nutzbaren Gesteinen und Mineralien. Bausteine, Gyps, Phosphorit, Materialien zur Herstellung von Portland-Cement sind reichlich vorhanden. Im Trans-Peco-Gebiet sind bedeutende Vorkommen von Silbererzen. Das kleine palaeozoische Gebiet des Burneh-Districtes ist wohl das an seltenen Mineralien reichste Gebiet Amerikas, an einer Stelle (Barringer hill) wurden in den dort vorkommenden Mineralien über 30 der bisher bekannten Elemente gefunden. **Holzapfel.**

R. T. Hill: Notes on the Geology of the South West. (American Geologist. Juni 1891.)

Bei Thondall in Central-Texas wurden 2000' in den Glaukonit-schichten und den Mergeln mit *Exogyra ponderosa* der oberen Kreide gebohrt. — Die Indianer haben in früheren Zeiten vielfach die Feuersteine der unteren Kreide in Texas zur Herstellung von Waffen benutzt. Im Gebiet des oberen Rio Grande, zwischen dem Kreide-Plateau von Comal und der Gebirgsgruppe von Santa Rosa, liegt ein Tertiär-Gebiet, dessen Schichten vorwiegend aus Sandsteinen und Conglomeraten bestehen, deren Material — Feuerstein und Kalk — der Kreide (Comanche Series) entstammt. Es wird für diese Ablagerungen der Name Uvalde-Formation vorgeschlagen, weil im Cañon des Rio Frio, Uvalde-County, Texas, die Schichten besonders gut aufgeschlossen sind. — Im Peco-Gebiete werden durch die herrschenden Westwinde die feinen Sande der „Red-beds (Perm-Trias)“ fortgeführt, so dass dieselben, ungeachtet ihrem Fortschreiten der Westabhang der Llano Estacado ein Hinderniss entgegengesetzt, einen Streifen von 100 Meilen Länge und 10 Meilen Breite bedecken. Der Sandsturm ist zuweilen so bedeutend, dass auf einer grossen Veranda sich innerhalb 2½ Stunden 10 bushels Sand angehäuft hatten. **Holzapfel.**

C. A. White: On the Geology and Physiography of a portion of northwestern Colorado and adjacent parts of Utah and Wyoming. (U. S. Geological Survey. Extr. from the ninth Annual Report of the Director. 1887—88. Washington 1890. 34 S. Mit 1 Karte und 5 Figuren.)

Das Gebiet, dessen hervorragende geologische Erscheinungen Gegenstand der Abhandlung sind, wird im Osten durch die Ausläufer der Park Range, des westlichen Theiles der Rocky Mountains, im Norden durch das Green River Basin begrenzt; im Westen bilden die östlichen Theile der Uinta Mountain Range und das Thal des White River den Abschluss. Nur einige kleine Theile des Districts gehen unter 5000 Fuss über dem Meeresspiegel herab, während die aus dem Plateau aufsteigenden Gebirge sich weit darüber erheben. Weniger ihrer Höhe als ihres geologischen Baues wegen sind die Jampa und Junction Mountains wichtig, welche isolirt östlich in der Fortsetzung der Uinta Range liegen. Die Flüsse, Green River im Westen mit seinen östlichen Nebenflüssen, dem Jampa River und dem White River, durchziehen das Gebiet zum Theil in tiefen Cañons; im Sommer führen nur die grösseren Adern Wasser; die kleineren, welche nicht aus dem hohen Gebirge kommen, versiegen ganz; auf den trockenen Plateaus wirkt in Folge davon während eines grossen Theiles des Jahres keine Erosion, während die mächtigeren Flüsse an der Vertiefung ihres Bettes weiter arbeiten: eine Erscheinung, welche für die Entstehung der Cañons von Wichtigkeit ist. An dem geologischen Bau der Gegend nehmen folgende Formationen Theil:

		Mächtigkeit in Fuss
Tertiär	{	Brown's Park group 1200—1800
		Bridger group 100—2000
		Green River group 1400
		Wasatch group 2000—2500
Kreide	{	Laramie group 2000—3000
		Fox Hills group 1800
		Colorado group 2000
	{	Dakota group 500
Jura-Trias		2500—5000
Carboniferous		3000—4000
Uinta Sandstone		12000—14000
Archaische Formationen		— —

In den Uinta Mountains sind in der Centralaxe nicht wie in den Rocky Mountains archaische Gesteine vorhanden, wohl nur deshalb, weil die Erosion noch nicht tief genug vorgedrungen ist. Es finden sich aber nahe dem Nordostende der Falte der Uinta Mountains sehr quarzreiche archaische Gesteine, welche von denen der Rocky Mountains ganz verschieden sind.

Der Uinta Sandstone hat häufig die Beschaffenheit eines echten Quarzites und liegt discordant über den Gesteinen der archaischen Forma-

tion und wird seinerseits an vielen Orten vom Carbon discordant überlagert; sein Alter wird verschieden — von Untersilur bis Carbon — angegeben.

Das Carbon lässt sich in 3 Etagen, die theils aus Kalk, theils aus Sandstein bestehen, gliedern; Kohle tritt nirgends auf.

Die Gesteine der Trias-Jura-Serie bestehen wie auch die der Kreide zumeist aus Sandsteinen, welche sich aber von den Sandsteinen der palaeozoischen Formationen durch ihre viel geringere Härte unterscheiden. Die Laramie group, deren weiche Sandsteine mit Süss- und Brackwasserfauna auf eine Bildung in Inlandseen schliessen lassen, wird als oberstes Glied der Kreide betrachtet, weil sie auf den marinen Kreideschichten concordant auflagert und an allen tektonischen Störungen theilnimmt, während dies bei den jüngeren Formationen nicht der Fall ist.

Das Tertiär besteht aus Süsswasserbildungen; drei Stufen desselben sind eocänen Alters; die vierte — Brown's Park group — liegt discordant auf dem Eocän und wird bald als Miocän bald als Pliocän angesehen.

In tektonischer Beziehung sind von hohem Interesse die grossen Antiklinalen, welche die Uinta, Jampa Plateau und Midland Fold, abgesehen von einigen kleineren Sätteln, bilden. Die seitlichen Theile der Falte sind relativ steil aufgebogen, gehen zum Theil in Verwerfungen über, während der Rücken breit und flach ist. Die Faltung hat mit dem Ende der Laramie-Periode begonnen, noch ehe die ersten Süsswasserablagerungen des Tertiär vorhanden waren. Der grösste dieser Sättel bildet die Uinta Mountains, deren westliches Ende durch die Wasatch Range abgeschnitten wird, während sie im Osten ebenso plötzlich in die regelmässig gelagerten Schichten abfallen, wie an den Seiten. Der Betrag der Erhebung ist ein sehr grosser; 5000 Fuss über dem Meere wurde noch der Uinta Sandstone beobachtet; dazu muss noch die ganze Mächtigkeit der Formationen von dem Uinta Sandstone bis zur Laramie-Formation gerechnet werden (23 800 Fuss), so dass die vollständige Falte bis zu einer Höhe von 28 800 Fuss emporgewölbt gewesen wäre, wenn nicht die Erosion an ihrer Abtragung gearbeitet hätte. Das leicht zerstörbare quarzreiche Material der Trias-Jura und Kreideformation war auch ein ausgezeichnetes Mittel zur Vertiefung der Flussläufe selbst in den härtesten Gesteinen, in welche die Cañons eingeschnitten sind.

Im Süden wird die Hauptfalte, welche die Uinta Mountains bildet, noch von der Jampa Plateau, Midland und Raven Park Fold begleitet, deren Dislocationsbetrag mit der Entfernung von der Hauptfalte abnimmt, deren Axen aber mit jener parallel laufen. In der 40 Meilen langen Jampa Plateau Fold, deren Ende, wie auch bei der Uinta Mountain Range durch nach allen Seiten gleichgeneigten Abfall der Schichten — von WHITE partiversales Einfallen genannt — gebildet wird, treten noch die Carbon-schichten an die Oberfläche. In der Midland Fold werden nur noch mesozoische Sedimente sichtbar; auch sie endigt wie die Jampa Plateau Fold. Dem östlichen Ende der Uinta Mountains liegt noch eine kleinere Falte, die der Danforth Hills vor. In der östlichen Fortsetzung

der Uinta Mountains ist im Axial Basin noch eine geringe antiklinale Aufbiegung der Schichten vorhanden, die jedoch nicht als Gebirgszug hervortritt.

Nur 3 Meilen vom östlichen Ende der Uinta Mountain erheben sich im Axial Basin in äusserst steil aufgerichteter Schichtstellung Junction Mountain bis zu einer Höhe von 2000 Fuss über das umliegende flache Land und 16 Meilen östlich von diesem Jampa Mountain. In beiden bilden die Carbon-schichten den centralen und ovalen Kern, um welchen die jüngeren Sedi-mente steil nach allen Richtungen absinken. Es sind nur kleine Areale, welche von diesen beiden Gebirgsstöcken gebildet werden; die längeren Axen stehen fast in rechten Winkeln zu einander und keine fällt in die Richtung der verlängerten Axe der Uinta Mountain Fold. Die Art der Aufrichtung der Schichten um die centralen Theile vergleicht WHITE mit dem Bilde, das ein durch Eisenplatten getriebener Bolzen zeigt, ohne damit aber ein Urtheil über die Richtung der bewegenden Kraft bei den Junction und Jampa Mountains abzugeben. Der Modus der Entstehung dieser eigenartigen Gebirgsstöcke, deren Centralaxen weder unter sich noch mit derjenigen des grossen Sattels der Uinta Mountains übereinstimmen, kann noch nicht genauer definirt werden; inmerhin gibt die Erwägung, dass die gleichen Kräfte die Uinta Mountains mit einer von W.—O. gerichteten Centralaxe in einer zu der N.—S. streichenden Park Range senkrechten Richtung aufgebaut haben, auch die Möglichkeit, dass sie sich in einem zwischen diesen beiden Gebirgen und den Danforth Hills in der jähren Emporwölbung von Junction und Jampa Mountain in verschiedener Rich-tung und Intensität geäussert haben.

Eine noch fremdartigere und merkwürdigere Erscheinung als durch die tektonischen Verhältnisse, wird durch die Flussläufe und deren Cañons hervorgebracht. Der Green River tritt aus dem Tiefland in die Uinta Mountains ein und bildet in gewundenem Laufe das Horse Shoe Cañon; er folgt dann östlich dem Streichen des Sattels, anstatt aber das östliche Ende desselben zu umgehen, tritt er durch das Gate of Lodore in denselben ein und fliesst in 2000 Fuss tiefem Cañon quer durch die ganzen Uinta Mountains. Sehr merkwürdig ist der Lauf des Jampa River. Von den Foot Hills der Park Range kommend, fliesst er im flachen Lande des Axial Basin westlich bis zu den unvermittelt aufragenden Jampa Moun-tains; den jetzigen Verhältnissen entsprechend müsste sein naturgemässer Lauf rechts oder links um diese herum im flachen Lande gehen, statt dessen schneidet er ein tiefes Cañon, Jampa Mountain Cañon, bis in die harten Carbongesteine derselben ein; ganz die gleiche Erscheinung wiederholt sich an den Junction Mountains; der Fluss hat kurz vor denselben eine nordöstliche Richtung, als wenn er sie umgehen wollte, aber er biegt plötzlich ab und durchschneidet sie in 1000—1200 Fuss tiefem Cañon. Darauf fliesst er eine kurze Strecke durch das breitere tiefe Land von Lily's Park; anstatt nun den Snake River auf der nördlichen oder südlichen Seite der Uinta Range im flachen Lande zu erreichen, tritt er in den Südflügel der Uinta Range ein und durchschneidet in 1200 Fuss tiefem Cañon die harten

quarzitischen Gesteine derselben und vereinigt sich innerhalb dieser Bergkette mit dem Snake River.

Zur Erklärung dieser scheinbar widersinnigen Anordnung der Flussläufe, welche anstatt die Berge zu umgehen, direct auf sie zu und durch sie hindurch gehen, nimmt WHITE an, dass die Anordnung derselben schon zu einer Zeit ebenso war wie heute, als die Aufrichtungen der Schichten noch nicht vorhanden waren. Die Aufwölbung der einzelnen Sättel ging so langsam vor sich, dass die Erosion der Flüsse ihr das Gleichgewicht hielt, die Flüsse also ihre Betten in dem sich hebenden und emporwölbenden Lande ohne Veränderung ihrer Lage vertiefen konnten. Sobald eine Hebung begann, war auch die Erosion der Flüsse thätig, welche jene überwand; dabei war es gleichgiltig, ob die Axen der sich emporwölbenden Falten parallel zum Flusslaufe — Jampa Cañon auf der südlichen und Red Cañon auf der nördlichen Seite der Uinta Range — oder senkrecht dazu ging — Lodore Cañon. Selbst die jähen und unvermittelten Aufwölbungen von Junction und Jampa Mountain vermochten nicht den Jampa River in einen anderen Lauf zu drängen. Je höher sie sich erhoben, desto tiefer nagte er sein Bett in sie ein, bis der geschilderte, heute existirende Zustand gebildet war.

Eine andere Erklärungsart, nach welcher das ganze Gebiet gleichmässig von jüngeren Bildungen, nachdem die tektonischen Veränderungen schon vorhanden waren, bedeckt gewesen sei, auf welchen die Anordnung der Flussläufe sich bildete und die dann durch Erosion und Abtragung die jetzige Configuration der Oberfläche geschaffen hätten, wird in einer Fussnote erwähnt und für unzulässig erklärt. **K. Futterer.**

Palaeozoische Formation.

A. G. Högbom: Om kvartsit-sparagmitområdet mellan Storsjön i Jemtland och Riksgränsen söder om Rogen. (Über das Quarzit-Sparagmit-Gebiet zwischen dem Storsjö in Jemtland und der Reichsgrenze südlich vom Rogensee.) (Geol. Fören. Förh. 11. 123—170. Mit einer Karte. 1889.)

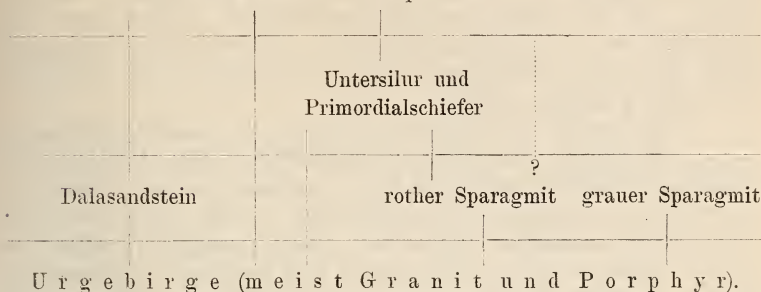
O. E. Schiøtz: Sparagmit-Kvarts-Fjeldet langs Gränsen i Hamar Stift og i Herjedalen. (Das Sparagmit-Quarzit-Gebirge längs der Grenze im Hamar-Stift und in Herjeådalen.) (Nyt Mag. f. Naturv. 32. 1—98. 1890.)

A. G. Högbom: Om kvartsit-sparagmitområdet i Sveriges sydliga fjelltrakter. (Über das Quarzit-Sparagmit-Gebiet in Schwedens südlichen Gebirgsgebieten.) (Geol. Fören. Förh. 13. 45—64. 1891.)

Zu der schwierigen und viel umstrittenen Frage nach dem gegenseitigen Verhältniss der mannigfaltigen palaeozoischen Quarzite und Sandsteine in dem Grenzgebirge des südlichen Skandinaviens gibt HÖGBOM in der ersten genannten Arbeit einen neuen, durch Karte, Karten-

skizzen und Profile erläuterten Beitrag, in dem er Beobachtungen und Hypothesen oder Auffassungen scharf von einander getrennt zu halten sich bemüht. Er kommt zu dem durch folgendes Schema ausgedrückten Resultat:

V e m d a l s q u a r z i t



Die verticalen Linien im Schema deuten unmittelbare Überlagerung, die horizontalen discordante Überlagerung an. Zur Erläuterung der einzelnen Abtheilungen mögen folgende Angaben nach den Beobachtungen des Verf.'s dienen. Der Vemdalsquarzit tritt in einem breiten Streifen vom südlichsten Zipfel des Storsjö bis in die Nähe des Kirchdorfes Idre, auch orographisch sich kräftig abhebend, auf; er zeigt oft Gleitungsbröccien, wird nie von Diabas durchsetzt und hat bei schwachem, im Allgemeinen nordwestlichen Einfallen die verschiedensten Gesteine zur Grundlage. Die Verbindung zwischen dem Silurgebiet des Storsjö und dem des Mjösen in Norwegen wird hergestellt durch eine Anzahl kleinerer Vorkommnisse von Orthocerenkalk, dessen directe Überlagerung durch Vemdalsquarzit an mehreren Stellen deutlichst gesehen werden konnte. Nur an zwei Punkten NNO. von dem auf der Reichsgrenze gelegenen Herjehogna treten auch versteinерungsführende Primordialschiefer auf. Dalasandstein, der nur wenig berücksichtigt wurde, rother und grauer Sparagmit sind als Aequivalente aufzufassen etwa unter dem Gesamtnamen „cambrische Quarzitformation“. Der Sparagmit geht, mehrfach deutlichst beobachtbar, in Augengneiss und lichte talkige Sparagmitschiefer mit Conglomerateinlagerungen über; es gelang noch nicht, seine Grenze gegen die südöstlich anstossende Zone des Vemdalsquarzites überall sicher anzugeben: Gebiete, die früher als zum Vemdalsquarzit gehörig angesehen wurden, werden jetzt zum Sparagmit gerechnet. Rother und grauer Sparagmit treten zwar meist räumlich getrennt auf, da aber überdies auch Zwischenformen zwischen beiderlei Gesteinen existiren, so ist auf Grund ihrer Lagerung und ihrer Verbreitung an ihrer Aequivalenz nicht zu zweifeln. Dem untersten Sparagmitniveau gehören nun aber auch mehrere dem rothen Sparagmit concordant eingelagerte Vorkommnisse von petrefactenfreien, dunklen, schiefrigen Kalken bis Kalksandsteinen an, die früher als Orthocerenkalk aufgefasset wurden, nun aber unter dem Namen „Hedekalk“ eingeführt werden. Hedekalk findet sich namentlich da, wo unter dem Spa-

ragmit hervor verwitterte Granite des Urgebirges auftreten. Diabase kommen im Sparagmitgebiet mehrfach vor.

Obwohl HÖGBOM's Untersuchungen sich nicht auf norwegisches Gebiet erstrecken, so kommt er dort schon durch seine Auffassung der Gesteine an der Reichsgrenze in Conflict mit den älteren Darlegungen von Prof. SCHIÖTZ, der den rothen Sparagmit älter sein lässt, als den grauen und ferner über dem Orthocerenkalk die Stufe des Kvitvola-Quarzites annimmt, deren Theile auf schwedischem Gebiet von HÖGBOM als zur Sparagmitstufe gehörig gedeutet werden.

In der zweiten oben angeführten Arbeit, die ebenfalls mit Kartenskizzen und Profilen ausgestattet ist, theilt SCHIÖTZ seine Auffassung der fraglichen Verhältnisse auf Grund neuer, besonders auch auf schwedisches Gebiet sich erstreckender Beobachtungen mit. Er hält daran fest, dass, wie er früher auseinander gesetzt hat, rother Sparagmit discordant von grauem überlagert werde; der Hedekalk liege hoch oben im grauen Sparagmit; ein Theil der Augengneisse in dem betreffenden Gebiet, so der vom Frönberg (NNO. vom Herjehogna auf schwedischem Gebiet) und der im östlichen Ufergebiet des Storsjö (in Jemtland), sei ein Eruptivgestein, da er in seinem äussern Habitus einem Porphyry gleich, geschichtete Gesteine mit seiner Grenze abschneidet und Bruchstücke des unten liegenden Gesteins enthält; der Vemdalsquarzit liege ebenfalls discordant auf rothem Sparagmit: „gegen den Schluss der Ablagerung des Vemdalsquarzites ereigneten sich grosse Ausbrüche von Granit- und Porphyrmassen, die in ihrem Gebiete zum Theil die abgelagerten Schichten verschluckten, worauf das Silur conform über dem Quarzit abgelagert wurde.“ Faltungen und Überkippungen nimmt SCHIÖTZ zu Hülfe, um den Orthocerenkalk für jünger als den Vemdalsquarzit zu erklären. Die jüngere Kvitvola-Stufe aber kommt nach ihm auf schwedischem Gebiete nur in der Nähe der Reichsgrenze (N. vom Herjehogna) vor.

Es ist SCHIÖTZ nicht gelungen, HÖGBOM zu überzeugen; letzterer weist in seiner oben an dritter Stelle angegebenen Arbeit darauf hin, dass SCHIÖTZ bei der Deutung der Verhältnisse bei Glöte eine von SVENONIUS entlehnte gänzlich ungenügende topographische Grundlage zu Gebote gestanden hätte; SCHIÖTZ' supponirte Faltungen strichen gerade senkrecht gegen die im Allgemeinen nordöstliche Streichungsrichtung der dortigen Quarzite; mögen auch in dem schwedischen Gebiete Verwerfungen vorkommen, so sind dort doch gewiss nicht solche Faltungen seit dem Silur eingetreten, wie etwa in Schonen' oder in den Silurgebieten des mittleren Schwedens. Auch an seiner Auffassung, dass der Hedekalk dem untersten rothen Sparagmit eingelagert sei, hält HÖGBOM fest, gibt aber zu, dass weitere Untersuchungen in diesen meist von Wald und von diluvialen Ablagerungen bedeckten Gebieten noch Neues zu Tage fördern können über das schwierige skandinavische „Fjellproblem“. **Kalkowsky.**

A. E. Törnebohm: Om hög fjälls quarziten. (Über den Hochgebirgsquarzit.) (Geol. Fören. Förh. 13. 37—44. 1891.)

Rings um die gewaltige Gabbromasse des Jotunfelds ist die normale Lagerungsfolge diese: Gabbro und Gneiss, Quarzit, Phyllit und Thonschiefer; letztere Gesteine treten mehrfach in zusammengepressten Mulden auf. Gabbro und mit ihm vorkommende Gesteine von Augitsyenit bis Lherzolith sind archaischen Alters („könnten sie wohl Reste einiger Vulcane der Urzeit sein?“); die Gneisse sind nicht, wie KJERULF behauptete, Contactproducte aus Quarziten durch den eruptiven Gabbro, sondern ebenfalls archaisch. Die folgenden Quarzite zeigen oft Ähnlichkeit mit den Gesteinen der Sparagmitstufe (rother Sparagmit, Blauquarz, gepresste Conglomerate und Quarzite) und gehören dieser Stufe an. Quarzit und Phyllit dringen in Form von Buchten in den Gabbro ein, sind dort aber viel weniger mächtig als am Rande: T. schliesst daraus, dass die Gabbro-partien bereits zur Zeit der Ablagerung des Quarzites als Inseln aus dem Meere aufragten. Die Thonschiefer endlich sind Repräsentanten des Silurs. Der Quarzit von Telemarken, bisher für archaisch gehalten, ist wegen seiner Ähnlichkeit mit dem Hochgebirgsquarzit und wegen der Ähnlichkeit der in beiden eingelagerten gepressten Conglomerate gleichfalls vom Alter der Sparagmitstufe.

Kalkowsky.

O. Torell: Om aflagringarna på ömse sidor om riksgänsen uti Skandinavien sydligare fjelltrakter. (Geol. Fören. Förhandl. Bd. 10. Heft 4.)

Nach einer weitläufigen geschichtlichen Einleitung sucht der Verf. hervorzuheben, dass TÖRNEBOHM sich in Widersprüche verwickelt, und dass man von schwedischer Seite überhaupt den Hochgebirgsbildungen zu junges Alter beigegeben hat. Verf. will zeigen, dass die Irrthümer TÖRNEBOHM's hauptsächlich darauf beruhen, dass er den Sparagmit Schwedens nicht dem Sparagmit Norwegens, sondern dem Hochgebirgsquarzit daselbst, der jünger als Silur ist, gleichgestellt hat, und dass demzufolge die ganze Schichtenserie in einen zu hohen geologischen Horizont verlegt worden ist. Verf. schliesst sich den Ansichten KJERULF's an

Bernhard Lundgren.

Törnebohm: Om fjällproblemet. (Geol. Fören. Förhandl. Bd. 10. No. 5.)

Verf. wendet sich gegen TORELL's oben referirten Aufsatz, kritisirt mehrere darin gemachte Angaben und vertheidigt seine eigenen früheren Beobachtungen, betreffend die Lagerung der Hochgebirgsschiefer über das Silur. Während Verf. aber früher diese Überlagerung als eine normale betrachtete, deutet er dieselbe jetzt als eine Überschiebung von W., von nicht weniger als mindestens 100 km, wodurch praesilurische Schichten der überschobenen Partie die Silurbildungen sowohl über- als unterlagern können. Makroskopisch sind zwar keine grossen Störungen beobachtbar,

mikroskopisch aber zeigen die Gesteine deutliche Spuren gewaltiger, mechanischer Prozesse. Nach dieser Auffassung des Verf., die nur kurz angegeben wird, sind nicht nur die Schiefer von Åreskutan und der Vemdalsquarzit, sondern auch der Hochgebirgsquarzit, der Kvitvolaquarzit und die Schiefer von Offerdal, die von KJERULF und TORELL als postsilurisch betrachtet wurden, praesilurisch, obschon sie jetzt — und bisweilen concordant — auf dem Silur ruhen.

Bernhard Lundgren.

Schiötz: Nogle Bemaerkninger om Öjegnaisen i Sparagmit-Kvarts-Fjeldet langs Riksgraensen. (Geol. Fören. Förhandl. Bd. 10. Heft 5.)

