

Diverse Berichte

Geologie.

Allgemeines.

J. Walther: Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. Jena 1893—1894. 1055 S.

1. Theil. Bionomie des Meeres. Beobachtungen über die marinen Lebensbezirke und Existenzbedingungen.

2. Theil. Die Lebensweise der Meeresthiere. Beobachtungen über das Leben der geologisch wichtigen Thiere.

3. Theil. Lithogenesis der Gegenwart. Beobachtungen über die Bildung der Gesteine an der heutigen Erdoberfläche.

Der Gedanke, welcher zu der Ausarbeitung dieses Werkes geführt hat, gipfelt darin, dass es nicht möglich ist, mit Hilfe der Leitfossilien eine wahre und chronologisch festgefügte Erdgeschichte zu schreiben, dass hierzu aber ein anderes Hilfsmittel bereit steht, die Erforschung der Bildungsweise der Sedimente, welche, in richtiger Weise gehandhabt, Aufschluss giebt über die Beschaffenheit räumlicher Lebensbezirke, über die Vertheilung der Klimate, über die Gleichzeitigkeit bestimmter Sedimente, über die Oscillationen und Transgressionen der Meere und über die Verlagerung der Erdaxe. Die „ontologische Methode“, deren sich Verf. hierbei bedient, besteht wesentlich darin, „aus dem Sein das Werden zu erklären“, ein durch **LYELL's** Autorität in der Geologie zur Geltung gebrachter Grundsatz.

Es ist ein dankenswerthes Unternehmen des Verf., alles das zusammenzustellen, „was die erfolgreiche Handhabung dieser Methode ermöglicht.“ „Der Geologe will in erster Linie die Bildung der Gesteine, in zweiter Linie die Bedingungen, unter denen die fossilen Organismen gelebt haben und gestorben sind, beurtheilen können, und doch ist noch keine Zusammenstellung der einschlägigen Thatsachen vorhanden. Diesen Zweck soll vorliegendes Werk erfüllen.“ Seine Überschrift hätte daher auch vielleicht lauten können: „Materialien zur Handhabung der ontologischen Methode.“

Nach einigen kurzen Capiteln über die Geschichte, deren Gedanken im 3. Theile des Werkes ausführlicher wiederkehren, den Weg und die

Grenzen der ontologischen Methode, wird dann das erste Thema, die Bionomie des Meeres, angeschlagen. Die Disposition des Ganzen und die Art und Weise, wie die Verarbeitung in Angriff genommen ist, geht aus den Überschriften der Capitel hervor. Sie lauten: 1. Die Bedingungen des Lebens (S. 1—9). 2. Die Lebensbezirke des Meeres (S. 10—15). 3. Die Organismen des Meeres (S. 16—24). 4. Die Facies des Meeresbodens (S. 25—34). 5. Der Einfluss des Lichtes (S. 35—45). 6. Der Einfluss der Temperatur (S. 46—56). 7. Der Einfluss des Salzgehaltes (S. 57—69). 8. Gezeiten und Wellen (S. 70—77). 9. Strömungen und Circulation des Meeres (S. 78—86). 10. Die Flora des Litorals (S. 87—93). 11. Die Litoralfauna (S. 94—103). 12. Die Flora der Flachsee (S. 104—111). 13. Die Fauna der Flachsee (S. 112—123). 14. Aestuarien und Relictenseen (S. 124—136). 15. Das offene Meer (S. 137—153). 16. Die Tiefsee (S. 154—168). 17. Die oceanischen Archipele (S. 168—176). 18. Die geologischen Veränderungen der Meere (S. 177—186). 19. Die Wanderungen der Thiere (S. 187—192). 20. Die Correlation der Lebensbezirke (S. 193—196).

Grosse Abschnitte der allgemeinen Geographie und Zoologie sind hier, wie man aus den beigegefügteten Seitenzahlen sieht, in gedrängter Kürze behandelt, und es wäre unmöglich, über die zahlreich aneinandergereihten Citate und Beobachtungen ein sachlich wiederspiegelndes Referat zu geben. Einzelnes nur mag hervorgehoben werden.

Unter Facies versteht Verf. die physikalischen Eigenschaften des Meeresbodens, welche die Vertheilung der Organismen im Meere regeln. Diese Beschaffenheit des Untergrundes und die Wasserbewegung, Wellen und Strömung sind die beiden hauptsächlichsten Factoren bei der Ausbreitung der Organismen. Bedingungen des Pflanzenlebens auf dem Untergrunde und dann seine Beschaffenheit selbst, ob felsig, sandig oder schlammig, üben nicht allein directe Einflüsse bei der Besiedelung, sondern auch indirecte aus, indem Raubthiere, Parasiten, was überhaupt in Abhängigkeit von jener Grundfauna lebt, auch mit ihr sich ändert. Die Differenzirung einer Fauna durch den Untergrund kann schliesslich wiederum zur provinziellen werden, wenn später die Faciesunterschiede sich ausgleichen.

Nur in übereinanderlagernden Schichten, die zugleich isopisch sind, wird man Übergänge der Arten erwarten können; im Übrigen muss man oft weit auseinanderliegende isopische Sedimente zu diesem Zwecke studiren (s. u.).

Eine bathymetrische Zonengliederung hält Verf. wohl local für berechtigt und führt einige Beispiele dafür an, misst ihr aber eine allgemeinere Bedeutung nicht zu. Die absolute Tiefe (und der Druck) ist eines der nebensächlichsten Momente einer Vertheilung der Organismen; Licht, Temperatur, Facies bestimmen sie, und nur insofern diese mit zunehmender Tiefe sich ändern, ersetzt eine Lebenszone die andere.

Diese Änderungen sind aber nicht gleichmässig; ihre Abstände sind in den oberen Wasserschichten sehr kleine, mit zunehmender Tiefe sehr gross und in der Tiefsee haben Licht und Temperatur ihren ordnenden

Einfluss wesentlich eingebüsst. Die Flachsee ist aus verschiedenen Gründen der wichtigste Lebensbezirk; hier herrscht Durchlichtung, Pflanzenleben, Wasserbewegung, Wechsel der Facies, der Temperatur und des Salzgehaltes.

Den Begriff der Tiefsee fasst WALTHER dahin, dass er nur den Boden des tiefen Wassers mit den auf ihm ruhenden untersten Wasserschichten so benennt. Die Mehrzahl der Tiefseethiere zeigen Anpassungen an das Leben in oder auf dem Schlamme des Meeresgrundes. Die planktonischen Formen, welche bis in die untersten Wasserschichten hinabsteigen, bleiben Bewohner des offenen Meeres, d. h. des unbegrenzten Wassers.

Bei Besprechung der Tiefseeformen wird auch der Entwicklung ihrer Sehorgane gedacht und die Vermuthung aufgestellt, dass die sehenden eine nektonische, die blinden eine benthonische Lebensweise führen, also, dass die einen frei schwimmen, die anderen kriechen oder graben. Jene bedürfen Augen, um beim Scheine eigener oder fremder Leuchtorgane die Beute zu erhaschen. Man kann Verf. beistimmen, dass der Schluss aus dem Vorkommen blinder fossiler Thierformen auf „tiefes Wasser“ ein verhängnissvoller ist.

Der zweite Theil behandelt „die Lebensweise der Meeresthiere“ und enthält besonders „Beobachtungen über das Leben der geologisch wichtigen Thiere“. Nach einer Einleitung über die „Lücken der palaeontologischen Überlieferung“ giebt Verf. dann Angaben über Lebensweise und Wohnort der Foraminifera, Radiolaria, Spongia, Anthozoa, Crinoidea, Asteroidea, Echinoidea, Holothurioidea, Bryozoa, Brachiopoda, Lamelli-branchiata, Gastropoda, Cephalopoda und Crustacea.

Die Thiergruppen werden kurz, in grossen Zügen eingeführt und dann folgen lange Listen über die Tiefen, in denen sie gefangen sind. Es steckt eine enorme Mühe in diesen Collectaneen; ich möchte meinen, dass kein ihr äquivalenter Nutzen erzielt ist. Erstens konnte für viele Gruppen doch unmöglich die Basis der kritischen Sichtung geschaffen werden, und zweitens liesse sich meist das Resultat seitenlanger Aufzählungen in wenige Worte fassen, denn dem Geologen, für den das Buch geschrieben ist, werden die lebenden Arten doch nur im jüngeren Tertiär begegnen und ihn interessirt mehr die Amplitude, innerhalb deren sich die Lebensbedingungen einer Gattung abspielen. Die Capitel sind auch in der Behandlung nicht gleichwerthig.

Die über Radiolarien, Foraminiferen, Spongien und Anthozoen sind vorzüglich, weil dem Verf. theils treffliche zoologische Arbeiten, theils reiche eigene Erfahrung zur Hand waren.

Weniger geglückt ist die Bearbeitung der Mollusken. Die Zusammenstellung der Arten, welche in den nach WOODWARD und FISCHER angenommenen Provinzen leben, müsste, um als Basis für palaeontologische oder geologische Arbeiten zu dienen, vielmehr ins Einzelne ausgearbeitet und kritisch gesichtet und gesichert werden; so wie sie vorliegt, darf man sich nicht ohne weiteres auf die angeführten Daten verlassen. So fehlt z. B. S. 376 unter den Mollusken der japanischen Provinz die Gattung

Pleurotomaria, und wiederum findet sich S. 383 über die karaibische Provinz der Satz: Sie mag über 1500 Arten enthalten, unter denen mehrere Gattungen fast ausgestorben sind: *Pholadomya*, *Pleurotomaria* und *Murchisonia*. (Die angebliche *Murchisonia* ist wahrscheinlich eine *Turritella* oder *Sequenzia*; sie ist nach einem kleinen Gehäuse seinerzeit von MÖRCH (1875) beschrieben, aber nicht abgebildet. In Listen, die für vergleichend palaeontologische Arbeiten bestimmt sind, lässt man eine solche „Papierspecies“ am Besten aus. Wie es sich mit *Pleurotomaria* verhält, ist schon gesagt.) Wenn S. 385 *Fissurella alternata* als Bewohner der transatlantischen Meeresprovinz aufgeführt wird, so ist das an sich richtig, aber es erweckt die falsche Vorstellung, dass sie bei den Antillen nicht mehr vorkäme, denn Verf. hat sie unter die Bewohner der karaibischen Provinz nicht aufgenommen. Phasianellen werden S. 484 bis zu 120 Faden Tiefe angegeben, während sie noch bei 287 Faden gefunden sind. Von *Sigaretus haliotideus* L. wird bemerkt: Seichtwasser; *S. planus* PHIL. 5 Faden. Es wäre leicht möglich, dass hiernach ein Stratigraph *Sigaretus* für eine extreme Seichtwasserform hielte und hieraus weitere Rückschlüsse auf eine Ablagerung zöge, und doch kennt man *Sigaretus* aus Tiefen von über 120 Faden. *Haliotis* kommt zwar meist im Seichtwasser vor, doch fand sich eine Art an der Floridaküste in 200 Faden Tiefe. Diese Correcturen sollen keinen Tadel aussprechen, sondern nur darthun, dass die langen Listen, die Verf. zusammengebracht hat, der Revision bedürfen. Ausserdem müssen die einfachen Angaben der Tiefe, in welcher ein Thier gefunden ist, noch ergänzt werden durch die Angabe der Temperatur, welche in diesen Wasserschichten herrschte, denn gerade diese ist oft die Veranlassung, dass eine Art in sehr verschiedenen Tiefen vorkommt, und sie wiederum ist mit Breite, Klima und Strömungen zu collationiren.

Solche Tabellen tadellos herzustellen, würde einen ausserordentlichen Aufwand von Mühe und Zeit und eine vollständige conchyliologische Schulung verlangen, aber brauchbar sind sie nun einmal nur im idealen Zustande und deswegen hätten sie meines Erachtens auch wegbleiben können. Durchaus nothwendig wäre auch eine genaue Literaturangabe, damit man sich eventuell selbst in eine bestimmte Frage weiter vertiefen kann. Aber in der allgemeinen Übersicht über die geographische Verbreitung der Mollusken werden wir nur auf FISCHER's Manuel de Conchyliologie verwiesen, und bei den über die verticale Verbreitung der einzelnen Classen aufgestellten Tabellen ist die angeführte Literatur auch eine lückenhafte.

Den „Ammoniten als Leitfossilien“ ist ein besonderer Abschnitt gewidmet, der unser Interesse beansprucht. In Anknüpfung an das Vorkommen leerer *Spirula*- und *Nautilus*-Gehäuse an den Gestaden des Tropengürtels wird für die Ammoniten gefolgert, dass ihre kosmopolitische Verbreitung in den Sedimenten nicht auf Wanderzüge der lebenden Thiere durch die Meere, sondern auf eine Verfrachtung der leeren, lufthaltenden Schalen zurückzuführen sei, während die Arten wahrscheinlich localisirt am Boden des Meeres lebten, kriechende mehr als freischwimmende Thiere. Die „Ammonitenfrage“, welche Verf. das räthselhafteste Problem der Erd-

geschichte nennt, an deren Lösung „sich das letzte und höchste Problem der Erdgeschichte knüpft“, glaubt er durch obige Annahmen einigermaassen gelöst zu haben und er giebt zum Schluss der Ansicht Ausdruck, dass die Ammonitenschalen nicht nur homotaxe Stufen, sondern wirklich homochrone Zeitabschnitte der Erdgeschichte markiren.

Warum dieses nun bloss unter des Verf. Annahme Geltung haben soll, ist mir ebensowenig ersichtlich, wie ich glaube, dass diese Annahmen, soweit sie neu, genügend gestützt sind. Dass die *Nautilus*-Thiere kriechend auf ihre Beute Jagd machen, ist bekannt; schon die mächtige Entwicklung des Kieferapparates weist auf litorales Leben hin. Zweifellos aber sind sie auch frei schwimmend beobachtet, und auch beim Schwimmen gefangen. Die „Arten“ von *Nautilus* zu definiren, ist auch für einen geübten Conchyliologen eine schwere Arbeit und man ist sich über die Zahl der anzunehmenden Arten durchaus uneinig; insbesondere dürften die sehr seltenen *N. macromphalus* (nicht *macrophthalmus*, wie Verf. schreibt) und *N. umbilicatus* in eine und dieselbe genabelte Varietät von *N. pompilius* zu verschmelzen sein. Der Satz: „*Nautilus* und *Spirula* leben an sehr eng umschriebenen Localitäten benthonisch und werden am Meeresboden gefangen, dagegen findet sich ihre Schale kosmopolitisch verbreitet“, enthält daher weniger Thatsachen, als Behauptungen, die sich auf der folgenden Seite 514 schon in der Form verhärtet haben: „*Nautilus* und *Spirula* sind kriechende oder fest sitzende (!) Thiere, welche ein durchaus benthonisches Leben führen.“

Dass die Ammonitenschalen nach dem Tode ihrer Bewohner auf dem Meere flottirend hin und her getrieben und gelegentlich weit verschleppt, oder in besonderen Buchten zusammengeschwemmt wurden, das ist eine sehr wahrscheinliche Annahme. Sie vermag aber allein der Verbreitung der Ammoniten durchaus nicht gerecht zu werden, und an vielen Fundpunkten haben wir deutliche Anzeichen, dass wir es mit Wanderzügen der lebenden Ammonitenthiere zu thun haben.

Dabei handelt es sich zuweilen um eine Abstufung von Arten nach der Zeit, welche durch ein Zusammenspülen leerer Schalen doch schwerlich erklärt werden kann. Es ist auch ganz evident, dass an manchen Fundpunkten, wo wir Ammoniten in grosser Masse finden, sich auch der Lebensprocess dieser Thiere vollzogen haben muss. Es ist ferner ganz sicher, dass einige Ammonitenarten nicht überall den gleichen Horizont innehalten, oder dass sie am einen Orte ein bestimmtes Niveau charakterisiren, an einem anderen durch mehrere Schichten verfolgt werden können. Übrigens möchte ich doch darauf hinweisen, dass auch einige der schweren Belemniten eine fast universale Verbreitung in derselben Schichte haben, was doch nur durch Wanderungen der Thiere Erklärung findet; ferner ist die strenge Beschränkung der Säugethiere auf eng gefasste Zonen, bei relativ weiter Verbreitung, in diesem Zusammenhang erwähnenswerth, denn wir lernen daraus, dass wir entweder die Schnelligkeit der Wanderungen oder die Länge der Zeiträume, welche in einer Schicht gleichsam in eins zusammengezogen sind, unterschätzen. Allerdings wird Verf. alle

solche Schichten wohl nur für homotax, und nur solche, die gleiche Ammoniten enthalten, für isochron erklären. Aber in den nach Ammoniten parallelisirten Schichten kommen auch andere Thiere in universaler Verbreitung vor, und da die Gleichzeitigkeit dieser Arten durch die Anwesenheit der Ammoniten erhärtet ist, so hindert nichts, das auch in anderen Fällen ohne Ammoniten anzunehmen.

Der dritte, erst jüngst erschienene Theil ist der umfangreichste. Er ist betitelt: „Lithogenesis der Gegenwart. Beobachtungen über die Bildung der Gesteine an der heutigen Erdoberfläche,“ und zerfällt wieder in drei grössere Abschnitte: A. Allgemeine Lithogenie. B. Die Faciesbezirke der Gegenwart. C. Grundlinien einer vergleichenden Lithologie.

Unter Lithogenie versteht Verf. die „ontologische Forschung“ auf dem Gebiete der Gesteinsbildung; sie „hat die Entstehung der fossilen Gesteine durch Untersuchung der recenten gesteinsbildenden Vorgänge zu erforschen“. Für die Art der Behandlung ist besonders das 2. Capitel: Denudation und Auflagerung, maassgebend.

Verwitterung, Ablation, Transport und Corrosion verkürzen den Erdradius, sie werden gemeinsam als Denudation bezeichnet; die Auflagerung jeder Art verlängert den Radius. Die Aufgabe heisst: Für jeden geologischen Zeitabschnitt die Regionen der Denudation und diejenigen der Auflagerung aufzusuchen und klarzulegen. Jede Schichtungsfläche war einmal die Oberfläche der Lithosphäre, und man muss festzustellen versuchen, ob sie durch Denudation oder durch Auflagerung entstanden ist. Den Discordanzen wird sehr grosse Bedeutung beigelegt; „kein Leitfossil erlaubt so scharfe Trennungshorizonte zu ziehen, keine einzige concordante Schichtenfläche hat einen ähnlichen gliedernden Werth für weitere Erstreckung wie eine Discordanz.“ „Jede concordante Schichtenfuge ist eine Auflagerungsfläche, jede discordante Schichtenfuge ist eine Denudationsfläche.“ Aber man muss in der concordanten oder discordanten Schichtenfolge nicht die Gegensätze zwischen Wasser und Festland, und ebensowenig diejenigen einer kürzeren oder längeren zeitlichen Unterbrechung der gesteinsbildenden Vorgänge sehen, sondern eben nur jenen fundamentalen Gegensatz.

Hierauf folgen nun die Capitel: Verwitterung, Ablation und Transport, Corrosion, Einfluss der Dislocation auf die Stärke der Denudation, Denudationsflächen, Auflagerungsflächen und Entstehung der Schichtung, mechanische Ablagerungen, chemische Ablagerungen, organische Ablagerungen, vulcanische Ablagerungen, Diagenese (d. h. Veränderungen bei der Verfestigung, die weder durch Vulcanismus, noch durch Gebirgsdruck hervorgerufen werden), Metamorphose.

Im Abschnitte B sind folgende Capitel vereinigt: 1. Das Festland (allgemeine Übersicht); 2. das Polargebiet; 3. die gemässigte Zone; 4. die Wüstengürtel; 5. das Tropenland; 6. die festländischen Vulcane; 7. das Litoralgebiet.

Die Ablagerungen, die man aus diesen Festlandsbezirken kennt, werden nach bestimmten Kategorien getrennt (z. B. Exaration, Erosion,

Deflation, mechanische, chemische Ablagerungen) und übersichtlich nach der Art und den Umständen ihrer Bildung vorgeführt.

Grosse Bedeutung schreibt Verf. (eine Einzelheit herauszugreifen) den diagonal geschichteten Resten der Wanderdünen zu, welche als ihre Basis zurückbleiben. Der Löss wird in Anschluss an RICHTHOFEN erklärt, ebenso der Tschernosjom. Die Pampasbildungen sind etwas zu kurz weggekommen und nicht nach den neuesten Quellen besprochen.

Den meisten Tropengebilden des Festlandes sind secundär durch Diagenese hinzugefügte Eigenschaften charakteristisch; der Wechsel zwischen Regenzeit und Trockenzeit spielt dabei eine grosse Rolle, indem während jener sich Minerallösungen im Boden bilden, deren Gehalt in der Trockenzeit wieder abgeschieden wird. Die in allen tropischen Ablagerungen häufigen Concretionen werden auf diesen Wechsel zurückgeführt. Der lateritische Charakter ist zwar häufig, aber nicht durchgehend als Merkmal anzusehen.

Das Litoralgebiet wird mit Nachdruck für das Festland reclamirt; es wiegen die Sedimente vor, die wir in den Faciesbezirken des Festlandes verbreitet sehen. Sehr fesselnd und schwungvoll sind die Dünen beschrieben, doch wirken einige irrige Angaben störend.

Dreikanter bilden sich im Allgemeinen nicht auf der Düne, weil es hier an grossen Steinen überhaupt fehlt; wo sie vorkommen, dürften sie dem diluvialen Untergrunde entnommen sein. Selbst glatte Steine des Strandgebietes gelangen nur bei schweren Stürmen vereinzelt auf die Düne, wo sie rasch eine charakteristische Oberfläche, aber keine andere Form erhalten. Die einzigen Dreikanter, die ich auf der kurischen Nehrung gefunden habe, waren entstanden durch Zerspringen neolithischer Netzsinker und passten, obwohl oberflächlich corrodirt, noch aneinander. Die Beschreibung der kurischen Nehrung trifft heute nicht mehr zu, da die Platte der Nehrung zum grössten Theile aufgeforstet ist, die gewaltigsten Sturzdünen festgelegt sind. Dass man in den hohlen Kiefernstämmen urplötzlich 10 und mehr Meter versinken kann, erscheint etwas bedenklich; meist sind sie überhaupt nicht mit Holzmulm, sondern mit Sand vollgepfropft.