Unter den Gesteinen, die TORELL in dem oben besprochenen Aufsatz nennt, ist nach ihm der Augengneiss des Hochgebirgssandsteins von einer gewissen geologischen Bedeutung. TORELL gibt an, dass HÖRBYE diesen Augengneiss dem Fämundsandstein, SCHIÖTZ denselben dem Grundgebirge einreihet. Verf. zeigt jetzt, dass in dem besprochenen Gebiet Augengneiss wirklich im Grundgebirge, obwohl ganz untergeordnet, vorkommt, während weder HÖRBYE noch Verf. den Namen Augengneiss für die in den norwegischen jüngeren Sparagmiten vorkommenden ähnlichen Gesteine für passend halten. HÖRBYE stellt dieselben zwar fraglich mit HISINGER'S „Gneiss von Frönberget“ zusammen, doch scheint der Name Augengneiss von den schwedischen Geologen in weiterer Fassung als vom Verf. und HÖRBYE gebraucht zu sein.

Bernhard Lundgren.

Reusch: En Dag ved Åreskutan. (Norges Geologiske Underøgelse Årbog for 1891.)

Den 31. Juli 1889 hat Verf. Åreskutan besucht und deutet die geologischen Verhältnisse daselbst anders als TÖRNEBOHM. Am Mullfjäll sah Verf. nicht die Hälleflinta oder den Granulit des Grundgebirges, sondern eruptiven, durch Druck etwas veränderten Quarzporphyr, und es liegt kein Grund vor, denselben dem Grundgebirge zuzurechnen. Am östl. Fusse des Mullfjäll hat Verf. Quarzit mit Kataklasstructur und in der Nähe ganz massigen, etwas veränderten Gabbro gefunden. In der Nähe, am Fusse von Åreskutan, kommt gepresster Porphyry und grauer, glänzender Thonschiefer (= Silur TÖRNEBOHM'S) mit Kataklasstructur und Verschieferung vor. Unmittelbar über einem schwarzen Thonschiefer traf Verf. ein Gestein, das makroskopisch wie Quarzit aussieht, mikroskopisch sich als ein verändertes, gepresstes Gestein, möglicherweise granitischer Natur, zeigt. Hier ist wahrscheinlich der Überschiebungsplan TÖRNEBOHM'S. Darüber folgt quarzitischer Schiefer, die Schichtungsflächen mit Muscovithäutchen bedeckt; dann kleinkörniger Gneiss, gneissartige und dioritische Gesteine, bei welchen man kaum von Schichtung sprechen kann. Im obersten Theil hat Verf. keine Schichtung beobachtet. Fast bis zur Spitze herrscht ein granat-

führendes granitisches Gestein. Die Spitze selbst wird von einem feinkörnigen, dioritischen Gestein gebildet. Verf. hat weder Hornblendeschiefer noch Glimmerschiefer beobachtet, nur unregelmässige eruptive, granitische und dioritische Gesteine, die solchen ähneln, die man auch in anderen regionalmetamorphen Regionen antrifft. Wenn Verf. diese Gesteine eruptive nennt, will er dadurch nicht verneint haben, dass sie aus älteren, aus dem Erdinnern hervorgepressten Gesteinen, vielleicht des Grundgebirges hervorgegangen sein können.

Bernhard Lundgren.

Reusch: Skuringsmaerker og moraenegrus eftervist i Finmarken på en periode meget aeldre end „Istiden“. (Norges Geol. Undersögelse Årbog for 1891.)

Im inneren Theil des Warangerfjord in Finmarken bestehen die Berge wesentlich aus flachliegenden Sandsteinen und Conglomeraten. Am Bergeby kommen Sandsteine und Schiefer vor; die Hauptmasse besteht aus Conglomerat von wenigstens 50 m Mächtigkeit. Dieses Conglomerat ist ungeschichtet. Das Bindemittel ist ein röthlicher, thonhaltiger Sandstein, worin Geschiebe bis zu Kopfgrösse vorkommen, jedoch herrscht das Bindemittel vor. Die Geschiebe, die aus Granit, Diorit etc., aber auch aus Dolomit und Quarz bestehen, sind nicht gerollt, nur kantenabgerundet. Das Ganze ist hartem Moränengrus vollkommen ähnlich, und es gelang auch dem Verf. deutlich gekritzte Geschiebe darin zu finden. Die Unterlage dieses Moränenconglomerates ist hier röthlicher Thonschiefer, der mit dünnen Schichten von röthlichem Sandstein wechselt. An einer anderen Stelle, zwischen Bigganjarge und Rappanjoaske, ist ähnliches grauliches Conglomerat in einem Sandstein eingelagert, und der Sandstein unter dem Conglomerate zeigt deutliche Scheuerungsschrammen, die glacialen ganz gleichen. Die Hauptrichtung der Schrammen ist NW.—SO. Sowohl gekritzte Steine als geschrammter Sandstein werden abgebildet und die Lagerungsverhältnisse durch Profile erläutert. Welcher Periode diese Conglomeratbildungen, die Verf. als frühere Moränen betrachtet, angehören, ist noch nicht bekannt. TELLEF DAHL rechnet dieselben zum Perm; Verf. neigt dazu, sie als cambrisch-silurisch anzusehen.

Bernhard Lundgren.

Mörtsell: Reisenotizen aus dem fossilführenden cambrisch-silurischen Gebiete im Lappmark von Westerbotten (Geol. Fören. Förhandl. Bd. 12. 4. 1890.)

Holm: Versteinerungen aus Lappland, von MÖRTSELL gesammelt. (Ibidem.)

Der erstere Verf. hat die Fortsetzung der cambrischen Silurbildungen im südlichen Lappland, verfolgt und die nördlichsten Punkte, wo er dieselben angetroffen hat, sind Kyrkberg und Talltrusk bei Stor Uman (ca. 65° N. B.). Verf. beschreibt die fossilführenden Localitäten (ca. 15) und hat mehrorts einen Quarzit unmittelbar über dem cambrischen Schiefer gefunden. Die

Fossilien, die ungefähr 40 Arten umfassen, sind von Dr. HOLM bestimmt, und durch dieselben hat dieser Verf. das Vorkommen in Lappland von folgenden „Regionen“ und Zonen constatirt. 1. *Olenellus*-Region, 2. *Paradoxides*-Region mit den Zonen a) *P. ölandicus*, b) *P. Tessini*, d) *P. Forchhammeri* (möglicherweise e) *Agnostus laevigatus*), 3. *Olenus*-Region mit den Zonen a) *Olenus*, b) *Parabolina*, c) *Peltura*, 4. *Ceratopyge*-Kalk und 5. *Orthoceras*-Kalk. Besonders verbreitet ist der *Ceratopyge*-Kalk, unter dessen Fossilien *Orthoceras atavum* BRÖGGER, *Ceratopyge forficula* SARS, *Shumardia pusilla* SARS, nebst Arten von *Niobe* und *Symphysurus* zu nennen sind.

Bernhard Lundgren.

Moberg: Über eine Abtheilung des *Dictyonema*-Schiefers Ölands, dem *Ceratopyge*-Schiefer Norwegens entsprechend. (Sveriges Geologiska Undersökning. Ser. C. No. 109. 1890.)

Lundgren: Was ist unter *Dictyonema*-Schiefer zu verstehen? (Geol. Fören. Förhandl. Bd. 12. 4.)

Moberg: Über die Grenze zwischen Cambrium und Unter-Silur in Schweden. (Ibidem Bd. 12. 5.)

Im sogen. *Dictyonema*-Schiefer Ölands kommt *Dictyonema* nur im unteren Theile des Schiefers vor, während in der oberen Abtheilung bisher keine Fossilien gefunden wurden. MOBERG hat hier den schönen Fund von zwei in dem *Ceratopyge*-Schiefer Norwegens vorkommenden Arten (*Ceratopyge forficula* SARS und *Shumardia pusilla* SARS) gemacht und parallelisirt darum diesen Theil des Schiefers mit dem *Ceratopyge*-Schiefer (BRÖGGER's Et. 3a β), zieht aber die Grenze zwischen Cambrium und Silur über diesen Schiefer und macht dann die Grenze petrographisch. Gegen diese Begrenzung opponirt LUNDGREN und will mit BRÖGGER u. a. die Grenze zwischen Cambrium und Silur über dem *Dictyonema* führenden Schiefer und unter dem Schiefer mit Repräsentanten der zweiten Trilobitenfauna legen. In der letzten Arbeit vertheidigt MOBERG die von ihm gezogene Grenze.

Bernhard Lundgren.

H. Hicks: On the effects produced by earth-movements in Wales and Shropshire. (Geol. Mag. 1890. 551.)

Aus der Umgegend von St. Davids werden Beispiele von Verwerfungen im Untersilur angeführt, mit Sprunghöhen bis zu 5000 Fuss, aus Caernarvonshire eine Überkippung, die Arenigschichten unter das Untersilur und archaische Schichten gebracht hat, ebendasselbe aus Shropshire. In den beiden letzten Fällen war die Richtung der Verschiebung SO.—NW., ihre Zeit postsilurisch. Die archaischen Gesteine haben durch diese Verschiebungen mannigfache Veränderungen erlitten. Sie sind zerbrochen die Sprünge mit secundären Gebilden verkittet, granitische und dioritische Gesteine haben gneissähnlichen Habitus angenommen, Porphyrite und Diabase sind Schiefen ähnlich geworden. In den sedimentären Gebilden sind

die Petrefacten durch Pressung und Streckung verunstaltet, eine *Orthis* z. B. auf die dreifache Länge gestreckt.

H. Behrens.

Björlykke: Graptolithführende Skifere i V. Gausdal. (Norges Geol. Undersögelse Årbog for 1891.)

Verf. hatte den Auftrag erhalten, auf dem geol. Kartenblatt Gausdal (N. von Lillehammer) nach Fossilien zu suchen, und hatte auch das Glück, solche zu finden. In einem Schiefer bei Gestade Bratland traf Verf. Graptolithen, die jedoch nicht immer gut erhalten sind. Er führt mehrere Arten an und bildet dieselben ab, worunter *Didymograptus enodus* LAPW., *D. geminus* HIS., *Diplograptus teretiusculus* HIS., *Climacograptus* sp., *Pterograptus elegans* HOLM und *Tetragraptus bryonoides* HALL zu nennen sind. Daneben kommen auch andere vor, die noch nicht bestimmt werden konnten. Die Graptolithen bezeichnen das Vorkommen der Etagen 4 a und 3. Das graptolithenführende Gestein ist ein dunkelgrauer Thonschiefer, dessen Mächtigkeit bei Bratland 150 m ist, wovon jedoch nur die mittlere und die oberste Abtheilung Graptolithen führen. Ein Profil am Flusse Vigga zeigt 1. Conglomerat; 2. Kalkstein, worin Fossilien nicht gefunden sind, 40—120 m; 3. grünlicher Thonschiefer 6 m; 4. Talkquarzit 11 m; 5. grüner Thonschiefer und Quarzit; 6. Thonschiefer mit Graptolithen; 7. grauer Thonschiefer und Sandsteinschiefer. Die Schichten 2 bis 6 werden als Quarzitformation zusammengefasst.

Bernhard Lundgren.

J. Marcou: Canadian geological classification for the province of Quebec. (Proc. Boston Soc. Nat. Hist. 1889. 54.)

Der Aufsatz wendet sich in scharfer Weise gegen die Gliederung der altpalaeozoischen Ablagerungen Canadas Seitens der jetzigen und früheren canadischen Geologen, denen Übereilung und vielfache Beobachtungsfehler vorgeworfen werden. Natürlich bricht der Verf. hier, wie fast in jeder seiner Veröffentlichungen, eine Lanze für das „Tacon“. Alles in Allem ist der Gegenstand von örtlichem Interesse und die Kritik eine zu persönliche, als dass ein weiteres Eingehen auf die Arbeit angezeigt erschiene.

Kayser.

J. Marcou: Geology of the environs of Quebec. (Proc. Boston Soc. Nat. Hist. 1891. 202. Mit einer geol. Übersichtskarte und 2 Profiltafeln.)

Die fragliche Gegend ist im Wesentlichen zusammengesetzt aus flach liegenden untersilurischen Kalksteinen (Champlain-Bildungen [EMMONS] des Verf.) und stark gefalteten cambrischen (taconischen) Schiefern. Ausserdem sind noch Quarzite von unbekanntem Alter vorhanden. Eine chronologische Zusammenstellung aller der Geologie und Palaeontologie der Gegend von Quebec gewidmeten Arbeiten beschliesst den Aufsatz.

Kayser.

Bergeron: Sur la présence, dans le Languedoc, de certaines espèces de l'étage e, du Silurien supérieur de Bohême. (Bull. soc. géol. de France. t. XVIII. 171. 1890.)

—, Note sur une nouvelle espèce d'*Arethusina* etc. (Bull. soc. géol. de France. (3). XVII. 556.)

Die Angabe des Vorkommens von *Natiria (Spirina) tubicina* KAYS. sp., *Arethusina Konincki* sowie von *Tiaraconcha (Slava)bohemica*, *Rhynchonella* (non *Atrypa*), *Sappho* und *hircina* im Obersilur des Languedoc ist beachtenswerth. Insbesondere gehören die beiden letzteren Arten zu den wenigen Formen, welche im Norden Europas (Graptolithengestein) und im südlichen Silurgebiet (Böhmen, Ostalpen) vorkommen. Die erste Mittheilung bringt Notizen über das geologische Vorkommen, dessen ungenaue Deutung auf der unrichtigen Meinung beruht, dass *Arethusina Konincki* BARR. auf E₁ beschränkt sei¹. Um so unverständlicher sind die Mittheilungen über die Eintheilung des Oberdevon. [Insbesondere ist die Angabe eigenthümlich, dass Ref. einer vom Verf. gegebenen Eintheilung gefolgt sei. Die Unkenntniss des letzteren in Bezug auf die Vertheilung und Nomenclatur devonischer Versteinerungen lässt jede Berichtigung der Angaben des Verf. aussichtslos erscheinen. Es sei nur erwähnt, dass *Cardiola cornucopiae* GF. (*C. interrupta* Sow. gehört als Synonym zu dieser Art) aus dem Oberdevon angeführt wird; ferner sollen die Varietäten des *Goniatites retrorsus* (d. h. die im Languedoc häufigen *Gon. subpartitus* und *curvispira* etc.) theils mit *Gon. intumescens* zusammen vorkommen, theils unter ihm liegen. In Wahrheit bilden die betreffenden Arten, wie u. a. in der Arbeit des Ref. ausgeführt wurde, im Languedoc wie überall sonst ein scharf geschiedenes Niveau über *Gon. intumescens*. Ref.] Frech.

W. Dames: Über die Schichtenfolge der Silurbildungen Gotlands und ihre Beziehungen zu obersilurischen Geschieben Norddeutschlands. (Sitzungsber. Berlin. Akad. XLII. 1890. 1111—1129.)

Wie bekannt, hat sich in neuester Zeit zwischen den beiden besten Kennern des Gotländer Silur, G. LINDSTRÖM und FR. SCHMIDT, eine wesentliche Meinungsverschiedenheit über die Art der Auffassung der diese Insel aufbauenden obersilurischen Schichten herausgebildet (vergl. dies. Jahrb 1888. I. 147 u. 1890. II. 249). Während SCHMIDT in Aulehnung an die älteren Ansichten MURCHISON's die Anschauung vertritt, dass bei im Allgemeinen sehr flachem SO.-Fallen sämtlicher Schichten die älteste Schichtenzone im Norden der Insel liege, eine zweite jüngere, in deren mittleren Theilen und eine dritte jüngste endlich im Süden, glaubt LINDSTRÖM, indem er sich auf die nahezu horizontale Lagerung sämtlicher Schichten Gotlands beruft, dass die gesammte, von der Basis des Wenlock bis ins Ober-

¹ Vergl. die Tabelle in Syst. Sil. Vol. I. Suppl. p. 279.

ludlow reichende Schichtenfolge sowohl im Norden als auch im Süden vortreten, und dass die z. Th. sehr erheblichen petrographischen und faunistischen Unterschiede der nördlichen und südlichen Vorkommen nur durch Faciesverschiedenheiten zu erklären seien. Dass in einem Gebiete flach und ungestört liegender Schichten so verschiedene Auffassungen möglich sind, hängt damit zusammen, dass das ganze Innere des Landes von mächtigen Diluvialbildungen bedeckt ist, welche das unterliegende Silur nur an wenigen Stellen zu Tage treten lassen, und dass auch das Küstenprofil keineswegs überall zusammenhängend, sondern im Gegentheil durch vielfache und z. Th. grosse Lücken unterbrochen ist, so dass die Altersbestimmung der einzelnen Vorkommen wesentlich auf die Vergleichung der verschiedenen Faunen untereinander und mit den bekannten Faunen der verschiedenen Silurhorizonte Englands und Russlands angewiesen ist.

Der Verf. stellt sich nun auf Grund einer im Sommer 1890 unter LINDSTRÖM'S Führung ausgeführte Bereisung Gotlands mit grösster Entschiedenheit auf dessen Seite. Nach Vornahme einiger Modificationen der LINDSTRÖM'Schen Gliederung stellt er selbst folgendes Normal-Schema für die silurischen Schichten Gotlands auf:

- g. Obere Cephalopoden-Kalke¹.
- f. Crinoiden- und Korallen-Kalke mit eingelagerten Stromatoporenriffen, Gastropoden- und *Ascoceras*-Kalken nebst *Megalomus*-Bänken².
- e. *Pterygotus*-Schicht.
- d. Kalkstein und Oolith-Bänke mit Mergeln.
- c. Mergelschiefer und Sandstein.
- b. *Stricklandinia*-Schiefer.
- a. Älteste rothe *Arachnophyllum*-Schiefer.

Betreffs der verschiedenen obersilurischen Geschiebe des norddeutschen Diluviums gelangt der Verf. zum Ergebniss, dass Geschiebe der Stufen a, b, e und g bisher nicht bekannt geworden sind, wohl aber solche von c, d (die beide zusammen das Wenlock vertreten) und f. Die gemeinsten norddeutschen Obersilurgeschiebe, nämlich die Beyrichienkalke, stammen nicht von der Insel Gotland, haben vielmehr ihre Heimath in dem von der Ostsee bedeckten Gebiete südlich und westlich von Ösel, sowie z. Th. wohl auch in Schonen.

Kayser.

J. B. Tyrrell: Gypsum deposits in Northern Manitoba. (Canadian Record of Science. Apr. 1889. 354—360.)

Gypslager, die in der genannten Gegend in weiter Verbreitung auftreten, gehören wahrscheinlich dem Horizonte der obersilurischen Onandaga-Gruppe des Staates New York an.

Kayser.

¹ Von LINDSTRÖM mit der folgenden Schicht vereinigt.

² Von LINDSTRÖM als verschiedene Horizonte (f. Crinoiden- und Korallenconglomerat, g. *Megalomus*-Bänke, h. Cephalopoden- und Stromatoporen-Schichten), von DAMES als Faciesgebilde aufgefasst.

de Rouville: Note sur la présence du *Pleurodictyum problematicum* dans le Dévonien de Cabrières et sur un nouvel horizon de Graptolites dans le Silurien de Cabrières. (Bull. soc. géol. de France. t. XVIII. 3.)

Auf Grund des Vorkommens von *Pleurodictyum* werden die Kalkschiefer von Caragras zum Unterdevon gerechnet. [Dass *Pleurodictyum* bis in das Mitteldevon hinaufgeht, ist dem Verf. unbekannt geblieben.] Der angebliche „neue“ Horizont mit *Didymograptus* (unteres Untersilur) ist bereits vor Jahren in der Arbeit des Ref. über Cabrières beschrieben worden. **Frech.**

Stuart-Menteath: Sur le terrain dévonien des Pyrénées occidentales. (Bull. soc. géol. de France. 3. sér. t. XVI. 410.)

In den westlichen Pyrenäen ist die Reihenfolge der älteren Formationen: Silur, Devon, Carbon (in sehr geringer Mächtigkeit) und Trias, welche discordant und übergreifend die älteren Bildungen bedeckt. An verschiedenen Punkten eines devonischen Kalkzuges hat Verf. in der Nähe von Sumbilla eine Anzahl von Brachiopoden gesammelt, welche der obersten Grenzzone des Unterdevon angehören. Es finden sich nach den Bestimmungen von BARROIS *Rhynchonella Orbignyana*, *Orthis vulvaria*, *Athyris concentrica*, *Spirifer cultrijugatus*, *Retzia Adrieni* (eine asturische Art), *Pleurodictyum problematicum* u. a. [Die Fauna stimmt vielmehr mit asturischen und nordfranzösischen Bildungen, als mit den gleichalten Schichten des Languedoc überein. Ref.] **Frech.**

J. Roussel: Nouvelles observations sur les terrains primaires et les terrains secondaires des Pyrénées. (Bull. de la société géologique de France. Sér. III. Bd. XVII. 829—847.)

Der Verf. erwidert hier eingehend die kritischen Bemerkungen, welche DE LACVIVIER über frühere, z. Th. in selbständigen Druckschriften, z. Th. in dem Bulletin der geologischen Gesellschaft veröffentlichte Ausführungen, betreffend die Gliederung und Stratigraphie des Palaeozoicums (Granit, Devon, Untercarbon), sowie namentlich der Kreide in den Pyrenäen, gemacht hatte, und hält dieselben in vollem Umfange aufrecht.

DE LACVIVIER erwidert hierauf (Bd. XVIII. S. 549) und hält auch seinerseits seine Behauptungen aufrecht. **Holzapfel.**

Ussher: The devonian rocks as described by DE LA BECHE, interpreted in accordance with recent reserches. (Sonderabdruck a. d. Transact. roy. Cornwall geol. Society. 1891. 56 S. Mit einer geol. Übersichtskarte von Cornwall.)

Während Ober- und Mitteldevon in den 3 Hauptgebieten der classischen Devonregion Englands, in Cornwall, Süd- und Nord-Devonshire

verhältnissmässig wohl bekannt sind, so lässt die Kenntniss des Unterdevon noch viel zu wünschen. Verf. stellt für dasselbe folgende vorläufige Gliederung auf, welche sich allerdings nur für Nord- und Süd-Devonshire auf (sehr genaue) eigene Forschungen, für Cornwall aber ganz auf die älteren Untersuchungen von DE LA BECHE stützt:

Cornwall	S. Devonshire	N. Devonshire
St. Breock's Down and Bocomnoc grits	Staddon, Modbury, Cockington etc. beds	Hangman group
Newquay and Mawgan slates, Tregantle limestone	Meadfoot beds	Lynton beds
St. Anstell and Watergate Bay variegated slates	Darmouth and Kingswear slates	Foreland grits
Looc beds	?	Foreland grits z. Th.?
Grampound and Newlyn Down rocks	?	?

Kayser.

Whiteaves: The fossils of the Devonian rocks of the Mackenzie River Basin. (Contributions to Canadian Palaeontology. Vol. I. Part III. 1891. 197—253. Tb. XXVII—XXXII.)

Die devonischen Ablagerungen setzen sich in der genannten Gegend wie folgt zusammen: 1. Obere Kalke, etwa 300'; 2. grünliche und bläuliche Mergel und Kalke, ungefähr 500'; und 3. grauliche Kalke und Dolomite, über 2000'. Die grosse Zahl der hier beschriebenen Korallen, Bryozoen, Brachiopoden, Zweischaler u. s. w. gehört der oberen Hälfte des unter 2. genannten Schichtgliedes an. Neben einer Reihe neuer Species finden wir darunter eine Anzahl von solchen, die auch im Staate New York vorkommen, sowie eine Menge anderer, die zu den häufigsten Formen des europäischen Devon gehören. Unter diesen letzteren seien *Spirifer Vernewili* = *disjunctus*, *Stringocephalus Burtini*, *Rhynchonella pugnis* und *cuboides*, *Pentamerus galeatus*, *Orthis striatula*, *Phillipsastraea Hennahi*, *Pachypora cervicornis* etc. genannt. Die in Frage stehenden Schichten gehören danach theils dem Stringocephalenkalk, theils und besonders aber [nach Meinung des Verf.] dem überliegenden Horizont mit *Rhynchonella cuboides* oder dem Tully-Kalk an.

Unter dem neuen Namen *Newberria* HALL wird eine grosse lang-eiförmige Terebratulide aus der Verwandtschaft von *Rensselaeria* beschrieben, die unserer *Terebratula caiqua* ähnlich ist. Sie weicht von der letztgenannten Gattung durch ungerippte Schalen und Abweichungen im inneren Bau ab.

Kayser.

Ch. Barrois: Le bassin houiller de Valenciennes d'après les travaux de MM. A. OLRV et R. ZEILLER. (Ann. soc. géol. du Nord de la France. Vol. XVI. 48.)

Verf. gibt eine Übersicht über das umfangreiche Werk von OLYR und ZEILLER und führt unter Weglassung der technischen Details die Hauptresultate an. Das Kohlenbassin von Valenciennes reicht von der belgischen Grenze bis zum Departement von Pas-de-Calais in einer Länge von 45 und einer durchschnittlichen Breite von 12 km. Nach der Lagerung der Kohlschichten wird das Bassin durch einen überkippten Sattel gebildet, dessen Flügel nach Süden einfallen. Allein Nord- und Südseite entsprechen sich nicht; die erstere führt ungefähr 110 Kohlenflötze, die südlichere nur 44. Eine Berechnung der in dem Becken vorhandenen Kohlenmenge ergibt 2 Milliarden und 200 Millionen Kubikmeter. Die Flora der Kohlschichten wird vorwiegend von Farnen (45%), Lycopodiaceen (32%), Equiseten (10%) gebildet; die Gymnospermen sind nur mit (8%) der Gesamtfloren vertreten. Nach den auftretenden Arten gehört das Becken von Valenciennes in dasselbe Niveau wie das Ruhrbassin und die Kohlen von Newcastle.

Nach den einzelnen Floren lassen sich folgende Horizonte trennen:

- | | |
|---|---|
| a) Im Département du Nord. | b) Im Département du Pas-de-Calais. |
| 1. Faisceau des charbons maigres de Vieux-Condé, Fresnes, Vicoigne. | A. Faisceau maigre d'Annoeullin. |
| 2. Faisceau demi-gras d'Anzin et d'Aniche. | B. „ „ d'Ostricourt, Carvin, Meurchin, Douvrin et Vendin, représenté à l'ouest par les houilles grasses d'Amby-au-Bois et de Fléchinelle. |
| 3. Faisceau des charbons gras d'Anzin, Denain, Dourby. | C. Faisceau demi-gras de Courrières, Bully - Grenay, Noeux, Bruay, Ferfay. |
| | D. Charbons gras et fénus du sud du Pas-de-Calais, de Courcelles-Lens à Marles. |

Das Niveau A im Pas-de-Calais ist älter als Lager 1 des Dép. du Nord; die Schichten B und C entsprechen 2 und 3; dagegen der oberste Horizont D fehlt im Dép. du Nord ganz.

Auch durch die Floren wird somit das Resultat bestätigt, dass keineswegs im Süden der O.—W. gerichteten idealen Axe des Bassins die Horizonte wiederkehren, welche im Norden derselben aufgefunden wurden. Es scheint, dass man in einem Querprofil durch das Kohlenbecken von Nord nach Süd in immer jüngere Horizonte kommt, aber keine Wiederholung der gleichen Schichten findet.

Die Wiederkehr der Schichten wäre erst weiter im Süden zu erwarten.

K. Futterer.

Gosselet: Sur le bassin houiller du Boulonnais. (Compt. rend. CXII. 358. 1891.)

In der ersterwähnten Mittheilung wird die Ansicht aufgestellt, dass die bei Boulogne gefundene Kohle dem Becken von Dinant angehöre, dass das Silur von Caffiers dem des Rückens von Condros entspreche, und dass man die südliche Fortsetzung des Beckens von Namur weiter nach Norden oder Nordosten zu suchen haben werde. — Im Gegensatz zu dieser Ansicht wird von GOSSELET ausgeführt, dass die Ähnlichkeit zwischen den Graptolithenschiefern von Caffiers und den silurischen Schiefern von Condros wenig zur Sache thue, zumal die stratigraphische Zusammensetzung des Boulonnais nicht mit der des Beckens von Dinant übereinstimmt. Die Übereinstimmung mit dem Nordrand des Beckens von Namur, das Fehlen des devonischen Gédinnien, welches für den Nordrand des Beckens von Dinant charakteristisch ist, führen zu der Überzeugung von der Zusammengehörigkeit des Boulonnais mit dem Becken von Namur.

H. Behrens.

W. Boyd Dawkins: The discovery of coal measures near Dover. (Transact. Manchester geol. Soc. Vol. XX. Part XVIII. 1890.)

Die Wahrscheinlichkeit des Vorkommens von productiver Steinkohle unter der mesozoischen Schichtenfolge des südlichen Englands war schon von GODWIN-AUSTIN auf Grund der tektonischen Verhältnisse des Carbons in Süd-Wales und Somersetshire sowie in Belgien und Nord-Frankreich, dargethan worden. Ein im Jahre 1872 unternommener Bohrversuch bei Netterfield, Sussex, wurde aufgegeben, nachdem man bei 1905 Fuss Tiefe noch Oxfordkalk fand. Ein zweiter Versuch, von Seiten der Canal-Tunnel-Company bei Dover unternommen, fand unter 550 Fuss mächtigen Kreideablagerungen, 660 Fuss Juraschichten (Portland-Bathgruppe) und darunter die Schichten des Carbon mit einem Kohlenflötz. Nach der grossen Mächtigkeit der kohlenführenden Schichten in dem Kohlenrevier Mons-Douai nach Valenciennes, mit 110 abbauwürdigen Kohlenflötzen, darf man jedenfalls auch bei Dover auf die Rentabilität der anzulegenden Gruben rechnen.

K. Futterer.

Alessandro Portis: Nuove località fossilifere in Val di Susa. (Bolletino del R. Comitato geologico d'Italia. Serie II. Vol. X. Maggio e Giugno 1889. No. 5 e 6. 141 ff.)

1. Carbon-Fundorte.

Während bisher Fundorte von Carbon-Pflanzen in den Westalpen nur auf französischem Gebiete bekannt waren, wurden neuerdings auf italienischer Seite von MATTIROLO Carbonschichten gefunden, welche den grösseren Theil der Berge auf der rechten Seite des Valle Stretta di Mezelet sopra Bardonnecchia bilden; sie fallen gegen den Thalausgang zu ein und führen besonders reichlich auf dem Gipfel und dem Colle della Gran Tompesta Pflanzen. Es werden angeführt und besprochen:

Sphenopteris Hoeninghausi BRONGN., *Dicksoniites Pluckenetii* (SCHLOTH. sp.) BRONGN. sp., *Lepidodendron Sternbergii* BRONGN., *Lycopodium denticulatum* (GOLDF.) SCHIMPER, *Lepidophyllum trilineatum* HEER, *L. majus* BRONGN., *Distrigophyllum bicarinatum* (LINDL. sp.) HEER?, *Calamites Succovii* (BRONGN. ex p.) STUR emend., *C. Cistii* BRONGN., *C. ramosus* ARTIS, *Calamocladus*, *Asterophyllites*, *Vollmannia*, *Bruckmannia*, *Pinnularia* xtr., *Cordaites* (*Eu-cordaites*) *borassifolius* STERNB. sp., *C. (Pon-cordaites) microstachys* GOLDENB.

Von den angeführten 11 Arten sind folgende 3 neu für das Carbon der Westalpen: *Sphenopteris Hoeninghausii*, *Lycopodium denticulatum*, *Calamites ramosus*. Von den übrigen kannte man *Cordaites microstachys* aus der Schweiz und dem Dauphiné, *Distrigophyllum bicarinatum* nur aus der Schweiz, *Lepidophyllum trilineatum* aus der Tarantaise und endlich *Lepidophyllum majus* nur vom kleinen St. Bernhard.

Die vorliegenden Pflanzen scheinen dem Verf. zu beweisen, dass beide Pflanzenhorizonte, sowohl der untere (des Dauphiné) wie der obere der Tarantaise an dem neuen Fundorte vertreten sind und zwei Niveaus bilden.

Von anderen bekannten italienischen Fundorten würde Pietratagliata dem unteren, Viozène dem oberen Horizonte angehören; indessen sind genauere Untersuchungen noch abzuwarten.

2. Trias-Fundpunkte.

Der eine neue Fundort liegt etwas unterhalb Gadd'Oulx, einige Meter über der Dora. Der andere liegt 12 km westlich davon am Colle des Acles, 4 km südöstlich von Mellezet. Vom ersteren Orte stammen *Natica* sp. aff. *N. pulla* GOLDF., *Natica* sp. aff. *N. exculpta* SCHAUR., *Myophoria* sp. aff. *M. elegans* DUNK., *Lima costata* MÜNST., *Diplopora pauciforata* GÜMB., vom Colle des Acles: *Diplopora pauciforata* GÜMB.

Auf Grund dieser Fossilien kommt der Verf. zu dem Schlusse, dass diese Triasschichten dem unteren Muschelkalk angehören und dem Brachiopodenkalk von Recoaro gleichzustellen sind. Die Thierformen verraten aber mehr Beziehungen zu ausseralpinen Arten als zu alpinen.

Kurze Erwähnung finden der Kalk von Chaberton (Muschelkalk und jünger z. Th.); der Kalk der Insel Bergeggi an der Riviera (unterer Muschelkalk); der Kalk von Scaletta und Balze sopra Argentera (unterer Muschelkalk), ebenso die Triaskalke von Monregalese.

Dem mittleren Keuper der Ostalpen werden gleichgestellt der Kalk von Villanova (Mondovi), vom La Paroir oberhalb Maurin im Ubage-Thal und vom Monte Moro.

K. Futterer.

R. T. Brown: The Permian Rocks of the Leicestershire Coalfield. (Quarterly journal of the Geolog. Soc. of London. Bd. 45. 1. 1889.)

Im Westen des Kohlenbeckens von Leicestershire liegen zwischen Sandsteinen und Conglomeraten der Trias 30 oder 40' permische rothe Mergel, Sandstein und Breccien, und zwar discordant auf dem Carbon.

Diese Discordanz wird an verschiedenen Profilen erläutert. Die Mergel und Thone sind mehr purpurfarbig als die Triasmergel, die Sandsteine sind feinkörnig, schieferig und zeigen oft schöne Wellenfurchen. Die Breccien-Schichten, welche sich eingeschaltet finden, sind selten mächtiger wie 3 Fuss und enthalten sehr verschiedene Gesteine, welche in eine blaugraue, kalkig-sandige Grundmasse eingebettet und von der Grösse einer Erbse bis zu 5—6 Zoll sind. Am häufigsten ist ein Feldspath-Sandstein mit Übergängen in Quarzit und Schiefer. Daneben finden sich graue Kieselschiefer, Thonsteine, Gangquarz und mehr oder weniger veränderte Eruptiv-Gesteine, vulcanische Asche und allerhand carbonische Gesteine: Kalk, Kohlensandstein und Hämatit. Die Eruptivgesteine sind namentlich Felsitporphyre und Diorite. Der Ursprung dieser Gesteine ist in nächster Nähe zu suchen; wie zahlreiche Tiefbohrungen ergeben haben, bilden die Schichten, denen sie entstammen, das Liegende des Carbon.

Holzapfel.

W. de Lima: Sur les couches de Bussaco. (Bull. de la Soc. Géol. de France. 19. 136. 1891.)

Die vermeintlich carbonischen Ablagerungen von Bussaco (Portugal), sind bei näherer Untersuchung als Rothliegendes erkannt. Der Verf. nimmt hiervon Anlass, sich im Anschluss an DE LAPPARENT gegen die Trennung von Carbon und Dyas auszusprechen.

H. Behrens.

Triasformation.

Hans Thürach: Übersicht über die Gliederung des Keupers im nördlichen Franken im Vergleich zu den benachbarten Gegenden. (Geognostische Jahreshefte für 1888. 75—162 und für 1889 1—90. Kassel 1889 u. 1890.)

Die umfangreiche Abhandlung hat eine eingehende Darstellung der stratigraphischen, petrographischen und genetischen Verhältnisse der mittleren Keuperformation, des sogen. bunten Keupers, zum Vorwurf und zwar erstreckt sich das von dem Verf. behandelte Gebiet im Wesentlichen auf Franken. Nach einem kurzen geschichtlichen Überblick beginnt die Einzelbeschreibung, welche sich über folgende Schichtenstufen erstreckt.

I. Untere Abtheilung des bunten Keupers.

1. Grundgypsschicht oder Stufe der *Myophoria Goldfussi*.

Wohlgeschichtete, geschlossene Gypsbänke mit einigen wenig mächtigen, grauen und gelbbraunen Dolomit- und Steinmergelbänken, 10 bis 12 m mächtig. In einer oolithischen Dolomitschicht bei Windsheim fanden sich *Myophoria transversa* BORNEM., *M. Goldfussi* v. ALBERTI, *M. intermedia* v. SCHAUR., *Pecten Alberti* GOLDF., *Gervillia lineata* GOLDF., *Natica* cf. *cassiana* WISSM., Zähne von *Hybodus*, Ganoidschuppen und Knochenreste.

2. Stufe der *Myophoria Raibliana*.

a) Untere Mergel mit Sandsteinbänkchen. Durchweg dolomitische, unten vorwiegend blaugraue, oben rothbraune Mergel von 31—36 m Mächtigkeit im nördlichen Franken. Gegen Süden, Rothenburg o. T. zu, nimmt die Mächtigkeit bis 15 m ab, zugleich wird die Stufe sandiger.

b) Bleiglanzbank oder Bank der *Myophoria Raibliana*. Grauer dolomitischer Steinmergel oder Dolomit, in welchem selten Bleiglanz fehlt. Mächtigkeit 0,3 m. Enthält *Myophoria Raibliana* BOUÉ et DESH., *Corbula Rosthorni* BOUÉ et DESH., *Bairdia subcylindrica* SANDB., *Lingula tenuissima* BRONN u. A.

c) Bunte Mergel mit Gyps und Kieselsandsteinbänken. Graue und rothbraune dolomitische Mergel mit schiefrigem oder knollenförmigem Gyps und untergeordnetem Steinmergel und quarzitischem Sandstein, diese zuweilen *Corbula*, Estherien und *Acrodus microdus* führend. Mächtigkeit je nach der geringeren oder grösseren Gypsführung 25—95 m.

In der randlichen Keuperzone, im Biebertgrund, in Oberfranken und Oberpfalz tritt an Stelle der mergeligen Entwicklung die sandige durch die ganze Stufe der *Myophoria Raibliana*.

3. Stufe der *Estheria laxitexta* SANDB.

a) Untere Estherien- und *Corbula*-Bänke. Grauer, thoniger und dolomitischer Sandstein (*Corbula*-Bank) und graue Steinmergelbänke (*Acrodus*-Bank), beide mit zahlreichen Versteinerungen. Mächtigkeit 3—7 m.

b) Mittlere Estheriensichten. Blaugraue, dünnschieferige Mergel mit meist schieferigen Steinmergelbänken, feinsandigen Lagen (Estherienmergel) und Gyps. Mächtigkeit 20—40 m. Zahlreiche Versteinerungen.

c) Obere Gypsmergel und obere Estheriensichten. Rothbraune und blaugraue Mergel mit knolligem Gyps und knolligen grauen bis braunen versteinungsleeren Steinmergelbänken, besonders im oberen Theil. Mächtigkeit 8—19 m.

II. Mittlere Abtheilung des bunten Keupers.

4. Stufe des Schilfsandsteins.

a) Normal gelagerter Schilfsandstein. Am stärksten in der Gegend des Steigerwaldes, der Hassberge und im Grabfeld entwickelt und zwar zu tiefst ein grauer feinkörniger bankiger Sandstein mit Pflanzenresten, darüber blaugraue sandige Lettenschiefer und dünnschichtige Sandsteine mit Pflanzenresten und zu oberst wieder ein brauner Sandstein. Mächtigkeit bis 25 m reichend, aber sehr wechselnd.

b) Fluthbildung des Schilfsandsteins. Darunter wird die durch örtliches Anschwellen ausgezeichnete an Stelle weggewaschener Schichten des Liegenden auftretende Sandsteinbildung verstanden. Die Mächtigkeit der Fluthbildung des Schilfsandsteins steht in umgekehrten Verhältniss zu derjenigen des normalgeschichteten. Die Auswaschung des Liegenden des Schilfsandsteins vor dessen Ablagerung geht immer bis zu den oberen

festen Bänken der mittleren Estherienschiechten herab und bei einer kartistischen Darstellung der Fluthbildung hat sich, wie der Verf. in einer kleinen Kartenskizze zeigt, für diese letztere das Bild eines vielfach verzweigten deltaartigen Stromes ergeben.

5. Stufe der Lehrberg- und Berggypsschichten (v. GÜMBEL).

a) Berggypsschichten. Zu tiefst, 1,2—4 m, rothbraune bis violette, etwas dolomitische Lettenschiefer und Mergel, höher graue und rothbraune Mergel mit Gyps oder geringmächtige Sandsteine und graue Steinmergel. Mächtigkeit 15—30 m.

b) Lehrbergsschichten. Drei Steinmergel- oder dolomitische Kalksteinbänke, welche von blaugrauen, z. Th. sandigen Mergel- und Lettenschiefern begleitet und durch je 1—2 m rothbraune Mergel getrennt werden. In der randlichen Keuperzone keilen sich die an Versteinerungen meist reichen Steinmergelbänke aus und die begleitenden Mergelschiefer machen Sandsteinen Platz.

III. Obere Abtheilung des bunten Keupers.

6. Stufe des Blasen- und Coburger Sandsteins.

Zu tiefst im südwestlichen und östlichen Keupergebiet ein grobkörniger löcheriger, dolomitischer Sandstein, Blasen sandstein, welcher sich nach N. und W. (Württemberg) allmählich verschwächt, feinkörnig und schieferig wird (Platten- und Kieselsandstein) und in den nördlichen Hassbergen durch rothbraune, violette, gypsführende Lettenschiefer und Mergel vertreten wird. Darüber im S. und O. hellrothe und hellviolette Stubensande, welche sich nach N. und W. verlieren und in den nördlichsten Hassbergen ebenfalls durch rothbraune bis violette gypsführende Mergel ersetzt sind. Zu oberst lagern im S. und O. grobkörnige, festere, manganreiche Sandsteine, welche gegen N. feinkörnig werden und in den Coburger Bausandstein oder unteren Semionotensandstein übergehen. Mächtigkeit der Stufe im nördlichen Franken 30—40 m, im S. und O. 40 m.

7. Stufe des Burgsandsteins.

a) Heldburger Stufe und unterer Burgsandstein. Im nördlichen Franken, in Thüringen und Württemberg vorwiegend Mergel, Steinmergel und Gyps, im übrigen Franken dagegen nur Sandstein. Beide Ausbildungen gehen allmählich in einander über. Der mittlere Theil der Heldburger Stufe stellt den oberen Semionotensandstein dar. Mächtigkeit in den nördlichen Hassbergen 70—80 m, in der Bamberger Gegend 45 m.

b) Abtheilung der dolomitischen Arkose. Ein meist grobkörniger, dolomitischer Sandstein aus rundlichen Quarzkörnern und mehr oder weniger Feldspath bestehend. Eine 5—10 m mächtige Unterabtheilung über der Heldburger Stufe wird als Coburger Festungssandstein bezeichnet. Mächtigkeit im nördlichen Franken 40—50 m, bei Bamberg 30—40 m und weiter nach S. abnehmend.

c) Abtheilung des oberen Burgsandsteins. Meist grobkörnige, weisse bis röthlichbraune, lockere, oft geröllführende Sandsteine. Mächtigkeit 15—30 m.

8. Stufe der rothen Lettenschiefer mit *Zanclodon laevis*.

Rothe Lettenschiefer mit untergeordneten dolomitischen Kalksteinen und Sandsteinen. Mächtigkeit 10—50 m.

Die einzelnen Stufen des bunten Keupers werden vom Verf. nach Gesteinsbeschaffenheit und Versteinerungsführung ausführlich beschrieben, alle örtlichen Ausbildungen berücksichtigt und durch im Ganzen 77 Schichtenfolgen aus meist fränkischen Aufschlüssen eingehend mit einander verglichen. Hinsichtlich aller dieser zahlreichen Einzelheiten muss Ref. auf die Abhandlung selbst verweisen. Besonderes Interesse verdienen dagegen einige allgemein wichtige Ausführungen.

THÜRACH sieht die heute das nordfränkische Keupergebiet umgebenden archaischen und palaeozoischen Gebirge als Festländer der Keuperzeit an und lässt sie das Material an Sand und Thon für die fränkischen Keuperschichten längs der Küste abgeben. „Je weiter man sich von der Küste und aus der Bucht entfernt, um so mehr treten die sandigen Gesteine zurück, während Lettenschiefer und Mergel und weiterhin Gyps an Mächtigkeit gewinnen bis schliesslich in den ausserhalb des Meerbusens gebildeten Keuperablagerungen in Elsass-Lothringen, an der Weser und in Thüringen die Sandsteinbildungen bis auf den Schilfsandstein fast gänzlich verschwinden.“ Bei dieser letzten Folgerung scheint mir die Möglichkeit ausser Acht gelassen zu sein, dass für die letztgenannten Gebiete die alten Festländer des Schwarzwaldes, des rheinischen Schiefergebirges und Harzes zur Keuperzeit genau die gleiche Rolle gespielt haben mögen, wie sie der Verf. den Randgebirgen der fränkischen Keuperbucht zuschreibt.

In Bezug auf die Veränderung in der Beschaffenheit der Gesteine werden drei Zonen im bunten Keuper unterschieden. Die randliche Keuperzone ist auf Franken beschränkt und hat ihre westliche Grenze etwa in einer Linie von Kulmbach über Fürth und Ansbach nach Dinkelsbühl. „Sie charakterisirt sich durch die Entwicklung von Sandsteinen in fast jeder Stufe, besonders im unteren Gypskeuper und in der Lehrbergstufe, durch das Fehlen aller Gypseinlagerungen, sowie der Lehrbergkalkbänke und durch das Auftreten sehr grobkörniger, geröllführender, meist lockerer Sandsteine in der oberen Abtheilung.“

Die mittlere Keuperzone umfasst von obiger Linie ab westlich den übrigen Theil der fränkischen Keuperprovinz nebst der schwäbischen und „kennzeichnet sich durch die Entwicklung einer geschlossenen Gypsschicht über dem Grenzdolomit, durch das Fehlen oder starke Zurücktreten der Sandsteinbildungen im unteren Gypskeuper und in der Lehrbergstufe“. In den Stufen des Blasensandsteins, Semionoten- und Burgsandsteins sind innerhalb der mittleren Zone vielfache Abweichungen vorhanden, welche sich in engeren Zonen ausprägen.

Die äussere Keuperzone wird von den hierhergehörigen Ablagerungen Elsass-Lothringens, Luxemburgs, der Eifel, des Wesergebietes,

Braunschweigs, Thüringens und Schlesiens gebildet und zeigt in der mittleren und unteren Abtheilung des bunten Keupers weitgehende Übereinstimmung mit der mittleren Keuperzone, unterscheidet sich aber in den oberen Stufen von ihr durch das fast gänzliche Fehlen der Sandsteinbildungen.

Um das eigenartige Lagerungsverhältniss und die oben bezeichnete Entstehung des Schilfsandsteins zu erklären, nimmt der Verf. gegen Schluss des unteren Gypskeupers eine langsame, gleichmässige, continentale Hebung des Meeresbodens und der umliegenden Küstenländer an, welche die randliche Keuperzone in ein sumpfiges Festland verwandelt habe. In dieses gruben die von den umgebenden Festländern herabkommenden Flüsse tiefe und breite Flussbetten und machten so die Fluthbildung des Schilfsandsteins möglich.

Einigen Zweifeln wird die Angabe THÜRACH's begegnen, dass es ihm möglich war, den Keuper Württembergs und Elsass-Lothringens „geradezu Bank für Bank mit dem fränkischen zu vergleichen“. Es erscheint dem Ref. vom Erfahrungsstandpunkt des Feldgeologen unzulässig, in Schichtenbildungen conglomeratischer, sandiger und lettiger Natur, in Absätzen aus seichtem Wasser, in Flussanschwemmungen und Küstenbildungen, wie man sie im Rothliegenden, Buntsandstein und Keuper vor sich hat, die einzelnen Schichten auf weite Strecken mit einander vergleichen zu wollen. Ein solches Verfahren fusst auf der Voraussetzung, dass eine einzelne Schicht, sagen wir z. B. von 0,5 m Mächtigkeit, um einen Fall aus der Abhandlung selbst herauszugreifen (II. Theil S. 3), auf mehrere hundert Kilometer weite Strecken gleichmässig niedergelegt worden sei. Es bedarf gar keiner weiteren Begründung, wenn man eine derartige Voraussetzung als unhaltbar verwirft. Nicht einmal bei kalkigen Ablagerungen ist es gestattet, die Schichten zweier einigermaassen weit aus einander liegenden Gebiete unter einander zu parallelisiren, wenn nicht ausgiebige Gründe in der übereinstimmenden Fauna beider Schichten gegeben sind. Ref. sieht daher davon ab, des Verf. Ergebnisse der Schichtenvergleiche zwischen dem nördlichen Franken und dem etwa 3—400 km weit entfernten Elsass-Lothringen und der Eifel wiederzugeben. Nur die räumlich an einander schliessende Einzelkartirung des ganzen Keupergebietes wird im Stand sein, Anhaltspunkte für die Schichtenvergleiche zu bieten.

Am Schluss der Abhandlung vergleicht THÜRACH noch kurz den norddeutschen und polnischen Keuper mit den in Franken herrschenden Verhältnissen, weist auf die Ähnlichkeit jener mit der Ausbildung in Baden und Elsass-Lothringen hin und folgert daraus, dass wahrscheinlich beide Keupergebiete über den erst später aufgerichteten Thüringerwald zusammenhängen. Diese Folgerung steht im Gegensatz zu einer früheren Annahme (I. Theil S. 81), wonach der Thüringerwald Festland zur Keuperzeit gewesen sei.

Eine beigedruckte Kartenskizze gibt eine Correctur des auf dem Blatt Kronach der geognostischen Karte von Bayern dargestellten Keupergebietes der Gegend nördlich von Sesslach in Oberfranken. **A. Leppla.**

A. Bittner: Zur Geologie des Kaisergebirges. (Jahrb. d. geolog. Reichsanst. XL. 437. 1890.)

Die in neuerer Zeit wieder lebhaft erörterte Frage: gibt es einen oder zwei *Cardita*-Horizonte in den bayerischen und nordtiroler Alpen, hat eine durchaus befriedigende Beantwortung noch nicht gefunden. Der Verf. nimmt die von v. MOJSISOVICs und neuerdings von v. WÖHRMANN vertretene Ansicht an, dass die beiden unterschiedenen *Cardita*-Horizonte nur ein einziges, einheitliches Niveau darstellen, betont aber zugleich, dass PICHLER und v. GÜMBEL, letzterer noch in neuerer Zeit¹, an der Auffassung zweier *Cardita*-Horizonte festhalten. Um sich durch eigene Anschauung ein Urtheil zu bilden, besuchte BITTNER das Kaisergebirge, besonders den Hohen Kaiser.

Die Basis dieses Gebirges bildet im Süden auf der Linie St. Johann-Ellmau eine mächtige Ablagerung intensiv roth gefärbter, vorherrschend sandiger Gesteine, welche eher den Namen Buntsandstein, als den der Werfener Schiefer verdient. Über derselben erheben sich auf der Südseite des Hohen Kaiser die Kalke der Trias, welche zwei Niveaus erkennen lassen, ein unteres, weniger mächtiges, und ein oberes, welches die Gipfel des Hochgebirges bildet. Zwischen beiden verläuft eine Terrasse, welche zahlreiche Alpen trägt.