Dem Meere ist zunächst Capitel 22 (allgemeine Übersicht) gewidmet, dann ferner Capitel 23. Die Flachsee, Capitel 24. Die Korallenriffe (eine sehr gute, durch reiche Erfahrung gestützte Bearbeitung!), Capitel 25. Die Vulcaninseln, und Capitel 26. Die Tiefsee.

Ein letzter grosser Abschnitt C stellt die „Grundlinien einer vergleichenden Lithologie“ fest.

Die „Vergleichende Lithologie“ beginnt mit der „Correlation der Facies“. Wie die Palaeontologie begründet ist auf die vergleichende Anatomie und das Gesetz von der Correlation der Organe, so liefert „die Correlation der Lebensbezirke“ eine ähnliche Basis für die Geologie. Wenn die Bestandtheile der Faunengebiete auch lückenhaft überliefert sind, so kann man sie nach der ontologischen Methode ergänzen. Aus verschiedenen Gründen, die wir noch berühren werden, z. Th. schon erwähnt haben, ist aber der palaeontologischen Untersuchung die geologische der Gesteine

vorzuziehen, zumal mächtig entwickelte, fossililere Gesteine unverwerthet bleiben würden.

Die vergleichende Lithologie geht genetisch vor, und zwar sind an erster Stelle die primären Eigenschaften zu berücksichtigen, erst an zweiter die durch Diagenese und Metamorphose erworbenen. Für diese Untersuchung sind also die undeutlichen Versteinerungen eines Dolomits als die primären Eigenschaften die wichtigeren. Die primären Eigenschaften hängen vom Klima, resp. von den äusseren Bedingungen des Bezirkes ab (Laterit-Moränen), und ein ursächlicher Zusammenhang besteht auch zwischen den verschiedenen Gebilden eines und desselben Faciesbezirkes.

Da jeder Faciesbezirk mehrere Ablagerungsarten umfasst und z. Th. voraussetzt, so lassen sich auch nicht erhaltungsfähige Ablagerungen nach dieser Methode ergänzen. So gab es z. B. zu allen Zeiten einen Wüstengürtel mit randlichen Lössablagerungen (?). Durch die Palaeontologie können diese Ablagerungen nicht gefunden und nicht parallelisirt werden.

Das Gesetz von der Correlation der Facies heisst nun, dass nur solche Ablagerungen sich überlagern können, die in der Gegenwart nebeneinander vorkommen. Zu den charakteristischen Momenten eines Faciesbezirkes gehören auch bestimmte Denudationsvorgänge, und es ist daher von hoher Wichtigkeit, entscheiden zu können, ob eine Schichtfuge über einer Denudations- oder einer Auflagerungsfläche liegt. Zu berücksichtigen ist ferner die bionomische Facies, welche bei Lössablagerungen, Korallenbauten, Diatomeenlagern sich kundgiebt. Löss kann sich z. B. in Polargebieten nicht bilden, weil er zu seiner Bildung des Pflanzenwuchses bedarf.

Mit Fossilien lässt sich keine einwurfsfreie Erdgeschichte treiben, aber mit Hilfe des Gesetzes der Correlation der Facies lässt sich ergänzen, was zu einer fossilreichen Ablagerung hinzugehört. (So könnte man also zu dem Löss in Deutschland einen Wüstengürtel construiren, was sonst nicht so leicht ist, und aus der Nothwendigkeit des Graswuchses auf ein nicht arktisches Klima schliessen, was für gewisse an arktischen Thieren reiche Niveaus im Löss auch seine Bedenken hat.)

Eine wichtige Aufgabe des Geologen ist, die Aequivalenz der Gesteine in formaler, chronologischer und genetischer Beziehung festzustellen. Zur Ermittlung der chronologischen Aequivalenz, der gleichzeitigen Bildung, bedient man sich der Leitfossilien. Schon früher ist eingewendet worden, dass die Verbreitung einer Art über eine grosse Fläche der Erde viel Zeit verlangt und dass das Auftreten gleicher Arten an verschiedenen Punkten der Erde nicht absolute Gleichzeitigkeit beweisen könne. Daher hat man das Wort Homotaxie eingeführt, welches einen gewissen Spielraum lässt. (Homotax wurden ursprünglich die Arten genannt, welche auf gleicher Entwicklungshöhe stehen, resp. die Faunen, die solche Arten enthalten, nicht die miteinander parallelisirten Sedimente.)

Die Tiergeographie der Gegenwart kennt nun nach WALTHER keine kosmopolitischen Arten, während die „Tiergeographie der Vergangenheit“ (so wird die Stratigraphie benannt) unzählige in weltweiter Verbreitung

kennt, deren Wanderungen, bis sie solche Verbreitung erlangten, grosse Zeiträume erforderten.

(In dieser Schärfe lässt sich der Satz gewiss nicht aufrecht halten. Es giebt eine ganze Menge Thierarten, die nicht weniger weit verbreitet sind, als die meisten fossilen. Der Kosmopolitismus der letzteren ist meist nach einigen festgelegten Punkten reconstruirt; das Vorkommen von *Mya arenaria* an der japanischen, nordamerikanischen und europäischen Küste würde, wenn es sich um Fossilien handelte, gewiss kosmopolitisch genannt werden. Andererseits, soweit auch die Artzerspaltung bei Palaeontologen geht, so sind doch die Conchyliologen hierin voraus, weil sie auch die Färbung noch benützen können, sowie die Weichtheile, die zuweilen Differenzen zeigen, die sich in der Schale noch nicht ausprägen.)

Erst die Erkenntniss von der „Correlation der Facies“ wandelt die Homotaxie der Leitfossilien in Homochronie der Gesteine um, und das ganze Buch ist gewissermaassen „ein Reisehandbuch für diesen Zweck“.

In der Anatomie wird genetische Verwandtschaft auf Grund primärer Eigenschaften erkannt, und mit Rücksicht hierauf werden homologe und analoge Organe unterschieden; so giebt es auch homologe und analoge Gesteine, deren Verwerthung für die Aufdeckung der Aequivalenz der Bildung eine verschiedene ist. Homologe bilden sich in demselben Faciesbezirke (z. B. in der Flachsee), analoge in verschiedenen Faciesbezirken, haben aber fast das gleiche Aussehen (rother Schlamm, rother Thon etc.).

Am wichtigsten sind die Ablagerungen des Festlandes, weil nach den Meeresabsätzen die „Lage der Erdaxe“ nicht leicht bestimmt werden kann. Ihr Studium wird zur Palaeogeographie, indem aus der Lagerung die Faciesbedingungen bestimmt werden.

Primär verschiedene Gesteine sind mit lithogenetisch anderen Bedingungen entstanden und ihre unmittelbare Folge bedeutet stets einen Facieswechsel. Eine Schichtfuge zwischen zwei Bänken gleichen Gesteines bedeutet aber auch einen kurzen Facieswechsel, nur ist das gebildete Sediment auf einen dünnen Belag reducirt.

Die Lage der Schichtfugen ist besonders wichtig als Mittel, um zu entscheiden, ob die von ihr abgeschnittene Schicht einer Auflagerungs- oder einer Denudationsfläche entspricht. „Würden alle lithogenetischen Bedingungen immer dieselbe Orientirung zur Erdaxe gehabt haben, so würden die Gebiete der Denudation und Auflagerung nicht gewechselt haben.“ Ihr Wechsel steht also in causaler Beziehung zu jenen und liefert Aufschlüsse über sie.

Ein Wechsel der Facies kann angezeigt werden durch den Übergang in ein homologes gleichzeitiges Gestein oder in ein hangendes petrographisch verschiedenes, aber auch diese Übereinanderlagerung geht hervor aus einem ursprünglichen Nebeneinander.

Ein Facieswechsel kann durch Veränderungen der Lithosphäre (Dislocation, Denudation, Auflagerung), durch solche der Hydrosphäre (Oscillationen, Transgressionen) oder der Biosphäre (Wanderungen der Organismen) hervorgerufen werden, doch sind letztere wohl meist Folge-

erscheinungen, weil die Organismen in sehr empfindlicher Weise auf die Verschiebungen der Facies reagiren.

Wenn man in übereinander gelagerten, verschiedenartigen Gesteinen verschiedenartige Fossilien trifft, so ist dies auf den Facieswechsel zurückzuführen, den die Differenz der Gesteine anzeigt. Anscheinend liegen hier Lücken der Entwicklungsreihen vor, in Wahrheit handelt es sich aber um Wanderungen, um ein seitliches Ausweichen der Organismen, die bei diesen Migrationen Veränderungen erleiden und die, wenn nach geraumer Zeit dieselbe Facies und sie mit dieser nach dem alten Platze zurückgeschoben wird, nicht mehr direct an die mit ihnen liegenden Arten anschliessen. Die Übergangsglieder sind in den während der Zwischenzeit an anderen Plätzen gebildeten Ablagerungen zu suchen. Die Bildung mächtiger Gesteine zieht übrigens an sich schon lithogenetische Änderungen nach sich; der Aufbau von 200 m Korallenkalk kann nicht ohne solche gedacht werden.

Die an den Sedimenten beobachtete Erscheinung des Facieswechsels lehrt uns also kennen einen Wechsel in der Tiefe und Ausdehnung des Meeres, bei festländisch gebildeten Gesteinen den Wandel der Klimazonen und die Verschiebungen der Erdaxe (!). Das Klima, welches hier die Facies vorschreibt, übt zugleich eine auslesende Thätigkeit aus gegenüber der Vermehrung der Thiere, und so ist auch die thiergeographische Curve, der Verbreitungsbezirk, ein Ausleseproduct desselben Factors.

(Die Verschiebungen der Organismen in Folge des Facieswechsels ist bekannt und ein von vielen Palaeontologen behandeltes Thema. Die Tendenz des Verf.'s geht aber dahin, den Werth der Leitfossilien herabzusetzen gegenüber geologischen Phänomenen; man erfährt dies auch aus anderen Capiteln des Buches, und besonders aus dem Bestreben, die weite Verbreitung identer Ammonitenarten als „Pseudoplankton“-Erscheinung zu erklären. Es ist das meines Erachtens ein gefährlicher und nicht zum Ziele, sondern bergab führender Weg. Die Bestimmung eines Fossils als Leitfossil ist rein empirisch, denn die Umbildung der Arten erfolgt verschieden rasch; manche ändern sich in geologischen Perioden kaum und trotzen selbst dem Facieswechsel, andere sehr rasch und registriren selbst kleinere Zeitabschnitte, wie sie einer geologischen Zone entsprechen. Dass solche ephemere Arten existiren, auch ausserhalb der Ammonitengruppe, und zwar zuweilen Formen, die schwerlich zu planktonischer Verfrachtung geeignet waren, braucht nicht belegt zu werden, und wenn durch neu gesammelte Erfahrungen einige ausgemerzt werden, so bleiben ihrer doch genug über. Für die ausgedehnte Verbreitung solcher Arten während der Zeit, die einer Zone entspricht, steht Zeit genug zur Verfügung, so dass hier nichts Räthselhaftes vorliegt. Verf. meint aber, wenn wir zu ausgiebig mit der Zeit operiren, dass dann die durch gleiche Leitfossilien bezeichneten, sehr weit auseinander liegenden Ablagerungen eben nicht mehr gleichzeitig gebildet sein können. Im strengen Sinne nicht, geologisch aber doch sicher noch, wenn es auch HERBERT SPENCER unlogisch nennt. In der Gegenwart, seit historischen Zeiten, lässt sich doch schon

manche grosse Verschiebung der Lebensbezirke einzelner Arten feststellen, und wenn der Suezcanal nicht den Erwartungen an faunistische Verschiebungen entsprochen hat, so ist zunächst noch gar nicht absehbar, wie das Resultat nach 100 oder 1000 Jahren sich gestaltet hat, und zweitens in Betracht zu ziehen, dass hier zwei sehr verschiedenartige Regionen mit ausbalancirter Bevölkerung durch eine sehr ungünstige, flache und heisse Strasse verbunden sind. Transgressionen des Meeres, welche Discordanzflächen zwischen zwei Schichten fast über Continente hinweg legen, dürften nach den Beobachtungen, die aus der Gegenwart über Verschiebungen und Strandlinien vorliegen, mindestens solche Zeiträume verlangen, dass in ihnen jede Art einmal die Gelegenheit fand, nach anderen Orten der Erde transportirt zu werden. Und noch eins möchte ich hervorheben. Wenn Verf. die Arten mit ihrer Facies herumwandern, sich auf diesem Wege ändern und geändert mit der Facies zurückkehren lässt, so fehlt hier der schärfste Anlass zur Artenänderung, denn sie blieben ja unter den gleichen physikalischen Bedingungen und in der gleichen Association. Wo über mehrere geologische Stufen hinaus die Lebensbedingungen die gleichen blieben (Gebirge um Hallstatt u. ä.), ist bei aller Variabilität der Abstand der jüngsten von der ältesten Form einer Reihe doch ein auffallend geringer. Es fehlt an einer energischen Weiterführung, und diese scheint mir gerade im öfteren Facieswechsel zu liegen. Der Facieswechsel, welchem die Trennung zweier concordanter Schichten zu Grunde liegt, ist für die Arten im Allgemeinen nicht unüberwindlich. Es scheinen sich die Brachiopoden auf dem Sandboden der rheinischen Grauwackenmeere nicht weniger wohl gefühlt zu haben, wie in benachbarten Meerestheilen mit kalkigen Absätzen. Der Untergrund allein thut's auch nicht, sondern sehr wesentlich kommen auch noch Strömungen etc. in Betracht. Wenn ausserdem eine Kalkbank zwischen zwei Thonbänke eingeschlossen ist, so braucht der Wechsel noch kein plötzlicher gewesen zu sein, denn jede Schicht ist gewissermaassen nur eine Stichprobe aus den zahllosen Sedimenten, die gebildet und wieder vernichtet werden, ehe eines als Gesteinsbank sich erhält. Den Beweis hierfür sehe ich in dem Charakter mancher fossiler Faunen, die unwiderleglich erkennen lassen, dass sie sehr rasch eingebettet sind, während die Schicht an sich Repräsentant eines langen Zeitraumes ist.)

Die Vorstellung einer natürlichen Auslese wird auch auf die Gesteine übertragen. Von den vielen Ablagerungen, welche gebildet werden, gehen nicht alle in den Zustand des Gesteines über. Manche können nur unter bestimmten Bedingungen erhalten bleiben oder die Rolle eines Gesteines übernehmen (Eis, Steinsalz z. B.). Dann wirkt die „Selection“ auch auf den Charakter des Gesteines, indem sie unter den Bestandtheilen der ursprünglichen Ablagerung eine Auslese hält; so entstehen Dünensande und aus den weggewirbelten Staubpartikeln lössartige Gesteine, oder Radiolariengesteine, indem alle Kalkschalen gelöst werden und nur die Kieselgerüste überbleiben.

Schliesslich aber wirkt die Auslese auch noch später auf die Oberflächenverbreitung der fertigen Gesteine, indem unter bestimmten klimatischen

Bedingungen die einen widerstandsfähiger sind als die anderen. Die Widerstandsfähigkeit ist also keine absolute, sondern dem Klima entsprechend. Granit kann im Norden ausserordentlichen Widerstand leisten, während seine polychromen Gemengtheile unter der Wirkung der Sonnenbestrahlung in Wüstengegenden leicht auseinanderbröckeln. Die Oberflächenbeschaffenheit eines Landes, oder, wie Verf. es ausdrückt, jede Denudationsfläche ist ein Ausleseproduct des Klimas.

In praecambrischer Zeit nahmen viele mannigfaltig gebildete krystallinische Gesteine an der Zusammensetzung der Oberfläche Theil; indem alle späteren Zeiten von ihnen zehren, beständig die Gemengtheile isolirt und zusammengeschafft werden, wird das Bild immer einförmiger.

Nach WALTHER kann aber seine ontologische Methode mit Nutzen nur auf eine Kategorie von Gesteinen angewendet werden. Er unterscheidet nämlich Dauergesteine, deren Bildung wesentlich von klimatischen¹ Bedingungen abhängig war, und Leitgesteine von specifischen Charakteren, welche sie durch specifische organische Processe erhielten (sofern die Eigenthümlichkeiten nicht durch Metamorphose bedingt sind). Diese Leitgesteine sind auf einen bestimmten Abschnitt der Erdgeschichte beschränkt, die Dauergesteine bildeten sich seit den ältesten Zeiten bis heute.

Aus letzteren liesse sich also, wenn die Untersuchungsmethoden genügend ausgearbeitet sind, der Schluss auf bestimmte physikalische Verhältnisse, welche bei der Bildung herrschten, ziehen, und dann wiederum verwerthen, um die übrigen Facies, welche nebeneinander vorzukommen pflegen, zu ergänzen.

Für die Beurtheilung der Leitgesteine war die Erwägung maassgebend, dass das organische Leben, dem sie ihre Existenz und Qualität verdanken, seit cambrischen Zeiten in beständigem Wandel begriffen ist, dass sich aber damit gleichzeitig alle durch Organismen eingeleiteten Processe ändern mussten. Dies ist einer der Grundgedanken des Buches. Dabei kann ich aber doch die Auffassung des Autors von der Wechselwirkung zwischen organischem Leben und Gesteinsbildung nicht ganz theilen, und mir scheint, dass er, im Bestreben, das Stabile im Charakter der Dauergesteine hervorzuheben, auf der anderen Seite allzusehr das labile Moment in den Vordergrund gerückt hat. Eine Kalkbank aus Ostreen wird allerdings anders aussehen als eine solche von *Anomia*, aber die Verschiedenheit erstreckt sich zunächst nur auf die Form der Constituenten und vielleicht auf die Form ihrer durch Lebensgewohnheit bedingten Ansiedelungen. Gesetzt, diese Kalkbänke würden bei der Gebirgsbildung gefaltet und durch enormen Druck krystallinisch, sodass die Form der Muscheln verschwände, so würde das Endproduct bei beiden wohl ununterscheidbar

¹ WALTHER fasst das Wort Klima in weiterem Sinne als gewöhnlich. Er spricht auch z. B. von einem Klima der Flachsee, welches als Function sämtlicher meteorologischer und oceanographischer Einflüsse aufzufassen wäre.

sein. Abgesehen von mechanischen Einwirkungen, die mit der Qualität der Art gar nichts zu thun haben und von ganz verschiedenen Organismen ausgehen können, wenn nur bestimmte Ähnlichkeiten der Form vorhanden sind (z. B. Wasserfiltrirung durch Pflanzenwuchs u. dgl.), handelt es sich in allen Fällen, in denen Organismen auf die anorganische Natur einwirken¹, um Ausscheidungen durch den Stoffwechsel, welche nach chemischen Gesetzen entstehen und einwirken. Solche Ausscheidungen können als gasförmige oder flüssige lösend wirken, meist handelt es sich aber doch hier um feste Ausscheidungen, welche direct in die Gesteinsbildung eingreifen können. Wenn das Thier seine Lebensgewohnheiten ändert, so wird auch die Form und die Quantität der Ausscheidungen geändert, viel langsamer aber die Qualität, und die verschiedenen Fälle von Qualitäten, die hier ernstlich in Frage kommen, sind an Zahl gering. Wir haben bei den Spongien Kalknadeln, Kieselnadeln und Hornnadeln; die grossen Gruppen zeigen aber ein durchaus einheitliches Verhalten, und die Möglichkeit, dass ein Kalkschwamm der genetische Nachkomme eines Kieselschwammes sei, kommt hier gar nicht in Frage. Solange Spongien an der Bildung von Gesteinen theilgenommen sind, handelt es sich wesentlich um kieselige oder um kalkige Elemente. Solange Zweischaler existiren, herrscht die rein kalkige Schale, und die Art der Einwirkung eines Zweischalers auf die Gesteinsbildung hat sich qualitativ seit undenklichen Zeiten gar nicht geändert.

Die Veränderung der organischen Welt in den uns bekannten geologischen Zeiträumen ist meiner Ansicht nach weit geringer, als Verf. meint. Er sagt z. B.: „Auf die Trilobiten und Graptolithen des Palaeozoicum folgen die Ammoniten und Rudisten der mesozoischen Perioden. Es wechseln nicht nur die Arten, Gattungen und Familien, sondern sogar die Ordnungen und Classen; und mit Ausnahme von *Lingula*, *Discina* und *Nautilus* hat kein palaeozoisches Thier die Gegenwart erreicht.“ Zu dem letzteren Passus, der wohl vielleicht ein lapsus memoriae ist, will ich nichts weiter bemerken, als dass die zahlreichen Radiolarien und Foraminiferen, Brachiopoden, Zweischaler und Gastropoden, welche als Gattung vom Palaeozoicum bis jetzt sich erhalten haben, mehr Berücksichtigung verdienen, als ihnen hier wird. Wenn man den lebenden *Nautilus* direct mit den silurischen und palaeozoischen zusammenbringt, so kann man auch ebenso gut sagen, dass *Ctenodus* in *Ceratodus* fortlebt, und dann haben wir selbst palaeozoische Wirbelthierformen noch heute. In den Trilobiten, Graptolithen, Rudisten und Ammoniten hat Verf. gerade die Abtheilungen herausgegriffen, die völlig ausgestorben sind; damit ist doch aber nichts über die Umwandlung der organischen Welt gesagt.

¹ Hierbei möchte ich bemerken, dass in Capitel 31, in welchem die lithogenetische Bedeutung der Organismen resumirt wird, deren Rolle etwas allzu emphatisch betont wird. S. 1001 heisst es: „So ist die Bildung des Kalksinters ein durchaus organisches Phänomen.“ Es ist bekannt, dass die Kohlensäure auch durch mechanische Einwirkung aus dem Wasser entweicht und Kalk zum Ausfallen gebracht wird.

In Folge physikalischer Änderungen oder anderer Entwicklungs-impulse schwoll bald diese, bald jene Abtheilung so an, dass ihre Hartgebilde gesteinszeugend wirken konnten; dass gegenwärtig keine Crinoidenkalke entstehen, liegt aber nur an der Häufigkeit, nicht am Material.

Verf. hat hier mehrere Fragen verflochten, sodass es schwer ist, sie auseinander zu lösen und auf jede präzise zu antworten. Seine Leitgesteine (für die ontologische Methode, die Correlation der Lebensbezirke festzustellen, unbrauchbar) sind eben auch nichts anderes als Dauergesteine mit Leitfossilien, bei deren Untersuchung man der Palaeontologie nicht entrathen kann. Wirklich zoogene Gesteine im engeren Sinne, an deren Aufbau wesentlich eine Art oder Gattung theilgenommen ist, giebt es im Ganzen recht wenig. Meist handelt es sich um Kalke oder Sandsteine oder Thone, in denen mehr oder weniger Fossilien liegen; dass der Kalk wesentlich durch die Zertheilung oder Zerreibung thierischer Hartgebilde zusammengekommen ist, bleibt sich dabei gleich.