Die Gesteine der Terrasse bestehen aus weichen Mergelschiefen, Mergelkalken und eingeschalteten Kalkbänken. Aus letzteren entwickelt sich nach oben ein mächtiger Complex von Kalken und Dolomiten, die anscheinend völlig concordant von den vorherrschend grau gefärbten, korallenreichen Kalken der Hochgipfel überlagert werden.

Die Gesteinsbeschaffenheit und die an manchen Punkten zahlreichen Versteinerungen gestatten nun eine Gliederung der die Terrasse zusammensetzenden Schichten in folgender Weise:

1. Schiefer mit *Halobia rugosa*,
2. Sandsteine mit Pflanzenspiuren,
3. Kalke und Schiefer mit Mergelumlagerungen mit *Ostrea montis caprilis*, *Pecten filiosus*, *Gervillia Bouéi*, *Corbis Mellingi*, *Myophoria Whatleyae* etc.

Das ist aber genau die Schichtfolge der niederösterreichischen Kalkalpen, nämlich:

1. Reingrabener Schiefer.
2. Lunzer Sandstein.
3. Opponitzer Kalk.

BITTNER betont, dass die *Cardita*-Schichten vom Hohen Kaiser nach jeder Richtung so vollkommen mit den nordtiroler und den niederösterreichischen übereinstimmen, dass man dieselben nothwendig in einen Horizont

¹ BITTNER citirt hier Sitzungsber. Münchener Akademie XIX. 1889. In diesem Bande befindet sich eine Arbeit v. GÜMBEL's „über die warmen Quellen von Gastein“. Es mag sein, dass BITTNER daselbst p. 390, 1891 im Auge hat.

stellen und als obere *Cardita*-Schichten oder schlechthin *Cardita*-Schichten zusammenfassen müsse. Ist nun aber der obere Kalk oder Dolomit den *Cardita*-Schichten concordant aufgelagert, so muss er Dachsteinkalk, nicht, wie angenommen wurde, Wettersteinkalk sein. Die unter den *Cardita*-Schichten und über den Werfener Schiefen liegenden Kalke sind dann als Muschelkalk im weiteren Sinne zu bezeichnen.

Nicht so einfach liegen die Verhältnisse auf der Nordseite des Hohen Kaiser. Dort ist ein deutlicher Längsbruch vorhanden, „welcher die Scholle des Hohen Kaiser gegen Norden von dem tiefer liegenden Dolomitgebiete abtrennt.“ An einigen Stellen tritt an dem Bruche, also zwischen dem Dolomit des Hohen Kaiser und dem tiefer liegenden Dolomit, der obere Theil der *Cardita*-Schichten zu Tage, und zwar in solcher Lagerung, dass er den tieferen Dolomit concordant unterlagert, gegen den Dolomit des Hohen Kaiser aber schwach abschneidet. Letzterer liegt nun, wie oben angegeben wurde, auf der Südseite über den *Cardita*-Schichten, ist also als Hauptdolomit zu bezeichnen. Auf der Nordseite haben wir den tiefer liegenden Dolomit über den *Cardita*-Schichten am Hauptbruch, müssen denselben also auch als Hauptdolomit bezeichnen. Das Gebirge nördlich vom Abbruch (Steinberger Alpe und Kufsteiner Kaiserthal) ist also eine genaue Wiederholung der Schichtenfolge der Südseite und des Hochgebirges.

Nach diesem Ergebniss seiner Untersuchung sieht sich BITTNER veranlasst, die Existenz eines Wettersteinkalkes im Kaisergebirge in Abrede zu stellen und den Wettersteinkalk überhaupt als einen „durch häufige missbräuchliche Anwendung discreditirten Begriff“ zu erklären.

Benecke.

Juraformation.

G. v. Bene. Über die geologischen Verhältnisse der Liaskohlengruben von Resicza-Domán und ihrer Umgebung. (Földtani Közlöny. XXI. Bd. 10.—11. Heft. 325—338. Budapest 1891.)

In der Umgebung von Resicza Domán im Banat treten folgende Formationen auf:

1. Krystallinische Schiefer, bestehend aus Gneissen, Glimmerschiefern, Talkschiefern.

2. Dyas, rother Sandstein. Eine mächtige Folge von feldspathreichen rothen Sandsteinen, Quarzconglomeraten, glimmerreichen rothen und weissen Schiefen, ohne Versteinerungen.

3. Lias¹. Besteht ebenfalls grösstentheils aus Sandsteinen, daher ist die Grenze gegen die Permformation schwer festzustellen. Der Verfasser fand an einer Stelle zwischen den sicher permischen und den Liassandsteinen einen Pflanzenrest, entsprechend Vorkommnissen aus dem Liegenden des ersten Liasflötzes und benützte diesen Fund zur Formationsbegrenzung. Die Lias-Sandsteine sind im Allgemeinen in den liegenderen Schichten quarzreicher, in den hangenderen glimmerreicher. Es sind zwei bauwürdige

¹ Der Verfasser schreibt sonderbarer Weise Lyas, ebenso *Perisphinctes*.

Flötze bekannt, deren Mächtigkeit und intimere Zusammensetzung sehr veränderlich sind. In der Hangendbank des ersten Flötzes tritt ein kiesiges Blackband in Form von Knollen und brodlaibartigen Mugeln auf. Dasselbe Eisenerz erscheint noch häufiger in den bituminösen Hangendschiefern. Die Lagerung ist eine sehr gestörte, man trifft neben gewöhnlichen Verwerfungen, Überschiebungen, Faltungen, Aufklaffungen, namentlich treppenartige Verwerfungen. Das Hangende der Liasflötze bilden 40—60 m mächtige bituminöse Schiefer und diese gehen durch Ausbleiben festerer Lagen in sogen. Laufschiefer über, welche sowohl durch ihr lockeres, jeden Zusammenhang entbehrendes Gefüge, wie durch ihre starke Gasentwicklung beim Bergbau berüchtigt sind.

Das Hangende der Laufschiefer bildet der untere Dogger, zunächst in Form von kalkigen und thonigen, dünnschichtigen Mergelschiefern ohne Versteinerungen. Die Auflagerung ist concordant. Gute Aufschlüsse gewährt die Strasse zwischen dem Leopold- und dem Georg-Schachte. Der Verfasser konnte daselbst unterscheiden:

1. Zone mit Gryphaeen und *Ammonites radians*(?).
2. Zone des *Pecten cingulatus* und *Belemnites canaliculatus*.
3. Zone des *Perisphinctes* und der *Goniomya* sp.
4. Zone des *Pecten bplex*.

In der ersten Zone kommen neben Gryphaeen auch Posidonomyen vor¹. Die zweite Zone besteht aus Kalkbänken mit thonigen Mergel- und sandigen Schieferlagen, welche *Pecten fibrosus*, *P. cingulatus*, *Pinna* sp. und *Bel. canaliculatus* geliefert haben. Die dritte, wiederum hauptsächlich durch Kalkbänke gebildete Zone führt *Perisphinctes* und zwar *Perisphinct. funatus* und *P. aurigerus*, ferner *Goniomya* sp. und *Pholadomya* sp. und enthält auch Farn-Abdrücke. Dunkel blaugraue Kalke mit Hornsteinen (Concretionenkalk KUDERNATSCH'S) bilden den Oberjura. Sie sind sehr versteinungsarm, einzelne schlechterhaltene Ammoniten (*Peltoceras* sp., *Opelia* sp.) deuten auf Oberjura.

Requienien-Kalke, mergelige Kalke mit Rhynchonellen und Terebrateln, Korallen- und Foraminiferenkalke vertreten die Kreideformation.

V. Uhlig.

J. M. Zujovic: Note sur la crête Greben. (Annales géologiques de la Péninsule Balcanique Tome III. 50. Belgrad 1891.)

Die schon aus TIETZE'S Arbeiten bekannte Felsschwelle Greben (= Kamm) im Donaudurchbruche zwischen Bazias und Orsova besteht nach ZUJOVIĆ aus folgenden Bildungen:

1. Permo-triassisches System, Conglomerate, rothe Schiefer und Sandsteine, deren näheres Alter sich gegenwärtig noch nicht bestimmen lässt.

¹ Nach den Andeutungen, die der Verfasser gibt, könnte diese Zone wohl auch dem Oberlias angehören, welcher in den Karpathen und im Balkan mit grosser Regelmässigkeit marin entwickelt zu sein pflegt. Ref.

2. Lias. Helle Conglomerate und Sandsteine ohne Fossilien, welche nach Analogie mit den Verhältnissen des Banates als liassisch zu betrachten sind.

3. Bathonien. Graue und rothe Crinoidenkalke, von 1,5—2 m Mächtigkeit, deren geologisches Alter ebenfalls nur auf Grund der Ähnlichkeit mit den Dogger-Crinoidenkalken der Karpathen bestimmt werden kann.

4. Callovien. Rothe 2—3 dm mächtige Kalke mit Knollen von Rotheisenstein, enthalten folgende Versteinerungen: *Phylloceras flabellatum* NEUM., *Ph. disputabile* ZITT., *Ph. mediterraneum* NEUM., *Ph. sp. aff. Kunthi* NEUM., *Lytoceras Eudesianum* D'ORB., *Haploceras psilodiscus* SCHLOENB. *H. sp. aff. oolithicum* D'ORB., *Oppelia biflexuosa*, *Stephanoceras macrocephalum* SCHL., *St. bullatum* D'ORB., *Perisphinctes banaticus* ZITT., *P. patina* NEUM., *P. aurigerus* OPP., *Gryphea cf. dilatata*.

Das vorliegende Vorkommen stellt sich als unmittelbare Fortsetzung der bekannten Localität Swinitza am linken Donauufer dar und die Fauna hat demgemäss auch viele Beziehungen zu der von Swinitza. Doch enthält dieselbe namentlich einige Kelloway-Typen, wie *St. macrocephalum* und *bullatum* und *Opp. biflexuosa*, welche in Swinitza fehlen, während umgekehrt mehrere Bath-Formen von Swinitza, wie *St. Ymir*, *St. rectelobatum*, *Brongniarti*, *H. ferrifex* am Greben nicht vorhanden sind. Man sollte meinen, dass hieraus in erster Linie der Schluss zu ziehen wäre, dass die fossilführende Einlagerung am Greben ein etwas höheres Niveau einnimmt, wie in Swinitza, von wo ausschliesslich Bathformen bekannt sind.

Bei der ausserordentlich geringen Mächtigkeit der fraglichen Bildungen wäre dieses Verhältniss sehr leicht möglich, auch wenn das Vorkommen von Greben im geologischen Sinne die unmittelbare Fortsetzung von Swinitza bildet. In letzterer Localität ist die Fossilführung nur auf eine kleine Linse beschränkt. Warum soll die im Streichen folgende Linse von Rotheisenstein nicht in einem etwas höheren Niveau gelegen sein können? Der Verfasser glaubt jedoch auf Grund seiner Erfahrungen am Greben, in Swinitza, Boljetin und Crnajka der Ansicht v. ZITTEL's sich zuneigen zu sollen, wonach in den „Klaus-Schichten“ die Bath- und Kelloway-Stufe nicht scharf trennbar vertreten sind.

5. Rothes Tithon. Rothe, wohlgeschichtete Knollenkalke, mit Mergelzwischenlagen und Hornsteinbänken. Der Verfasser konnte darin folgende Tithonfauna nachweisen¹: *Belemnites semisulcatus* MÜ., *Phylloceras ptychoicum* QU., *Ph. silesiacum* OPP., *Ph. n. sp.*, *Lytoceras quadrisulcatum* D'ORB., *L. cf. municipale* OPP., *L. polycyclus* NEUM., *Haploceras cf. elimatus* NEUM., *H. tithonium* OPP., *Perisphinctes contiguus* CAT., *P. geron* ZITT., *P. rectefurcatus* ZITT., *P. transitorius* OPP., *P. cf. haliarchus* NEUN., *Hoplites cf. Calisto* D'ORB., *Aptychus latus, obliquus, Beyrichi*.

Graue Tithonkalke. Über den rothen Tithonkalken folgen in concordanter Lagerung graue, stark gefaltete Knollenkalke, welche früher

¹ Die tieferen Partien der rothen Knollenkalke könnten hier sehr wohl auch die tieferen Malmstufen vertreten, ähnlich wie in einem grossen Theile der Karpathen.

zum Neocom gestellt wurden. Sie enthalten: *Phylloc. ptychoicum*, *Lytoc. quadrirulcatum*, *L. municipale*, *Perisph. rectefurcatus*, *P. transitorius*, *Aptychus Beyrichi* und sind demnach ebenfalls noch als tithonisch anzusehen.

Hauterivien. Mergeliger oder compacter dunkelgrauer, gefleckter Kalk mit *Lytoceras subfimbriatum* und *Crioceras* aff. *Villiersianum*.

Barrémien. Thonige Kalke und blättrige Mergel. Von den meist schlecht erhaltenen Fossilien waren folgende Arten bestimmbar: *Silesites Seranonis* D'ORB. sp., *Lytoceras Phestus* MATH., *Hamulina* sp., *Scaphites* sp., *Inoceramus* sp., *Terebratula* sp.

V. Uhlig.

A. Karitzky: Die Spuren der jurassischen Periode im Kanew'schen Kreise des Gouvernements Kiew. (Mater. zur Geologie Russlands. Bd. XIV. 97—196. 1890. Mit einer geologischen Karte. [Russisch].)

Die Abhandlung bringt einen kritischen historischen Überblick der Litteratur und eine detaillirte Beschreibung der Entblössungen. Darauf folgt eine specielle vergleichende Behandlung der Kelloway-Schichten, welche im Gouvernement Kiew als Repräsentanten der jurassischen Ablagerungen allein auftreten. Sie werden mit gleichalterigen Schichten anderer Gegenden Russlands verglichen, und die in ihnen aufgefundenen Fossilien werden kurz beschrieben. Die wesentlichsten Ergebnisse dieser Arbeit sind den Lesern dieses Jahrbuchs aus eigenen Aufsätzen des Verf.'s bekannt (1886. I. 195—204; 1887. II. 57—63). Es mag nur noch erwähnt werden, dass Verf. jetzt wieder die Dislocationserscheinungen und die Wirkungen der dynamischen Kräfte acceptirt, welche von andern Forschern hier beobachtet, von ihm aber früher verneint wurden.

S. Nikitin.

W. Kilian: Découverte du Jurassiques supérieur dans les chaînes alpines. (Bulletin de la Société d'histoire naturelle de Savoie. Sept. 1891.)

Der Verfasser hatte das Glück, im Massiv des Grand-Galibier in der sogenannten 3. alpinen Zone Lory's oder der Zone des Briançonnais rothe breccienartige Tithonkalke zu entdecken, welche in dieser Zone bisher nicht bekannt waren. Diese Tithonkalke enthalten *Aptychus Beyrichi* und *punctatus*, *Lytoceras* sp., *Belemnites latus*, *Bel. Conradi* KIL., *Rhynchothëutis* sp. und bilden eine liegende Mulde in der Höhe von ungefähr 2800 m. Ihr Vorkommen beweist, dass ein grosser Theil der Alpenketten zur Zeit des oberen Jura vom Meere bedeckt war und etwaige Inseln eine nur sehr geringe Ausdehnung besessen haben konnten.

V. Uhlig.

A. Toucas: Etude de la faune de couches tithoniques de l'Ardèche. (Bull. Soc. géol. France. 3 sér. t. XVIII. 1890. 560. Mit 5 pal. Tafeln.)

W. Kilian: Communication sur les assises supérieures du système jurassique et les couches inférieures du terrain crétacé dans le bassin delphino-provençal. (Société de Statistique du dép. de l'Isère. Grenoble 1891.)

Hat sich M. Toucas dadurch, dass er in seinen früheren Arbeiten den allmählichen Übergang vom Tithon zum Neocom betont und wiederholt klargelegt hat, unzweifelhaft ein Verdienst um die Stratigraphie des Jura in Frankreich erworben, so trägt er in der vorliegenden Studie leider wieder zur Verdunkelung der Tithonfrage bei, und man muss W. Kilian Dank wissen, dass er sofort eine überzeugende Widerlegung der unrichtigen Gliederung von Toucas vorgenommen hat.

Die Arbeit von Toucas zerfällt in einen stratigraphischen, einen palaeontologischen und einen allgemeinen Theil. Auf Grund von Beobachtungen in der Natur wird das Tithon der Ardèche in drei Zonen getheilt. An der Basis liegen mehr oder weniger mergelige Kalke mit Einschaltungen von brecciösen Kalken und enthalten die Fauna des südtiroler Diphynkalkes und des Rogozniker Kalkes. Die Mitte der Ablagerung nehmen weisse sublithographische Kalke ein, und es beginnen die Formen aus der Gruppe des *Hoplites Calisto* und *privasensis*. Die oberste Stufe besteht aus mergeligen und brecciösen Kalken, welche die typische Fauna von Berrias verbunden mit der Fauna von Stramberg führen. Eine besondere, vollständige Zone mit der Fauna von Berrias im Sinne von Pictet existirt nach Toucas nicht, sondern der Horizont von Stramberg fällt mit dem von Berrias in eins zusammen. Für die mittlere Stufe, welche neben Typen von älterem, untertithonischem Habitus, wie *Perisph. colubrinus*, *Phylloc. Loryi*, einzelne jüngere obertithonische einschliesst, wird die Bezeichnung Ardesien (Ardesca, Ardèche) eingeführt. Die Fauna der obersten Zone scheint dem Verfasser mehr Beziehungen zum oberen Jura, wie zur Kreide zu haben und er zieht dieselbe daher zum Oberjura.

Aus der Unterstufe werden folgende Arten beschrieben:

<i>Belemnites semisulcatus</i> MÜ.	<i>Haploceras carachtheis</i> ZEUSCH.
" <i>Conradi</i> KIL.	" " var. <i>sub-</i>
" <i>conophorus</i> OPP.	" " <i>tilior</i> ZITT.
" <i>Gemmellaroï</i> ZITT.	" " <i>verruciferum</i> MENEGH.
" <i>ensifer</i> OPP.	" " <i>rhinotomum</i> ZITT.
" <i>datensis</i> FAVRE.	<i>Oppelia Fallauxi</i> OPP.
" <i>Pilleti</i> PICT.	" " <i>Wageni</i> ZITT.
<i>Lytoceras quadrisulcatum</i> D'ORB.	<i>Aptychus punctatus</i> VOLTZ.
" " <i>sutile</i> OPP.	" " <i>Beyrichi</i> OPP.
<i>Phylloceras serum</i> OPP.	<i>Perisphinctes colubrinus</i> REIN.
" " <i>Kochi</i> OPP.	" " " <i>Richteri</i> OPP.
" " <i>ptychoicum</i> QU.	" " " " <i>geron</i> ZITT.
" " <i>Loryi</i> M.-CHALM.	" " " " <i>contiguus</i> CAT.
<i>Haploceras elimatum</i> OPP.	" " " " <i>Deeckeï</i> KIEL.(?)
" " " " <i>Staszyci</i> ZEUSCH.	" " " " " <i>rectefurcatus</i> ZITT.

<i>Perisphinctes Basilicae</i> FAVRE.	<i>Hinnites occitanicus</i> PICT.
" <i>Chalmasi</i> KIL.	<i>Pygope janitor</i> PICT.
" <i>eudichotomus</i> ZITT.	" <i>Bouéi</i> ZEUSCH.
" <i>Geveyi</i> n. sp.	<i>Terebratula carpathica</i> ZITT.
" <i>ponzinensis</i> n. sp.	<i>Rhynchonella Zeuschneri</i> ZITT.
<i>Spinigera tatraca</i> ZITT.	" <i>capillata</i> ZITT.
<i>Pholadomya Malbosi</i> PICT.	<i>Collyrites Verneuli</i> COTT.
<i>Inoceramus? strambergensis</i> BÖHM.	

Die Fauna des Obertithons und Berriasiens im Sinne des Verfassers zählt folgende Arten:

<i>Belemnites semisulcatus</i> MÜ.	<i>Perisphinctes Richteri</i> OPP.
" <i>Orbignyi</i> DUV.	" <i>Lorioli</i> ZITT.
" <i>conicus</i> BL.	" <i>sub-Lorioli</i> KIL.
" <i>latus</i> BL.	" <i>pouzinensis</i> n. sp.
" <i>ensifer</i> OPP.	" <i>eudichotomus</i> ZITT.
" <i>tithonius</i> OPP.	" <i>transitorius</i> OPP.
" <i>bipartitus</i> BL.	" <i>senex</i> OPP.
" <i>Mayeri</i> GILL.	<i>Hoplites Privasensis</i> PICT.
<i>Nautilus Geinitzi</i> OPP.	" <i>Calisto</i> D'ORB.
<i>Lytoceras quadrisulcatum</i> D'ORB.	" <i>delfinensis</i> KIL.
" <i>ontile</i> OPP.	" <i>Boissieri</i> PICT.
" <i>Honorati</i> D'ORB.	" <i>carpathicus</i> ZITT.
" <i>Liebigi</i> OPP.	" <i>abscissus</i> OPP.
<i>Phylloceras silesiacum</i> OPP.	" <i>progenitor</i> OPP.
" <i>ptychoicum</i> QU.	" <i>occitanicus</i> PICT.
" " var. <i>in-</i>	" <i>Dalmasi</i> PICT.
<i>ordinatum</i>	" <i>Euthymi</i> PICT.
<i>Haploceras elimatum</i> OPP.	" <i>Malbosi</i> PICT.
" <i>tithonium</i> OPP.	" <i>Chaperi</i> PICT.
" <i>Grasi</i> D'ORB.	" <i>Botellae</i> KIL.
" <i>Wöhleri</i> OPP.	" <i>Vasseuri</i> KIL.
" <i>carachtheis</i> ZEUSCH.	" <i>Macphersoni?</i> KIL.
" <i>leiosoma</i> OPP.	" <i>Andreaei</i> KIL.
" <i>crisiferum</i> ZITT.	" <i>Köllikeri</i> OPP.
<i>Oppelia zonaria</i> OPP.	" <i>microcanthus</i> OPP.
<i>Aptychus punctatus</i> VOLTZ.	<i>Peltoceras Cortazari</i> KIL.
" <i>Beyrichi</i> OPP.	" <i>Breveti?</i> POMEL.
" <i>Seranonis</i> COQ.	Gastropoden.
<i>Holcostephanus Narbonensis</i> PICT.	Bivalven.
" <i>pronus</i> OPP.	Brachiopoden.
" <i>Negreli</i> MATH.	Echinodermen.
" <i>Grotei</i> OPP.	

Die beigegebenen Tafeln enthalten nicht nur die Abbildungen der neuen Arten und Varietäten, sondern betreffen hauptsächlich altbekannte Arten und zeigen in der That, soweit es sich um echte Tithonformen

handelt, die vollständigste Übereinstimmung mit den ostalpinen und karpathischen Typen.

Der dritte Theil der Arbeit zieht die stratigraphischen Folgerungen. Die untertithonische Fauna der Ardèche (le Pouzin) besteht aus 46 Arten, von denen 38 mit bekannten Untertithon-Arten ident sind; davon entfallen 31 auf Rogoznik. 4 Arten sind obertithonisch, doch sind dies Formen ohne grossen stratigraphischen Werth (*Belemn. Pilleti*, *Pholad. Malbosi*, *Inoc. strambergensis*, *Hinnites occitanicus*); 2 Arten gehören dem Tithon der Freiburger Alpen an, 2 Arten sind neu. Als Leitformen des unteren Horizontes bezeichnet TOUCAS *Haploc. verruciferum*, *Oppelia Fallauxi*, *Perisph. geron*, *P. contiguus*, *P. rectifurcatus*, *P. Chalmasi*.

Die Fauna der mittleren Stufe (Ardescien) ist nur dürftig bekannt. Zur Fauna der obersten Stufe (Stramberg-Berrias) zählt TOUCAS 148 Arten, von denen 145 in der reichsten Localität Chomérac vorkommen. Unter diesen 145 Arten befinden sich 107 aus dem Obertithon, darunter 74 Stramberger Arten. Der Rest der Fauna von Chomérac entfällt dann auf die eigentlichen Berrias-Arten. Dass der Charakter der Gesamtf fauna der Oberstufe sich der Juraformation mehr nähert, wie der Kreide, geht nach dem Verf. namentlich aus den Brachiopoden und Echinodermen hervor, welche ein rein jurassisches Gepräge besitzen, während unter den Ammoniten einzelne Typen, wie die Hopliten, cretacischen, andere, wie die Haploceren und Perisphincten, jurassischen Habitus aufweisen. Die Kreideformation würde nach der Auffassung von TOUCAS in der Ardèche mit den Mergeln und blätterigen Kalken mit *Belemnites latus*, *Rhynchonella contracta*, *Hoplites neocomiensis* und den Mergeln mit den kleinen verkiesten Ammoniten zu beginnen haben.

Die beigegebene vergleichend-stratigraphische Tabelle ist mehrfach anfechtbar. Ihr schwächster Theil ist jedenfalls das neuereirte Mitteltithon-niveau, das zwar in der Ardèche existirt, mindestens aber für die zum Vergleiche beigezogenen Karpathen völlig aus der Luft gegriffen ist. Die rothen Nesselsdorfer Kalke werden irrthümlich als Neocom angesehen. Das Niveau von Solenhofen stellt der Verf. an die obere Grenze des Kimmeridiens.

W. KILIAN zeigt dagegen, dass TOUCAS die Existenz eines besonderen, selbständigen Horizontes zwischen dem oberen Tithon (Stramberg) und dem Valenginiem mit *Hopl. Roubaudi* ganz mit Unrecht in Frage gestellt hat.

Dieser Horizont der Berrias-Stufe ist jedoch thatsächlich vorhanden, er lässt sich zwischen Chambéry und Chomérac überall leicht nachweisen. Seine Fauna enthält durchaus cretaceische Elemente, die echt jurassischen Typen sind bereits verschwunden. KILIAN konnte nachstehende Schichtfolge feststellen:

1. Ruinenkalke mit *Am. Loryi* (Zone der *Waag. Beckeri*) mit *Am. acanthicus*, *Simoceras* n. (Kalke von Château Crussol).

2. Massige, grobbankige Kalke mit *Terebr. janitor*, *Perisph. geron*, *contiguus*, *colubrinus*, *Opp. compsa* (Unter-Tithon).

3. Sehr helle, fast lithographische Kalke mit *Perisph. transitorius*, *Hopl. Calisto*, *T. janitor*. Sie enthalten einzelne coralligene Linsen mit *Cidaris glandifera* n.

4. Pseudobreccie und hornsteinführende, öfter mergelig-kalkige Schichten mit *Hoplites Calisto*, *privasensis*, *Chaperi*, *Tarini*, *delphinensis*, *Dalmasi*, *Holcosteph. pronus*, *Terebr. moravica*, *Cid. glandifera*, *Rhabdocidaris caprimontana*, *Aucella carinata* etc. Diese Schichten wurden oft fälschlich mit dem Berriasien verwechselt, bilden aber in Wirklichkeit das obere Tithon. Ihre Fauna ist sehr beständig und wesentlich verschieden von der echten Berrias-Fauna.

5. Berriasien. Mergelige Kalke mit *Hopl. Boissieri*, *Malbosi*, *Euthymi*, *Holcost. ducalis*, *Negrelli* etc. In Berrias tritt eine Mischung dieser Fauna mit Tithonformen ein, allein nur in der unteren Hälfte der Schichtgruppe, nicht aber in der oberen Partie, wie TOUCAS fälschlich behauptet. Die Berrias-Fauna zeigt einen entschieden cretaceischen und einen jüngeren Habitus, wie die Stramberger Fauna. Im Dép. de l'Ardèche sind die Lagerungsverhältnisse sehr gestört, und ist die Möglichkeit nicht ausgeschlossen, dass TOUCAS dadurch getäuscht und zu seiner Betrachtungsweise geführt wurde.

Im Massiv der Grand-Chartreux schaltet sich bei Fourvoirie zwischen zwei Bänke von Cementkalk der Berrias-Stufe eine kleine Linie von Korallenkalk ein, welche gegen NO. an Mächtigkeit so rapid zunimmt, dass die untere Bank von Cementkalk zwischen dem koralligen Berrias-Kalk und dem darunterliegenden Tithonkalk keilförmig ausgeht. Mit diesen Berrias-Kalken ist KILIAN geneigt, die Kalke der Cluse de Chaille, 10 km weiter nördlich zu vereinigen, welche Schichten mit tithonischen und Purbeck-Versteinerungen überlagern. Das Purbeckien des Jura scheint sonach gegen Süden in das obere Tithon und nicht in die Berrias-Schichten überzugehen.

KILIAN betrachtet demnach, auf Grund seiner minutiösen, an mehr als dreissig Örtlichkeiten des Rhone-Beckens vorgenommenen Detailstudien, nach wie vor die Berrias-Stufe als eine wohl ausgesprochene selbständige Zone, welche aus palaeontologischen Gründen zum Neocom zu ziehen ist.

V. Uhlig.

Kreideformation.

G. W. Lamplugh: On the Subdivisions of the Speeton Clay. (Quarterly journal of the Geolog. Soc. of London. 1889. 575. Bd. 45.)

Verfasser theilt den Speeton clay an der classischen Localität (Speeton cliff) nach den in den einzelnen Lagen sich findenden Belemniten von oben nach unten in folgende Glieder:

- A. Mergel mit *Bel. minimus* LIST.
- B. Zone des *Bel. semicanaliculatus*?
- C. Zone des *Bel. jaculum* PHIL.
- D. Zone des *Bel. lateralis* PHIL.
- E. Kopolithen-Schichten.
- F. Bituminöse Schiefer mit *Bel. Oweni* PRATT.

Die tiefsten Schichten gehören zum oberen Kimmeridge und sind fossilreich. Ausser *Bel. Oweni* in den verschiedenen Varietäten finden sich: *Ammonites biplex?* Sow., *Alaria trifida* PHIL., *Cardium striatulum* Sow., *Lucina minuscula* BLAKE, *Ostrea gibbosa* LES., *Discina latissima* Sow., *Lingula ovalis* Sow. und *Pollicipes Hausmanni* KOCH & DUNKER.

Die Koprolithen-Schicht ist etwa vier Zoll dick, besteht aus einem Haufwerk von Phosphorit-Knollen und enthält daneben gerollte Fossilien, besonders jurassische Belemniten. Die früher von JUDD angegebenen Ammoniten aus der Gruppe der Coronarier, die unter der Koprolithen-Schicht liegen und den Portland repräsentiren sollen, stammen aus einer höheren Schicht. — Die Zone des *Bel. lateralis* besteht aus Thonen, hin und wieder Lagen von Kalkknollen enthaltend. Ausser der Leitform finden sich *Ammonites Gravesianus*, *A. noricus*, *A. rotula* PHIL. (= *A. kaschpuricus* TR.), *Exogyra sinuata* Sow., *Avicula inaequalis* Sow., *Astarte senecta* BEAN, *Pecten lens* Sow., *P. cinctus* Sow., *Meyeria ornata* PHIL., *Amm. noricus* erscheint an der oberen Grenze, dicht über demselben beginnt *Belemnites jaculum*, welcher aufwärts durch 120' Thon hindurchreicht, in dem keine anderen Versteinerungen vorkommen. Über diesen folgen wieder fossilführende Thone von verschiedener Beschaffenheit mit Knollenlagen. Die Versteinerungen dieser Zone sind *Bel. jaculum*, *Ammonites noricus* mit Varietäten, *Amm. speetonensis* Y. & B., *A. nucleus* PHIL., *A. marginatus* PHIL., *A. rotula* Sow., *A. Astierianus* D'ORB., *Crioceras Duvalii* LEV., verschiedene Gastropoden und Zweischaler, *Terebratula depressa* Sow., *T. sella* Sow., *T. Moutoniana* D'ORB., *Rhynchonella speetonensis* DAV., *Rh. sulcata* PARK., *Echinospatagus cordiformis* BREYN (= *Toxaster complanatus*), sowie mehrere Krebse. Nach *Bel. jaculum* erscheinen andere Arten der Gattung, deren Bestimmung nicht sicher ist, und die fraglich als *B. semicanaliculatus* aufgeführt werden. JUDD hatte sie als *B. brunswicensis* STROMB. bestimmt. Die übrige Fauna zeigt gegenüber den tieferen Schichten keine wesentliche Änderung. Von Ammoniten findet sich *A. Deshayesi* LEYM. und *A. nucleus* PHIL. (?), daneben kommen vor: *Pholadomya Martini* FORB., *Panopaea neocomiensis* LEYM., *Nucula impressa* Sow. etc.

Die obersten Schichten des Thones werden dann durch *Bel. minimus* charakterisirt, in dessen Begleitung sich finden: *Bel. attenuatus* Sow., *Bel. ultimus* D'ORB., *Inoceramus concentricus* PARK., *In. sulcatus* PARK.

Die einzelnen Zonen werden genau beschrieben und die Reihenfolge der Schichten, aus denen sie zusammengesetzt sind, festgestellt. Einzelne dieser Schichten werden auch mit besonderen Namen belegt. In einem palaeontologischen Anhang werden Bemerkungen über die Fossilien gemacht.

Holzapfel.

L. Cayeux: Notes sur le Crétacé de Chercy près Tournay. (Annales de la Société géologique du Nord. Tome XVI. 1888—89. 142. Lille.)

Ausser der schon lange aus der Gegend von Tournay bekannten *Tourtia* kommen noch folgende jüngere Kreidehorizonte vor; von unten beginnend über der *Tourtia*:

Zone à *Belemnites plenus* 0,10 m.

Marne caillouteuse formant un banc dur, 0,25 m.

Marne à *Terebratulina gracilis* 3 m.

Die Tourtia ist im Allgemeinen durch ihre Gesteinsbeschaffenheit leicht von den Schichten des *Belemnites plenus* zu trennen; allein stellenweise scheinen auch die beiden Horizonte in einander überzugehen. Es wird der Nachweis geführt, dass sowohl stratigraphisch wie faunistisch die beiden Zonen selbstständig sind. Einzelne Versteinerungen der Tourtia, die auch in den Schichten des *B. plenus* auftreten, sind dort auf secundärer Lagerstätte. Der Beginn der Zone des *B. plenus* ist durch eine Erosion der Tourtia bezeichnet. Die über dem Horizonte des *Belemnites plenus* folgende Schicht ist ebenfalls in ihrem Auftreten selbständig; wo jene fehlt, ruht sie direct auf der Tourtia; ihrer Ablagerung ist ebenfalls eine Erosionsperiode vorausgegangen. Die Kreidebildungen schliessen mit 3 m mächtigen Mergeln mit *Terebratulina gracilis*. **K. Futterer.**

L. Cayeux: La Faune du Tun; extension en épaisseur de la zone à *Micraster breviporus*. (Annales de la Société géologique du Nord. Tome XVI. 1888—89. 123. Lille.)

In der Umgebung von Lezennes treten verschiedene stratigraphische Horizonte der Kreide auf, deren genaue Altersbestimmung bisher fehlte. An der Hand eines genauen Profils aus den zur Ausbeutung der Phosphate angelegten Steinbrüchen und auf Grund der gesammelten Fossilien kommt Verf. zu folgender Altersbestimmung der Horizonte von Lezennes:

Zone à <i>Micraster cor-testudinarium</i>	}	Craie à <i>Inoceramus</i> 6,30 m
	}	Craie grise 3 m
	}	Ier Tun
	}	Craie grise ou jaune
Zone à <i>Micraster breviporus</i> .	}	IIe Tun
	}	Craie phosphatée
	}	Craie grise
	}	IIIe Tun
	}	Craie à cornus
	}	Craie grise blanche
	}	Craie à cornus

Die Fauna der obersten Schicht der Craie phosphatée (Ier Tun) ist eine Übergangsfaua zwischen Senon und Turon. Das Vorkommen von *Echinocorys vulgaris* und *E. gigas*, sowie von *Echinoconus conicus* und *subconicus* sprechen für Senon; aber auf Grund des häufigen Vorkommens von *Micraster breviporus* bei vollkommenem Fehlen des *M. cor-anguinum* wurde die Craie phosphatée noch zum Turon gestellt. Die übrigen Vorkommen der Craie phosphatée im Département du Nord, Cambésis, Quiévy, gehören ebenfalls der Zone des *Micraster breviporus* an. Der Gehalt an Phosphorsäure der einzelnen „tuns“ scheint mit zunehmender Mächtigkeit zu steigen. Der erste „tun“ bei Lezennes enthält 15—16% Phosphorsäure, der zweite nur 10% und der dritte noch weniger; die dazwischen liegenden Schichten führen bis zu 5% Phosphorsäure. **K. Futterer.**

A. de Lapparent: La formation de la craie phosphatée en Picardie. (Revue générale des sciences pures et appliquées. 1891. No. 12.)

Die phosphoritführende Kreide der Picardie gehört den tieferen Theilen der Mucronatenschichten an. Durch Wegführung des Kalkes blieb ein phosphatreicher Sand zurück. Nach DE MERCEY sollen diese Schichten derart entstanden sein, dass phosphathaltige Wasser auf Spalten aufstiegen, während die Kreide sich ablagerte, und ihre Mineralsubstanzen in Form kleiner Körner abschieden. Dem gegenüber nimmt CORNET an, dass der Phosphorit durch Zersetzung thierischer Substanz, von Fischen vorwiegend, entstanden sei, und ORTLIEB glaubt an eine Entstehung aus Fisch-Koprolithen. LASNE hat festgestellt, dass in den Phosphoriten der Somme stets Fluor in bestimmten Verhältnissen zum Kalkphosphat vorhanden sei (1:3), und nimmt daher zur Erklärung der Bildung der grauen Kreide an, dass die vom Lande kommenden Wasser vermöge ihres Kohlensäuregehaltes grosse Mengen von Apatit in Lösung mitführten und diesen im Meere wieder ausschieden. Nach den Untersuchungen von RENARD und CORNET entscheidet sich DE LAPPARENT für einen organischen Ursprung des Kalkphosphates, aus der Zersetzung von allerhand thierischen Substanzen.

Holzapfel.

Lasne: Sur les diaclases et les rideaux des environs de Doullens. (Compt. rend. CXI. 73. 1890.)

Die Ausbeutung von Phosphorit im Dép. de la Somme hat Gelegenheit zur Ermittlung der Streichungsrichtung zahlreicher Zerklüftungen gegeben; dabei hat sich ein durchgehender Parallelismus, einerseits mit Terrainfalten, andererseits mit Wasserläufen herausgestellt. Vermuthlich sind Tagewässer auf den Klüften bis auf den Thon des Turonien durchgesickert und haben Auswaschungen und Senkungen im Hangenden zuwege gebracht. Die Streichungsrichtungen der Zerklüftung fallen im Ganzen mit dem Streichen von Faltensystemen im Kreidebecken zusammen.

H. Behrens.

Tertiärformation.

R. Lepsius: Über die fossilen Reste aus dem mitteloligocänen Meeressandstein bei Heppenheim an der Bergstrasse. (Notizbl. d. Ver. f. Erdkunde zu Darmstadt u. d. mittelhhein. geol. Ver. IV. Folge. 11. Heft. 10.)

Aus den groben, Kaolin-haltigen Sandsteinen, welche bei Heppenheim bei 232 m Höhe liegen, werden angeführt *Schizaster acuminatus*, *Pectunculus obovatus*, *Cyprina rotundata*, *Cytherea incrassata*, *C. splendida*, *Pecten pictus* etc., während bei Grosssachsen, 13 km südlich von da, der Meeressand nur bei ca. 130 m Meereshöhe liegt. von Koenen.

R. Lepsius: Das Bohrloch der Gebrüder BECKER in der Mauerstrasse in Darmstadt. (Notizbl. d. Ver. f. Erdkunde zu Darmstadt u. d. mittelh. geol. Ver. IV. Folge. 11. Heft. 1—9.)

Ein Bohrloch von 215 m Tiefe in Darmstadt, in dessen nächster Nähe Granit zu Tage steht, hat unter 32,5 m Sand und Geröllen, bis zu 150 m pliocäne Thone, Sande und Gerölle, und dann untere *Corbicula*-Schichten, Thone, Sande und Kalke mit *Melania Escheri*, *Melanopsis callosa*, *Paludina pachystoma*, *Cerithium plicatum* etc. Ähnliche Faunen finden sich auch in Thongruben am Karlshofe etc., NO. Darmstadt, wo auch Kalkoolithe auftreten. Es fehlen hier aber die oberen *Corbicula*- und die Littorinellen-Schichten, welche wohl vor Ablagerung des Pliocän erodirt wurden. Die grosse Mächtigkeit der durchbohrten Schichten wird dadurch erklärt, dass sie in der Nähe der Verwerfung gegen den Granit steil geneigt seien, ebenso wie in Alzey ein Bohrloch von 300 m Tiefe den Cyrenen-Mergel und Rupelthon noch nicht durchbohrt hatte. Endlich wird das untere Pliocän, die Eppelsheimer Sande, und das vermuthliche Ober-Pliocän — kalkfreie Thone und Kaolin-haltige Sande — besprochen.

von Koenen.

A. Rutot: Sur l'extension des sédiments diéstiens au sud de Bruxelles. (Procès verbaux Soc. belge Géologie etc. V. 1891. 88.)

Verfasser hat bei dem Dorfe Bilot, südlich Brüssel, in einer Meereshöhe von 135 m eisenschüssige Sandsteine des Diestien (Pliocän) gefunden, so dass die Verbreitungsgrenze des Diestien viel weiter südlich gezogen werden muss, als VAN DEN BROECK dies gethan hatte.

von Koenen.

E. Delvaux: Étude stratigraphique et paléontologique du sous-sol de la Campine. (Mém. Soc. géol. de Belg. XVIII. 107.)

Ein Bohrloch in Merxplas hat unter 3,20 m Sand das Campinien und 43 m fluviatilem Diluvium das Scaldisien erreicht, aus welchem eine Reihe bezeichnender Arten gewonnen wurden und angeführt werden. Die Mächtigkeit des oberen Scaldisien, Sand mit *Fusus contrarius*, ergab sich bei der Fortsetzung des Bohrloches als 17 m; dann folgten 11 m unteres Scaldisien mit *Isocardia cor* und 34 m dunkle Sande des Diestien, unten ein Sandsteinblock.

von Koenen.

A. Neviani: Le formazioni terziarie nella valle del Mesima. (Boll. soc. geol. Ital. Vol. VII. 1888. 161—166.)

Die kurze Arbeit knüpft an eine frühere an (gleiche Zeitschr. Vol. VI. p. 169) und wendet sich zugleich gegen eine Kritik derselben von DE STEFANI (l. c. p. 265); sie behandelt das Tertiär im Mesima- und Marepotamo-Thal in Calabrien. Nachstehend sind die beiden Ansichten mit einander verglichen.

	NEVIANI		DE STEFANI	
Post- tertiär	Saariano	1. Sande und Kiese		} Post- pliocän
	Siciliano	2. Kalk mit Brachiopoden und Bryozoen	? 2. Kalk mit <i>Ditrupea</i>	
Pliocän	Astiano	3. Blaue Thone	3.—4. Mergelige Thone	} Mittel-Miocän (Tortoniano)
	Zancleano	4. Weisse Mergel mit <i>Pecten histrix</i> und <i>cristatus</i>	4. Weisse Globigerinenmergel	
Mio- cän		? 5. Conglomerat von Soriano	— Mergeliger Kalk ohne Fossilien	} Mittel-Miocän (Tortoniano)
	Elveziano	6.	<i>Clypeaster</i> -Sandsteine	
		7.	Madreporen-Kalke	

Das sichere Auftreten von *Pecten histrix* Dod. (= *P. subspinulosus* SEG. = *P. Angeloni* MENEGH.), einer typischen Form des Zancleano, die zugleich auf Absatz aus tiefem Meere hinweist, rechtfertigt die Zuziehung der weissen Globigerinenmergel zum Zancleano und somit zur Basis des Pliocän. Die Asti-Stufe ist nicht gut entwickelt, zeigt jedoch Discordanz gegen das darüber liegende Quartär, und die wenigen daraus angeführten Fossilien, *Fusus longiroster* und *Cytherea pedemontana* wären erloschene pliocäne Formen. Was die Bryozoenkalke betrifft, so liegen diese concordant mit den Thonen des Liegenden und discordant zu den hangenden Diluvialsanden, weshalb sie NEVIANI in das Oberpliocän stellt.

A. Andreae.

A. Neviani: Cenni sulla costituzione geologica del littorale Ionico da Cariati a Monasterace. Memoria postuma dell'ing. V. RABBOTTI. (Bull. soc. geol. Ital. Vol. VII. 1888. 325—366. Con 2 tav.)

Die Arbeit beschäftigt sich mit einem Nachlass von V. RABBOTTI über einen Theil Calabriens, der zwischen der Küste am Ionischen Meer und dem Golfe von S. Eufemia am Tyrrhenischen Meere liegt. Ein Ausschnitt, der im Nachlasse befindlichen geologischen Karte des Gebietes, soweit es die Umgebung von Catanzaro betrifft, sowie einige geologische Profile sind der Arbeit beigegeben. Auf dem älteren Gebirge, das aus Gneiss, Granit und Syenitporphyr (porfido dioritico o sienite porfirica), sowie Glimmerschiefer-Schichten mit Graphit und Kalkeinlagerungen besteht, liegen zunächst Kalke auf (Mt. Consolino und Mt. Stella), die stellenweise Hippuritenfragmente (teste NEVIANI), dann in den tieferen Theilen wahrscheinlich Ellipsactinienreste (NEVIANI) enthalten, und aus denen DE STEFANI auch Nummuliten (*N. perforata* und *N. complanata*) anführt. Dieselben umfassen also wohl eine ganze Reihe von Schichten, vielleicht vom Tithon bis zum Eocän, die bisher noch nicht genauer getrennt wurden. Es folgt dann das Untermiocän zunächst mit grau und roth gefärbten Thonen, Conglomeraten krystalliner Gesteine, Sandsteinen mit Orbitoiden und Kalken:

im Mittelmiocän liegen über Kalksandsteinen Tripoli-Schichten mit Diatomeen, Radiolarienresten und Fischabdrücken; es folgen dann mergelige Kalktuffe und schliesslich grobe Sande und Conglomerate. Die Sande und Kalksande des Mittelmiocän sind oft reich an Clypeastriden. Das obere Miocän besteht aus gypsführenden Thonen und Sanden, sowie aus dichtem Gyps. An der Basis des Pliocän liegen Gneiss- oder Granitconglomerate, dann blaue, sandige Thone, dann hell und dunkel gebänderte Mergel, zuweilen reich an Foraminiferen, namentlich Orbulinen. Das obere Pliocän bilden Sande und Sandsteine, dieselben sind sehr kalkreich, haben eine gelbe oder graue Farbe und enthalten einen grossen Reichthum an Fossilien. Das Quartär besteht aus Terra-rossa-Sanden, Kiesen und den jungen Alluvionen der Bäche.

A. Andreae.

N. Sokolow: Geologische Forschungen im Nowomoskowsk'schen Kreise des Gouvernements Jekaterinoslaw und einige neue Daten über die palaeogenen Ablagerungen im Gebiete des Flusses Saljonaja. (Bull. Comité Géol. 1890. No. 8. 215—231. Russisch.)

Es liegt ein vorläufiger Bericht dieser Forschungen vor, welcher aber für die Geologie Süd-Russlands eine aussergewöhnliche Bedeutung zu haben scheint. Wie bekannt, trifft man auf einer weiten Strecke im Westen und Süden Russlands mächtige glaukonithaltige, sandige und thonige Schichten an, welche meist als Charkow-Stufe bezeichnet und von mehreren Autoren dem Eocän zugerechnet werden. Zum Theil werden sie sogar als eine Übergangsstufe zwischen diesem und der Kreide betrachtet, obwohl dafür keine genügenden palaeontologischen Gründe vorhanden sind (vergl. dies. Jahrb. 1891. I. -306-). Die betreffenden Bildungen liegen unmittelbar auf der Kreide oder sind von dieser (z. B. im Gouv. Kiew) durch einen Sandstein getrennt, welcher eine entschieden obereocäne Fauna enthält. Schon der verstorbene Geologe DOMGER [? DOMHERR, Ref.] fand einige oligocäne Formen (*Ostrea callifera*) in den thonigen, glaukonitischen Schichten des Gouv. Jekaterinoslaw. SOKOLOW, welcher die von DOMGER im Auftrage des Geologischen Comité's angefangene Forschungen fortsetzte, kam zur Überzeugung, dass die meisten, wenn nicht alle diese Schichten der Charkow-Stufe dem Oligocän zugerechnet werden müssen, da sie, ausser *Ostrea callifera* noch viele andere für Oligocän sehr charakteristische Formen enthalten; ausschliesslich eocäne, sichere Typen gibt es dagegen nicht. Sogar der für die Umgebungen von Kiew so charakteristische *Spondylus*-Thon, welcher dort unmittelbar unter der Glaukonit-Stufe liegt, kann nach der Mehrzahl der Versteinerungen als unterstes Oligocän betrachtet werden.

S. Nikitin.

Hj. Sjögren: Preliminära meddelanden om de Kaukasiska naftafälten. I. Öfversigt af Apscherons geologi. (Geol. Fören. Förh. XIII. 1891. 223.)

Die Grundlage der Halbinsel Apscheron wird durch die Schichten von Balachany gebildet, welche dem Oligocän oder Miocän zugezählt werden und der eigentliche Sitz des Petroleums sind.

Über denselben folgen:

1. Schichten von Apscheron.

Sie liegen theils concordant, theils discordant auf den Schichten von Balachany und bestehen regelmässig aus fossilarmen Thonen und Mergeln, welche von porösen Muschelkalkbänken bedeckt werden. Diese Muschelkalkbänke bestehen fast ganz aus zerbrochenen und zertrümmerten Muscheln und sind fast überall durch eine sehr auffallende Transversalschieferung ausgezeichnet.

An einigen Stellen zeigen die unteren thonig-mergeligen Schichten faltenförmige Biegungen, während die Muschelkalkbänke vollkommen horizontal und ungestört darüber liegen, ein Beweis, dass die thonigen Ablagerungen an diesen Stellen vor Ablagerung der Muschelbänke durch einen seitlichen Druck gestört wurden.

Im östlichen Theile der Halbinsel treten die Schichten von Apscheron in der Form von Höhenrücken auf, welche, von Nord nach Süd verlaufend, aus den umgebenden jüngeren Ablagerungen der Baku-Stufe auftauchen. Im westlichen Theile bilden sie hingegen regelmässige, den Balachany-Schichten aufgelagerte Plateaus, welche eine Höhe bis zu 427 m erreichen.

Gut erhaltene und bestimmbar Fossilien sind im Ganzen selten und finden sich hauptsächlich an der Grenze zwischen dem oberen Muschelkalke und den unteren mergeligen Schichten.

Bisher wurden bestimmt:

a) Ausgestorbene Arten: *Cardium intermedium* EICHW., var. *eduliforme*, *C. propinquum* EICHW., *C. raricostum*, *C. protractum* EICHW.

b) Möglicherweise noch lebend: *Cardium pseudocatillus* GRIMM, *C. catillus* EICHW.?

c) Lebende Arten: *Dreissena polymorpha* v. BEN., *D. rostriformis* DESH., *D. caspia* EICHW., *Clessinia variabilis* EICHW., *Cl. triton* EICHW., *Cl. Martensii* DYB., *Micromelania caspia* EICHW., *M. spica* EICHW., *Zagrabia Brusiniana* DYB., *Nematurella Eichwaldi* KRYSS., *Neritina liturata* EICHW.