Dass nun die sedimentären Leitgesteine stets etwas verschieden sind, ist bei der enormen Zahl der einzelnen Momente, welche bei der Bildung eines Gesteines in Combination und Variation kommen, nicht zu verwundern; eher wäre das Gegentheil erstaunlich, wenn einmal an zwei verschiedenen Stellen der Erde oder zu verschiedenen Zeiten übereinander sich zwei idente Gesteine bildeten.

WALTHER erklärt sich als Anhänger des Actualismus, wie man das früher hiess, oder wie er es nennt, „der ontologischen Methode“. Es ist dem Verf. nicht fremd, dass das Wort „Ontologie“ in der Philosophie und Theologie mit anderem Inhalt ausgestattet ist, als hier, er meint aber, die Bezeichnung einführen zu dürfen, da die Geologie keine theoretischen Berührungspunkte mit diesen Wissenschaften habe. Sollte wirklich die moderne Geologie der Philosophie so fern stehen, dass sie gar keine Berührungspunkte, geschweige denn Einwirkung aufeinander haben?

Der für die Geologie so fruchtbare Gedanke der Entwicklung ist aus naturphilosophischen Arbeiten erwachsen, KANT construirte philosophisch ein Weltsystem und eine Kosmogonie, die noch heute unsere Lehrbücher der Geologie einleitet — und ist es denn wirklich etwas anderes als philosophische Speculation, wenn Verf. von den durch „geheimnissvolle Kräfte“ verursachten Schwankungen des Meeresspiegels, von dem gewaltigen Anschwellen der Oeane zu ländervernichtenden Transgressionen und von beständigen Verlagerungen der Erdaxe in früheren Perioden als von ganz selbstverständlichen Voraussetzungen ausgeht? Wo und welcher Art sind die Beweise? Darf nach den Vorschriften der ontologischen Methode das minimale Oscilliren der Erdaxe, welches die Astronomen nachgewiesen haben, Grund genug sein, eine grossartige Veränderung der Erdaxe zur Erklärung einer abweichenden Besiedelung des Erdballes in früheren Perioden heranzuziehen, wo es doch so viel einfacher ist, theils locale Wandelungen des Klimas, theils die Wandelungen der Arten und damit ihrer Empfindlichkeit dafür verantwortlich zu machen? Oder aber, man ziehe die Consequenz, und lasse mit der Erdaxe auch die Abplattung der Pole

wandern, womit man dann zugleich ein „schönes“ Mittel gewinnt, die Dislocationen und Gebirgsbildungen in einen festen Zusammenhang zu bringen.

Wo sind die Beweise für das rhythmische Anschwellen der Oceane zu Transgressionen, die erlauben, die Transgressionen „das einzige Feste“ in der historischen Geologie zu nennen (S. 983)? Ist es auf dem Wege der ontologischen Methode dem Verf. zu beweisen gelungen, dass die „Continente“ constant sind und als etwas ganz Anderes als die „Festländer“ angesehen werden müssen, die bei der Überspülung durch das Meer verschwinden, während der Continent erhalten bleibt? Früher hielt Verf. die Hundertfadenstufe für eine Flexurerscheinung, jetzt für eine Bildung aus anstehendem Fels, welche durch die Abrasion entstanden ist; sind es ontologische Beobachtungen oder speculative Gedanken, welche diese Sinnesänderung hervorriefen?

„Neue Wege öffnen sich der Forschung, schöne, herrliche Ziele sind zu erreichen“ — sagt der Autor am Schlusse seines Buches. Seine Ausführungen wirken anregend, das erkenne ich völlig an, aber was ich dem Autor zum Vorwurfe mache, ist, dass er ein altes, bewährtes Gebäude einreißt, um Platz für das seine zu gewinnen. Seine Beweisführung für die Treue der aus den Eigenschaften der Gesteine abgelesenen Berichte beruht vielfach nur in einer Discreditirung der palaeontologischen und stratigraphischen Methode, deren Mangelhaftigkeit immer wieder betont wird. Da heisst es für den Palaeontologen: Principiis obsta. Trotz meines Widerspruches halte ich aber das Buch für eine bedeutende literarische Erscheinung, welche man nicht zur Seite schieben kann. Sie trägt das Gepräge ausdauernder Arbeit und eigenartigen Denkens. **E. Koken.**

Physikalische Geologie.

J. B. Messerschmitt: Die wichtigsten Beziehungen zwischen Geologie und Geodäsie. (6. Jahresber. Phys. Ges. Zürich. 1893. 15.)

Zunächst wird erwähnt, dass für die Geologie der Nachweis von Massendefecten sehr wichtig ist, wie sie von v. STERNECK und von HELMERT in den verschiedenen Gebirgen und sogar in ganz ebenen Gebieten, wie bei Moskau und Berlin, gefunden worden sind. Von mindestens gleicher Wichtigkeit ist die genaue Bestimmung der Entfernungen und der absoluten Höhenverhältnisse; die Schwierigkeit solcher Messungen und ihre Maximalfehler werden näher erörtert, und es wird bemerkt, dass nachweisbare Veränderungen in der Erdkruste zwischen dem schweizerischen Jura und den Voralpen in dem Zeitraum zwischen den beiden Messungen (etwa 50 Jahren) nicht stattgefunden haben; bei Reducirung der neuen Messungen hat sich ergeben, dass die Lägern dem Rigi und Napf nicht um ca. 1 m näher gerückt sind, wie es zuerst schien, und HEIM dies 1887 veröffent-

licht hat, und auch aus den vorhandenen Höhenmessungen in der Schweiz können Änderungen nicht nachgewiesen werden. **von Koenen.**

1. **A. v. Koenen:** Über das Alter der Erzgänge des Harzes. (Nachr. Ges. d. Wiss. Göttingen. 1894. 65.)

2. —, Über die Dislocationen westlich und südwestlich vom Harz und über deren Zusammenhang mit denen des Harzes. (Jahrb. k. preuss. geol. Landesanst. f. 1893. 68—82. 1894.)

1. „Die Erzgänge des Oberharzes setzen, entgegen den bisherigen Annahmen, im Zechstein und Buntsandstein des westlichen Harzrandes mindestens theilweise als Verwerfungen fort, und in ihrem Fortstreichen treten im mittleren Buntsandstein, im Muschelkalk u. s. w. Verwerfungen auf, welche zum Theil schon auf grössere Entfernungen hin verfolgt werden konnten und an einzelnen Stellen auch Tertiärschichten miocänen Alters abgeschnitten haben. Aus verschiedenen Gründen habe ich schon vor Jahren gefolgert, dass der Harz im Wesentlichen erst in jung-miocäner Zeit emporgehoben worden ist, also gleichzeitig mit so vielen anderen Gebirgen der Erde. Zu derselben Zeit und infolge der Aufbauchung durch tangentialen Druck nach NNO. dürften denn auch im Wesentlichen die Gangspalten des Harzes entstanden sein, wenn auch anzunehmen ist, dass sie sich später und vielleicht auch schon früher wiederholt geöffnet haben.“

2. Dieselben Gedanken werden in der zweiten Abhandlung an der Hand einer Übersicht über die Tektonik des nunmehr fertig aufgenommenen Gebietes im W. und SW. des Harzes weiter ausgeführt. Der Verf. bespricht hier zuerst die grosse, ungefähr N.—S. streichende Grabenversenkung des Leinethales und die zahlreichen, bis in die Nähe des Harzes reichenden, ihr parallelen Störungslinien und wendet sich sodann den in diesem Gebiete wie im ganzen nordwestlichen Deutschland sehr entwickelten, NW. bezw. WNW. streichenden Brüchen zu, die sich allenthalben als die älteren zu erkennen geben. Auf beiderlei Spalten finden sich eingesunkene Streifen von Miocän, die den Beweis liefern, dass die fraglichen Störungen nicht vor Ende der Miocänzeit entstanden sein können. Andererseits zeigen im Leinethale bei Northeim auftretende Partien von fluviatilen Pliocän, dass die N.—S.-Sprünge zur Pliocänzeit bereits vorhanden waren. Von den unmittelbar im W. des Harzes auftretenden Bruchlinien hat sich nun ergeben, dass mehrere die Fortsetzung von bekannten Oberharzer Gangspalten bilden. So eine bei Gittelde vom Rösteburg nach der Domäne Staufenberg zu verlaufende Verwerfung; so ferner eine andere, die in der Verlängerung des Spiegelthaler Gangzuges nach Herrhausen, Bilderlahe u. s. w. verläuft, und eine dritte, die als Fortsetzung des Lautenthaler Ganges im unteren Schildau-Thale bis Seesen und von da am Sonnenberg und Heber vorbeizieht. Da diese Störungen im Vorlande des Harzes an vielen Stellen das Miocän mitbetroffen haben, so darf man annehmen, dass auch die Gangspalten des Harzes erst gegen Schluss der Miocänzeit entstanden sind. Verf. findet eine Stütze für diese Anschauung in dem Umstande, dass Harzgerölle in

allen Ablagerungen, die jünger sind als das Rothliegende, in der ganzen Umgebung des Harzes völlig fehlen, obwohl sandig-conglomeratistische Flachwasserbildungen dort in verschiedenen Horizonten (Buntsandstein, Senon) sehr verbreitet sind. Er schliesst daraus, dass der Harz als irgend nennenswerthe Erhebung in mesozoischer Zeit noch nicht vorhanden war; denn anderenfalls hätten die von ihm herabkommenden Flüsse und Bäche sicherlich Schotter mitgebracht und am Fusse des Gebirges abgelagert. „Es scheint nach alledem, als sei eine grössere Heraushebung des Harzes erst in spättertiärer Zeit erfolgt, gleichzeitig mit der Entstehung unserer sonstigen Gebirge.“

Kayser.

L. van Werveke: Vergleich der tektonischen Verhältnisse der Vogesen mit denen des Harzes. (Mitth. d. geol. Landesanst. f. Elsass-Lothringen. Bd. IV. 3. 1894.)

Es wird ausgeführt, dass die gefalteten palaeozoischen Schichten des Harzes wohl ebenso wie die der Vogesen in der mesozoischen Zeit nicht eine Insel gebildet, sondern von der Trias und dem Jura bedeckt worden wären, dass die Faltenverwerfungen an den Schluss der Carbonzeit, die Spaltenverwerfungen incl. der Oberharzer und Oberelsässer Erzgänge dagegen in die Tertiärzeit fallen, nicht, wie KLOCKMANN wollte, mit ihrer ersten Entstehung in das Obercarbon. Für den Harz acceptirt also Verf. ganz die Anschauungen, welche Ref. schon früher mehrfach vertreten hatte (cf. vorstehendes Referat).

von Koenen.

A. Bittner: Überschiebungs-Erscheinungen in den Ostalpen. (Verhandl. k. k. geol. Reichsanst. 1894. No. 14. 372 ff.)

Aus den Verhandlungen und dem Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien wird eine ganze Reihe von Angaben über Überschiebungen in den Ostalpen zusammengestellt, welche von STUR, TELLER und Anderen gemacht worden waren, von ROTHPLETZ aber in seinen „Geotektonischen Problemen“ nicht berücksichtigt wurden. **von Koenen.**

Bailey Wills: The Mechanics of Appalachian Structure. (U. S. Geol. Survey. 13. Ann. Rep. 1891—92. Part II. Geology. 211—282. Pl. XLVI—XCVI. Washington 1893.)

Die gestörten palaeozoischen Schichten erstrecken sich auf 300 englische Meilen Länge und in einer Breite von 50—125 Meilen von New York durch Pennsylvanien, Virginien, Tennessee bis Georgia und Alabama, sind vielfach gefaltet, verworfen und dann erodirt, so dass die festeren Gesteine überall als Erhebungen hervortreten. Es werden nun zunächst die Bezeichnungen „Synklinale“, „Antiklinale“ etc., „stehende und liegende, offene und geschlossene, isoklinale Falten“ etc. specieller erläutert und durch sehr gelungene Abbildungen anschaulich gemacht, ferner Verwerfungen, Verschiebungen, Faltenverwerfungen etc. Offene Falten herrschen vor: 1. in

dem Alleghany-Bezirk von Pennsylvanien und West-Virginien, 2. geschlossene Falten im Appalachen-Thal, 3. Falten mit Verwerfungen im südlichen Appalachen-Bezirk von Virginien, Tennessee und Georgia, 4. Faltung mit Schieferung in dem Bezirk des Smoky Mountain; aber in 1. finden sich auch tiefe, geschlossene Falten und kurze Verwerfungen in dem Anthracit-Becken; die Schichten sind hier zwischen 18000 und 27000 Fuss mächtig und enthalten alle Formationen von dem Cambrium bis zum Carbon, theils Schiefer und Sandsteine, theils massige Kalke. Letztere sind aber geschlossen gefaltet 2. im Appalachen-Thal, welches Verf. auf die Gegend zwischen dem östlichen Pennsylvanien und dem Chilhowee-Berge in Tennessee und zwischen der Blue Ridge und der östlichen Ecke des Alleghany-Gebirges beschränkt; mässig lange und hohe Verwerfungen begleiten die steilen Falten in den Schichten, von welchen die 3500—4000 Fuss dicken, massigen Kalke auf dünnschichtiger Basis von unbekannter Mächtigkeit liegen und von ca. 5000 Fuss dünnbankiger Schiefer und Sandsteine überlagert werden. Letztere bilden synklinale Berge, die Kalke dagegen antiklinale Thäler.

Wo die Falten des Alleghany-Districts breiter werden, stellen sich grosse, nach Südosten einfallende Überschiebungen ein, welche vom südlichen Virginien bis an die mesozoischen Schichten Alabamas reichen und von $\frac{1}{4}$ bis zu 10 englischen Meilen von einander entfernt sind. Die längste erreicht eine Ausdehnung von 375 Meilen. Sie stehen in engem Zusammenhange mit Falten, und wenn sie sich auskeilen, so geschieht dies stets auf der nordwestlichen Seite einer Antiklinale; in ihrer Nähe sind die Schichten selten zertrümmert, gequetscht oder schieferig geworden. Die Überschiebungsflächen sind glatt und scharf. Zwischen den beiden Rändern der ganzen Zone liegen bis zu 10 Überschiebungen hinter einander; die beiden südöstlichsten biegen sich um 90° nach Westen um und liegen dann über den südlichen Enden der übrigen, sowie der Falten, denen sie vorher parallel laufen, so dass wohl eine Erosion zwischen der südwestlichen und der westlichen Dislocation erfolgt ist. Über den cambrischen, 3—6000 Fuss mächtigen Schiefen und Sandsteinen folgen 3—4000 Fuss Kalk und dann wieder 3—7000 Fuss Schiefer und Sandsteine. In den Smoky Mountains zeigen die halbkristallinen Gesteine sehr ausgebildete Druckschieferung neben der Faltung und scheinen cambrisch, silurisch oder noch jüngeren Alters zu sein. — Um ein Urtheil zu gewinnen, wie diese verschiedenen, auf bestimmte Gegenden beschränkten Arten von Störungen etc. entstanden, beziehentlich zu erklären sein könnten, sind nun eine Menge sinnreiche und lehrreiche Versuche angestellt worden; nach Erörterung der früheren von J. HALL, FAVRE, SCHARDT und CADELL in dieser Richtung erreichten Resultate wird untersucht: 1. welches wären ursprünglich die Lagerung und die Eigenschaften der gefalteten und dislocirten Schichten, 2. wie und unter welchen Bedingungen wirkte äussere Kraft auf sie ein, 3. welchen Ursprung kann wohl eine Kraft haben, welche qualitativ und quantitativ für die beobachteten Wirkungen ausreicht. Die Dichte, Festigkeit etc. verschiedener Gesteine, der Druck und die Temperatur, der sie mit zu-

nehmender Tiefe unterworfen sind, und die Dicke der festen Erdrinde wird näherer Besprechung unterzogen. Mit Recht wird ausgeführt, dass letztere, welche etwa 5—7 Meilen dick sein kann, weder selbst homogen ist, noch ohne Weiteres als scharf vom Erdinnern getrennt angesehen werden kann. Die Biegsamkeit ist nun ohne Zweifel am grössten bei Thonschiefern; dann folgen Kalk- und Sandschiefer, Kalkstein und Sandstein, und ein Gestein ist desto biegsamer, je deutlicher geschichtet es ist, aber auch je stärker der allgemeine Druck, unter welchem es sich befindet, und je mehr es die Möglichkeit hat, auszuweichen. Für Versuche müssen also Dicke und Länge der einzelnen Schichten sich in entsprechendem Verhältniss befinden, die Schichten müssen von einer plastischen Masse umgeben sein und seitlich comprimirt werden. Es wurde bei den Versuchen Wachs angewendet, zum Theil mit Terpentin oder mit Gyps versetzt, um es weicher oder härter zu machen; der Druck wurde in einem Kasten mit beweglichen Wänden vermittelt einer Schraube ausgeübt, die Belastung durch Schroot bis zum Gewicht von 1000 Pfund, 5 Pfund auf den Quadratzoll. Die Versuche werden dann näher beschrieben und in ihren verschiedenen Stadien auf 22 Tafeln zur Anschauung gebracht. Eine Aufwölbung erfolgte stets in der Nähe der Stelle, auf welche der Druck zunächst wirkte, und weiter entstanden hieraus verschiedenartige Überschiebungen; ein dicker Block, oder ein Block von dicken Lagen überträgt den Druck gleichmässiger und krümmt sich weniger, als ein dünner oder aus dünnen Lagen bestehender; eine starre Masse wird durch gleichmässigen Druck zerkrümelt, durch einseitigen Druck überschoben, ebenso wie wenn eine minder feste Fläche in ihr vorhanden ist. CADELL erhielt eine geneigte Überschiebungsfläche als Resultante der Druckrichtung und der der leichtesten Bewegung, und dieselben Überschiebungen aus hartem, sprödem Material, wie aus hochplastischem unter Druck. Weiches Material von der Consistenz der Butter entwich unter Druck durch die feinsten Ritzen. Das härteste Material, gleiche Mengen von Wachs und Gyps, pflanzte unter Belastung den Druck gleichmässig fort, änderte aber doch seine Form in etwas, ehe Biegung eintrat, und leitete dann den ganzen Druck nur bis zur Biegung, wo er zum Theil nach oben oder unten abgelenkt wurde; ehe Compression erfolgte, zeigte sich aber gewöhnlich ein geringes Ausweichen nach oben oder unten, entsprechend einem ursprünglichen Abweichen von der Horizontale, später eine stärkere Synklinale resp. Antiklinale. Unter dieser sind dann die untersten Schichten weniger oder gar nicht belastet, die obersten entsprechend stärker, und die Basis derselben gab dem erhöhten Druck nach; hierdurch entstand dicht dahinter eine Anschwellung, welche der Ausgangspunkt einer zweiten, nachfolgenden Falte wurde. Zonen mit stärkerem und solche mit schwächerem Druck bildeten sich aus. Die Grösse einer Antiklinale steht im Verhältniss mit der Dicke der Schichten, aber umgekehrt mit der Belastung. Die Weite einer Falte ist mindestens 2mal so gross, als die davon betroffenen Schichten, wird aber um so geringer, je grösser ihre Höhe wird; die Länge der Schichten, welche zu einer Falte gekrümmt werden, hängt von ihrer Steifheit ab, sowie von der

Stärke der Belastung. — Für die praktische Geologie wird gefolgert, dass: 1. wenn unter einem bestimmten, ursprünglich wagerechten Horizont andere Horizonte in ihrer Mächtigkeit variiren, dieselben vor der Faltung eine erste schwache Biegung erhalten haben, 2. wenn grössere Mächtigkeit von Schichten mit grösserer Tiefe von Mulden verbunden ist, ein Zusammenhang zwischen Lagerungs- und Faltungsmulden anzunehmen ist, 3. wenn gelegentlich Faltung und Wechsel der Mächtigkeit verschwinden, so kann dieser Zusammenhang durch die Entstehung bedingt sein, 4. letzteres wird sehr wahrscheinlich, wenn die Schichten linsenförmig und in der Muldenlinie am dicksten sind, 5. wenn in Schichten mit gleichmässiger oder allmählich sich ändernder Dicke zahlreiche Mulden neben einander liegen, so ist ihre Entstehung durch andere Ursachen als die obigen bedingt, wie dies für viele Synklinalen in den Appalachen angenommen wird. Die Massanutten-Berge enthalten eine lange schmale Mulde, deren grösste Mächtigkeit parallel der ehemaligen Küste verläuft, und die recht wohl dem vierten Falle entsprechen kann; dasselbe ist vielleicht auch mit den Bays-Bergen der Fall. Im Anthracitbecken Pennsylvaniens finden sich in der Mitte des Staates tiefe, ostnordöstlich streichende Falten, welche sich, Mulden wie Sättel, nach Osten ganz verflachen; durch Berechnung der Schichtenmächtigkeiten etc. wird gezeigt, dass das Becken einem Gebiete erster, schwacher Biegungen entspricht, dass es diesen auch in der Tiefe und in wesentlichen Einzelheiten der Faltung entspricht, dass einzelne Mulden so durch die verschiedene Mächtigkeit ihrer Gesteine beeinflusst erscheinen, dass das ganze mit seinen Specialmulden sich aus einer Ablagerungsmulde entwickelt haben dürfte.

Für gekielte Antiklinalen werden Abbildungen nach Photogrammen und Beschreibungen als Beispiele mitgetheilt. Für den 6000 Fuss mächtigen Kalk, welcher in Center County das älteste bekannte Glied ist, wird die Belastung auf 18000 Pfund pro Quadratzoll berechnet, welche er noch aushielt. In Virginien und West-Virginien nimmt die Schichtenmächtigkeit ab und verliert die Beziehungen zu den Falten. Weiter nach Süden ist der Haupt-Kalk nur 3500 Fuss dick, die Schichten über ihm höchstens 7000 Fuss. Der parallele Verlauf der Appalachen-Falten wird also dadurch erklärt, dass eine die erste, die übrigen „nachfolgende“ sind, ganz entsprechend den oben geschilderten Versuchen, welche mit den thatsächlichen Verhältnissen sehr wohl übereinstimmende Resultate ergaben, wie dies des Weiteren begründet wird.