Von den *Dreissena*-Arten herrscht *Dreissena rostriformis* unbedingt vor, doch besitzt dieselbe durchschnittlich die doppelte Grösse, der noch gegenwärtig im Caspischen See lebenden Form.

Dem Alter nach scheinen diese Schichten von Apscheron dem mittleren Pliocän anzugehören.

Der Salzgehalt des Caspisees scheint zur Zeit ihrer Bildung geringer gewesen zu sein als gegenwärtig.

Auffallend ist noch die geringe Übereinstimmung, welche die Fauna der Schichten von Apscheron mit jener der gleichzeitigen Ablagerungen im pontischen Becken erkennen lässt, was darauf hinweist, dass zur Zeit des Mittelpliocän zwischen diesen beiden Becken nur eine unvollkommene Communication bestand.

2. Schichten von Baku.

Sie nehmen hauptsächlich den östlichen Theil der Halbinsel ein, wo sie in vollkommen horizontaler, ungestörter Lagerung auf den Apscheron-Schichten liegen, bestehen aus abwechselnden Schichten von Sand- und Muschelbänken und erreichen eine Höhe von 125 m.

Die Fauna ist gänzlich von jener der Apscheron-Schichten verschieden und besteht fast nur aus lebenden Arten. Unter den Dreissenen herrscht sowie gegenwärtig im Caspisee *Dreissena polymorpha*.

Die bisher nachgewiesenen Arten sind: *Cardium trigonoides*, *catillus*; *Dreissena polymorpha*, *rostriformis*, *caspia*; *Neritina liturata*; *Micro-melania caspia*, *spica*; *Caspia Gmelini*.

Bei Tschornygorod wurden in diesen Schichten Reste eines Säugethieres, wahrscheinlich einer *Phoca* gefunden.

Das Alter dieser Schichten ist wahrscheinlich jung-pliocän.

3. Aralocaspische Schichten (Quartär).

Hierher gehören alle Ablagerungen, welche zur Zeit der grossen Transgression des Caspischen Meeres, welche eine Verbindung mit dem Aralsee herstellte, abgelagert wurden. Sie treten namentlich längs der Küsten, seltener in isolirten Partien im Inneren der Halbinsel auf, bestehen aus Thon, Sand, Grus und Muschelbänken und erreichen nirgends eine bedeutendere Mächtigkeit. Die grösste Höhe, in welchen diese Ablagerungen angetroffen werden, beträgt 115 m.

Von Fossilien finden sich *Cardium trigonoides*, *C. catillus* und *Dreissena polymorpha*.

Bemerkenswerth ist, dass *Cardium edule*, welches gegenwärtig im Caspischen Meere häufig vorkommt, in diesen Ablagerungen noch nicht gefunden wurde.

4. Caspische Bildungen.

Hierher gehören die Bildungen der Jetztzeit, Meeresablagerungen und Dünen an der Küste, Löss-artige Bildungen im Inneren.

Th. Fuchs.

Welsch: Le terrain pliocène de la Vallée de l'oued Nador. (Bull. soc. géol. de France. 1888. T. XVI. 881.)

Die hügelige Küstenregion (Sahel) von Algier und Koléah wird im westlichen Theil zwischen Marengo und Tipaza von dem Flusse (oued) Nador durchschnitten, dessen von Süd nach Nord verlaufendes Thal schöne Aufschlüsse in dem Hügellande bewirkt. Das Pliocän kann hier mehr als 100 m Mächtigkeit erreichen, ist rein marin und gehört zu der Asti-Stufe im weiten Sinne gefasst (also incl. des Plaisancien). Es findet sich nachstehende Schichtenfolge von unten nach oben:

Plaisancien, wesentlich thonig	{ blaue, zähe Thone, an der Basis graue, sandige Thone und graue Sande.
Astien, wesentlich sandig und kalkig	

Das Plaisancien ist nur in der Tiefe des Thales aufgeschlossen, während das Astien eine weite oberflächliche Verbreitung zeigt. Zwischen allen Schichten herrscht völlige Concordanz. Das Einfallen wechselt, im Allgemeinen wird die Region des Sahel in dieser Gegend von einer Antiklinale gebildet, deren Axe ungefähr der Richtung der Hügelzüge folgt. Im Süden der Axe fallen die Schichten meist gegen die Ebene Mitidjah, im Norden gegen das Mittelmeer. — Die unteren blauen Thone enthalten eine ziemlich reiche Molluskenfauna mit noch etwa 50% lebender Arten; Pleurotomen, Fusiden, *Nassa semistriata*, sowie viele Einzelkorallen, wie *Stephanophyllia*, *Turbinolia*, *Flabellum* und *Ceratotrochus*, deuten auf einen Absatz aus grösserer Meerestiefe hin, der ungefähr den Absätzen entsprechen dürfte, die sich in dem heutigen Mittelmeer in 300—500 m Tiefe bilden. Die darauffolgenden sandigen Thone haben eine qualitativ ähnliche, aber quantitativ verschiedene Fauna, die Gastropoden treten mehr zurück, und es bilden sich stellenweise Anhäufungen von Muschelschalen, namentlich des *Pectunculus violacescens* und der *Mactra triangula*; meist liegen noch die beiden Klappen beisammen, was darauf hindeutet, dass diese Formen an Ort und Stelle lebten. Wir haben einen Absatz aus weniger tiefem Meer vor uns, der etwa gleichen recenten Bildungen des Mittelmeeres von 75—200 m Tiefe entsprechen würde. Die gelben Sande haben eine spärliche Fauna, sie enthalten den ausgestorbenen *Pecten scabrellus*, sowie andere recente Pectiniden, Austern und Anomien. Sie deuten wieder auf eine Verflachung des Meeres hin, welches dann schliesslich in dem gelben Kalk und Kalksand z. Th. mit Geröllen reine Küstenbildungen zur Ablagerung brachte. Es werden dann noch die z. Th. sehr ähnlichen Pliocänschichten von Chenouah besprochen; die gelben Sande und Sandsteine enthalten hier reichlich Bryozoen und Seeigel. Das Pliocän von Aid-Meurzoug umfasst Kalksandsteine und Grobkalke mit Korallen, Bryozoen, Seeiegeln, Brachiopoden, sowie Austern, *Pecten* und *Polystomella*; diese Ablagerung dürfte sich an einer Steilküste gebildet haben und den recenten Bryozoenriffen (stations coralligènes à Bryozoaires) des Mittelmeeres entsprechen.

A. Andreae.

E. A. Smith and L. C. Johnson: On the tertiary and cretaceous strata of the Tuscaloosa, Tombidgebee, and Alabama rivers. (Bulletin of the U. S. Geological Survey. Bd. 7. No. 43.)

Die Verfasser gliedern Tertiär und Kreide in Alabama in folgender Weise:

		Fuss				
Tertiary (Eocene)	Upper . . .	White Limestone	{	Coral Limestone	150	
				Vicksburg (Orbitoidae) gr.	140	
				Jackson gr.	60	
	Middle . . .	{	Clayborne			140—145
			Buhrstone			300
	Lower . . .	Lignitic		{	Hatchetigbee	175
					Woods Bluff	80—85
					Bells Landing	140
					Nanafalia	200
					Matthews Landing and Naheola	130—150
				Black Bluff	100	
		Midway	25			
Cretaceous	{	Ripley			250—275	
		Rotten Limestone			1000	
		Eutaw			300	
Cretaceous?		Tuscaloosa			? 1000	

Da in den höchsten Schichten des White Limestones, unter welchem Namen CONRAD'S Vicksburg- und Jacksonsgruppe und HILGARD'S Red Bluff group zusammengefasst werden, noch *Cardita planicosta* vorkommt, so wird die ganze Schichtenreihe noch dem Eocän zugerechnet. Die höchsten Lagen, 150' mächtig, bestehen aus weissem, ungeschichtetem Korallenkalk, der zuweilen verkieselt ist. Die mittleren Schichten bestehen z. Th. aus weissem krystallinischem Kalk, z. Th. aus einem erdigen Kalk mit *Orbitoides Mantelli*. Die unteren Schichten sind hell gefärbt und bestehen meist aus einem thonigen Kalke, der dem Rotten-Kalk der Kreide ähnlich ist, und enthält viele Versteinerungen etc., *Pecten perplanus* MORT., *Spondylus dumosus* MORT., *Ostrea cretacea* MORT., *Terebratulula lacryma* MORT. und Reste von *Zeuglodon*.

Die Clayborne group besteht in ihrem oberen Theile aus Eisensanden, Kalksand und kalkigen, meist glaukonitischen Thonen, in ihrem unteren aus kieseligen und thonigen Sandsteinen und verhärteten Thonen. Versteinerungen sind: *Ostrea sellaeformis* CONR., *Crassatella alta* CONR., *Venericardia rotunda* LEA, *Corbula Murchisoni* LEA, *Pecten Deshayesii* LEA etc. Die Buhrstone group enthält kieselige und thonige Gesteine, die z. Th. glaukonitisch sind. Die Versteinerungen stimmen im Wesentlichen mit denen der Clayborne group überein.

Die Braunkohlen-führenden Schichten werden in sieben Unterabtheilungen gegliedert. Die Hatchetigbee-Schichten bestehen aus verschieden gefärbten sandigen Thonen oder thonigen Sanden, z. Th. mit zahlreichen Exemplaren von *Venericardia planicosta*. Die Woods Bluff oder Bashi series besteht aus Grünsand und Mergeln, und enthält sehr viele Fossilien, und an der Basis Braunkohle. Die Bells Landing series enthält zwei versteinungsreiche Schichten, die durch 25' sandige Thone getrennt werden. Mehrere Braunkohlenflötze treten auf, von 12" bis 2' Mächtigkeit. Die

Nanafalia series, aus Sanden und Thonen in mannigfacher Wechsellagerung bestehend, enthält von Versteinerungen namentlich *Gryphaea thirsae* GABB. Auch in dieser Schichtenreihe kommen Braunkohlen vor. In Landrum Creek, Marenzo county liegt ein Flötz von 7' Mächtigkeit. Die Naheola and Matthews Landing series besteht gleichfalls vorwiegend aus sandigen Thonen und enthält an der Basis eine Schicht mit marinen Versteinerungen. Die Black Bluff series führt gelbe und dunkle, oft schieferige Thone und stellenweise Braunkohlen. Die Midway series endlich ist der vorhergehenden ähnlich, enthält aber an der Basis einen hellgefärbten, thonigen Kalk, mit einem grossen *Nautilus*.

Unmittelbar im Liegenden dieses Kalkes folgt die Kreide mit der Ripley-formation, zu oberst gelbe Sande mit *Exogyra costata* SAY. Unter denselben liegen glimmerige und sandige Thone, dann kalkige Schichten von 20' Mächtigkeit, und zum Schluss 100' Sande mit *Exogyra costata* und *Gryphaea mutabilis*. Die nächst tiefere Abtheilung der Kreide ist der Rotten-Kalk, welcher 930 bis 1200' Mächtigkeit erreicht, eine blaugraue Farbe besitzt und thonig ist. Stellenweise finden sich auch blaugraue Mergel. Von Versteinerungen sind namentlich Austern (*Ostrea*, *Exogyra* und *Gryphaea*), am häufigsten *Ostrea falcata*, vorhanden. Die Eutawformation unterlagert die Rotten-Kalksteine und besteht in scharfem Gegensatz zu dieser aus thonigen und sandigen Ablagerungen. Versteinerungen fehlen fast ganz, nur hin und wieder findet sich ein verkohlter Stamm. Der Kreideformation ist nach den Autoren auch wahrscheinlich die Tuscaloosaformation zuzurechnen, eine mächtige Ablagerung von röthlichen Thonen, mit sandigen Zwischenlagen. Indessen ist diese Altersbestimmung nicht sicher. Von allen diesen Schichtengruppen theilen die Verf. zahlreiche Specialprofile mit und erörtern am Schluss die allgemeinen Lagerungsverhältnisse und die Entstehung der Schichten.

Holzapfel.

Quartärformation und Jetztzeit.

A. Duncop: On the Jersey Brick clay. (Quarterly journal of the geolog. soc. of London. Bd. 45. 1889. 118.)

Auf Jersey und anderen Canal-Inseln kommt ein gelber Thon vor, der oft sandig und deutlich geschichtet ist und in seinen unteren Lagen Gerölle der unterlagernden Gesteine, Granit, Diorit etc. enthält. Auch Concretionen ähnlich den Lösspuppen kommen vor. Über das Alter spricht sich der Verfasser nicht aus, hält aber den betreffenden Thon für eine fluviatile Ablagerung.

Holzapfel.

Lundgren: Studier öfver fossilförändelösa block, 6.—9. (Geol. För. Förhandl. Bd. 13. No. 2.)

6. Drei Geschiebe von graublauem Thon, Fossilien (*Cyrena* etc.) enthaltend, scheinen dem Wealden angehört zu haben. Wie auch die im Fol-

genden behandelten, sind sie in Schonen gefunden worden. 7. *Ophiomorpha* nannte NILSSON ein Fossil aus dem Saltholmskalk und bezeichnete mit demselben Namen auch zwei andere, ähnliche Formen, die nur als Geschiebe bekannt sind. Die eine ist ein fast cylindrischer Körper aus Thoneisenstein mit knolliger Oberfläche, die andere hat glatte Oberfläche, ist innerlich gewöhnlich hohl mit Abdruck eines knolligen Körpers, der selten erhalten ist. Auf dem Längsschnitt einer der letzteren Formen kommt eine kleine Muschel vor, die einer *Tellina* oder *Syndosmia* ähnlich ist. Sowohl die palaeontologische wie die geologische Stellung dieser Körper ist unbekannt. Das Innere der zweiten ist vielleicht mit sogen. Hornspongien zu vergleichen. 8. Die von HISINGER aus Gotland als *Serpula lituus* abgebildete Form stammt nicht aus dem Obersilur, sondern aus der Kreide, und wahrscheinlich der obersten, wie durch das Vorkommen dieser Art in mehreren Geschieben gezeigt wird. 9. Ein durch eine Masse von *Pentacrinus*-, wohl auch *Bourgueticrinus*-Stielgliedern ausgezeichnetes Geschiebe ist petrographisch denen mit *Crania tuberculata* NILSS. sehr ähnlich.

Bernhard Lundgren.

Lundgren: Smånotiser om de lösa jordlagren. (Öfversigt af K. Vet. Ak. Förhandl. 1891. No. 2.)

1. Mammuthfund bei Bårslöf. Ca. 9 km SO. von Helsingborg wurde 1889 ein rechter oberer Backenzahn vom Mammuth gefunden. Unter Torf liegt Sand und darunter Moränenmergel, wovon zwei Varietäten vorkommen; zu oberst sandiger Moränenmergel, darunter thoniger. Nach Angabe des Finders lag der Zahn in dem sandigen Moränenmergel. 2. *Tellina crassa* PENN. aus einer postglacialen Muschelbank. Von dieser Art, die bis jetzt in Schweden fossil nicht bekannt war, fand Verf. eine Klappe auf der Insel Tjörn in Bohuslän. 3. Keupergeschiebe aus Tjörnarp. In einer Mergelgrube bei Tjörnarp (ca. 10 km nördlich vom Ringsjö in Schonen) wurden mehrere Geschiebe gefunden, die mit Thonen und Sandsteinen aus dem sog. Kägerödssandstein vollkommen übereinstimmen. Da mit diesen Geschieben auch solche vorkamen, die einen Transport von NO. andeuten, wird auf eine frühere weitere Verbreitung der Kägerödsgruppe gegen NO. geschlossen.

Bernhard Lundgren.

J. J. Sederholm: Om istidens bildningari det inre af Finland. (Fennia I. No. 7. Helsingfors 1889. 2 Taf. 52 S.)

Die Mittheilungen des Verf.'s gründen sich auf eine Untersuchung von Eisenbahneinschnitten zwischen den Stationen Kouvola und Kuopio, sowie auf Beobachtungen, welche durch zwei andere Reisen in jenem Gebiete gewonnen wurden.

Während in den Küstengebieten Finnlands geschichtete Thone weit verbreitet sind und die vorhandenen Moränen Spuren von der Einwirkung des Meeres an sich tragen, findet sich in Savolaks, sowie in anderen Theilen

des inneren Landes eine ganz ursprüngliche Moränenlandschaft. Die auf dem anstehenden Gestein beobachteten Glacialschrammen verlaufen in der Gegend von Kouvola N.—S. und gehen von dort aus nach Westen zu ganz allmählich in die Richtung WNW. über. Überall stehen sie senkrecht zu dem Verlauf der Randmoräne Salpausselkä und des nördlich hinter derselben befindlichen parallelen Moränenzuges. Der Hauptsache nach ist das ganze von der Savolaks-Eisenbahn durchschnittene Gebiet von einem grau-weißen Geschiebelehm bedeckt, für welchen der Verf. wegen seiner thonigen Beschaffenheit die Bezeichnung krossstensmo oder moränmo in Vorschlag bringt. Der eigenthümlich streifige, in der parallelen Anordnung der Seen und Hügelzüge zum Ausdruck kommende Landschaftscharakter wird einzig und allein durch die Oberflächenformen des Geschiebelehms verursacht, der in schmalen, fast stets in der Richtung der Schrammen verlaufenden Rücken zur Ablagerung gelangt ist. Nur selten finden sich Geschiebelehmwälle senkrecht zur Schrammenrichtung. Sie werden in diesem Falle als Endmoränen aufgefasst, die sich am Rande des Eises in verschiedenen Stadien des Rückzuges bildeten. Die mittlere Höhe der parallelen Moränenrücken beträgt 10—15 m, während ihre Länge meist 1—2 km nicht übersteigt. Geschichtete Thone und Sande treten in dem durchforschten Gebiete nur local in 80—100 m Meereshöhe über dem Geschiebelehm auf. Nach Ansicht des Verf.'s sind sie Absätze des Meeres, welches am Schluss der Eiszeit sich um etwa 130 m über sein gegenwärtiges Niveau erhob, so dass viele der heutigen Binnenseen in dieser Periode Meeresbuchten bildeten. Die an mehreren Stellen beobachteten, aus Sand und Geröllen bestehenden Äsar, welche parallel mit den Schrammen verlaufen, zeigen hier ziemlich rauhe, abgebrochene Conturen, während sie im Gegensatz dazu im südlichen Finnland sanft gerundete Formen besitzen.

Ein Eisenbahneinschnitt durch die Randmoräne Salpausselkä liess abwechselnde Lagen von geschichtetem Sand, thonigem Sand und Rollsteinsgrus erkennen, welche flach gegen Norden zu einfielen. Der nördlich davon gelegene, 10—12 km entfernte Parallelrücken besteht an der Südseite aus feinem Staubsand, während nach der Mitte zu Rollsteinsgrus in inniger Verbindung mit Sand beobachtet wurde. Das zwischen den beiden Rücken befindliche Gebiet wird meist von geschichteten Bildungen, namentlich von Thon eingenommen, dagegen findet sich nördlich von dem zweiten Kamme fast ausschliesslich Geschiebelehmbedeckung. Das Vorkommen der geschichteten Bildungen in der Randmoräne erklärt sich dadurch, dass das Meer bei ihrem Absatz bis an den Rand des Inlandeises heranreichte.

Während DE GEER angenommen hatte, dass der grosse Endmoränenzug in Skandinavien und Finnland die äusserste Grenze der zweiten Eisbedeckung bildete, glaubt SEDERHOLM, dass es sich in Finnland wenigstens nur um eine Rückzugsmoräne handle, die bei einem Stillstande während des Zurückschmelzens der letzten Inlandeisdecke sich gebildet habe. Gegen die von DE GEER angenommene Gleichzeitigkeit des baltischen Eisstromes mit der Ablagerung der finnländischen Endmoräne spricht sowohl die Ausbildung der Schrammen im südwestlichen Finnland, welche keine stärkere

Eisströmung in der Richtung des baltischen Busens erkennen lassen, als auch der Umstand, dass die nördliche Randmoräne sich soweit in den Archipel der Ostsee vorschiebt, dass dadurch die Breite des von DE GEER angenommenen baltischen Eisstromes um die Hälfte verkleinert werden würde.

Eine kleine Übersichtskarte erläutert die Vertheilung der Quartärbildungen Finnlands auf folgende vier Hauptgebiete: 1) das Gebiet des inneren Landes, 2) das südliche Küstengebiet, 3) das südwestliche Küstengebiet und 4) das ostbottnische Küstengebiet. Die am Schluss des Aufsatzes gegebene Übersicht der Höhenverhältnisse längs der Savolaks-Eisenbahn ergibt, dass der auf vielen Karten als Höhenzug hervortretende Savonselkä diese Bedeutung keineswegs besitzt. Der Salpausselkä bildet eine wichtige Wasserscheide, hat jedoch nicht durch Aufdämmung den Seenreichtum nördlich von der Moräne veranlasst, denn dieser beruht auf dem ganz verschiedenen Auftreten der in der Eiszeit wirksamen Agentien nördlich und südlich von der Randmoräne. **F. Wahnschaffe.**

B. Frosterus: Några iakttagelser angående skiktade moräner samt rullstens-åsar. (Fennia III. No. 8. Helsingfors 1890. 1 Taf. 10 S.)

In frischen Einschnitten der Savolaks-Eisenbahn hat der Verf. Beobachtungen angestellt, welche die SEDERHOLM'schen Mittheilungen über die Quartärbildungen Finnlands bestätigen und ergänzen.

Der südliche Fuss der von O. nach W. verlaufenden Randmoräne Salpausselkä liegt dort, wo sie von der Bahnlinie in nord-südlicher Richtung durchschnitten wird 70 m, ihr Kamm 86 m und das Thal nördlich von derselben 61,3 m über dem Meeresspiegel. Das vom Verf. an der östlichen Seite des 700 m langen Einschnittes gezeichnete Querprofil lässt von S. nach N. zu nachstehende über einander liegende Schichtenreihen erkennen:

a) Zu unterst findet sich am Südende des Einschnittes ein rothbrauner, ungeschichteter Sand.

b) Darüber liegt eine Schichtenfolge von deutlich geschichteten, grauen und hellrothen Sandlagen, welche eine Zwischenschicht von sehr feinem, grauweissem Sande (c) und eine linsenförmige Einlagerung von grobem Geröllsand (d) aufweisen.

e) Sodann folgt ein äusserst feiner, staubartiger Sand mit sehr deutlicher, wellenförmiger Biegung der Schichten, 3—4 m mächtig.

f) Hartgepackter, thoniger Moränenschutt, über 1 m mächtig, mit grossen Blöcken von Rapakivi.

g) Rollsteinsgrus, über 1 m mächtig, überlagert von braunrothem Sande (i), welchem ein Lager von Rollsteinsgrus (k) eingelagert ist.

l) Dünne Lage von Rollsteinsgrus, den ganzen Rücken mantelförmig umhüllend und am Nordabhänge des Salpausselkä von sandhaltigem Thon (m) bedeckt.

Das Lager a) wird von den untersten Schichten der Gruppe b) mantelförmig umhüllt, alle übrigen nach Norden zu sich anschliessenden Schichten-

reihen, mit Ausnahme von l) und m), werden von der Oberfläche des Rückens gerade abgeschnitten. Während die untersten Schichten (d) unter 35° nach Nord einfallen, verflacht sich das Einfallen der darauf folgenden Schichtenreihen mehr und mehr nach dieser Richtung zu.

Der Verf. nimmt an, dass das Material der Randmoräne im Meere abgelagert worden sei und man dabei zwei Abschnitte unterscheiden müsse. Zuerst lag der Eisrand etwas von der Randmoräne entfernt, so dass sich die Sande absetzen konnten, dann rückte er bis zu dem Kamme vor, verursachte die Zusammenschiebung der Schichten (e) und lagerte darüber den Moränenschutt ab. Beim allmählichen Zurückschmelzen der Eisdecke bildeten sich nachher der Rollsteingrus und Thon.

Einschnitte in den NW.—SO. streichenden Äsar zeigten übereinstimmend abwechselnde Lagen von Rollsteingrus und geschichtetem Sand, deren Grenzen jedoch weniger scharf entwickelt sind.

F. Wahnschaffe.

N. Sibirtzew: Die posttertiären Bildungen im Gebiete des 72. Blattes der geologischen Karte von Russland (Gouv. Nishny und Wladimir). (Bull. Com. géol. 1891. No. 1. 11—27. Russ.)

A. Krasnow: Materialien für Forschungen der vorgeschichtlichen Natur des Wolga-Gebietes im Gouv. Nishny-Nowgorod. (Materialien zur Geologie Russlands, herausgeg. v. d. K. Mineral. Gesellsch. zu St. Petersburg. 1890. Bd. XIV. 201—238. Russ.)

—, Über das Diluvium des Gouv. Nishny-Nowgorod und seine Rolle in der Entstehung des jetzigen Reliefs. (Schriften der Naturf. Gesellsch. bei der Univers. Charkow. Bd. XXIII. 1890. V—IX. Russisch.)

Das Gouv. Nishny-Nowgorod ist eines der interessantesten Gebiete Russlands für die Erforschung der posttertiären Bildungen, welche hier, wie schon die früheren Studien es gezeigt haben, eine sehr mannigfaltige und verwickelte Ausbildung einnehmen, überhaupt weil es an den Grenzen der grossen skandinavisch-russischen Vergletscherung liegt.