Der Bezirk der appalachischen Überschiebungen ist 450 Miles lang und dadurch ausgezeichnet, dass die Sattelflügel steil nach Nordwesten, resp. schwach nach Südosten einfallen; das letztere ist auch das Einfallen der Verwerfungen, welche stets in den steilen Nordwestflügeln anfangen und sich verlieren. Sehr schieferige Gesteine fehlen, und obwohl die Verwerfungen zuweilen über 5 Miles betragen, kommen doch nirgends ältere Schichten als cambrische zu Tage. Die Verwerfungen sind sehr regelmässig, lang und parallel und finden sich hier in einem Gebiete, in welchem die ganzen devonischen Bildungen sicher nie abgelagert wurden, wahrscheinlich auch nicht die meisten carbonischen.

Die appalachischen Verschiebungen stehen demnach mit den Sattelbildungen in Zusammenhang und sind hervorgebracht durch Druck, welcher durch die flacher einfallenden Flügel mitgetheilt wurde, und zwar, ehe die Sättel aufs Äusserste zusammengepresst waren. Die abweichende Zusammensetzung der Gesteine in diesem Bezirk ist die Veranlassung zur Ausbildung von Verwerfungen, während weiter nördlich nur Falten entstanden. Die Verschiedenheit der Gesteinsmächtigkeiten in den verschiedenen Gebieten wird näher erörtert und resümiert: Die Faltung der Schichten erfolgte, entsprechend den gegebenen Verhältnissen der Gebirgsschichten, in flachen, breiten Stufenfalten und wurde durch Überschiebung ersetzt, sobald sich dieser weniger Widerstand bot, als ersterer. Die Entstehung von unsymmetrischen (Stufen) Falten hatte HEIM schon erläutert; Verf. bemerkt dazu, dass die Ablagerung von Sedimenten längs der Küste schon an und für sich die Bedingungen für eine Stufenfalte bildet, durch schnelle Zunahme an Dicke von der Küste an, und dann allmähliche Abnahme der Mächtigkeit. Die Dislocationen der Appalachen sind jedenfalls nicht plötzlich, etwa am Ende der Carbonzeit entstanden, sondern begannen früher und dauerten weit länger, sind doch in den cambrischen und den silurischen Schichten mehrfach Discordanzen vorhanden, und jüngere Schichten bestehen oft nachweisbar aus Detritus der älteren, so die Clinch-Mulde. Aus „Stufenfalten“ haben sich jedenfalls die Appalachen-Verwerfungen entwickelt; die Überschiebungen müssten jedenfalls unter geringerer Belastung erfolgt sein, da HEIM'sche „ausgewalzte Mittelschenkel“ fehlen. Lange Zeit und gewaltige, aber stetig wirkende horizontale Kraft waren für die Erzeugung der Störungen erforderlich. — Schliesslich werden die Ansichten von ROGERS, READE, DUTTON, FISHER, GILBERT, CHAMBERLIN und Anderen besprochen. Eine geologische Karte der Appalachen und zahlreiche gelungene Ansichten, Profile etc. erleichtern das Verständniss der wichtigen, inhaltsreichen Arbeit.

von Koenen.

T. Mellard Reade: On the Results of Unsymmetrical Cooling and Redistribution of Temperature in a Shrinking Globe, as applied to the Origin of Mountain Ranges. (Geol. Mag. (4.) 1. 1894. 203—213.)

Darstellung der orogenetischen Theorie des Verf., ausgehend von physikalischen Betrachtungen über Contraction, unter Voraussetzung einer indifferenten Zone in geringer Tiefe. Besonders hervorzuheben sind die letzten Seiten, wo dargethan wird, dass nur eine ungleichmässige Vertheilung der Faltungen genügendes Material für den Aufbau grosser Bergketten liefern konnte.

H. Behrens.

A. Vaughan: The Corrugation of the Earth's Surface and Volcanic Phenomena. (Geol. Mag. (4.) 1. 1894. 263—270.)

—, Remarks on Mr. MELLARD READE's Article on the Results of Unsymmetrical Cooling and Redistribution of Tempera-

ture in a Shrinking Globe, as applied to the Origin of Mountain Ranges. (Geol. Mag. (4.) 1. 1894. 312—320.)

Betrachtungen über Contraction des Erdkörpers und kritische Bemerkungen über die orogenetische Theorie von MELLARD READE, deren verwickelte Beweisführung nicht im Auszuge wiederzugeben ist.

H. Behrens.

T. Mellard Reade: Some Physical Questions, connected with Theories of the Origin of Mountain Ranges. (Geol. Mag. (4.) 1. 1894. 416—414.)

Aufklärung von Missverständnissen und einige kritische Bemerkungen zu den Betrachtungen von A. VAUGHAN.

H. Behrens.

A. Cancani: Sopra alcune notevoli roccie magnetiche trovate nelle vicinanze di Rocca di Papa. (Rend. Accad. Linc. Roma. 5. III. Sem. 1. Fasc. 8. 1894. 390—391.)

Zwei lose Blöcke im Tuff bei Rocca di Papa zeigen deutlichen polaren Magnetismus, und zwar ist bei dem zweiten, einer Bombe, der Nordmagnetismus nicht nur an einer Stelle, sondern auf einem Bogenstück vertheilt. Die Einwirkung auf den Compass macht sich schon auf $\frac{1}{2}$ m Entfernung bemerkbar.

Deecke.

G. Folgheraiter: Origine del magnetismo nelle roccie vulcaniche del Lazio. (Rend. Accad. Linc. Roma. 5. III. Sem. 2. Fasc. 2. 1894. 53—61.)

—, Distribuzione del magnetismo nelle roccie vulcaniche del Lazio. (Ibidem. Fasc. 4. 117—122.)

—, Orientazione ed intensità del magnetismo permanente nelle roccie vulcaniche del Lazio. (Ibidem. Fasc. 5. 165—172.)

Der Magnetismus eines Gesteins, der bei der Untersuchung gefunden wird, setzt sich zusammen aus dem dauernden und dem vorübergehenden Magnetismus und der Induction, welche die Nadel des Apparates ausübt. Der Verf. hat über 100 Gesteine (Laven, Tuffe, Pozzolana) auf ihren Magnetismus geprüft und zunächst gefunden, dass der dritte Factor kaum in Betracht kommt, sobald man den Apparat nicht in die unmittelbare Nähe des zu untersuchenden Gesteins bringt. Ferner zeigte sich, dass alle im Anstehenden befindlichen Felsarten bei Rom deutlich magnetisch sind, und zwar mit einem Südpol oben und einem Nordpol unten, dazwischen liegt eine unmagnetische Zone. Um über die Polarität einer Gesteinsmasse sichere Aufschlüsse zu erhalten, muss man also die obersten und untersten Partien vornehmen. Das negative Resultat vieler Beobachtungen kann darauf beruhen, dass man dies versäumt und nur die Mitte berücksichtigt hat. Losgelöste Stücke, d. h. solche, die man ohne nennenswerthe Er-

schütterung loslösen konnte und in der verticalen Stellung bewahrte, zeigten ebenfalls polaren Magnetismus mit der gleichen Vertheilung der Pole. Drehte man sie um, so nahm im Laufe der Zeit die Kraft ab, die Induction der Erde schwächte die Pole. Am deutlichsten traten diese in den festen Gesteinen (Laven) hervor. In den Tuffen (Pozzolan und Peperin) überwog der vorübergehende, durch die Stellung und die Erde inducirte Magnetismus. Der Polarmagnetismus wird durch die Erdinduction hervorgerufen, wie dies schon MELLONI vor 40 Jahren für die Vesuvlaven behauptete, und zwar kann er bei den Basalten und Laven deshalb so stark sein, weil diese Massen einst flüssig waren und die Theile daher Zeit und Möglichkeit hatten, sich der Erdanziehung entsprechend zu stellen. MELLONI fand, dass neu ergossene Laven schon bald nach dem Erkalten dieselbe Orientirung aufweisen. Der Magnetismus in den Tuffen ist aber secundär und viel schwächer. Für das Auftreten mehrerer Pole fehlt noch die Erklärung.

Deecke.

S. Knüttel: Bericht über die vulcanischen Ereignisse im engeren Sinne während des Jahres 1893 nebst einem Nachtrag zu dem Bericht vom Jahre 1892. (Min. u. petr. Mitth. XIV. 195—264. 1894.)

Der diesjährige Bericht enthält ausser den Angaben über erneute oder andauernde Thätigkeit der Vulcane auch sonstige interessante Mittheilungen über dieselben. Diese sind theils anderen Werken, theils Privatbriefen entnommen und machen gegebenen Falls die Benützung der Mittheilungen nöthig und vortheilhaft. In den Rahmen eines Referates passen sie nicht.

Starke Ausbrüche zeigten die Vulcane: Gunung Sémeru auf Ost-Java im Januar, Februar, December (Aschenregen, Lavaergüsse); Gunung Lamongan im November (Aschenregen, Schlammrgüsse); Sorieq Berapi auf Sumatra im Januar (Auswurf von Steinen und Schlamm); Gunung Gama Jama auf Ternate im Januar und Februar (vulc. Beben, Auswurf von losen Producten und Schlamm); Mayon auf Luzon im October (Aschenregen); Azuma Yama und Issaikyo auf Japan im Juni (Stein- und Aschenregen); Calbuco in Chile fast das ganze Jahr hindurch z. Th. starke Eruptionen; Cruizloma in Columbien im März (völlig zusammengestürzt); San Martin im Staate Veracruz (?) (Aschenregen und Lavaergüsse) im März; Stromboli im Januar und August (Auswurf loser Producte); Schlammvulcan Boch-Dach bei Baku im December (Schlammeruption).

Gelinde bzw. erhöhte Thätigkeit zeigten: Gunung Lokon auf Celebes März—Juni, October—November; Huequen am chilotischen Golfe im November; Llaimas in Chile im December; Vulcan von Colima in Mexico im Februar; Pik von Orizaba in Mexico im Februar; Vesuv erhöhte Thätigkeit dauert an; Aetna Hauptcrater und Crateri Silvestri im Januar.

Zu den früheren Berichten (1892) ist zu erwähnen, dass am Gunung Avu keine Lavaströme beobachtet wurden, der Vulcan auf Celebes nicht

Saputang, sondern „Soputan“ heisst, auf den Philippinen kein neuer Vulcan entstanden ist, der Mauna-Loa keinen Ausbruch hatte, der Gross-Sangir „Gross-Sangi“ zu nennen ist, und dass der Gunung Egong auf der Insel Flores im Juni 1892 einen Aschenausbruch hatte. **G. Linck.**

H. J. Johnston-Lavis: Fifty Conclusions relating to the Eruptive Phenomena of Monte Somma, Vesuvius and Volcanic Action in General. 8°. 12 S. Naples 1890.

Diese kleine Schrift enthält kurz zusammengefasst die Resultate, die Verf. bei seinem Studium des Vesuv erhalten hat. Ausführlicher sind dieselben in der grossen Monographie dargestellt. Manche dieser 50 Thesen sind übrigens selbstverständlich. **Deecke.**

L. A. Thurston: The recent Eruption in the Crater of Kilauea. (Amer. Journ. of Sc. (3.) XLVIII. 338—343. 1894.)

Seit dem Herbst 1893 hat sich im Kilaueakrater eine Periode gesteigerter Thätigkeit eingestellt. An einzelnen Tagen wurden mehr als 20 Lavaergüsse verzeichnet. Im März 1894 wurde festgestellt, dass das Niveau der Lava in 19 Monaten um 447 Fuss gestiegen sei. Das Steigen hat bis zum 11. Juli angehalten, von da bis zum 16. Juli ist Senkung erfolgt mit theilweisem Einsturz der neugebildeten, noch halbflüssigen inneren Bekleidung des Kessels. Am 16. Juli kam über dem Spiegel des Lavasees eine Höhle von 25 m Breite, 5 m Höhe und etwa 15 m Tiefe zum Vorschein, vielleicht der Abzugscanal, durch welchen der Lavakessel entleert wurde. Am 11. Juli, Nachmittags, wurden zwei schwache Erschütterungen, am 12. Juli, 2 Uhr Morgens, ein stärkerer Erdstoss wahrgenommen. **H. Behrens.**

W. Libbey: On Gases in Kilauea. (Amer. Journ. of Sc. (3.) XLVII. 371—372. 1894.)

Beobachtungen mit einem Taschenspectroskop an den mehrfach wahrgenommenen bläulichgrünen Flammen im Kilaueakrater. Die Beobachtungen wurden an drei Abenden zwischen dem 14. und 25. September 1893 unter besonders günstigen Verhältnissen gemacht. Am stetigsten zeigte sich ein Band im Grün, auf Kohlenoxydgas deutend. Daneben traten schwächere helle Streifen im Roth und Blau auf, die auf die Anwesenheit von Kohlenwasserstoffen schliessen liessen. Ab und zu zeigten sich auf einem continuirlichen Spectrum zahlreiche dunkle Linien im Gelb und Orange, deren Herkunft ungewiss bleibt. Es ist sehr zu wünschen, dass diese Beobachtungen mit vollkommeneren Instrumenten wiederholt werden.

H. Behrens.

A. Cancani: Sugli strumenti piu adatti allo studio delle grandi ondulazioni provenienti da centri sismici lontani. (Rend. Accad. Linc. Roma. 5. III. Sem. 1. Fasc. 11. 551—555. 1894.)

G. Grablowitz: Sulle indicazioni strumentali del terremoto giapponese del 22 marzo 1894. (Ibid. III. Sem. 2. Fasc. 2. 61—66.)

In Rocca di Papa sowohl, als auch auf Ischia ist das japanische Beben vom 22. März deutlich an den Seismometern zu beobachten gewesen. CANCELI berechnet die transversalen Schwingungen auf 16,8 Secunden schwingungsdauer, 42 km Wellenlänge und 40 cm Wellenhöhe. Die Tiefe des Centrums soll 8700 km gewesen sein. GRABLOWITZ findet für letztere 9300 km, was ungefähr stimmt, da Yedo von Italien ca. 9000 km entfernt ist. Ausser den transversalen sind auch longitudinale Wellen beobachtet.

Deecke.

Gaet. e Giov. Platania: Le interruzioni del cavo telegrafico Milazzo-Lipari e i fenomeni vulcanici sottomarini nel 1888—92. (Atti d. Accad. Gioen. d. Sc. Nat. in Catania. 4. VII. 13 p. 3 Taf. 1894.)

Das von Milazzo auf Sicilien nach Lipari gelegte Telegraphenkabel läuft in durchschnittlich 9 km Entfernung östlich von Volcano vorbei. Während der letzten Eruptionsphase dieser Insel ist dasselbe wohl in Folge untermeerischer vulcanischer Ereignisse dreimal verletzt worden (November 1888, März und September 1889), sowie neuerdings ein viertes Mal (December 1892). An den aufgenommenen Enden hingen Bimssteine und Schlacken, einmal war auch die Guttaperchahülle geschmolzen. Letzteres wird wahrscheinlich durch unterseeische, zeitweilig hervortretende Thermalwasser geschehen sein. Es scheint, als ob an den Bruchstellen der Boden erhebliche Veränderungen erfahren habe. Vielleicht hat nur die grosse Tiefe der See (740—1000 m) ähnliche Ausbrüche, wie sie jüngst bei Pantelleria beobachtet sind, verhindert. Verletzungen der Guttaperchahülle durch heisse Quellen auf dem Meeresboden sind früher schon in der Nähe von Panaria vorgekommen.

Deecke.

G. Agamennone: Alcune considerazioni sulla velocità di propagazione delle principali scosse di terremoto di Zante nel 1893. (Rend. d. Accad. d. Lincei. 4. III. Sem. 1. Fasc. 8. 383—389. 1894.)

Aus den Beobachtungen der Erdbebenstösse von Zante in Deutschland und Russland ergibt sich für dieselben etwa die gleiche Fortpflanzungsgeschwindigkeit, wie sie aus den griechischen und italienischen Zeitmessungen abgeleitet war. Die Abweichungen, die in Catania beobachtet wurden und Riccò zu einem Erklärungsversuche auf geologischer Basis veranlassten, möchte Verf. lieber auf Unzulänglichkeit des selbstregistrieren-

den Apparates zurückführen. Diese weit sich ausbreitenden, aber ziemlich langsam vorschreitenden Wellen sind nach CANCANI's und des Autors Ansicht transversale Schwingungen.

Deecke.

G. Agamennone: Velocità di propagazione superficiale dei due terremoti della Grecia del 19 e 20 settembre 1867. (Rend. Accad. Lincei. 4. III. Sem. 1. Fasc. 9. 443—450. 1894.)

Verf. hat die Oberflächengeschwindigkeit der Erdbebenstösse vom 19. und 20. September 1867 nach den Daten von JUL. SCHMIDT und nach einigen damals nicht berücksichtigten oder unbekannt gebliebenen Beobachtungen neu berechnet. Er findet für die Erschütterung vom 19. statt 220 m, die SCHMIDT berechnete, jetzt 450 m, was mit den neuesten Erfahrungen besser übereinstimmt. Für das Beben am 20. ergibt sich, wenn man die WAGNER'schen Angaben der Pulkowaer Sternwarte berücksichtigt, gar die grosse Geschwindigkeit von 2300 m $\pm$ 670 in der Secunde.

Deecke.

M. Baratta: Dei centri sismici della Romagna e delle Marche. (Boll. Soc. Geol. Ital. XIII. 1894. 19—22.)

Verf. stellt die Nachrichten zusammen, die wir aus früheren Jahrhunderten über Erdbeben in der Romagna und den Marken haben. Sind die Notizen auch sehr lückenhaft, kann man dennoch 14 Centren unterscheiden, die in unregelmässigen Intervallen Ausgangspunkte von Erdbebenstössen waren. Vier derselben liegen vor der Küste im Meer.

Deecke.

G. Agamennone: Alcune considerazioni sui differenti metodi fino ad oggi adoperati nel calcolare la velocità di propagazione del terremoto andaluso del 25 dicembre 1884. (Rend. Accad. Lincei Roma. 5. III. Sem. 2. Fasc. 9. 303—310. 1894.)

—, Velocità superficiale di propagazione delle onde sismiche, in occasione della grande scossa di terremoto dell' Andalusia del 25 dicembre 1884. (Ibid. Fasc. 10. 317—325. 1894.)

Die Berechnung der Geschwindigkeiten für die Wellen des andalusischen Erdbebens hatten das interessante, besonders von CANCANI weiter verwerthete Resultat gegeben, dass mit der Entfernung vom Epicentrum die Geschwindigkeit abnahm von 4830 bis zu 1750 m. CANCANI hatte daraus geschlossen, dass nur die langsameren Stösse weite Fortpflanzung erfahren könnten, d. h. die transversalen. Verf. zeigt nun, dass die Zeitangaben aus Spanien zu ungenau sind. Die Differenz von 1 Minute in der allen Berechnungen zu Grunde liegenden Zeitangabe von Cadix würde eine allgemeine mittlere Fortpflanzung von 2,5 km geben. Man muss, wenn man die vorhandenen fünf Angaben überhaupt brauchen will, sie ihrer Zuverlässigkeit nach bewerthen. Dies gethan, und dann mit der

Methode der kleinsten Quadrate berechnet, ergibt sich eine mittlere Zahl von 3150 m $\pm$ 190 in der Secunde und bei etwas anderer Bewerthung 3060 m $\pm$ 220.

Deecke.

P. Tacchini: Terremoto calabro-messinese del 16 novembre 1894. (Rend. Accad. Linc. Roma. 5. III. Sem. 2. Fasc. 9. 275—278. 1894.)

Enthält die Zeittabelle der Hauptstösse und die Wiedergabe zweier Pendeldiagramme, welche die vorlaufenden Schwingungen und die Hauptstösse gut erkennen lassen.

Deecke.

A. Cancani: Sulle due velocità di propagazione del terremoto di Costantinopoli del 10 luglio 1894. (Rend. Accad. d. Linc. Roma. 5. III. Sem. 2. Fasc. 12. 1894. 409—416.)

Gelegentlich des Constantinopolitaner Bebens hat man auf den italienischen Erdbebenstationen wiederum deutlich zwei verschiedene Wellensysteme constatiren können, deren langsames mit etwa 2,5 km Geschwindigkeit als transversales und deren anderes mit gegen 5 km Fortpflanzung in der Secunde als longitudinales bezeichnet wird. In Italien sind die letzteren Wellen besonders deutlich beobachtet, auf den übrigen europäischen Stationen nur die ersteren, was Verf. auf die langsamen Schwingungen der Apparate zurückführt, die für die Beobachtung longitudinaler Wellen nicht geeignet seien. Die genaueren Zahlen in diesem Falle sind 2,3 und 4,9 km.

Deecke.

G. Agamennone: Sulla variazione della velocità di propagazione dei terremoti, attribuita alle onde trasversali e longitudinali. (Rend. Accad. Linc. Roma. 5. III. Sem. 2. Fasc. 12. 1894. 401—408.)

Verf. leugnet nicht, dass bei Erdbeben zweierlei Wellen vorkommen können, meint indessen, dass die Theorie CANCELLOTTI'S nicht immer mit der Wirklichkeit harmonire, und dass die Instrumente wie die Menschen nicht immer im Stande seien, beide Wellen zu registriren oder zu spüren.

Deecke.

Ch. D. Perrine: Earthquakes in California in 1892. (Bull. U. St. Geol. Survey. No. 112. 8°. 57 p. 1893.)

—, Earthquakes in California in 1893. (Ibid. No. 114. 8°. 23 p. 1894.)

Eine Fortsetzung der Zusammenstellungen von E. S. HOLDEN (dies. Jahrb. 1891. I. -273-; II. -301-) und J. E. KEELER (dies. Jahrb. 1893. I. -57-). Der Bericht enthält Angaben über alle Erschütterungen, die auf dem Mt. Hamilton beobachtet oder dem Lick-Observatorium durch briefliche Mittheilungen oder Zeitungsnachrichten bekannt wurden.

Th. Liebisch.

Hippolyt J. Haas: Quellenkunde. Lehre von der Bildung und vom Vorkommen der Quellen und des Grundwassers. 220 S. mit 45 Abbildungen im Text. Leipzig 1895.

Das vorliegende kleine Buch, in anregender und allgemein verständlicher Sprache geschrieben, behandelt seinen Gegenstand doch wissenschaftlich unter Benützung einer reichen, bis in die jüngsten Zeiten verfolgten Literatur und vieler eigener Beobachtungen. Es ist sehr umfassend und vollständig und füllt eine Lücke in der Reihe der geologischen Veröffentlichungen aus. Die Verlagshandlung hatte ursprünglich eine Neubearbeitung des bekannten Buches über Quellenkunde von **PARAMELLE** gewünscht, der Verf. hat aber vorgezogen, ein durchaus selbständiges Werk zu schaffen, für das ihm jeder, der sich für die Sache interessirt, dankbar sein wird. Das Buch enthält neben einer ausführlichen Einleitung, in der das Grundwasser enger wie gewöhnlich als Ansammlung von Wasser in lockeren Felsarten definirt wird, fünf grössere Abschnitte. Diese handeln von den Quellen im Allgemeinen, von den Thermalquellen, von den Mineralquellen, vom Grundwasser und von der Kunst, Quellen zu finden. Einige Beilagen über specielle Punkte machen den Schluss. Bezüglich der Einzelheiten muss auf das Buch selber verwiesen werden.

Max Bauer.

K. J. V. Steenstrup: Om Klitternes Vandring. (Über das Wandern der Dünen.) Meddelelser fra Dansk Geol. Forening. I. (Aus Vidensk. Medd. Naturh. Foren. i Kjöbenhavn. 1894.)

Die grösste Dünenausbildung in Dänemark zeigt die Westküste von Jütland. Der Sand stammt zum geringeren Theil entblösstem Diluvialsand, meistens dem vom Meere aufgeworfenen Sande; daher ein unmerklicher Übergang von Meeresgrund und Festland. Auf den neueren Messtischblättern ist eine grosse Regelmässigkeit der Dünen ersichtlich. Es fallen ost-westlich, d. i. der Windrichtung parallele Rücken (rimmer) auf. Solche Dünen, die parallel der Windrichtung verlaufen, müssen durch das Wandern der Dünen erklärt werden. Wanderdünen haben die Form einer Parabel mit der convexen Seite dem Wind entgegen. Die mittlere Partie wurde in der Windrichtung fortbewegt, während die Seiten in Folge der Bewachsung zurückblieben. Ein „rimme“ ist also nichts Ursprüngliches, sondern der Rest einer Wanderdüne. Die auffällige Parallelität dieser Dünenkämme ist abhängig von dem herrschenden Winde, wie aus vergleichenden Tabellen ersichtlich; die scharf ausgeprägte Richtung spricht für lange Zeit constant bleibende Sturmrichtung. Aus den Karten ergibt sich auch, dass die Wanderdünen meistens nicht zur Erhöhung des Bodens beitragen.

Die geschilderte Parallelförmigkeit steht im Gegensatz zu den von **LAPPARENT** beschriebenen, umgekehrt gestellten Dünen; Verf. hält diese Darstellung für irrthümlich. (Übrigens stimmen **STEENSTRUP**'s Schilderungen mit denen von **SOKOLÓW**.)

E. Geinitz.

N. A. Sokolów: Die Dünen. Bildung, Entwicklung und innerer Bau. Aus dem Russischen übersetzt von A. ARZRUNI. 8°. 298 S. Berlin 1894.

Die Resultate eingehender Studien in zahlreichen Dünengebieten Russlands nebst Vergleichen ausländischer Dünengebiete sind in vorliegendem Buche niedergelegt.

Die mechanische Wirkung des Windes ist ähnlich der des Wassers, aber bedeutend schwächer; ausserdem beschränkt sie sich vornehmlich auf lockere Sande und thonige Gesteine, und zwar nur auf getrocknetem Boden; Pflanzenbedeckung ist von grossem Einfluss auf die äolischen Bildungen. Die Tragfähigkeit des Windes ist viel geringer als die des Wassers; an der Oberfläche nimmt die Geschwindigkeit der Luftbewegung rasch ab (wahrscheinlich ist die Änderung der Windgeschwindigkeit wie bei der Stromgeschwindigkeit von Flüssen durch eine Parabel ausdrückbar). Die Geschwindigkeit und die Art der Fortbewegung der Sandkörner hängt von deren Grösse und Lage ab; grössere Körner rollen nicht, sondern gleiten; nur bei starker Windgeschwindigkeit werden die Körner getragen. Eine dritte Bewegungsart beruht in einem langsamen Transport ganzer Sandzonen; in der Bildung von Sandwellen, den bekannten „ripple-marks“. An Gegenständen, welche die Wirkung des Windes schwächen und die Bewegung der Sandkörner aufhalten, häuft sich Sand an, was zur Bildung von Dünen führt.

a) Stranddünen. Fläche, sandreiche Küsten mit einer Zone angeschwemmten Sandes bieten die günstigsten Bedingungen zur Dünenbildung. Sehr instructiv wird die Böschungsbildung und Art der Sandablagerung an Anschwemmungsküsten erklärt, wobei sich auch die Entwicklung der Küstenwälle ergibt. Das Sandmaterial wird weniger durch die Bewegung des Wassers in der Tiefe herbeigeführt oder durch Flüsse oder Strömungen, sondern hauptsächlich durch Unterwaschung der Küsten; daher sagt Verf. mit Recht, dass an den Küsten der Ostsee der Sand wesentlich ein aufbereiteter Glacialsand ist.

Senkung der Küsten begünstigt Dünenbildung, während ein Aufsteigen Verarmung an Sand und Befestigung alter Dünen bedingt; wenn sich hier Dünen finden, so liegen sie in der Nähe von sandanführenden Flussmündungen. Die Gezeiten haben nur nebensächliche Bedeutung, dagegen steht die Art der Vertheilung der Dünen mit der Richtung der herrschenden Winde in engem Zusammenhang, Küsten mit herrschendem Landwind zeigen Verringerung der Dünenbildung.

Sowie der Sand getrocknet ist, offenbart sich seine Bewegung durch das Auftreten der „Sandwellen“. Ist der Strand ausschliesslich aus Feinsand gebildet, so ebnet der Wind den Strand durch Wegblasen des Sandes; auf geröllehaltigen Küsten wird nach und nach eine Geröldecke herausgebildet. Hinter grösseren Gegenständen lagern sich im Windschatten zungenförmige kleine Sandhügel an. Ebenso bilden sich hinter Büscheln von Strandhafer oder Weidengebüschschmale, nach hinten in eine Spitze auslaufende Sandzungen, die in der Richtung des Windes stehen, 30° ab-

gebösch, von Decimeter- bis 10 m Länge, während vor dem Büschel flache Gruben ausgeblasen werden. Bei dichteren Sträuchern, wo der Wind zwar auch nicht reflectirt wird, aber sich doch schon vorne fängt, wird der Sand vorn, an der Luvseite, niedergeschlagen. Bei zusammenhängenden Hindernissen, wie Bäumen, Mauern, Steilufern, häuft sich in Folge der Luftcompression zuerst der Sand nicht unmittelbar an den Gegenständen an, sondern ist von ihnen durch einen Graben getrennt. Es wird hier, wie vielfach an anderen Stellen, auf die Untersuchungen HAGEN's (Handb. der Wasserbaukunst) Bezug genommen. An Steilufern wird oft durch die aufsteigende Luftströmung Sand auf die Höhe geführt. Diese Sandhügel sind als die im Entstehen begriffenen Dünen zu betrachten; indem der Hügel später selbst ein compactes Hinderniss bildet, fängt er den Sand an seiner Luvseite auf und allmählich bildet sich die charakteristische flache Luvseite (durch Hinaufgleiten der Sandkörner) und die steile Leeseite aus (durch Abstürzen der Körner).

Die typische regelmässig gebildete Düne bietet als Profil eine flach (mit 5—12°) ansteigende Luvseite, einen flach gewölbten Gipfel und eine (mit 29—32°) steil abfallende Leeseite dar. Die Luvseite ist nicht geradlinig aufsteigend, sondern unten ein- und oben ausgebogen. Gegenwart von Felswänden und dichten Waldrändern sind von andauerndem Einfluss auf das Dünenprofil. Der Grundriss der Düne ist sehr mannigfaltig; es lassen sich 4 Typen erkennen: am häufigsten hat er die Form eines unregelmässigen Bogens, dessen convexer Theil der schroff abfallenden Leeseite entspricht; sehr oft verschmelzen solche Bogen seitlich miteinander; häufig sind auch längliche Hügel, die entweder parallel oder senkrecht zur Windrichtung stehen; letztere entstehen immer bei Errichtung eines Zaunes oder dergl.; unter günstigen Bedingungen erhält die Düne die sehr charakteristische sichel- oder halbcircusförmige Gestalt. Vom Meere unterwaschene Dünen zeigen oft einen ganz jähen Absturz.

Die Dünen gruppiren sich oft zu einer oder mehreren Reihen von sehr wechselnder Kammhöhe, da die Fläche, auf der sie sich bilden, sehr schmal und dagegen sehr lang ist. Wechsel von Ruhe- und Bewegungsperioden bedingt regellose Vertheilung. Die Reihen sind von Längs- und Querthälern oder geschlossenen Mulden unterbrochen; erstere sind vom Sand frei gelassene Zwischenräume, oder alte Flussbetten, Lagunen oder dergl., die Querthäler sind Windmulden; auch durch Nichtauffüllen mit Sand können Mulden entstehen. Die Wanderung der Dünen, im Überschreiten des Sandes von der Luv- nach der Leeseite bestehend, geht sehr ungleichmässig vor sich, kann daher nicht als geologisches Zeitmaass benutzt werden. Auf das Höhenwachsthum übt neben der Sandmenge und der Windstärke auch noch die Körnergrösse des Sandes Einfluss aus.

Mit dem Vorrücken der Dünen sind häufig Ablenkung von Flussmündungen und Bildung von Seen und Sümpfen vor den Dünenketten verbunden. Erstere wird eingeleitet durch Aufwerfen einer Sandbank durch die Brandung. Für die Erklärung des Triebandes zu beiden Seiten der Dünen werden die BERENDT'schen Darstellungen herangezogen. Schon

nahe unter der Oberfläche zeigt der Sand Feuchtigkeit in Folge der Capillarität, also besonders vom Grundwasser stammend. Dadurch kann sich die Düne leicht mit Vegetation bedecken. Wiederbeginn der Bewegung wird durch Verletzungen der Düne (besonders häufig seit dem verschiedenartigen Eingreifen des Menschen) bedingt. Einen wiederholten Wechsel von Ruhe und Bewegung zeigen die Humuszwischenschichten und verschütteten Wälder an.

Häufig ist in Längs- oder auch in Querprofilen von Dünen eine Schichtung wahrzunehmen, besonders bei ungleichmässigem Korn des Sandes, z. Th. als die „stratification entrecroisée“ BRIART's, durch den Wechsel verschiedener Windstärken veranlasst. Die mittlere Korngrösse des Dünenandes ist 0,2—0,5 mm, übersteigt 1,5—2 mm selten; feinste Bestandtheile fehlen. Die verschiedenartige Gestalt der Körner ist der Wirkung der Meereswellen zuzuschreiben. In dem Mineralbestand ist der Dünenand durchaus abhängig von dem Meeressand. Schliesslich wird noch der Torflager unter Dünen Erwähnung gethan (Martörv), durch die auflagernde Last zusammengepresst; endlich der Thierreste und der Ortsteinbildung. Auch wird wiederholt der Unterschied zwischen Düne und Küstenwall hervorgehoben, sowohl in ihrer Gestalt und Entstehung, wie in ihrem Material.

b) Flussdünen. Flussthäler werden häufig von Dünen begleitet, wenn das Thal frei genug für den Wind liegt und ausreichende Sandmengen vorhanden sind; auch ist das Klima von Einfluss, wie ein Vergleich des an Flussdünen fast freien norddeutschen Tieflandes mit der Häufigkeit in Russland (Continentalklima) zeigt. Die Bildung beginnt wie am Meeresstrand, auch in ihrer Gestalt, Gruppierung und Zusammensetzung zeigen die Flussdünen keine wesentlichen Unterschiede von den Stranddünen, wenngleich typische Profile seltener sind. Die Höhe ist meist gering. Eingelagerte Humusschichten, öfters auch prähistorische Reste, sind nicht selten.

c) Festlandsdünen können sich inmitten von Continenten auf Flächen lockeren Sandes bilden. Sie hängen am meisten mit den klimatischen Bedingungen zusammen. In Westeuropa finden sie sich daher nicht so ausgebreitet, wie z. B. in den asiatischen und besonders afrikanischen Wüsten. [Die Dünen in der norddeutschen Tiefebene, welche letztere WESSELY als zusammenhängendes Flugsandgebiet bezeichnet, werden leider zu nebensächlich erwähnt.] Die Festlandsdünen Europas zeigen in ihrer Gestalt und Vertheilung wenig Unterschiede von den Strand- und Flussdünen. Bei grosser Mannigfaltigkeit der Gestalten der Wüstendünen ist doch hier die Sichelform sehr charakteristisch; die Luftwellen gingen an der Luvseite der Düne („Barchan“) aus einander, den gewölbten Gipfel gewissermaassen umspülend und so die Seitentheile bildend. Die Böschungen der Barchane wurden zu 30—38° (Lee) und ca. 10° (Luv) gefunden. Die Sichelform kommt nur da vor, wo der Wind auf eine von Vegetation und erheblichen Bodenebenheiten freie Sandfläche ungehindert seinen Einfluss üben kann. Während die Höhe der sichelförmigen Dünen meist nicht

gross ist, 2,5 m bis 10 m, steigen die kegelförmigen bis 150 und 200 m auf. Durch Zusammenfliessen der Einzeldünen bilden sich Ketten. Über die Bewegung der Wüstendünen liegen widersprechende Angaben vor. Die sogen. Häufungsdünen, echte durch Wind gebildete Sandanhäufungen, können sich fortbewegen; die hohen sehr langsam, die kleinen rasch; eine andere Art, die sogen. Zerstörungsdünen, sind nur überschüttete Denuda-tionsreste festen Gesteins, die natürlich ihren Ort nicht verändern. Ferner ist die Veränderlichkeit der Windrichtung eine Ursache der Langsamkeit des Vorrückens im Vergleich mit demjenigen der Stranddünen.

Der innere Bau weist oft dieselbe Schichtung auf wie die Stranddünen. In den Wüstendünen können sich aber noch thonige oder Löss-Einlagerungen finden, welche den Stranddünen fehlen. Der Sand besteht meist aus reinen Quarzkörnern. Über den Ursprung des Sandes lassen sich verschiedene Ansichten geltend machen: er kann zu einem Theil rein äolischen Ursprungs, zum anderen Theil aber auf Anschwemmungen in Folge Regens zurückzuführen sein.

Bei Besprechung der thonigen äolischen Bildungen kommt Verf. zu der Ansicht, dass bei deren Ablagern die Hauptrolle dem atmosphärischen Wasser zukommt: der Dünen sand lagert sich lediglich mit Hilfe des Windes ab, beim Absatz aus Staub entstehender lockerer Bildungen hingegen fällt dem atmosphärischen Wasser die wichtigste Rolle zu.

Die Dünen an Binnenseen erscheinen als Beispiel einer Übergangsform zwischen Strand- und Flusssdünen; so kann es noch mehrfache Übergänge zwischen den drei unterschiedenen Typen geben.

Zum Schluss wird noch darauf hingewiesen, wie man bei Sandsteinablagerungen entscheiden kann, ob deren Bildung aus Wasser oder aus Dünen vor sich gegangen ist.

In „Anhängen und Ergänzungen“ finden sich noch Detailbeschreibungen einzelner Dünengebiete, sowie Versuche und Beobachtungen.

E. Geinitz.

Petrographie.

1. E. v. Fedorow: Universal- (Theodolith-) Methode in der Mineralogie und Petrographie. II. Theil. Krystall-optische Untersuchungen. (Zeitschr. f. Kryst. etc. 22. 229—268. Taf. IX. 22 Fig. 1893.)

2. A. Michel-Lévy: Étude sur la détermination des feldspaths dans les plaques minces au point de vue de la classification des roches. Paris. 8°. 70 p. 8 pl. en couleurs. 9 Fig. 1894.

In kurzen Zwischenräumen sind in der letzten Zeit Arbeiten erschienen, welche die Bestimmung der Plagioklase auf optischem Wege zum Gegenstand haben und einen bedeutenden Fortschritt auf jenem Wege bezeichnen, der durch die bekannte bahnbrechende Untersuchung von Max

SCHUSTER eröffnet wurde¹. Die beiden Arbeiten gehen darauf aus, die vollständige optische Orientirung der Plagioklase zu ermitteln, ein Problem, dessen völlige Lösung von SCHUSTER noch nicht erreicht wurde; wie die Wege, die zur Erreichung dieses Zieles eingeschlagen werden, so sind auch die vorgeschlagenen Bestimmungsmethoden verschieden. Um so erfreulicher ist die Übereinstimmung in den Resultaten.

1. v. FEDOROW verwendet einen neuen Apparat, das „Universaltischchen“. Wichtiger noch als dieses mechanische Hilfsmittel ist seine Art der Darstellung, welche auf der sogenannten Theodolith-Methode beruht, und darin besteht, dass in den Kreis der stereometrischen Projection ein Netzwerk von Linien eingetragen wird, welche den Meridianen und Parallelkreisen eines Planigloben entsprechen. Die Parallelkreise gehen parallel (010); die Meridiane laufen von 010 zu 0 $\bar{1}$ 0. So wird jeder Punkt der Projection durch zwei Winkel bestimmt, die mit geographischer Länge (λ) und Breite (φ) analog sind. Giebt man dem Mittelpunkt der Projection die Werthe $\varphi = 0$, $\lambda = 0$ und zählt man die φ nach rechts i. e. gegen 010 positiv, ferner die λ nach rückwärts (i. e. gegen 100) positiv, so kann man jeden Punkt der Projection unzweideutig durch φ und λ bestimmen.

Bei den üblichen Polarisationsmikroskopen können dem Präparat nur Parallelverschiebungen und Drehungen um die Mikroskopaxe ertheilt werden. Um dasselbe Präparat in mehreren Richtungen prüfen zu können, hat v. FEDOROW ein sogenanntes Universaltischchen construiert, welches eine Drehung des Präparates um zwei zu einander senkrechte Axen zulässt; eine derselben ist horizontal; die zweite ist in einer Variante des Apparates ebenfalls horizontal in der anderen vertical angeordnet. Beide gestatten das Präparat nacheinander in verschiedenen Richtungen im parallelen Licht zu prüfen, die in Bezug auf die Ausgangsrichtung durch Polarcoordinaten φ und λ orientirt sind. Die betreffenden Winkel können an den beiden senkrecht zu einander orientirten Limben abgelesen werden.

Ist ein Durchschnitt mit Hilfe beider Drehungen so orientirt, dass der Lichtstrahl in der Richtung der optischen Axe die Platte durchsetzt, so bleibt er während der Umdrehung des Mikroskoptisches dunkel. Diese Beobachtung lässt sich auch an feinen Zwillingslamellen, an Anwachsstreifen von zonal gebauten Krystallen anstellen, wo die Beobachtung im convergenten Licht schwierig [aber nicht unmöglich, der Ref.] ist.

Schnitte senkrecht zu einer Elasticitätsaxe bleiben bei Drehung um beide Auslöschungsrichtungen dunkel, wenn diese mit den Nicolhauptschnitten zur Deckung gebracht sind. In der 45°-Stellung liefern sie bei Drehung in dem einen und im entgegengesetzten Sinne symmetrische Farbenänderungen.

Enthält der Schnitt nur eine Elasticitätsaxe, so wird er bloss bei

¹ Vergl. auch F. BECKE, Bestimmbarkeit der Gesteinsgemengtheile auf Grund ihres Lichtbrechungsvermögens. Wiener Akad. 1893. I. Juliheft. Dies. Jahrb. 1894. II. -49-. Bestimmung kalkreicher Plagioklase durch die Interferenzbilder von Zwillingen. Min. u. petr. Mitth. XIV. Heft 5.

Drehung um diese dunkel bleiben, und bei Drehung um die zu ihr senkrechte Gerade symmetrische Farbenänderung erfahren¹.

Dieses Verhalten giebt ein Mittel an die Hand, das Krystallsystem von unregelmässig begrenzten Durchschnitten zu bestimmen, indem bei tetragonalen und hexagonalen Krystallen jeder Durchschnitt symmetrisch in Bezug auf eine der beiden Auslöschungsrichtungen sein muss, während bei den übrigen doppelbrechenden Krystallen solche symmetrische Durchschnitte nur bestimmten Zonen zukommen.

[Ref. bemerkt, dass alle diese Untersuchungen sich auch ohne Universaltisch durch konoskopische Beobachtung anstellen lassen, wobei man noch den Vortheil hat, das Verhalten in verschiedenen Richtungen gleichzeitig zu übersehen. Durch Einführung der Irisblende im Ocular nach CZAPSKI ist die Grenze der Anwendbarkeit des Mikroskops als Konoskop fast so weit hinausgerückt wie für die orthoskopische Beobachtung, so dass auch an recht feinen Zwillingsslamellen und Anwachsstreifen mit Erfolg konoskopische Beobachtungen angestellt werden können (vergl. Ref. Min. u. petr. Mitth. XIV. Heft 4 u. 5). Bezüglich der Einrichtung der von v. FEDOROW construirten Apparate sei auf das Original verwiesen, ebenso wie bezüglich einer vom Autor bloss angedeuteten Methode zur Messung mikroskopisch kleiner Krystalle und zur Bestimmung der Brechungsexponenten.]

Der nächste Abschnitt ist Betrachtungen über die optische Symmetrie von Zwillingsskrystallen gewidmet. Aus der Combination der zweizähligen Symmetrieaxe des Zwillings (Zwillingsaxe) und der drei zweizähligen Symmetrieachsen a , b , c des optischen Elasticitätsellipsoides ergeben sich für den Zwilling neue Symmetrieachsen, die v. FEDOROW als optische Zwillingsachsen bezeichnet. Im Zwilling herrscht auch bezüglich der optischen Eigenschaften Symmetrie nach der Zwillingssebene.

Als Haupttrichtung bezeichnet der Autor eine Linie, welche dadurch charakterisirt ist, dass in einem Schnitt senkrecht zu derselben beide Individuen gleichzeitig, und zwar parallel und senkrecht zur Zwillingssebene auslöschen.