Die erste der hier angezeigten Schriften ist eine vorläufige Mittheilung über die mehrjährigen gründlichen Forschungen des Autors im genannten Gebiete. Er unterscheidet echte ungeschichtete Moränenbildungen (Geschiebelehm etc.) und verschiedene durch Gletschergewässer ausgewaschene und differencirte, mehr oder minder geschichtete Ablagerungen. SIBIRTZEW nimmt an, dass das allgemeine Relief der Gegend schon vor der Glacialzeit im Ganzen angedeutet war, dass dort, wo sich jetzt die weiten Thäler der Kliasma, Oka und Wolga ausbreiten, schon zur Glacialzeit eine niedrige Ebene vorhanden war. Diese Vertiefung wurde im Westen von einem Gletscher ausgefüllt, welcher sich nach Osten hin rasch abschwächte und verschwand. Bei Schmelze und Rücktritt dieses Gletschers bildeten sich Wasserströme, welche längs der Vertiefung bedeutende Massen des geschichteten, meist groben, sandigen (z. Th. aber

auch mit lehmigen, feinen Zwischenschichten) Moränenmaterials ablagerten. Zu dieser Zeit wurde aber der Wasserstand des Kaspischen Meeres bedeutend höher. Der Kaspy erreichte die Umgebung vom Kasan- und Koma-Gebiet¹. Das Abfließen des Wassers wurde verhindert, und es bildeten sich auch im Gebiete des Gouv. Nishny-Nowgorod Süßwasserseen und temporäre Wasserüberschwemmungen, welche den Moränenschlamm als mächtige lössähnliche Ablagerungen absetzten. Diesen Seelöss finden wir auf den hohen Ufern der jetzigen Wolga- und Oka-Thäler, was einen bedeutend hohen Stand der Gletscher-Gewässer andeutet. Der Seelöss liegt meistens auf einem typischen, ungeschichteten Geschiebelehm, wird aber hier und da wieder von Moränenbildungen überdeckt. Der Autor betont mit vollem Recht, dass wir es hier in keiner Weise mit zwei Vergletscherungen und einer Inter-glacialperiode zu thun haben, wofür einige Geologen auch bei uns solche Ablagerungen halten. Es sind nichts weiter als Resultate der temporären und lokalen Gletscherschwankungen. Der Autor zeigt uns weiter, wie bei dem endlichen Rücktritte einerseits des Gletschers, andererseits des Kaspischen Meeres alle diese sandigen und lössähnlichen Bildungen wechselten, wie die früher gebildeten Moränenablagerungen und ältere Gesteine durch Wasserströme erodirt und fortgeschwemmt wurden. Das kleine Werk bietet in dieser Hinsicht thatsächlich viel Interessantes und Belehrendes.

Ein ganz anderes Aussehen haben die beiden Abhandlungen von KRASNOW, indem die letztere nur als ein Referat über die erstere zu betrachten ist. KRASNOW machte eine kurze Excursion nach den Ufern der Wolga im Gouv. Nishny, um dort oft vorhandene Ablagerungen eines Kalktuffes mit recenten Pflanzenresten zu studiren. In einer Gegend fand er eine wechselnde Ablagerung verschiedener sandiger und thoniger Schichten. Da dieselbe Zwischenlagerung in einigen Entblössungen sich wiederholte, glaubt der Verf. einen ganz „neuen Typus des Diluviums“ (?) zu finden, das überall und allein in centralen Theilen des Gouv. Nishny vorhanden sei, und dass dort, wo einige Glieder der sandig-thonigen Schichtenreihe fehlen, sie nur als abgeschwemmt zu betrachten seien, oder sie (die untersten) gelangten nicht zur Ablagerung wegen des ursprünglichen Reliefs des Landes. Diese Schichtenreihe wurde nach dem Autor durch kolossale, vom Gletscher ausgegangene Meeresströmungen gebildet. Der Autor spricht dann über das von ihm vermuthete Relief des Landes vor der Glacialperiode, über die Ausarbeitung dieses Reliefs durch mächtige (?) Gletscherströmungen, über den Ursprung der heutigen Flora der Gegend aus pleistocänen Wäldern und über neue Einwanderer. Von allen diesen Behauptungen kann nur gesagt werden, dass sie in den Schriften des Autors durch factische That-sachen in keiner Weise begründet werden. Die sonderbarsten Schlussfolgerungen werden aber aus den Betrachtungen des Kalktuffes selbst gezogen. Solche Tuffe mit Blätterabdrücken sind in vielen Gegenden des mittleren Russlands verbreitet, besonders da, wo, wie z. B. im Gouv. Nishny, anstehende kalkreiche, permische und tatarische Bildungen zu Tage kommen.

¹ Der Referent möchte sagen, nicht der Kaspy, sondern die mit ihm in Verbindung stehende Kette der Süß- und Brackwasser-Seen.

Von mehreren Forschern wurden sie schon studirt und überall als ganz recente, noch bis heute fortschreitende Quellenabsätze beschrieben. Der Autor unternahm, wie er es selbst sagt, die Excursion, um das hohe pleistocäne Alter dieser Schichten zu ergründen. Obwohl diese Aufgabe misslungen ist und er bald einsah, dass die Kalktuffe des Gouv. Nishny überall über, nicht unter den Geschiebebildungen liegen und ganz dieselbe, noch jetzt dort lebende Flora enthalten, kam er doch ganz unerwartet zu der Überzeugung, dass die Kalktuffe „für älter als die neolithische Epoche“ (!) zu betrachten sind. Den einzigen Grund dafür findet er aber nur in einigen steinernen Hämmern, welche nach den Angaben eines Landmannes unter (?) dem Kalktuff gefunden wurden. Der Autor selbst hat keine Steinwerkzeuge irgendwo unter oder in dem Kalktuff gefunden; obwohl ein solcher Fund an und für sich vollkommen möglich ist, spricht er aber keineswegs entschieden dafür, dass die Kalktuffe des Gouv. Nishny von höherem Alter als der neolithische Mensch seien. Der Autor hat hier bei den Ausgrabungen einige Thierknochen gefunden, welche er als Küchenreste (?) des vorhistorischen Menschen betrachtet, sagt aber nicht, ob diese Knochen unter oder in dem Kalktuff selbst lagen. **S. Nikitin.**

H. Howorth: On the recent and rapid Elevation of the Ural Mountains. (Geol. Mag. 1890. 438.)

Auf der unlängst von ihm aufgestellten Hypothese der Senkung von Nordsibirien in diluvialer Zeit baut der Verf. weiter fort und sucht damit die bereits von MURCHISON vermuthete postglaciale Hebung der Uralkette in Zusammenhang zu bringen. Die zum grösseren Theil von MURCHISON entlehnte Begründung der letzteren Hypothese scheint ausreichend, um ihr einen beträchtlichen Grad von Wahrscheinlichkeit zu geben. Andererseits ist man versucht, neben dem zeitlichen einen ursächlichen Zusammenhang zu suchen, und stösst hierbei mit der meridionalen Bergkette des Ural auf ernstliche Schwierigkeiten. Eher wäre die Ursache von Umkehrung des Gefälles der sibirischen Ströme in einer Hebung des Altai zu suchen, den der Verf. demnächst in den Bereich seiner Betrachtungen zu ziehen gedenkt.

H. Behrens.

W. J. M'Gee: The Geology of the Head of Chesapeake Bay. (Ann. Rep. U. St. Geol. Survey. 1885—86. Washington 1888. 537—646. 6 pl.)

Die Untersuchung, welche zwecks Anlage artesischer Brunnen auf einer der Inseln der Chesapeake Bai unternommen wurde, behandelt nur den äussersten nördlichen Zipfel derselben (etwa bis zu 39° 20' im Süden). Im NW. der Bay liegt ein stark welliges, nach Westen sanft ansteigendes Plateau von 200—350' Höhe aus krystallinen Gesteinen bestehend; den Küstensaum bildet auf allen Seiten ein Hügelland mit wenig markirten Terrassen und deutlichen Spuren der Erosion; hier herrschen kla-

stische Sedimente. Der Susquehanna, als dessen Aestuarium die Bay erscheint, mündet in der NW.-Ecke fast an der Grenze der krystallinischen Gesteine und der klastischen Sedimente in einem 1 mile breiten, steil eingeschnittenen Cannon von 250—350' Tiefe. Das Gefälle des Stromes ist bei Watson's Islands noch stark genug, sein Bett frei von Alluvionen zu halten, letztere stellen sich erst unterhalb ein, wo sich auch Ebbe und Fluth schon bemerkbar machen und klastische Sedimente den Ufersaum bilden. Die zahlreichen kleinen Zuflüsse des Susquehanna münden alle aus steilen Schluchten ein, von den Zuflüssen der Bai selber zeigen die im krystallinen Gebirge entspringenden im Oberlauf ein flaches Gelände, dann einen Schlucht-artigen Mittellauf mit starkem Gefäll und endlich einen ruhigen Unterlauf mit breitem Aestuarium. Die Gefälllinie der in den klastischen Sedimenten entspringenden Zuflüsse ist dagegen einfach parabolisch. Die Küste der Bai selber bildet, wo nicht Anschwemmungen durch Flüsse oder Strömungen stattgefunden haben, 40—100' hohe Abstürze, welche sich aber unter Wasser nicht fortsetzen, vielmehr beträgt die mittlere Tiefe der Bai kaum mehr als 10', sodass ihr Boden nur einen etwas tiefer liegenden Theil des umgebenden Terrassenlandes bildet. In dem NW.-Theil des krystallinen Plateaus, in welchem die Schichten fast vertical stehen, ist, wie die Zusammensetzung der Hügel, Wasserscheiden etc. einerseits, der Thallinie andererseits, zeigt, die Entwässerung wesentlich nur autogen, d. h. bedingt durch die Beschaffenheit des verwitternden Untergrundes, welcher, nach der symmetrischen Vertheilung der Wasserscheiden zu schliessen, ursprünglich ziemlich eben gewesen sein muss. Das letztere trifft für den SO.-Theil des krystallinen Plateaus nicht mehr zu, vielmehr erscheint hier ein autogenes Entwässerungssystem einem stark gefalteten Untergrunde „aufgeprägt“.

Das Cannon-artige Thal des Susquehanna, die Schluchten seiner Zuflüsse, wie die steilen Ufer der Bai selbst gewähren für die Geologie vielfache Aufschlüsse, von welchen Verf. über 60 näher beschreibt und z. Th. abbildet. Alluviale subaërische Bildungen fehlen nicht allein im NW., sondern auch sonst; dagegen sind in der Bai selber alluviale Sande von mindestens 140' Mächtigkeit nachgewiesen.

Als Columbia-Formation bezeichnet Verf. quartäre Bildungen. Ihre obere Abtheilung besteht aus 1—2' Ackerboden mit Flugsand etc., dann 10—12' kalkigem Lehm mit vielen z. Th. weit her transportirten Geröllen und kantigen Geschieben ähnlich den quartären Bildungen an der Mündung des Potomac; dann 1—12' groben Kies mit Sand und Lehm vermischt, bei feinerem Korn deutlich geschichtet und z. Th. mit discordanter Parallelstructur. Diese Bank geht nach oben allmählich über in die oberste Schicht der unteren Abtheilung: bis 100' mächtige Kiese und eckige Geschiebe mit Sand und plastischem Thon als Bindemittel, offenbar der Potomac-Formation entstammend, meist deutlich geschichtet und vielfach mit sehr schöner discordanter Parallelstructur. Darüber folgen noch 5—10' feiner Kies und Geschiebe. Von den grösseren Geschieben stammt ein Theil unmittelbar aus den triadischen und palaeozoischen Schichten

der Appalachen, ein anderer nur mittelbar, zunächst nämlich aus den benachbarten Potomac-Schichten. Statt der obigen Schichtenfolge findet sich, nördlich vom 36. Parallel herrschend, sonst fast nur in niedrigen Niveaus, um die Einmündung kleiner Flüsse, eine andere (mit allmählichen Übergängen in die obige), bei welcher nur etwa 10' mächtige unregelmässige Lagen von Lehm, Sand und Kies auftreten. Die quartären Ablagerungen umsäumen das Nordende der Bai auf allen Seiten und erreichen hier 240' Meereshöhe; indessen nimmt ihre Mächtigkeit von der Einmündung des Susquehanna nach allen Seiten hin ab, zugleich vermindert sich von dieser Stelle aus nicht allein die Menge der gröberen Gemengtheile, sondern namentlich auch die Anzahl der eckigen Elemente. Auch der Boden der Ch.-Bai selber ist von der Formation bedeckt, und zwar scheint es, dass die das Ufer umgürtenden Schichten in Folge Vergrösserung der Bai und Zerstörung ihrer Ufer durch Wellenschlag z. Th. nach der Mitte hin abgesunken sind.

Die Columbia-Formation besteht nach Verf. aus den Absätzen des subaestuarischen Deltas des Susquehanna, abgelagert gleichzeitig mit den Glacial-Bildungen des Nordens, als die quartäre Eisdecke ihre grösste Ausbreitung nach SO. gewann. Nur so erklärt sich das Vorkommen vieler, Tonnen schwerer Geschiebe in den unteren Abtheilungen des Quartärs, welche zu ihrem Transport Eisschollen voraussetzen erheblich dicker als sie heute auf dem Susquehanna vorkommen. Aus der Verbreitung der Formation in ihrer gewöhnlichen Ausbildung ergibt sich zugleich, dass die Ch.-Bai eine mindestens 240' betragende, aber nach der Eiszeit rasch verschwundene Senkung erfahren haben muss, welche gleichzeitig eine intensive erodirende und transportirende Wirkung der Ströme, wie sie die Bildung der unteren Geschiebe- und Kies-reichen Abtheilung voraussetzt, möglich machte. Diese Bildungen sind demnach vergleichbar den Delta-Bildungen des Potomac, Patapsco und anderer Flüsse des mittleren atlantischen Gestades; sie gehören der älteren Eiszeit an.

Aus dem starken Gefäll der in die Bai mündenden Flüsse und dem Fehlen subaërischer Deltabildungen folgert Verf. eine noch heute andauernde Senkung der Bai, welche aber schon begann zur Zeit der vorerwähnten vorübergehenden Senkung der Küstenlandschaft, vielleicht in Folge der Ablagerung massenhafter Sedimente und der vorübergehenden Belastung mit Eis. Die Bruchlinie liegt wahrscheinlich in der Bai, ihrer Längsrichtung parallel, und ist vermuthlich auch durch die Lage der Wasserscheide auf der vorgelagerten Halbinsel angedeutet; letztere verläuft nämlich nahe der atlantischen Küste, so dass ihre Wasser alle der Bruchlinie der Bai zufließen. Diese Bruchlinie erstreckt sich nach Norden wenigstens bis New York, und zwar wächst nach dieser Richtung die Grösse der Verwerfung, welche an der Mündung des Susquehanna ungefähr 175' beträgt.

Über die älteren Formationen enthält die Arbeit nur wenige Angaben. Von einem am Sassafrariver aufgefundenen ca. 80—100' mächtigen Grünsande konnte das cretaceische Alter sichergestellt werden. Die Potomac-Formation bietet innerhalb des Gebietes nur wenige günstige Aufschlüsse.

Die Beobachtungen stimmen indessen mit der Ansicht, dass die untere Abtheilung dieser Formation Strandbildungen eines mesozoischen Meeres und der zusammenhängenden Deltas ihrer Zuflüsse seien, abgelagert nach einer plötzlichen Senkung der tief erodirten und seewärts abfallenden krystallinen Gesteine. Ferner scheint es danach, dass die jüngere Potomac-Formation sich unter ähnlichen Umständen bildete, aber nachdem der Absturz des Meeresbodens inzwischen erheblich abgeflacht war. Kein Glied der Potomac-Formation scheint sich in dem bezeichneten Gebiet jemals mehr als etwa 12 miles landeinwärts erstreckt zu haben. — Die archaischen Gesteine sind nicht näher untersucht.

O. Mügge.

Israel O. Russell: The Quaternary History of Mono Valley, California. (VIII. Ann. Rep. U. St. Geol. Survey. 1886—1887. Washington 1889. 261—394. 29 pl.)

Das Mono Lake basin, in 6380' Seehöhe auf der Kreuzung des 38. Parallels mit dem 119. Meridian westlich Greenwich gelegen, ist unzweifelhaft eines der landschaftlich grossartigsten wie geologisch interessantesten Gebiete der Erde. Die Mannichfaltigkeit der Erscheinungen, wie sie dem etwa von Osten und Nordosten kommenden Reisenden entgegentreten, ist eine ganz ausserordentliche. Zunächst begleiten ihn die Merkmale des Great Basin: alte Uferlinien des quartären Sees, warme Quellen und auffallende Tuffbildungen an dem alkalischen, nur von Insecten bewohnten See, dessen Ufer bei stürmischem Wetter durch die weissen, zähen Massen zusammengeballten und landeinwärts gewehten Schaumes schön hervortreten. In der Mitte des Sees erscheinen neben einigen kleinen pittoresken Eilanden, Reste alter Kratere, zwei grössere Inseln, Paoah, nach den dort aufsteigenden warmen Quellen und Dämpfen benannt, und Negit, erstere z. Th., letztere ganz aus vulcanischen Massen aufgebaut. Südlich vom See fallen bald eine Reihe von Krateren durch ihre höchst regelmässigen Umrisse auf, es sind die Mono-Craters. Sie bezeichnen mit einigen auf der Südgrenze des Gebietes liegenden Krateren, den Inseln des Sees und einem im NW. desselben gelegenen schon stark verfallenen Krater ein Stück der grossen, viele hundert miles langen Spalte, welche das Great Basin von der Sierra Nevada trennt. Obwohl diese Kratere bei sehr steilen Gehängen fast $\frac{3}{4}$ Vesuvhöhe (3000') über dem See erreichen, verschwinden sie doch fast gegenüber der am Westufer desselben steil aufsteigenden Sierra, zu deren bis nahe 7000' über dem See aufragenden Gipfeln enge Schluchten hinaufführen. Von der Mündung dieser „creeks“ an bis zum Rande des Hochplateaus der Sierra gewahrt man dann die deutlichsten Spuren grosser, einst bis zur alten Uferlinie des Sees herabreichender Gletscher, und auf den Gipfeln, von wo man alle diese verschiedenen Züge der Landschaft gleichzeitig überblickt, finden sich noch die kaum mehr als 1 mile langen Reste derselben. Die Darstellung dieses interessanten Gebietes gliedert Verf. in die Geschichte des Sees, der Gletscher und der Vulcane.

Der heute etwa 87 □ miles bedeckende See empfängt seine Zuflüsse wesentlich von der Sierra, deren Gewässer die normale Zusammensetzung haben; sehr untergeordnete Wassermengen liefern die warmen Quellen (bis 65° C.) an seinem Ufer und auf seinem Grunde. Die letzteren haben z. Th. cylindrisch-thurmformige Massen von Kalktuff von 8—10' Durchmesser und 20—30' Höhe abgelagert; sie stehen z. Th. am Ufer des Sees, z. Th. in demselben ca. 10' von Wasser bedeckt oder daraus hervorragend. Die letzteren stellen also Fontänen süßen Wassers in dem alkalischen See vor, wie sie ähnlich in dem mexicanischen See Tezcoco vorkommen. Unter den 5,2% festen Bestandtheilen des Seewassers überwiegen Na Cl (1,8%), Na_2F_4 (1%) und Na_2CO_3 (1,95%), es ist also in seinem hohen Gehalt an letzterem Bestandtheil (welcher mehr als 30 Mill. tons beträgt) nur vergleichbar dem Wasser des Owen- und Albert-Lake. Der See scheint in den letzten 20 Jahren etwas gestiegen zu sein. Nach den alten Uferlinien bedeckte der quartäre See ein 3—4 mal so grosses Gebiet als heute, hatte aber auch damals keinen Abfluss. Eine besonders scharfe Uferlinie liegt jetzt im NO. 30—40' höher als am Westufer und weist ebenso wie eine Verwerfung in einer Moräne am Westufer auf eine postquartäre Senkung längs einer auch durch die Vulcane und warmen Quellen bezeichneten Spalte am Fuss der Sierra hin. Die trotz erheblicher Erosion örtlich noch 200—300' mächtigen Sedimente bestehen aus Thon, z. Th. mit sehr ebenen Lagen von Diatomeenerde; Einschaltungen von Kies zwischen denselben in den Deltas der Cannons und von Lapilli zeigen vorübergehende Senkung des Spiegels und vulcanische Eruptionen während des Quartär an. Manche, obwohl von ebenen Schichten über- und unterlagerte Sedimente zeigen Falten, welche eigenthümlicher Weise Taschen von losem Kies und Sand umschliessen; diese schön abgebildeten Erscheinungen sind jedenfalls nicht durch Gletscherwirkung zu erklären. Die chemischen Niederschläge des Sees sind lediglich Kalktuffe, ähnlich denen des Lake Lahontan, dessen Thinolith-Bildungen (vergl. E. S. DANA, dies. Jahrb. 1887. I. -413-) auch hier wiederkehren. Von Fossilien (vorwiegend kleine Crustaceen und Diatomeen) weisen nur auf geroltem Kies aufgewachsene, ganz vereinzelt gefundene Süßwassermollusken vielleicht auf einst süßere Beschaffenheit des Seewassers hin.

Die Darstellung der Glacialerscheinungen beginnt mit einer kurzen Skizze der noch heute im Mono-Gebiete vorhandenen Gletscher, bezüglich welcher auf die frühere Arbeit des Verf. (dies. Jahrb. 1887. I. -71-) verwiesen werden mag. Die Spuren quartärer Gletscher lassen sich südlich bis jetzt bis zu den Quellen des King-River verfolgen, nordwärts nehmen sie stetig zu, und im Gebiet des Mono-Lake erreichte die Breite des Firnfeldes bereits 10—15 miles. Er bestand wesentlich aus zwei grossen Theilen: das des Mt. Dana sendete 4 grosse Gletscher, das des Mt. Ritter zwei ins Mono-basin herab. Diese quartäre Vergletscherung, welche mit der allgemeinen nördlichen Vereisung jedenfalls nicht (örtlich) zusammenhing, da im südlichen Oregon Gletscherspuren durchaus fehlen, wird auf einer Karte sehr schön dargestellt. Die früher von den Gletschern besetzten Cannons

(Creeks) sind U-förmig im Querschnitt, vielfach mit abgeflachtem Querschnitt, vielfach mit abgeflachtem Boden; dass sie nicht ursprünglich durch Gletschererosion entstanden, sondern durch sie nur ausgehobelt sind, ergibt sich einmal aus dem Vergleich der Masse der Moränenablagerungen mit der Masse des aus ihnen erodirten Materials (etwa 1 : 250) und ferner daraus, dass sie vielfach über die Wasserscheide der Sierra auf den westlichen Abhang der letzteren, einen Theil derselben ebenfalls entwässernd, sich fortsetzen. Verf. sieht in ihnen daher sehr alte Flussläufe, welche schon vor der Erhebung der Sierra die damalige Ebene durchfurchten. Ihre Terrassen und die Abstürze derselben, welche von REYER (dies. Jahrb. Beil.-Bd. IV. p. 303) für Wirkungen postglacialer Faltungen erklärt wurden, stehen nach Verf. in Zusammenhang mit dem Gletscher-Circus. Der Boden der zahlreichen Cannons liegt an ihrer Mündung in das Haupt-Cannon etwa 1000' höher als die Sohle des letzteren selbst, d. h. etwa in der Höhe der Seitenmoränen des letzteren. Verf. glaubt, dass auch diese Differenz nur durch Unterschiede der ursprünglichen Wassererosion, nicht durch grössere Erosion der Gletscher des Haupt-Cannons bedingt sei. Die Gletscher entspringen zumeist in allseitig geschlossenen, bis über 1000' tiefen Felsenbecken, deren Ausfluss z. Th. höher liegt als ihr Boden. Auch heute beherbergen diese Kessel z. Th. noch Gletscher, die meisten sind dauernd mit Schnee gefüllt. Auf der Höhe der Sierra stossen ihre Hinterwände oft nahe zusammen, so dass nur ein schmaler Grat zwischen ihnen bleibt. In den Cannons treten ähnliche kleinere, aber auch bis 200' tiefe Felsenbecken am Ende der Terrassen wieder, und Verf. glaubt, dass sie hier wesentlich durch die ungleiche Erosionskraft der Gletscher längs des durch Wassererosion terrassirten Thales entstanden sind. Von den Moränen der alten Gletscher sind die Endmoränen meistens nur schwach entwickelt, dabei das südliche Ende bei den nach Ost fliessenden Gletschern stärker, aber weiter hinausgeschoben als das Nordende. Auch von den sehr mächtigen Seitenmoränen ist bei den nach Ost fliessenden Gletschern die südliche stets höher als die nördliche, was Verf. dadurch erklärt, dass die meisten Zuflüsse der Gletscher von Süden kommen und auch die südliche Wand der Cannons stärker verwittert als die nördliche. (Ähnliches ist bei OW. laufenden Bahneinschnitten beobachtet). Die grössere Höhe der Südmoräne bewirkte durch das mächtige Andrängen der Gletscher an die Nordwand der Cannons einmal eine stärkere Abhobelung dieser Nordwand, ausserdem veranlasste sie ein Umbiegen der Gletscher nach Norden, sobald sie in die Ebene traten, wo die mächtigen Seitenmoränen als zwei ungleich hohe, 4—5 miles lange und bis 1000' hohe Wälle (morainal embankments) eine Ausbreitung des Gletschers verhinderten. (Letzteres ist in kleinerem Maassstabe z. B. am Glacier des Bossons im Chamounix-Thal zu beobachten, dagegen nicht an dem sich allseitig ausbreitenden Rhonegletscher mit schwachen Seitenmoränen.) Dass nicht die stärkere Bestrahlung der Gletscher auf dieser Südseite die Ursache ihres Umbiegens nach Norden ist, wie MC GEE vermuthete, scheint Verf. daraus hervorzugehen, dass z. B. der Bloody-Cannon-Gletscher bei seinem ersten Hervor-

treten in die Ebene zu einer Zeit, wo noch die mächtigen Seitenmoränen fehlten, nach Süden umschwenkte. Die Seitenmoränen bestehen übrigens, namentlich im oberen Theil der Cannons, vielfach aus 2 + 2 parallelen, ungleich hohen Dämmen, welche die zeitlich verschiedene Höhe der Gletscher anzeigen.