Werden die optischen Axen des einen Individuums mit AB , die des anderen mit $A'B'$ bezeichnet, so schneiden die durch AB' und durch $A'B$ gelegten Grosskreise die Symmetrieebene des Zwillings in dieser „Haupttrichtung“. Ausser dem Schnitt senkrecht zur Haupttrichtung giebt es noch viele andere Schnitte, in denen die beiden Individuen des Albitzwillings gleichzeitig, aber unter von 0° verschiedenen Winkeln auslöschen. Ihre Pole ordnen sich auf Curven, die von der Haupttrichtung aus zu den optischen Axen und dem Pol von (010) laufen.

Die Winkel, welche mit Hilfe des Universaltischchens ermittelt werden, sind scheinbare. Um diese Angaben in wahre Werthe überzuführen, ist die angenäherte Kenntniss des Brechungsindex erforderlich. Von der Verschiedenheit von $\alpha\beta\gamma$ kann abgesehen werden. v. FEDOROW giebt ein einfaches graphisches Verfahren für diese Reduction an.

¹ In der Arbeit steht irrthümlich: bei Drehung um die zu dieser Axe senkrechte Gerade dunkel bleiben.

Optische Bestimmung der Plagioklase. Kennt man die Lage einer der optischen Axen genau, so kann man die Auslöschungsschiefen auf M und P benützen, um die Lage der anderen optischen Axe zu ermitteln. Es sei die Lage der einen optischen Axe A_2 gegen die Normale von M und die Trace von P durch Polarcoordinaten mittelst des Universaltschens bestimmt. Man lege durch M und A_2 einen Grosskreis und ziehe von dem Winkel PMA_2 den Winkel $\beta = PMC$ gleich der Auslöschungsschiefe auf M ab. Der Schenkel MC bildet mit MA_2 den Winkel CMA_2 . Unter gleichem Winkel auf der anderen Seite von MC ziehe man einen Grosskreis, welcher nach der bekannten FRESNEL'schen Regel die andere optische Axe enthalten muss. Dasselbe wiederholt man auf der Fläche P; so erhält man zwei Grosskreise, in deren Durchschnitt die zweite Axe A_1 liegen muss.

Der Autor wählt die der Axe b genäherte, durch (010) M einstellbare Axe zum Ausgangspunkt, weil die Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz erlaubt, sich von der Ungenauigkeit des Schliffes unabhängig zu machen. Ist der Schliff nicht genau parallel M, so werden die Lamellen nach dem Albitgesetz sichtbar. Man sucht nun jene Stellung auf, bei welcher die Lamellen verschwinden und der Schliff sich wie ein einheitliches Individuum verhält. Die hiezu nöthigen Drehungen seien $A_0 \alpha_0$; sodann führt man die Drehungen aus, die zur Einstellung senkrecht zur Axe führen, $A' \alpha'$; aus den beiden Paaren von Coordinaten ergibt sich dann leicht die Orientirung der optischen Axe gegen die Zwillingsaxe.

Die Resultate v. FEDOROW's sollen hier in der Weise aufgeführt werden, dass die Coordinaten φ und λ für die optischen Axen angegeben werden. Den Werth dieser Ermittlungen beeinträchtigt einigermaassen der Umstand, dass die Zusammensetzung der optisch untersuchten Feldspathe nicht untersucht ist. Für manche ergibt sie sich aus dem Fundort. (Anorthit vom Vesuv und Labradorit von Labrador $Ab_1 An_1$.) Für die beiden Bytownite lässt sie sich aus den Auslöschungsschiefen auf P und M ermitteln. Für den Oligoklas fehlt jede Angabe. Die Daten für Oligoklas und Albit sind nicht unmittelbare directe Bestimmungen; vielmehr wurden die bei Oligoklas an einem Schliff nach (110), bei Albit nach (010) beobachteten Axenlagen so lange abgeändert, bis sie mit den auf M und P beobachteten Auslöschungsschiefen und mit den Angaben DES CLOIZEAUX' und SCHUSTER's über den Winkel der optischen Axen möglichst übereinstimmten.

		Auslöschungsschiefe		Zusammen- setzung
		auf M	auf P	
Anorthit, Somma	$A_1 \varphi = 0 \quad \lambda = -5$	-36°	—	An
	$A_2 -54 \quad +63$			
Bytownit, PESSE-				
gow'sche Hütte.	$A_1 +12 \quad -2$	-24	-15°	$Ab_{37} An_{63}$
	$A_2 -55 \quad +68$			$Ab_{29} An_{71}^1$

¹ Die erste Formel folgt nach M. SCHUSTER's verbesserter Tabelle aus der Auslöschungsschiefe auf M, die zweite aus der auf P.

			Auslöschungsschiefe		Zusammen-
			auf M	auf P	setzung
Bytownit, Labra-					
dorit, Koisu-Thal	A ₁	+22	+ 2	—	— 9
	A ₂	— 54	+80		Ab ₂ An ₃
Labradorit, Labra-					
dor	A ₁	+37	+21	—15½	—
	A ₂	—53	+80		Ab ₁ An ₁
Oligoklas von?	A ₁	+41	+62	?	?
	A ₂	—41	+70		
Albit von? . . .	A ₁	—48	—77	?	?
	A ₂	—47	+65		Ab

Im nächsten Abschnitt behandelt v. FEDOROW die aus der ermittelten Orientirung sich ergebenden Hilfsmittel zur Bestimmung von Plagioklasen. Zunächst werden Schnitte senkrecht zu den optischen Axen behandelt. Ein Schnitt dieser Art trifft das nach dem Albitgesetz verzwilligte Individuum in einer anderen Richtung. Die Auslöschungsrichtung dieses Individuums, die Einstellbarkeit einer oder der anderen optischen Axe in demselben, der Winkel zwischen den optischen Axen der beiden Individuen geben eine Anzahl wichtiger Bestimmungsmomente. Weiter werden Diagramme und Regeln für die Schnitte senkrecht zur Hauptrichtung, Schnitte senkrecht zur Zwillingsaxe, ferner für die Schnitte der symmetrischen Zone senkrecht zu M (010) und für Schnitte der Zone PM [100] angegeben. Insbesondere die Angaben über die gegenseitige Neigung der optischen Axen in den Zwillingen sind durchaus neu und wie Ref. in einer Arbeit in den mineralogischen und petrographischen Mittheilungen XIV zeigt, auch ohne Anwendung des Universalischens durch Beobachtung der Interferenzbilder zu einer exacten Bestimmung der Plagioklasse zu verwerthen.

Bezüglich der weitaus wichtigsten Zone senkrecht zu (010) sind v. FEDOROW's Resultate wenig verschieden von jenen MICHEL-LÉVY's. Die vorhandenen geringen Differenzen haben wohl für gewisse theoretische Fragen Bedeutung, für die praktischen Zwecke der Feldspathbestimmung sind sie ziemlich belanglos.

2. Das Buch von MICHEL-LÉVY giebt in der Einleitung (S. 1—14) einen historischen Überblick über die Entwicklung der Kenntniss von den optischen Eigenschaften der Feldspathe. Es wird auf die Nothwendigkeit hingewiesen, auch die Mikrolithen der Grundmasse zu bestimmen, wenn aus der mineralogischen Zusammensetzung auf die chemische Zusammensetzung des Gesteines geschlossen werden soll. Eine Classification, welche bloss Orthoklas- und Plagioklas-Mikrolithen unterscheidet, führt zur künstlichen Zusammenfassung von sehr sauren und sehr basischen Gesteinen. Diese Bemerkungen sind augenscheinlich gegen die Gruppe der Andesite und Porphyrite der deutschen Petrographen gemünzt. Es kann ohne weiteres zugestanden werden, dass für eine weitere Scheidung dieser umfangreichen Gruppen die exacte Bestimmung der Grundmasse-Mikrolithen werthvolle Behelfe liefern kann; doch ist zu berücksichtigen, dass in vielen Gesteinen

auch nach Bestimmung der Feldspath-Mikrolithen ein oft erheblicher Rest in Form von glasiger oder kryptokrystalliner Grundmasse zurückbleibt, und dass andererseits die gewonnenen Abgrenzungen ebenso unbestimmte fluctuirende sein müssen, wie die Zusammensetzung der Grundmasse-Mikrolithen selbst.

Die französischen Petrographen haben, ausgehend von der Ansicht, dass die verschiedenen Plagioklase scharf gesonderte Arten darstellen, die Bestimmbarkeit dieser Mikrolithen auf optischem Wege von jeher behauptet. Die deutschen Petrographen haben sich, ausgehend von der TSCHERMAK'schen Theorie, ablehnend verhalten und an den ersten Versuchen MICHEL-LÉVY's diese Bestimmbarkeit zu erweisen, eine, wie die Folge lehrte, nicht unberechtigte Kritik geübt.

Wie nun einerseits die von einer unrichtigen Voraussetzung ausgehende mathematische Behandlung des Problems durch MICHEL-LÉVY 1877 dem damaligen Stande der gesicherten Kenntnisse weit vorauseilte und in der That falsche Resultate zu Tage förderte, so ist andererseits die Kritik zu weit gegangen, wenn sie die „statistische Methode“ gänzlich verwarf. In der That bringt MICHEL-LÉVY's Buch den Beweis, dass bei der jetzigen Vervollkommenung der Methoden und bei dem jetzigen Stand der Kenntnisse eine innerhalb nicht sehr weiter Grenzen sichere Bestimmung der Feldspath-Mikrolithen möglich ist. Erfreulich ist es, dass sich nunmehr MICHEL-LÉVY völlig auf den Boden der TSCHERMAK'schen Theorie stellt, und auch das letzte Restchen, wo noch ein gewisses Widerstreben gegen die Anerkennung zahlreicher Mittelglieder zwischen Anorthit und Albit sich festgesetzt hatte, die Erklärung der Zonenstructur durch submikroskopische Zwillingsbildung aufgegeben erscheint.

VON V. FEDOROW entlehnt MICHEL-LÉVY die Art der Darstellung in stereographischer Projection mit eingezeichnetem Gradnetz. Die Darstellung wird noch weiter ausgebildet durch Eintragung der Auslöschungsschiefen gegen die Trace von (010) (Zwillingsgrenze) für die Schnittpunkte der Meridiane und Parallelkreise. Die Auslöschungsschiefe bezieht sich immer auf die negative (α' entsprechende) Auslöschungsrichtung, wird gezählt von $0-90^\circ$ und als $+$ ($-$) bezeichnet, wenn sie im (entgegen dem) Uhrzeigersinn von der Trace von (010) abweicht. Die Zahlen für die Auslöschungsschiefe sind auf graphischem Wege aus der Position der optischen Axen nach der FRESNEL'schen Regel abgeleitet. Die Vertheilung derselben wird noch durch Curven gleicher Auslöschungsschiefe anschaulich gemacht, welche von den optischen Axen ausstrahlen und in den Punkten (010) und (0 $\bar{1}$ 0) zusammenlaufen.

Eine werthvolle Zugabe bilden ferner die Curven gleicher Doppelbrechung; die erste dieser Curven, einer Doppelbrechung von 0,25 der maximalen entsprechend, umschliesst die optischen Axen, darauf folgen, um je $\frac{1}{10}$ fortschreitend, weitere bis zur Curve 0,85, welche die optische Normale b umgiebt.

Ein Blick auf die sehr sauber in Farbendruck angeführten Diagramme lässt sofort durch den Verlauf der Curven den Grad der Symmetrie im

optischen Verhalten erkennen. Man gewahrt beim Albit Annäherung an die Symmetrie nach der Querfläche, beim Oligoklas eine bemerkenswerthe Annäherung an die Symmetrie nach (010) (Ähnlichkeit mit dem monoklinen Orthoklas).

Die Diagramme gestatten noch eine wichtige Anwendung zur Ermittlung der Auslöschungsschiefen von Zwillingsskrystallen. Die Plagioklasse (es gilt das auch von den Mikrolithen der Grundmassen) zeigen sich sehr häufig aus zwei nach dem Carlsbader Gesetz vereinigten Individuen (1) und (2) aufgebaut, deren jedes wieder Lamellen nach dem Albitgesetz (1') und (2') enthält. Bisweilen fehlt (1') oder (2').

Es habe nun der Schnitt das Individuum (1) so getroffen, dass der Pol der Schnittfläche durch die Coordinaten $+\varphi + \lambda$ dargestellt wird. Derselbe Schnitt trifft das Individuum (1') in einer Richtung, die durch den in Bezug auf die Ebene von (010) symmetrischen Pol, also durch die Coordinaten $-\varphi + \lambda$ dargestellt wird. Unter Berücksichtigung, dass die Verticalaxe die Zwillingssaxe für das Carlsbader Gesetz ist, erhält man für (2) die Coordinaten $-\varphi - \lambda$, für (2') $+\varphi - \lambda$. An den durch diese Coordinaten bestimmten Stellen findet man Auslöschungsschiefen angeschrieben, welche nur noch für (1') und (2') der Umkehrung des Vorzeichens bedürfen, um die Auslöschungsrichtungen in allen 4 Individuen des Doppelzwillingss zu repräsentiren. MICHEL-LÉVY nennt 4 derartige Auslöschungsschiefen *conjuguirte Auslöschungsschiefen*.

Es ist leicht einzusehen, dass einem solchen Doppelzwillings drei Zonen mit symmetrischen Auslöschungsschiefen zukommen:

1. Zone senkrecht zu (010). Es löschen symmetrisch aus: (1) und (1') (2) und (2').
2. Zone parallel der Verticalaxe: (1) = $-(2)$; (1') = $-(2')$.
3. Zone durch die Normale von (010) und die Verticalaxe: (1) = $-(2')$; (2) = $-(1')$.

Der nächste Abschnitt (S. 23—28) giebt Aufschluss über die Wahl der optischen Constanten, die zur Zeichnung der Diagramme verwendet wurden. Die wichtigsten Daten lieferten neue Beobachtungen von v. Fouqué, welche umfassten: die Orientirung der Mittellinien c und a gegen zwei oder drei Krystallflächen; ferner die Auslöschungsrichtungen von Platten senkrecht zu c und a gegen die Trace von (010), endlich die Grösse des wahren Axenwinkels $2V$. Mit diesen Daten ist es möglich, die Orientirung der optischen Constanten in der Projection zu geben. Zur Verifikation wurden die Auslöschungsschiefen auf (010) und (001), sowie die Diagramme v. FEDOROW's herangezogen.

Die von v. Fouqué gelieferten Daten sind an einer anderen Stelle des Buches wie folgt zusammengestellt.

Plagioklas	Fundort	Dichte	SiO ₂ -Geh.	2 V	β	Auslöschungsschiefe senkrecht zu	
						a	c
Albit	Modane	2,600	68 %	+ 75°	1,5340	75°	18° ¹
Oligoklas	Bakersville	2,651	63	— 88	1,5395	87	2 ¹
Andesin	Roche Sauve	2,680	59	— 82	1,5578	61	15 ¹
Labradorit	Pico (Lava 1720)	2,695	56	+ 77	1,5589	60	20
"	" (Cône)	2,698	55,4	+ 77	1,5583	59	24
"	S. Jorge (Fayal)	2,705	53	+ 78	1,5635	58	32
Anorthit	Somma	2,750	44	— 78	1,5837	55	48

Die in den Tafeln I—VII zur Darstellung gebrachten Typen sind in der folgenden Tabelle zusammengestellt. Auch hier bedeutet A, B die optischen Axen, φ die Breite, λ die Länge der Position auf der Projektionskugel.

		φ	λ		φ	λ
Albit	Ab	A ² — 47½	+ 65	B ² — 49	— 76	
Oligoklas . .	Ab ₄ An ₁	A — 44	+ 70	B + 46	+ 70	
Oligoklas . .	Ab ₃ An ₁	A — 41	+ 70	B + 41	+ 61	
Andesin . . .	Ab ₅ An ₃	A — 47	+ 72	B + 39	+ 41	
Labradorit .	Ab ₁ An ₁	A — 53	+ 80	B + 39	+ 21	
Labradorit .	Ab ₃ An ₄	A — 54	+ 86	B + 25	+ 10	
Anorthit . .	Ab ₁₁ An ₂₀₀	A — 59	+ 62	B + 3	— 7	

Zu dieser Tabelle sei Folgendes bemerkt: Die Angaben für Andesin wurden interpoliert zwischen Ab₃An₁ und Ab₁An₁; sie beruhen nicht auf direkter Beobachtung. Dem unter Ab₃An₄ dargestellten Labradorit sind zu Grunde gelegt die Angaben von v. Fouqué für den Plagioklas von S. Jorge, Fayal (siehe die Tabelle oben). Dieser Plagioklas entspricht genauer der Formel Ab₂An₃. Auf S. 71 bei der Tafelerklärung ist die Zusammensetzung der auf Taf. VI dargestellten Plagioklasse angegeben: Ab₂An₃ à Ab₃An₄. Beobachtungen des Ref. über die Lage der optischen Axe B bei Bytownit machen es wahrscheinlich, dass die auf Taf. VI dargestellte optische Orientierung dem Plagioklas Ab₂An₃ zukommt (vergl. Min. u. petr. Mitth. XIV. Heft 5). Beim Anorthit fand der Ref. die Orientierung der Axe B auf directem Wege: $\varphi = -2,4$, $\lambda = -5,7$, also weder in der Ebene (010), wie v. FEDOROW angiebt, noch rechts von ihr, wie M. LÉVY sie einzeichnet, sondern links von derselben. Es ist zu bemerken, dass v. Fouqué's Angaben in demselben Sinn, wie die Beobachtungen des Ref. von dem Diagramm M. LÉVY's abweichen. Auch die von SCHUSTER beobachtete Auslöschungsschiefe von -37° auf (001) (nicht -33° , wie M. LÉVY S. 28 anführt) am Anorthit der Somma stimmt schlecht mit dem Diagramm M. LÉVY's überein, aus dem sich die Auslöschungsschiefe -31° ableitet.

Diese Bemerkungen zeigen, dass die M. LÉVY'schen Diagramme noch

¹ Die Auslöschungsschiefe bezogen auf (001), da (010) der Schnitt- richtung zu nahe liegt.

² A M. LÉVY = A₂ v. FEDOROW, B M. LÉVY = A₁ v. FEDOROW.

verbesserungsfähig sind, diese kleinen Divergenzen haben aber keinen wesentlichen Einfluss auf die Brauchbarkeit der übrigen Resultate.

Der folgende Abschnitt „praktische Anwendungen“ S. 29—57 kann im Rahmen eines Referats nicht erschöpft werden; diese Zeilen wollen vielmehr nur darauf hinweisen, dass in der That in dem Buch des französischen Petrographen ein Hilfsmittel bei der mikroskopischen Gesteinsuntersuchung geboten ist, welches binnen Kurzem von allen Petrographen als unentbehrlich erkannt werden dürfte. Nur einige orientirende Bemerkungen seien hier gestattet. Zunächst werden die Auslöschungsschiefen in Zonenschnitten besprochen, eine Frage, welche M. LÉVY schon 1877 in Angriff genommen hat. Weitaus am wichtigsten ist die Zone senkrecht zu (010). Die ihr angehörenden Schnitte sind durch die feine und bestimmte Zeichnung der Zwillingslamellen, durch die gleiche Aufhellung bei Coincidenz der Zwillingsgrenze mit den Nicolhauptschnitten auf den ersten Blick zu erkennen und durch die symmetrischen Auslöschungsschiefen leicht zu controliren. Die Maxima der Auslöschungsschiefen ergeben sich für Schnitte dieser Zone wie folgt:

	1894	1890	1877
Ab	— 16	— 18	15° 45'
Ab ₄ An ₁ . . .	+ 1		
Ab ₃ An ₁ . . .	+ 5	+ 4	18 30
Ab ₅ An ₃ . . .	+ 16		
Ab ₁ An ₁ . . .	+ 27	+ 32	31 15
Ab ₃ An ₄ . . .	+ 38		
An	+ 53	> + 50	> 37

Unter 1890 stehen die Zahlen aus dem Buche von M. LÉVY und A. LACROIX, *Minéraux des roches*, unter 1877 jene aus der Arbeit M. LÉVY's, *De l'emploi du microscope polarisant à lumière parallèle*. Ann. des Mines 1877. Man sieht, wie berechtigt MAX SCHUSTER's Kritik der ersten von M. LÉVY mitgetheilten Zahlen war. Gleichwohl ist der Gedanke, den M. LÉVY damals im Princip verfolgte und nun zu einem hohen Grade von Exactheit gebracht hat, ein richtiger gewesen. Diese so leicht kenntliche Zone bietet in den Maximalwerthen nur eine Unsicherheit: jene zwischen Albit und den sauren Andesinen. Es giebt vorläufig kein Mittel, das Vorzeichen der beobachteten Auslöschungsschiefen im Dünnschliff zu bestimmen. Die Zweideutigkeit wird behoben, wenn im Schnitt ausser den Lamellen des Albitzwillings auch solche nach dem Carlsbader Gesetz zur Beobachtung kommen. Beim Albit und den sauren Oligoklasen sind die Differenzen der Auslöschungsschiefen (1) = (1') einerseits, (2) = (2') andererseits sehr klein, beim Andesin erreichen sie 10°.

Solche Doppelzwillinge lassen sich, wie M. LÉVY ausführlich darlegt, recht leicht erkennen. M. LÉVY zeigt nun weiter, wie man an einem einzigen Schnitt, der der Lage senkrecht zu (010) nur nahe kommt, die Zugehörigkeit zu den Hauptabtheilungen der Plagioklasreihe ermitteln könne. Diese höchst sinnreiche Methode beruht auf den „conjugirten

Auslöschungsschiefen“ der 4 Lamellensysteme (1), (1'), (2), (2') und besteht in einer Art Casuistik. Zu bestimmten Werthen von (1) und (1') gehören in jeder Plagioklasgruppe andere Werthe von (2) und (2'), die in tabellarischer Form aufgeführt sind, und aus den Diagrammen Taf. I—VII leicht entnommen werden können. Selbstverständlich handelt es sich hierbei nicht um eine exacte Ermittlung des Mischungsverhältnisses von Ab und An, wie sie beispielsweise auf Grund von Auslöschungsschiefen auf (001) und (010) nach MAX SCHUSTER möglich ist, und wie sie, nebenbei bemerkt, Ref. in der citirten Arbeit in den Min. u. petr. Mitth. durch Beobachtung der Interferenzbilder anstrebt, sondern nur um die Ermittlung der Zugehörigkeit zu der einen oder anderen Hauptgruppe der Plagioklasreihe. Für petrographische Zwecke wird man aber in vielen Fällen mit einer solchen beiläufigen Bestimmung völlig zufrieden sein können.

Es werden dann weiter die Zonen durch die Normale von (010) und die Verticalaxe, dann die Zone [001] besprochen, welche geringen determinativen Werth besitzen, endlich die Zone [100] parallel der Kante PM, welche bei den Plagioklas-Mikrolithen der Variolite und ähnlichen Gebilden eine etwas beschränktere Anwendung findet. Bei letzterer ist eine Verwechselung von Albit und Labradorit möglich, wie die folgenden Maximalzahlen beweisen: Ab 20°, Ab₄An₁ $\frac{1}{2}$ °, Ab₃An₁ 0, Ab₅An₃ 7°, Ab₁An₁ 18°, Ab₃An₄ 32°, An 55°.

M. LÉVY hebt am Schluss der Betrachtung der Zonenschnitte noch hervor, dass jeder Feldspath innerhalb gewisser Grenzen bevorzugte Auslöschungsschiefen gegen die Trace von (010) besitzt, welche eine bedeutende Fläche der Projectionskugel einnehmen, so dass der Versuch nicht aussichtslos erscheint, aus der Mittelzahl der Auslöschungsschiefe einer grösseren Anzahl nach dem Gesetz der Wahrscheinlichkeit vertheilter zufälliger Schnitte eine Bestimmung des Plagioklases vorzunehmen. Beim Anorthit umfassen die Curven von 30—50° Auslöschungsschiefe die Hälfte der Projectionskugel. Beim Oligoklas nehmen die Felder zwischen 0—5° Auslöschungsschiefe den überwiegenden Raum ein.

Kürzer kann sich das Referat fassen bezüglich der Untersuchung bestimmter Schnitte (S. 46—56). Unter allen Schnitten sind in den Dünnschliffen jene nach (010) am leichtesten zu erkennen durch das Verschwinden der Lamellen des Albitgesetzes, durch die leicht deutbaren Umrisse oder Zuwachszonen, die Spaltrisse nach (001) und (110). Ein werthvolles Kennzeichen sind bei Carlsbader Zwillingen die Spaltrisse nach (001), welche 128° einschliessen. Misst man den Winkel zwischen den negativen Auslöschungsrichtungen, welche dieselbe Winkelhalbirende haben wie die Spaltrisse nach (001), so ergiebt sich folgende Zusammenstellung: Albit 168°, Oligoklas 128°, Andesin 112°, Labrador 96°, Anorthit 54°. Man hat ferner in diesem Schnitt die beste Gelegenheit, die Zonenstructur zu studiren. Ein besonderer Vortheil liegt auch darin, dass Orientirungsfehler des Schliffes die Auslöschungsschiefe wenig beeinflussen; im Durchschnitt entspricht einem Orientirungsfehler von 1° ein solcher der Auslöschungsschiefe von nur $\frac{1}{2}$ °.

Durch die Bilder im convergenten Licht sind ferner die Schnitte senkrecht zu den Mittellinien leicht kenntlich. Die diesen Schnitten entsprechenden Auslöschungsschiefen sind z. Th. recht charakteristisch, doch ist auch hier Verwechslung von Albit und Andesin möglich. Schnitte senkrecht zu den optischen Axen geben im konoskopischen Bilde einen brauchbaren Werth für die Lage der Axenebene gegen die Trace von (010), ausserdem erhält man gemäss der Regel der conjugirten Punkte charakteristische Auslöschungsschiefen für die Lamellensysteme (1'), (2), (2'). Endlich werden noch die Schnitte gleichzeitiger Auslöschung für die Lamellen (1), (1') besprochen, die schon v. Fëdorow studirt hat, und einige Ungenauigkeiten in dessen Darstellung corrigirt.

Der nächste Abschnitt handelt von den Brechungsindices der Feldspathe (S. 58—63). Die folgende Tabelle zeigt, dass die Brechungsexponenten der Feldspathe von Orthoklas bis Anorthit regelmässig zunehmen. Zum Vergleich ist Quarz und Canadabalsam hinzugefügt.

	α	β	γ
Orthoklas, Gotthard	1,519	1,524	1,526
Mikroklin, Narestö	1,523	1,526	1,529
Anorthoklas, Quatro Ribeiras . .	1,523	1,529	1,530
Albit, Narestö	1,532	1,534	1,540
Oligoklas, Bamle	1,534	1,538	1,542
Oligoklas, Bakersville	1,539	1,543	1,547
Andesin, Roche Sauve	1,549	1,553	1,556
Labradorit, Labrador	1,554	1,557	1,562
Anorthit, Saint Clément	1,574	1,579	1,586
Quarz	1,544	—	1,553
Canadabalsam (Maximum) . . .	—	1,549	—

Der Verf. erörtert sodann die vom Ref. angegebene Methode, die Brechungsindices zweier aneinander grenzender Durchschnitte zu vergleichen, die er in fruchtbringender Weise erweitert, indem er an Stelle des Quarz als Vergleichsmaassstab den Canadabalsam oder eine stark lichtbrechende Flüssigkeit anwendet. Insbesondere wird von ihm die D. KLEIN'sche Flüssigkeit empfohlen. Indem man den Index der Flüssigkeit entweder mit Totalreflectometer oder durch den Vergleich mit bekannten Mineralen ermittelt und dann einen vom Canadabalsam befreiten Rand des Dünnschliffes mit der Flüssigkeit benetzt, kann man die Lichtbrechung der Feldspathe ermitteln. Dieses Verfahren findet insbesondere Anwendung zur Unterscheidung von Oligoklas und Sanidin oder Anorthoklas in Mikrolithenform, die auf anderem Wege schwer unterscheidbar sind.

Den Schluss bilden Beispiele der Feldspathbestimmung in verschiedenen Gesteinen.

Die in schönem Farbendruck hergestellten Tafeln I—VII (Gradnetz lichtblau, Curven gleicher Auslöschungsschiefe roth, Curven gleicher Doppelbrechung violett) stellen die Orientirung von Albit, zwei Oligoklasen, Andesin, zwei Labradoriten und Anorthit dar. Tafel VIII bringt die Ver-

änderung der optischen Constanten in der ganzen Reihe zur Anschauung und zeigt ferner die Bestimmungen von v. FEDOROW; die Übereinstimmung ist im Allgemeinen recht gut. Die grössten Differenzen finden sich in der Bytownitreihe. Taf. VIII liefert auch Curven gleicher Winkel der Spalt-
risse nach (001) und (010). Im Quadranten rechts oben ändere man
— 80 — 70 in + 80 + 70.

F. Becke.

1. W. F. Hillebrand: The wide-spread Occurrence of Barium and Strontium in Silicate Rocks.

2. —, The Estimation of small Amounts of Barium and Strontium in Silicate Analysis.

3. —, A Plea for greater Completeness in chemical Rock Analysis. (Journ. Amer. Chem. Soc. 16. 81—93, 1894.)

1. Die zahlreichen in den letzten Jahren in den Vereinigten Staaten ausgeführten Analysen von Eruptivgesteinen haben fast in allen die Anwesenheit von Ba und Sr ergeben; meist ist nur 0,1 % vorhanden, ein höherer Gehalt ist aber durchaus nicht ungewöhnlich, für manche Gebiete sogar die Regel (z. B. in 7 Analysen von Eruptivgesteinen aus Colorado 0,13—0,43 % BaO und 0,07—0,28 % SrO).

2. Dass Baryum und Strontium bisher so selten aus Eruptivgesteinen bekannt geworden sind, hat verschiedene, für Baryum aber noch eine besondere Ursache in dem gewöhnlichen Gang der Analyse. Von dem meist zur spektroskopischen Prüfung verwendeten Oxalatniederschlag der alkalischen Erden ist nämlich das Baryumsalz viel leichter als die beiden anderen löslich, so dass z. B. in einem 0,76 % BaO enthaltenden Gestein das Spektroskop keine Spur von BaO mehr in dem wie gewöhnlich behandelten Oxalatniederschlag nachweist. Verf. theilt nun eine neue Methode zur Trennung geringerer Mengen von BaO und SrO von viel Kalk mit, welche erheblich genauere Resultate gegeben hat.

3. Verf. empfiehlt eine grössere Vollständigkeit und Genauigkeit auch der gewöhnlichen Gesteinsanalysen, da z. B. schon die blosse Unterlassung der besonderen Bestimmung von TiO_2 , BaO, SrO, P_2O_5 , SO_3 , F, Cl, Cr_2O_3 , MnO etc. erhebliche Fehler (in dem gewählten Beispiel 5 %) veranlassen kann. Die Bedeutung eines Nachweises der allgemeinen Verbreitung auch der selteneren Elemente, z. B. für die Theorie der Erzlagerstätten, liegt auf der Hand.

O. Mügge.

H. O. Lang: Beiträge zur Systematik der Eruptivgesteine. III. Die chemischen Verhältnisse des Urgebirges. (Min. u. petr. Mitth. XIII. 496—531. 1893.)

Die Arbeit zerfällt in zwei Theile, deren erster im Wesentlichen eine Polemik gegen die von ROSENBUSCH vertretene Auffassung der Entstehung der krystallinischen Schiefer und des Urgebirges enthält. Der zweite Theil ist gegen den Ref. bezw. gegen dessen Referate über frühere Arbeiten des Verf. gerichtet.

In dem ersten Theile sucht nun Verf. im Gegensatze zu ROSENBUSCH nachzuweisen, dass das Urgebirge als ein Ganzes aufzufassen sei, welches seine Entstehung keineswegs metamorphischen Processen verdanke. Der wesentliche Charakter sei primär, wie etwa bei Eruptivgesteinen, und abweichende Verhältnisse dort wie hier durch die complicirte Verwitterung (Metamorphose) bedingt. Hierbei wendet er sich gegen die [vermeintliche] Ansicht ROSENBUSCH's, dass die Verwitterung den chemischen Charakter der Gesteine nicht wesentlich ändere. Aber was für die einfache Verwitterung gilt, braucht noch nicht für die complicirte Verwitterung (Metamorphose) zu gelten.

In der zum Referate sonst nicht geeigneten aber lesenswerthen Abhandlung wird sodann der Schluss gezogen, dass das Urgebirge sich nicht gliedern lasse in Eruptivgesteine und Sedimente, welche erst durch metamorphische Prozesse ihren wesentlichen Charakter gewonnen haben, sondern es ist dasselbe vielmehr aufzufassen als eine einheitliche Bildung von eigenthümlichem primärem Habitus.

Auch der zweite Theil, in welchem die Bemerkungen des Ref. über eine vom Verf. abweichende Auffassung der chemischen Verhältnisse bei den Eruptivgesteinen im einzelnen zergliedert werden, kann zum Lesen empfohlen werden. Ich möchte jedoch dabei auf das Buch von VOGT, *Studier over Slagger*, und andere Arbeiten dieses Autors aufmerksam machen und zu meiner Bemerkung „die Procentzahlen sind keine chemisch vergleichbare Grössen“ als einziges Beispiel die beiden Verbindungen K_2SO_4 und Na_2SO_4 anführen. Sie enthalten:

	K_2SO_4	Na_2SO_4	Procentisches Verhältniss
SO_3	45,98 %	56,34 %	
K_2O	54,02	—	
Na_2O	—	43,66	$Na_2O : K_2O = 1 : 1,25$
Molecularproport.			Verh. der Molecularproport.
SO_3	575	704	
K_2O	575	—	
Na_2O	—	704	$Na_2O : K_2O = 1 : 0,82$
G. Linck.			

A. Dannenberg: Studien an Einschlüssen in den vulcanischen Gesteinen des Siebengebirges. (Min. u. petr. Mitth. 14. 17—84. 1894.)

Die Arbeit enthält zahlreiche interessante Einzelbeobachtungen. Hier kann nur ganz allgemein über dieselbe berichtet werden.

Neben den Einschlüssen in den basaltischen und andesitischen Gesteinen des Siebengebirges behandelt Verf. auch noch solche aus einigen anderen Gesteinen, z. B. dem Nephelinbasalt von Podhorn (Böhmen), dem Feldspathbasalt vom Steinbühl bei Weilburg, dem Basalt vom Habichtswald bei Kassel. Die Einschlüsse werden eingetheilt in Mineral- und Gesteinseinschlüsse und die ersteren im Wesentlichen als Reste der letzteren aufgefasst.

Als Gesteinseinschlüsse kommen vor: Granit, Gabbro, Augitschiefer, krystallinische bzw. metamorphe Schiefer und Sandsteine. Besonders hervorgehoben mag hierbei werden, dass der Granit fast stets seinen Glimmer eingebüsst hat, während der Quarz nicht selten Chalcedonhabitus angenommen hat. Als Neubildungsproducte treten hauptsächlich Glas, Feldspäthe und Augit, hie und da Mikrofelsit und Korund, Spinell und Eisenglanz auf.

Die Gesteine sind als Einschlüsse häufiger in den sauereren und daher weniger corrodirenden Andesiten, die einzelnen Mineralien in den Basalten.

Von eingeschlossenen isolirten Mineralien mögen genannt werden: Zirkon, Korund, Magnetit, Magnetkies, Sillimanit, Kalifeldspath, Augit, Olivin, Quarz. Diese Mineralien zeigen die stärksten Resorptionserscheinungen stets im Basalt, während sie — so besonders der Quarz — im Andesit nur sehr wenig angegriffen sind. Die geringste Veränderung haben stets Zirkon und Korund erfahren. Die Neubildungsproducte, welche dieselben sind, wie bei den entsprechenden Gesteinseinschlüssen, gruppiren sich nicht selten zonenförmig um die Einschlüsse. So kann man in Gang- und Kuppenbasalten um den eingeschlossenen Quarz von aussen nach innen folgende Zonen unterscheiden: 1. Normaler Basalt. 2. Zunahme der Grundmassfeldspäthe an Grösse. 3. Region mit kleinen leistenförmigen Augiten. 4. Grosse, zu fächerförmigen Gruppen vereinigte Feldspäthe mit geringer Auslöschungsschiefe. 5. Der eingeschlossene Quarz oder vorher noch ein Augitkranz und hellgelbes Glas. In der 4. Zone trifft man ausserdem Magnetit und Eisenglanz.

G. Linck.

S. Franchi: Sulla presenza della „structure vermiculée“ (MICHEL-LÉVY)“ nello gneiss centrale. (Boll. Soc. Geol. Ital. XIII. 9—12. 1894.)

Die von MICHEL-LÉVY als „structure vermiculée“ bezeichnete mikropegmatitische Verwachsung von Quarz mit der äusseren Zone grösserer Feldspathe, besonders von Orthoklas, kommt auch in dem Fundamentalgneiss der Alpen vor. Ob sie ebenfalls in den jüngeren Gneissen erscheint, lässt Verf. dahingestellt. [Aus anderen Gegenden ist diese Verwachsung lang bekannt. D. Ref.]

Deecke.

J. W. Gregory: The Waldensian Gneisses and their Place in the Cottian Sequence. (Quart. Journ. Geol. Soc. 50. 232—274. Pl. XV. 1894.)

Die beiden ersten Abschnitte dieser Arbeit bringen eine kurze Zusammenstellung dessen, was bis jetzt über den centralen Theil der Cottischen Alpen und über den Bau des Gran Paradiso bekannt war. Der Verf. hat gefunden, dass statt des fortlaufenden Streifens von Augengneiss, den ZACCAGNA von Bussolena bis Venasca verzeichnet hat, zahlreiche Inseln von Gneiss in Glimmerschiefer, Kalkschiefer und „pietre verdi“ zerstreut sind. Durch Contactmetamorphismus, Apophysen von Gneiss in den Schiefern,

durch Einschlüsse von Schiefer, durch die Abwesenheit der Spuren von mechanischen Veränderungen, welche in den Schiefen angetroffen werden, stellt der Gneiss sich als jüngeres eruptives Gestein dar, welches die Schiefer durchbrochen hat. Die Gneissstructur, welche sich, unbeeinflusst von der Blätterung der Schiefer, in den Apophysen fortsetzt, ist in erster Linie als Fluidalstructur aufzufassen. Daneben kommt in den Cottischen Alpen eine andere Varietät von Gneiss vor, dessen Structur durch dynamische Metamorphose zu Stande gekommen ist. Die Schiefer zwischen Bussolena und Venasca sind gewiss älter als die Trias; die Gneissmassen, welche dieselben durchbrochen haben, müssen jüngeren Alters sein, als die grossen miocänen Verschiebungen, weil sie von den Faltungen und Stauchungen, deren Spuren überall in den Schiefen sich aufdrängen, unberührt geblieben sind. Der Verf. meint ihr Empordringen in das Pliocän setzen zu können.

H. Behrens.

T. G. Bonney: On some Cases of Conversion of Compact „Greenstones“ into Schists. (Quart. Journ. Geol. Soc. 50. 279—284. 1894.)

Gänge von grünem Schiefer im Gneiss der Grüm alp (Engadin) und am Lago Bianco werden als Producte der Quetschung von Diabas aufgefasst. Besichtigung der Fundstelle auf der Grüm alp führte zu der Überzeugung, dass ein Gang und nicht eine Einschaltung vorliege. Einzelheiten der Beobachtung werden nicht gegeben. Als Gemengtheile werden aufgezählt: ein chloritisches Mineral, welches als wasserhaltiger Eisen-Magnesiumglimmer bezeichnet wird, ein gelbes Mineral, als Epidot, vielleicht auch Titanit, gedeutet, und eine gestreckt-körnige wasserhelle Grundmasse, bei deren Deutung als secundärer Feldspath eine chemische Untersuchung gute Dienste hätte leisten können. Am Schlusse wird Verwahrung gegen die Folgerung eingelegt, dass alle grünen Schiefer der Alpen für dergleichen metamorphosirte Eruptivgesteine zu nehmen wären.

H. Behrens.

T. G. Bonney: On Mesozoic Rocks and Crystalline Schists in the Lepontine Alps. (Quart. Journ. Geol. Soc. 50. 285—301. 1894.)

In Anlass der Besprechungen durch F. M. STAPFF und A. HEIM werden hier neue Beobachtungen über das Vorkommen von krystallinischem Kalkstein in den Lepontinischen Alpen mitgetheilt. Zunächst handelt es sich um Bestätigung und Ergänzung der Beobachtungen über das Vorkommen von Marmor bei Altkirche am Wege von Andermatt nach Oberalp (dies. Jahrb. 1890. II. -191—192-). In ähnlicher Lagerung wurde Marmor bei Realp und am Furkapass gefunden, mit stark geneigter Schichtenstellung zwischen Phyllite eingeschaltet. Der zweite Abschnitt bringt eine Revision der Beobachtungen im Val Canaria, der dritte ein Profil im Süden des Val Bedretto (Rodi Fiesso-Campolungopass). Auch

hier findet sich Marmor (Dolomitmarmor) mit Granat-, Glimmer- und Kalkschiefern. Die Schlussfolgerung aus den Beobachtungen geht dahin, nicht allein den Marmor, sondern auch die begleitenden Schiefer für älter als die Trias zu halten.

H. Behrens.

F. M. Stapff: On the Sand-Grains in Micaceous Gneiss from the St. Gotthard Tunnel. (Geol. Mag. (4.) 1. 152—160. 1894.)

Dem von T. G. BONNEY ausgesprochenen Zweifel an dem Vorkommen von Sandkörnern in Gneiss aus dem Gotthardtunnel zu begegnen, wird zunächst ein Auszug aus den Aufzeichnungen während der Tunnelbohrung gegeben, ferner an Ort und Stelle angefertigte Skizzen und endlich Abbildungen nach Mikrophotogrammen von runden Quarz- und Feldspathkörnern aus dem Gneiss. Die runden Quarzkörner zeigen nicht selten Krystallflächen und polarisiren einheitlich; sie verhalten sich wie Porphy-quarz, ganz abweichend von dem Quarz der umgebenden Gesteinsmasse. Sie müssen anderen Ursprungs sein und die nächstliegende Vorstellung ist, diesen Gneiss als ein metamorphosirtes Sedimentärgestein aufzufassen. Gegenüber dem Zweifel an dem Vorkommen organischer Reste in Marmor von Altkirche wird auf die Abbildungen im Geol. Mag. 1892. S. 16 und auf die Sammlung von Gotthardgesteinen im British Museum verwiesen.

H. Behrens.

J. G. Goodchild: On „Augengneiss“ in Relation to the Origin of the Eruptive Rocks and Gneiss. (Geol. Mag. (4.) 1. 20—27. 1894.)

An Gesteinen mit Augenstructur ist zu beachten, ob die Augen zerdrückt sind oder ob sie gut erhaltene Blätterdurchgänge haben. In letzterem Fall sind sie entstanden, nachdem die mechanische Umwandlung des Gesteins beendet war, und sie haben alsdann oft eine Zusammensetzung, welche von der des umgebenden Gesteins abweicht. Die Entstehung derartiger Augen kann auf Schmelzungsvorgänge zurückgeführt werden, welche durch Verminderung des auf dem Gestein lastenden Drucks eingeleitet werden. Es wird geltend gemacht, dass derartige Schmelzung an Stellen schwächster Cohäsion einsetzen muss, und dass die Producte derselben durch Infiltration in Wasser gelöster Substanzen, Alkalien u. dgl. abgeändert werden können. Schliesslich wird angedeutet, dass schnelle und weitgehende Druckverminderung zu einem Massengestein, langsame und partielle Schmelzung eines Sedimentärgesteins zu einem krystallinischen Schiefergestein führen wird, und dass Augengneiss als ein Vorstadium von Pegmatit angesehen werden kann.

H. Behrens.

T. G. Bonney: Some Notes on Gneiss. (Geol. Mag. (4.) 1. 114—121. 1894.)

Wahrscheinlich hat man dreierlei Gneiss zu unterscheiden: solchen, der von Beginn an durch besondere Umstände bei dem Festwerden die

Parallelstructur bekommen und unverändert behalten hat; zweitens solchen Gneiss, welcher durch Pressung und Streckung von regellos gebautem krystallinischem Gestein entstanden ist; drittens Gneiss, welcher aus klastischem Material durch metamorphische Vorgänge gebildet worden ist. Man darf annehmen, dass jeder dieser Gruppen besondere Eigenthümlichkeiten der Structur zukommen, und dass diese in den nächsten Jahren Gegenstand eingehender Untersuchungen sein werden. **H. Behrens.**

F. Rutley: On the Origin of Certain Novaculites and Quartzites. (Quart. Journ. Geol. Soc. 50. 377—391. Pl. XIX. 1894.)

Es handelt sich in dieser weit ausholenden Arbeit um die Substanz und die Entstehungsweise der kieseligen amerikanischen Wetzsteine (Arkansas- und Washitastein). Pyknometerwägungen gaben für Pulver von Arkansasstein das spec. Gew. 2,644, wonach derselbe zum Chalcedon gestellt wird. Kalilauge löste 5 % von dem Pulver. Schiefwinkelige Hohlräume in den fraglichen Kieselgesteinen werden als rhomboëdrisch betrachtet und mit Bezugnahme auf Gemenge von Kalkstein und goldhaltigem Quarz in Südafrika der Arkansas- und Washitastein für verkieselten Dolomit erklärt, ohne dass der vollständige Beweis für diese Annahme erbracht würde. **H. Behrens.**

W. M. Hutchings: Notes on the Composition of Clays, Slates etc. and on Some Points in their Contact-Metamorphism. (Geol. Mag. (4.) 1. 36—46, 64—75. 1894.)