Gletschertische, Gletscherschliffe und stromabwärts offene, bogenförmige Sprünge im Gletscherbett, von abwärts transportirten Blöcken herrührend, finden sich vielfach; gekritzte Geschiebe sind dagegen auffallend selten. Gletscherseen sind häufig, z. Th. durch Aushöhlung der Felsenbetten, z. Th. durch Aufstauung durch die Endmoräne gebildet. Die alten Gletscher reichten z. Th. bis an den alten See herunter, und die auch auf den Moränen erkennbaren Uferlinien sind zugleich ein Beweis, dass der See erst nach Rückzug der Gletscher den höchsten Stand erreichte. Eisberge scheint es im Mono-Lake nicht gegeben zu haben, da grosse Geschiebe, wie glaciale Sedimente überhaupt, fehlen. Die interlacustrale Periode, welche durch Kiesablagerungen zwischen feinen Sedimenten des Sees angezeigt wird, ist vermuthlich auch die Zeit des grössten Rückzuges der Gletscher gewesen, wie sie sich durch die doppelte Moränenbildung verräth.

In der Sierra gibt es in der Nähe des Mono-basin keine jüngeren Eruptivgesteine, sie ist hier auch darin die Grenze des an vulcanischen Gesteinen reichen Great Basin nach Westen. Die Producte der auf den Inseln des Sees gelegenen Vulcane, Glimmer- und Hypersthen-Andesite, letztere z. Th. von basaltischem Aussehen, sind jünger als der letzte Hochwasserstand des Sees; die bis 20' über Seehöhe von Kalktuffen bedeckten vulcanischen Producte von Negit Island dabei etwas älter als die von Paoha. Die bis 175' tiefen Kratere bauen sich aus Lapilli auf, Lavaströme fehlen. Ob mit ihren Eruptionen eine etwas Eisenchlorid liefernde Fumareole auf der Ostseite von Paoha zusammenhängt, scheint Verf. zweifelhaft.

Die eigentlichen Mono-Kratere, etwa 20 an der Zahl, liegen auf dem NS. verlaufenden Theil einer grossen Sierra-Spalte; sie sind, da sie ebenfalls keine Uferlinien zeigen, ihre Producte (darunter aus dem Untergrund emporgebrachte, von Lava umschlossene Gerölle der Seeebene) vielmehr die Moränen überdecken, ebenfalls sehr jung, nach der sie bedeckenden Vegetation allerdings mindestens 100 Jahre alt. Sie haben mit einer Ausnahme alle saure Gesteine, Obsidian und Rhyolith (Zusammensetzung unten) geliefert. Die Eruptionen begannen offenbar mit dem Auswerfen von Lapilli, dann folgten sehr zähflüssige Laven, welche einige der z. Th. trichterförmig in einander steckenden Kratere fast bis an den Rand füllten, bei anderen nur den Boden bedeckten, bei noch anderen eben den Fuss der Kraterabhänge erreichten und hier mit jetzt noch 200—300' hohen steilen Abstürzen endeten. Da saure jüngere Gesteine nur in sehr grosser Entfernung und auch dort nur von höherem Alter bekannt sind, haben die Mono-Kratere wahrscheinlich auch die saure, im Lahontan-Gebiete (also in fast 200 miles Entfernung) gefundene Asche geliefert, was auf sehr heftige Eruptionen schliessen lässt.

Moränen-Verwerfungen, überseeische und unterseeische, von Sedimen-

ten noch nicht erfüllte Spalten zeigen an manchen Stellen ganz junge Bewegungen des Bodens im Mono-basin an; sie mögen z. Th. noch von dem Erdbeben von Owens Valley (1872) herrühren. Auch die klimatischen Veränderungen, welche natürlich hier zur selben Zeit wie für Lake Bonneville und Lahontan eintraten, können nicht sehr weit zurückliegen. Für letzteren liess sich nachweisen, dass er höchstens 200—300 Jahre unter den jetzigen Bedingungen existirt haben kann; dieser Nachweis ist hier allerdings nicht möglich, indessen ist es sehr wahrscheinlich, dass Mono-Lake in nicht zu ferner Vorzeit ganz trocken lag.

Si O₂ 74,05, Al₂O₃ (+ Spur Fe₂O₃) 13,85, CaO 0,90, MgO 0,07, K₂O 4,31, Na₂O 4,60, Glühr. 2,20; Sa. 99,98. (Analysirt von CHATARO.)

O. Mügge.

T. C. Chamberlin: The rock-scourings of the great ice invasions. (Seventh Ann. Rep. of the U. St. Geol. Survey. Washington 1888. 155—248. Mit 1 Karte.)

Die Inlandeisbedeckung Nordamerikas während der Eiszeit gliedert sich im Wesentlichen in zwei grosse Theile. Der grössere kam von den östlichen britischen Besitzungen und überschritt mit einem Male die ganze Breite der nördlichen Grenze der Vereinigten Staaten von den Rocky Mountains bis zum Atlantischen Ocean, indem er bis zum Hafen von New York an der Küste und dem 38. Breitengrade im Mississippi-Becken vordrang. Der kleinere Theil der Vereisung, welcher seinen Ursprung in Britisch-Columbia hatte, bedeckte den westlichen Gebirgsgürtel und die pacifische Grenze in mehreren Partien, erfüllte die Thäler und ist überhaupt von halb localem Charakter. Ausserdem sind noch Spuren völlig localer Vergletscherung in den Gebirgen der Vereinigten Staaten vorhanden.

Es liegen ungefähr 2500 Beobachtungen von 104 Forschern über Gletscherschrammen vor. Letztere sind in Bezug auf die Verschiedenartigkeit ihres Vorkommens und ihrer Ausbildungsweise von einer erstaunlichen Mannigfaltigkeit und Grossartigkeit. Die Schrammen der grossen nordöstlichen Vereisung reichen vom Meeresniveau bis zu einer Höhe von 3000 Fuss hinauf. Im nördlichen Theile von New Jersey erheben sich die Spitzen der höheren Hügel nahe des Driftrandes über die Schrammengrenze; diese letztere ist hier nahe dem Rande der Eisbedeckung verhältnissmässig niedrig, erhebt sich jedoch nach Norden zu allmählich um etwa 30 Fuss auf eine Meile. Der Rand der glacialen Ablagerungen hat in verticaler Richtung einen wogenförmigen Verlauf und kann daher nicht, wie frühere Forscher annahmen, als Strandlinie oder als Grenze der Thätigkeit von Eisbergen betrachtet werden. Diese Grenzlinie ist nicht gänzlich unabhängig von der Oberflächengestalt, steigt aber andererseits über Berg Rücken und Hochflächen und sinkt in die Thäler hinab, so dass Höhenunterschiede von mehreren 100 bis zu 2000 Fuss vorkommen.

Schrammen auf ebenen Flächen, welche oft in vortrefflicher Ausbildung erhalten sind, können nach dem Verf. nur unter besonders günstigen Bedingungen durch schwimmende Eisberge erklärt werden, während sie

der Glacialtheorie keine Schwierigkeiten bereiten; es sei denn, dass man diese in dem Mangel einer ausreichenden Erklärung der Eisbewegung suchte. Dies jedoch mit Unrecht, da nach DANA die Neigung der Oberfläche eines fließenden Körpers seine Bewegung bestimmt. Folglich werden in einem Eisstrom nur die verschiedenartigen Bewegungen am Boden durch die Oberflächenformen des Untergrundes beeinflusst, während die allgemeine Bewegung durch die Oberflächenneigung der Masse geregelt wird.

Schrammen auf abwärts geneigten Oberflächen kommen hauptsächlich auf den nördlichen Abhängen der grossen Seen, sowie in Ohio, Mississippi und dem Missouri-Becken, im oberen Theile der Halbinsel Michigan, in der Green Bay und an den Meeresstrassen von Mackinaw vor. Sie können noch viel weniger durch schwimmendes Eis hervorgerufen sein, da die Höhenunterschiede zwischen den nördlichen und südlichen Theilen solcher geschrammten Abhänge mehrere Hundert, ja wenn man Neu-England in Betracht zieht, Tausende von Fussen betragen.

Schrammen auf geneigten Flächen, welche der Richtung der sie hervorrufenden Kraft entgegenstehen, können allerdings durch schwimmendes Eis hervorgebracht werden, da diese Art von Flächen allein geeignet ist, durch Küsteneis oder Eisberge abgenutzt zu werden. Aber auch dem Inlandeise boten sie besonders günstige Bedingungen zur Hervorrufung der Schrammen dar, so dass es ganz im Einklange mit der Glacialtheorie steht, wenn die nordwärts gerichteten Abhänge in Nordamerika die deutlichsten Spuren der Vereisung tragen. Sehr häufig kreuzen die Schrammen in schräger Richtung im Gegensatz zum Hauptfallen die geneigten Ebenen, sowohl ansteigende als auch abfallende, und laufen zuweilen sogar horizontal an der senkrechten Böschung entlang. Allerdings nur selten hat man auch Schrammen in fallender Richtung an senkrechten Thalwänden beobachtet. In letzterem Falle werden sie auf die schnell abnehmende Mächtigkeit des Gletscherendes zurückgeführt. Die auf verticalen Flächen ansteigenden Schrammen kommen ebenfalls nur selten vor und sind hauptsächlich deshalb von Bedeutung, weil sie die Biegsamkeit des schrammenden Agens deutlich zeigen. Nicht minder klar wird diese Eigenschaft des Gletschereises durch die Schrammung von Mulden, gewundenen Canälen und überhängenden Felsvorsprüngen bewiesen. Aneinander stossende Felsflächen verschiedener Höhe sind häufig in gleicher Richtung geschrammt, wobei die dazwischen liegende Kante gerundet ist. Die Schrammen laufen mit ihr entweder parallel oder durchkreuzen sie in schräger Richtung. In gleicher Weise bekundet die Schrammung gewölbter, mannigfach gekrümmter und gewundener Oberflächen sowohl die Plasticität des Eises, vermöge welcher es den sich ihm entgegenstellenden Hindernissen nachzugeben wusste, als auch die Zähigkeit, mit welcher es an seiner Richtung festhielt, sodann aber auch den Druck, durch welchen es in die gewundenen Canäle hineingepresst und darin beharrlich weiter geschoben wurde.

Die Bewegung des Inlandeises ist zwar unabhängig von den untergeordneten localen Formen, wird jedoch von den grossen Zügen der Topographie beeinflusst. Aus den lang geschweiften Linien der Moränenzüge südlich der grossen Seen, welche nach CHAMBERLIN mit den Grenzen der letzten Vereisung zusammenfallen sollen, wird gefolgert, dass breite Becken die glaciale Bewegung begünstigen, während Erhebungen einen verzögernden Einfluss ausüben und tiefe aber schmale Thäler in gebirgigen Gegenden ohne wesentliche Bedeutung für die Eisbewegung sind. Da der Druck als eine der Quellen der Plasticität des Gletschereises betrachtet wird und dieselbe deshalb jedenfalls in gleichem Verhältniss zu dem Drucke steigt, so folgt, dass mächtige Gletscher in ihren unteren Schichten plastischer sind als seichte. Daraus soll sich ergeben, dass mächtiges Eis sich den Unebenheiten des Bodens besser anpasse, als solches von geringerer Mächtigkeit und demgemäss eine andere Schrammung hervorbringen werde, als dünnere Eisdecken. Der verticale Druck ist im Centrum der Vereisung am höchsten, während der horizontale mit der Annäherung an den Rand stetig zunimmt. Deshalb könne ganz im Allgemeinen behauptet werden, dass in mächtigen Eisströmen der Seitendruck gegen Hindernisse geringer sei, als in flachen Gletscherströmen. Wenn die Annahme richtig ist, dass in mächtigen Eisströmen die Bewegung langsamer ist als in seichten, so muss sich bei ersteren eine grössere Übereinstimmung der Schrammung mit der Felsoberfläche ergeben als bei letzteren, da langsame Bewegung die plastische Eigenschaft des Eises mehr zur Geltung bringt. Wenn Thäler von nur localer Bedeutung die Hauptrichtung der Eisbewegung kreuzen, werden sie die unteren Eispartien um so weniger ablenken, je flacher und breiter sie sind, um so mehr, je tiefer und enger. Nur wenn sie ausserordentlich schmal sind, haben sie keinen Einfluss auf die Eisbewegung. Je kleiner der Winkel zwischen dem Lauf des Thales und der Eisbewegung ist, desto geringfügiger ist auch die ablenkende Thätigkeit des ersteren. Wenn ein Thal einen rechten Winkel mit dem Eisstrom bildet, so hängt es hauptsächlich von der Mächtigkeit des letzteren ab, ob er das Thal zu kreuzen vermag oder ihm folgen muss. Die Topographie hat daher während der verschiedenen Stadien der Vereisung einen wechselnden Einfluss ausgeübt.

Da die Eisbewegung nahe am Gletscherende annähernd rechtwinkelig zum Rande desselben ist, so leuchtet ein, dass die Bewegungsrichtung an irgend einer gegebenen Localität sich während verschiedener auf einander folgender Stadien der Vereisung in der Nähe des Randes verändert haben muss, wie symmetrisch auch der Rückzug gewesen sein mag. Abgesehen hiervon können während der Abschmelzperiode Ablenkung der Bewegungsrichtung des Inlandeises und daraus entstandene Kreuzung der Schrammen veranlasst sein durch die Topographie, ferner durch die Ungleichheit der Schneeanhäufung, wodurch die Bewegung der Eisströme Schwankungen erlitt, sodann durch die supra- und subglaciale Entwässerung, durch Entstehung von Eisspalten, deren Wände sich immer

wieder zu vereinigen strebten, durch Ablation, durch Wärme in den Jahreszeiten und klimatischen Perioden, ausserdem durch die das Eis bedeckenden Schuttmassen, sowie auch durch Bewegungen der Erdrinde. Es kommen jedoch auch in Amerika sich kreuzende Schrammensysteme vor, welche verschiedenen Epochen und Gletschern verschiedenen Ursprungs angehören.

Die Wirkungen der Abrasion des Gletschereises werden in vier Classen eingetheilt: 1. das Losbrechen (disruption), 2. das Furchen und Auskehlen (grooving), 3. die Schrammung und 4. die Glättung. Schöne Beispiele tiefer glacialer Furchung werden von Kelley's Island (Lake Erie) abgebildet.

Bei der Schrammung werden unterschieden: haarfeine, durch Sand hervorgebrachte Linien; „Chatter marks“, welche durch eine vibrirende Bewegung verursacht sind, wenn das grabende Werkzeug nicht fest genug gefasst ist, der Bewegung die Stetigkeit fehlt, oder irgend eine dauernde Unebenheit vorhanden ist; halbmondförmige Querschrammen, welche mit den concaven Seiten nach abwärts zeigen; gezackte Furchen; halbmondförmige Vertiefungen, deren convexe Seite nach vorn gerichtet ist; und schliesslich springende oder unterbrochene Schrammen. Die letzten drei Arten glaubt CHAMBERLIN besser durch schwimmendes Eis erklären zu können.

Nachdem noch Breite, Tiefe und Länge der Schrammen, ihre Ablenkung, ihr Anfang und Ausgang, sowie der Process der Schrammung, besonders die Art und Weise, wie Blöcke als schrammende Werkzeuge in Wirksamkeit gesetzt und daraus entfernt werden, ferner die Glättung und Abtragung eingehend erörtert worden sind, werden zum Schluss die Methoden besprochen, durch welche die Bewegungsrichtung bestimmt werden kann.

Die sehr eingehende Arbeit ist mit vortrefflichen, meist nach Photographien hergestellten Holzschnitten im Text ausgestattet.

F. Wahnschaffe.

W. Upham: Walden, Cochituate and other lakes enclosed by modified drift. (Proceed. of the Boston Soc. of Nat. Hist. Vol. XXV. 228—242.)

Die hier behandelten Seen und kleineren Wasseransammlungen werden meist durch theils hügelige, theils ebene modificirte Drift begrenzt, d. h. durch Schichten von Sand, Grand oder seltener von feinem Thon, welche direct von der schmelzenden und zurückweichenden Eisdecke herkommen und durch die von der Eisoberfläche herabkommenden Ströme abgesetzt wurden. Sie umfassen wahrscheinlich nicht ganz ein Drittel aller Seen in den vergletschert gewesenen Gebieten, während der grössere Theil der Seen in Becken der unregelmässig wellig entwickelten Tilldecke (unmodified drift) oder zwischen den Hügeln und Rücken der Endmoränen liegt. Was die innerhalb der modificirten Drift gelegenen Seen anlangt,

von denen Lake Walden (102 Fuss tief) und Lake Cochituate (50—60 Fuss tief) in Massachusetts typische Beispiele sind, so ist Verf. der Ansicht, dass beim Schmelzen der Eisdecke grosse inselartige Eismassen vor dem Eisrande liegen blieben und durch sehr schnell erfolgenden Absatz der im unteren Theil der Eisdecke enthaltenen Sande und Grande völlig eingeschlossen wurden. Erst nach dem Absatz dieser durchschnittlich 40 Fuss mächtigen „englacial Drift“ sollen die grossen Eisinseln und -halbinseln geschmolzen sein, so dass die jetzigen Seebecken die von ihnen zurückgelassenen Lücken darstellen, welche ohne die Eismassen von den Grand- und Sandschichten hätten ausgefüllt werden müssen. Diese Hypothese setzt ein ungleich schnelleres Schmelzen des eigentlichen Eisrandes als der von ihm bereits abgetrennten Partien sowie einen ausserordentlich hohen Betrag an Driftmaterial im unteren Theile des Eises selbst voraus. Dass dasselbe nicht in allen Theilen der Eisdecke vorhanden gewesen sein kann, zeigt der Verf. selbst durch Hinweis auf gewisse Theile New Englands und Minnesotas. Am Schluss spricht sich der Verf. für die supraglaciale Entstehung der Åsar oder Eskers im Gegensatz zu DAVIS und SHALER aus, welche eine subglaciale Entstehung befürworten. **F. Wahnschaffe.**

M. J. McGee: The Columbia Formation. (Proceed. of the Amer. Assoc. for the advanc. of science. V. XXXVI. 221 u. 222.)

Die den verschiedenen Ablagerungen der Kreide und des Tertiärs discordant auflagernde Columbia-Formation des mittelatlantischen Randgebietes besteht 1. aus Deltabildungen, die von dem Roanoke und Delaware, sowie den zwischen ihnen befindlichen Flüssen abgelagert wurden, während einer bei erstgenanntem Flusse 100 Fuss, bei letztgenanntem 450 Fuss betragenden Senkungsperiode und 2. aus einer Reihe terrassirter littoraler Ablagerungen. Die Deltas zeigen eine untere aus Geschieben, geschichtetem Sand und Grand und eine obere aus Ziegelthon und Lehm bestehende Abtheilung. Genaue Beobachtungen über die Herkunft der Geschiebe und über die Beziehungen der Deltas zu den Endmoränen haben ergeben, dass letztere, da sie über den Deltabildungen liegen, jünger sind, und dass jene während einer früheren Glacialperiode von längerer Dauer gebildet wurden. Alle Umstände weisen darauf hin, dass zwei Glacialperioden, die durch einen langen Zeitraum milderer Klimas von einander getrennt waren, unterschieden werden müssen. **F. Wahnschaffe.**

G. F. Becker: Antiquities from under Tuolumne Table Mountain in California. (Bull. geol. soc. of America. 2. 189—200. 1891.)

In den allgemein für pliocän gehaltenen, von Laven überdeckten goldhaltigen Flussschottern Californiens sind mehrfach Steinwerkzeuge und Knochenreste vom Menschen (Calaveras-Schädel) gefunden worden, deren Authenticität der Verf. z. Th. unter Beigabe von Abbildungen darlegt.

Zugleich mit den schön geformten Mörsern u. s. w. der neolithischen Periode finden sich tertiäre Pflanzen und Reste pliocäner Wirbelthiere: Zur Erklärung dieses schwer deutbaren Verhältnisses stellt der Verf. versuchsweise die Hypothese vom Überleben pliocäner Thiere in Californien auf, wie ja auch die Eiszeit in der Sierra Nevada eine locale, von den Ereignissen im nordöstlichen Amerika unabhängige Erscheinung gewesen sein könnte.

Kalkowsky.

G. Bodenbender: La Cuenca del Valle del Rio 1º en Córdoba. (Bol. Acad. Nac. Córdoba. XII. 5—54. 4 Taf. 1 Karte. 1890.)

Verf. bespricht an der Hand zahlreicher von ihm untersuchter Profile die Gliederung der Pampasformation bei Córdoba, zeigt, dass diese letztere eine zwischen der Sierra de Córdoba und dem Mar chiquito vorhandene muldenförmige Niederung des Grundgebirges ausfüllt, und legt im Anschlusse hieran seine Ansichten über die Vorgänge dar, welche zunächst diese Ausfüllung besorgten, späterhin aber einen Theil der zur Ablagerung gelangten Löss-, Sand- und Geröllschichten wieder zerstörten und dadurch jene Ausweitung des Thales vom Rio primero erzeugten, welche die Veranlassung zur Gründung der Stadt Córdoba werden sollte. Die Hauptrolle bei allen diesen accumulirenden und erodirenden Vorgängen wird dem fliessenden Wasser zugeschrieben; dem Winde und Pflanzenwuchse wird nur eine untergeordnete Bedeutung eingeräumt.

Bemerkenswerth erscheint, dass sich zwischen den fluviatilen Ablagerungen der Córdobaeser Mulde an zwei Stellen auch Anhäufungen vulcanischer Asche finden sollen. Von dieser letzteren wird angegeben, dass sie ausschliesslich aus Quarzsplittern besteht, dass sie solchen gleicht, welche unter ähnlichen Verhältnissen und in weiter Verbreitung auch in anderen Provinzen der Republik vorkommt, und dass sie von einer starken Eruption wahrscheinlich trachytischen Materiales abzuleiten sein dürfte. Ref. steht wohl nicht vereinzelt da, wenn er eine schärfere Begründung der vulcanischen Herkunft dieser Quarzsplitter für recht wünschenswerth hält.

A. W. Stelzner.

of the Rocky Mountains near Denver, Colorado. — W. CROSS: Constitution and origin of Spherulites in Acid Eruptive Rocks.

30) Proceedings of the American Philosophical Society. Philadelphia. [Jb. 1893. I. -222-.]

Vol. XXX. Dec. 1892. No. 137. — D. KIRKWOOD: On the Mutual Relations between the Orbits of Certain Asteroids. 269. — COPE: On the Phyllogeny of the Vertebrata. 278; — On some Points of Cinetogenesis of the Limbs of Vertebrates. 282.

31) Records of the Geological Survey of New South Wales. 8°. Sidney. [Jb. 1893. I. -456-.]

1893. Vol. III. Part III. — A. STONIER: On the Occurrence of Leucite-Basalt at Lake Cudgellico. 71. — ETHERIDGE: On the Occurrence of a Plant allied to Schizoneura, in the Hawkesbury Sandstone. 74. — LEIGH: Notes on the Rosebrook Caves, near Cooma. 77. — ETHERIDGE: Idiographic Carvings of the Aborigines at Point Piper, Rose Bay, Port Jackson etc. 80. — ETHERIDGE and DUN: The Australian Geological Record for the Year 1891. 86.

Druckfehler-Berichtigung.

1891. I. -205- Z. 3 v. u. lies Asmanit anstatt Asmonit.
 „ „ -206- Z. 13 v. o. „ doppelbrechende anstatt doppelbrechend.
 „ „ -207- Z. 15 v. o. „ MICHEL-LÉVY's anstatt ROSENBUSCH's.
 „ „ -207- Z. 19 v. u. „ Lutecit anstatt Lucetit.
 „ „ -207- Z. 14 v. u. „ Trennungsebenen anstatt Trennungsebene.
 „ „ -208- Z. 14 v. o. „ in der Klammer 1.165 anstatt 0.165.
 „ II. -67- Z. 3 v. u. „ Sanidinit anstatt Sanadinit.
 „ „ -91- Z. 15 v. u. „ 1 : 0,0991 anstatt 4 : 0,0991.
 „ „ -91- Z. 18 v. u. „ P_{∞} anstatt P_{∞} .
 1892. I. -85- Z. 18, 19 v. o.: anstatt VII. Ann. Rep. U. St. Geol. Survey.
 1885—86. Washington 1888 lies VIII. Ann. Rep. U. St. Geol. Survey.
 1886—87. Washington 1889.
 1892. I. -49- Z. 1 v. o. lies Lagen anstatt Lage.
 „ „ -91- Z. 17 v. u. „ P_{∞} anstatt P_{∞} .
 „ „ -91- Z. 15 v. u. links, lies 1 : 0,0991 anstatt 4 : 0,0991.
 „ „ -99- Z. 18 v. u. lies das unterlagernde Tertiär anstatt des unter-
~~lagernden Tertiärs.~~
 „ „ -301- Z. 10 v. u. lies petrographischen anstatt epetrographischen.
 „ „ -301- Z. 10 v. u. „ Altersfolge anstatt Altersfolg.
 „ „ -319- Z. 8 v. u. „ EDW. S. DANA anstatt EDW. L. DANA.
 „ „ p. VII (Inhaltsverz.) ebenso.
 „ „ -385- Z. 6 v. u. lies Es anstatt Er.
 „ „ -386- Z. 23 v. o. „ kehren anstatt treten.
 „ II. p. X. Z. 28 v. u. „ Royat anstatt Rogat.
 „ „ -23- Z. 23 v. u. „ Royat anstatt Rogat.