Es wird versucht, aus sechs Analysen von carbonischem Schieferthon, für welche das Material von Bohrkernen aus der Nähe von Carlisle entnommen war, einen Beweis für das Vorherrschen von Glimmer über Kaolin abzuleiten.

Ferner hat der Verf. durch optische Untersuchung im Conistonschiefer bei Shap, im Andalusit-Hornfels von Andlau, im Hornfels von Spitzenberg im Harz, im Kotenglimmerschiefer von Sauschwart im Erzgebirge und in mehreren anderen Schiefern neugebildeten Feldspath gefunden, bisweilen den Quarz an Menge übertreffend. Eine gelbe schwach polarisirende Substanz in den Fleck- und Knotenschiefern, welche in stark polarisirende Knötchen von Glimmer übergeht, wird als Cordierit gedeutet. Den Schluss der Abhandlung machen Betrachtungen über die Folge und Entstehungsweise von Contactmineralien.

[In den Mittheilungen des Verf. über das Vorherrschen von Glimmer in älteren Thonen ist zu bemerken, dass Versuche mit Muscovit und Biotit, welcher durch Zerreiben und Schlämmen so fein zertheilt wurde, dass die Trübe zwei Tage zur Klärung erforderte, Massen lieferten, welche nicht plastisch waren und nicht durch Brennen bei Rothglühhitze gehärtet werden konnten. D. Ref.] **H. Behrens.**

W. J. Sollas: On the Occurrence of Zinnwaldite in the Granite of the Mourne Mountains. (Proc. R. Irish Acad. (3.) 1. 379—380. 1890.)

In den Drusen des Granites der Mourne Mountains (Irland) tritt neben anderen gut krystallisirten Mineralien, darunter Topas, ein Lithionglimmer in wohlausgebildeten, gewöhnlich nur von den Flächen (001), (010), ($\bar{1}11$) begrenzten Tafeln auf, welcher zu den Zinnwalditen gehört. Der Winkel der optischen Axen schwankt von $44^{\circ}4'$ bis $52^{\circ}6'$. Dies steht jedenfalls damit in Zusammenhang, dass die centralen Partien der Krystalle, welche dunkelgrün gefärbt sind, vorwiegend aus Eisen-Magnesiumsilicat, die weit helleren Randzonen aber aus Alkali-Thonerdesilicat bestehen.

G. Klemm.

W. J. Sollas: On a Fragment of Garnet-Hornfels. (Scient. Proc. R. Dublin Soc. (N. S.) 7. (1.) 48—54. 1891.)

Das Gestein, von dem nur ein kleines Fragment für die Untersuchung benutzt werden konnte, stammt aus den untersilurischen (ordovicischen) Schiefer, welche im Contact mit dem Granit von Carrickmines stehen. Es bildet nur ein halbzolldickes Lager. Bei der chemischen Analyse ergibt es den auffällig hohen Gehalt von 12,09 % Mn_2O_3 . Unter dem Mikroskop löst es sich auf in eine mosaikartige aus Quarz und Feldspath bestehende Grundmasse, in der grosse Rhombendodekaëder von Granat, Lamellen von Biotit und Muscovit, sowie Körner von Titaneisenerz liegen.

Die Granatkrystalle sind z. Th. zerbrochen und in ihren Fragmenten verschoben; sie führen oft kleine Interpositionen von Andalusit(?)-Prismen. Spec. Gew. des Granates 4,16. Er enthält 18,55 Mn_2O_3 (jedoch ist das Mn wohl ursprünglich als MnO vorhanden), seine Zusammensetzung kommt der Formel $4(3SiO_2, Al_2O_3, 3(Mn, Fe)O) + 3SiO_2, Fe_2O_3, 3(Mg, Ca)O$ am nächsten. Im Biotit wurden gefunden 16,55 % Mn_2O_3 , jedoch ist auch hier wohl eher MnO vorhanden. Spec. Gew. 2,795—3,01. Das Gestein zeigt starke Spuren von Druckwirkung in der Zerbrechung und Zerreißung der Granate, der undulösen Auslöschung der Quarze und der Verbiegung der Glimmerlamellen. Seiner ganzen Structur nach kann es aber nicht als ein gequetschtes Eruptivgestein, sondern nur als ein contactmetamorpher Schiefer betrachtet werden.

G. Klemm.

W. J. Sollas: Contributions to a Knowledge of the Granites of Leinster. (Transact. of the R. Irish Acad. 29. (14.) 427—514. 10 Fig. 1891.)

Die Abhandlung über den Granit der Landschaft Leinster im Süd-osten Irlands enthält zahlreiche Angaben über petrographische Methoden, werthvolle Beobachtungen und interessante theoretische Excurse; in einem Referat beanspruchen die Methoden und die Beobachtungen den grösseren Raum — anders wäre es in einer kritischen Besprechung.

Der Verf. legt grossen Werth auf die Bestimmung des Verhältnisses, in dem die einzelnen Componenten im Granit vorhanden sind und hat zu diesem Zwecke die Verfahren zur Trennung der Gemengtheile durch schwere Flüssigkeiten wesentlich verändert. Seine Methode beruht auf der Annahme, dass bei Übereinanderschichtung specifisch schwererer und specifisch leichterer Flüssigkeiten gleicher Art, z. B. THOULET'scher Lösung, sich durch Diffusion im Laufe weniger Stunden eine Flüssigkeitssäule bilde, in der das specifische Gewicht vom Boden nach der Oberfläche in constantem Verhältniss abnimmt. Den Beweis für diese Annahme findet er durch die Beobachtung des Mischungsvorganges in einem Hohlprisma: unmittelbar nach Aufschichtung der specifisch leichteren Flüssigkeit zeigen die entstehenden Banden des Spectrum eine kräftige Knickung, nach mehreren Stunden (6—7) verschwindet die Knickung, die Banden verlaufen schräg von oben nach unten und bleiben constant. Zur Trennung der Gemengtheile eines Granites, besonders zur Trennung der verschiedenen Feldspathe und zur approximativen Schätzung ihres Mengenverhältnisses empfiehlt er die Übereinanderschichtung gleicher Mengen THOULET'scher Lösung von den specifischen Gewichten 2,715, 2,68, 2,65, 2,64, 2,6, 2,57, 2,52. — Als Indicatoren werden Calcit, Quarz, Oligoklas und Mikroklin in die entstandene Diffusionssäule eingeführt; das specifische Gewicht der Flüssigkeitsschichten zwischen den Indicatoren wird durch Interpolation mit Hilfe eines Maassstabes bestimmt. Eine zweite Methode zur quantitativen Schätzung der Gemengtheile ist auch früher häufiger verwendet worden; sie beruht auf der Bestimmung des Raumes, den die verschiedenen Mineralien im Schriff einnehmen, durch Ausschneiden und Wägen der den einzelnen Mineralien in photographischen Schriffaufnahmen zukommenden Papierstücke. Die Resultate beider Methoden stimmen in beachtenswerther Weise mit den aus der Deutung der Analysen gewonnenen Ergebnissen überein.

Die Granite der Landschaft Leinster sind einförmig: fast der ganze Zug von 70 Meilen Länge und durchschnittlich 8—10, bisweilen bis 18 Meilen steigender Breite, der sich von der Seehöhe bis zu 3000 Fuss erhebt, besteht aus echtem zweiglimmerigem Granit; nur an zwei Stellen, bei Carnsore und Ballynamuddagh, tritt Granitit auf.

Unter den eigentlichen Graniten unterscheidet SOLLAS zwei Typen, den Natrongranit und den Kaligranit.

Die Analyse des Natrongranits von Aughrim giebt folgende Zahlen: SiO_2 (incl. TiO_2) 70,69, Al_2O_3 15,20, Fe_2O_3 3,76, CaO 3,31, MgO 0,45, K_2O 2,31, Na_2O 4,69, H_2O (Glühverlust) 0,56.

Die quantitative mineralogische Zusammensetzung wird durch Wägen der ausgeschnittenen und getrockneten Theile mehrerer Photographien eines Dünnschliffes 20 qm Fläche bestimmt; sie führt zu folgenden Zahlen:

Titantit und Epidot	0,546 %
Primärer Glimmer	7,328 „
Zonarer gestreifter Feldspath . .	51,143 „
Mikroklin	9,193 „
Quarz	31,790 „

und das hieraus berechnete specifische Gewicht stimmt gut mit dem direct gefundenen: gef. 2,68, ber. 2,673. Die Deutung der Analyse ergibt ziemlich übereinstimmende Werthe: Or 10,56, Ab 37,86, An 14,56. Die Structur ist typisch granitisch, die Farbe weiss.

Nahe der Grenze dieses Granits sitzen im Nebengestein porphyrische Gänge auf, die zweifellos mit der Hauptmasse des Granits in Beziehung stehen. In einer feinkörnigen, mikrogranitischen Grundmasse mit Muscovit liegen Einsprenglinge von Plagioklas und Biotit. In einigen Fällen lässt sich eine fluidale Anordnung der Muscovitblätter erkennen. Zwei Analysen ergaben folgende Zahlen:

	I.	II.
Si O ₂	71,78	71,20
Ti O ₂	—	0,29
Al ₂ O ₃	15,86	17,34
Fe ₂ O ₃	4,19	1,34
Ca O	3,16	1,71
Mg O	0,50	0,64
K ₂ O	1,13	
Na ₂ O	4,1	
H ₂ O (Glühverlust) . .	1,17	
Summe	101,89	

Der Granit selbst ist durchschwärmt von dünnen weissen Adern, die alle Eigenschaften durch sauren Rest des Magmas erfüllter Primärtrümmer zeigen. Interessant ist die Beobachtung, dass in ihrer Nähe das Gefüge des Granites wie gelockert erscheint und der saure Rest nicht nur Spalten der älteren Mineralien injicirt, sondern auch die einzelnen Gemengtheile umgiebt.

Von den Contacterscheinungen, die der Granit an den Ordovician Rocks (Unter-Silur) hervorbringt, verdient die Umwandlung des primär vorhandenen Muscovitfilzes in Andalusit bei Erhaltung der filzigen Structur besonderer Erwähnung; in geringer Entfernung von dem Granit ist ein Eindringen des Granitmagmas zu beobachten.

Natrongranite werden noch von folgenden Punkten beschrieben: Cushbawn (Ca O 3,01, K₂ O 2,27, Na₂ O 3,39 [HAUGHTON]), nähert sich den Granititen; Coolboy (Ca O 2,7, K₂ O 2,61, Na₂ O 5,10 [HAUGHTON]), Ballynac-lash (Ca O 2,25, K₂ O 2,40, Na₂ O 4,08 [HAUGHTON]), mit viel secundärem Titanit; Little Arklow (Ca O 0,74, K₂ O 3,18, Na₂ O 3,84 [HAUGHTON], (Ca O 2,2, K₂ O 1,3, Na₂ O 4,17 [HATCH]); Croghan Kinshela, zwei Varietäten; die eine (Ca O 0,67, K₂ O 4,32, Na₂ O 3,51), granophyrisch mit idiomorphen mikroperthitischen Feldspathen; die andere (Ca O 0,89, K₂ O 0,40, Na₂ O 3,58 [HAUGHTON]), ohne diese „Pegmatitstructur“.

Kaligranite werden beschrieben: von Ballyknockan (Ca O 2,65, K₂ O 4,64, Na₂ O 2,31 [HAUGHTON]), ein grobkörniges Gestein mit herrschendem Mikroklin und Oligoklas; von Three Rock, a. (Ca O 1,34, K₂ O 5,79, Na₂ O 2,82), b. (Ca O 2,04, K₂ O 4,65, Na₂ O 3,29); — Ca O 1,69, K₂ O 5,22, Na₂ O

3,105 [HAUGHTON], porphyrisch durch Mikroklin und Muscovit mit viel Albit; von Poulmounty (CaO 1,48, K₂O 5,13, Na₂O 2,97 [HAUGHTON]), mit Andalusit; von Blackstairs (CaO 0,99, K₂O 4,80, Na₂O 3,18 [HAUGHTON], u. d. M. dem Gestein von Poulmounty sehr ähnlich; von Rockabill (CaO 0,67, K₂O 7,92, Na₂O 0,54 [HAUGHTON], K₂O 5,236, Na₂O 3,587 [SOLLAS]).

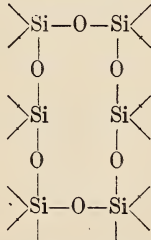
Gneissgranite von derselben mineralogischen Zusammensetzung wie die Kaligranite und direct in sie übergehend treten am Anns Mount, Tallaght und am Scalp auf; am Anns Mount ist eine rohe Schieferung entwickelt, der parallel die Glimmer liegen; am Scalp geht die Structur in eine typische Flaserstructur über, linsenförmige Massen werden von Glimmerhäuten umzogen, die Linsen bestehen wesentlich aus einem oder mehreren Feldspathkrystallen, zu denen sich gelegentlich ein Glimmerkrystall gesellt, die spitzen Enden der Linsen sind von Quarzmosaik erfüllt. Die Schieferung verläuft parallel der in dem sedimentären Nebengestein entwickelten Schieferung. Zahlreiche Deformationen werden an den einzelnen Gemengtheilen beschrieben; interessant ist der Nachweis mikroskopischer Klüfte senkrecht zur Streckungsrichtung, also parallel der Druckrichtung des Gesteins.

Granitit tritt in dem grossen Granitgebiet nur an zwei Stellen auf: bei Carnsore (CaO 2,12, Na₂O 3,06, K₂O 4,77 [HAUGHTON], etwas porphyrisch durch Mikroklinausscheidungen, und bei Ballynamuddagh (CaO 3,85, Na₂O 3,36, K₂O 2,73 [HAUGHTON]).

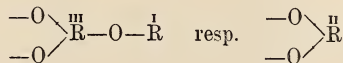
Von den mitgetheilten Beobachtungen über einzelne Gemengtheile können nur die wichtigsten hier wiedergegeben werden.

Der dunkle Glimmer der Granite gehört in die von HEDDLE aufgestellte Gruppe der Haughtonite, in der Mg zum grössten Theile durch Fe vertreten wird. Eine Analyse des Haughtonites von Aughrim ergab: SiO₂ 33,95, TiO₂ 3,81, Al₂O₃ 17,13, Fe₂O₃ 2,44, FeO 21,18, CaO 2,03, MgO 6,60, K₂O 7,12, Na₂O 2,83, H₂O 3,70, P₂O₅ 0,68, Fl Spur; Summe 101,47, und somit die empirische Formel $\text{Si}_{12}^{\text{III}} \text{R}_7^{\text{II}} \text{R}_9^{\text{I}} \text{R}_{13} \text{O}_{48}$.

Bezüglich der Zurückführung der Glimmerformeln auf einen Ring von Kieselsäure



und Sättigung der freien Valenzen an jedem Si durch zweiwerthige Gruppen von der Form



und anderer entsprechender muss auf die Originalarbeit verwiesen werden (S. 439—448). Für die Eintheilung der Biotite bringt SOLLAS folgende Tabelle in Vorschlag:

Biotit	{	Anomit	{	Meroxen; $\text{Mg} : \overset{\text{II}}{\text{Fe}} > 2 : 1.$	
		Eunomit		Lepidomelan; $\text{Al} : \overset{\text{III}}{\text{Fe}} < 2 : 1.$	
				Haughtonit; $\text{Mg} : \overset{\text{II}}{\text{Fe}} < 2 : 1.$	
				Siderophyllit; $\overset{\text{II}}{\text{R}} = \overset{\text{II}}{\text{Fe}}$ (kein Mg).	

Muscovit tritt in wohl begrenzten Krystallen auf; in allen untersuchten Vorkommen enthalten sie zahlreiche Einschlüsse von Biotit. SOLLAS erklärt diese Erscheinung durch Corrosion der Biotite und nachfolgende Neubildung als Muscovite, den Muscovit also durch Einwirkung des Magmas aus Biotit entstanden und somit primär. Die mehrfach beobachtete und auch abgebildete Erscheinung, dass ein Zirkoneinschluss völlig im Muscovit liegt und trotzdem ein Segment eines pleochroitischen Hofes in dem nächstgelegenen Biotit-„Einschluss“ auftritt, scheint nach der Ansicht des Ref. der SOLLAS'schen Auffassung Schwierigkeiten zu bereiten und mehr für locale Bleichung des Biotit durch Verwitterung zu sprechen.

Unter den Kalk-Natronfeldspathen wurden in den Graniten von Leinster durch die Diffusionssäule, das optische Verhalten und theilweise auch durch die Analyse alle Glieder von Anorthit bis Albit nachgewiesen; die basischen Glieder treten natürlich in geringerer Menge und wesentlich als Kerne der zonar struirten Plagioklase auf. Als Kalifeldspath herrscht Mikroklin, manchmal porphyrisch entwickelt, in den meisten Fällen aber als jüngster Gemengtheil, jünger als Quarz vorhanden. Er ist häufig mit Albit verwachsen, doch scheint er auch natronführend zu sein, da die Analyse eines Mikroklin von Three Rock Mountain bei einem specifischen Gewicht von 2,57 K_2O 12,15 und Na_2O 3,69 ergab. Mit Quarz bildet er oft mikropegmatitische Zonen um einen Feldspathkrystall; auf die mikropegmatitische Zone folgt bisweilen noch ein Rand von quarzfreiem Mikroklin.

Berechnet man das Verhältniss, in dem die drei Feldspathmolecüle in den Graniten von Leinster auftreten, so erhält man folgende Tabellen:

Natrongranite und Granitite.

	Ballyna-muddagh	Carnsore	Aughrim	Cushbawn	Coolboy	Ballyna-clash
Kalifeldspath .	1,65	3,4	0,73	0,6	0,84	1,2
Natronfeldspath .	1,7	3,9	2,76	2,1	2,1	3,7
Kalkfeldspath .	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0

Kaligranite.

	Bally-kockan	Three Rock	Poul-mounty	Black-stairs	Rockabill
Kalifeldspath	2,1	4,4	4,7	6,7	9,0
Natronfeldspath	1,7	4,4	4,7	6,7	9,7
Kalkfeldspath	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0

Die grosse Bedeutung des Albitmolecüls ist aus den Tabellen unmittelbar ersichtlich; noch auffallender ist die Thatsache, dass in dem ganzen Granitgebiet, auch in den „Kaligraniten“ der Kalk-Natronfeldspath den Kalifeldspath an Menge überwiegt.

Die Vorstellungen, die SOLLAS aus den oben referirten Thatsachen sich über die Entstehungsgeschichte des Granits bildet, sind reich an Hypothesen und sollen hier ohne kritische Bemerkungen wiedergegeben werden. Die Intrusion fand statt vor Beendigung der postsilurischen Bewegungen; den Vorgang der Intrusion, die Aufthürmung des Granits unter der sedimentären Decke bis zur Höhe von 3000 Fuss erklärt SOLLAS nach dem Vorgange von REYER durch Nachschübe, die die zähflüssigen, älteren Eruptionen durchbrechen, so dass also die jüngsten Granitergüsse zu oberst liegen. Nach seiner Ansicht war die Intrusion verbunden mit Oberflächen-ergüssen, die aber nicht nachweisbar sind. Die Bildung jedes Mineralcomponenten war häufig unterbrochen. Als Grund wird durch Krystallisation frei werdende Wärme, als Beweis die zonare Structur der meisten Gemengtheile bezeichnet. Auf die Ausscheidung des Zirkon und Apatit folgte nach seiner Auffassung ein Magnetitstadium, in dem Magnetit und andere Spinellide Eisen und Magnesium aus dem Magma an einzelnen Stellen concentrirten. Unter der Einwirkung der Kieselsäure wandelte sich der grösste Theil dieser Spinellide in Biotit um, der seinerseits wieder durch Einwirkung des Magmas grossentheils in Muscovit überging. Durch magmatische Resorption lieferte der Glimmer wieder das Material zu Feldspathbildung, die mit den basischen Kalk-Natronfeldspathen begann und bis zur Ausscheidung von Albit fortschritt. Schliesslich schieden sich Kalifeldspath als Mikroklin und Quarz theilweise gleichzeitig aus, theilweise ist der Quarz älter als der Mikroklin. Milch.

W. J. Sollas: On the Structure and Origin of the Quartzite Rocks in the Neighbourhood of Dublin. (Scient. Proc. R. Dublin Soc. (N. S.) 7. (3.) 169—188. Pl. XV. 1892.)

Die cambrischen Quarzite der Umgebung von Dublin, welche oft auffallend kegelförmige Bergformen bilden, wie die „Zuckerhüte“ bei Wicklow, treten theils in deutlichen Schichten auf, die mit Thonschiefern wechsellagern, theils aber in ungeschichteten Massen, welche, ganz in der Art von Eruptivgesteinen, jene Thonschiefer zu durchsetzen scheinen. Es wurden daher von älteren Beobachtern entweder die Quarzite in unmittelbaren Zusammenhang mit den Graniten jener Gegend gebracht (WEAVER) oder angenommen, dass sie nach ihrer Ablagerung durch Hitze und Gebirgsdruck plastisch gemacht und zwischen oder durch die Thonschiefer gepresst seien (KELLY), oder sie wurden als Absätze heisser Quellen betrachtet (KINAHAN, BLAKE).

Unter dem Mikroskop erweisen sich die Quarzite von Carrickgologan als echt klastische Gesteine, welche häufig Quarzgerölle bis zu $\frac{1}{4}$ Zoll Durchmesser enthalten. Die klastischen Körner tragen meist eine Um-

hüllung von feinen Sericitschüppchen. Im polarisirten Licht zerfallen die anscheinend einheitlichen Körner in ein Haufwerk zahlreicher, unregelmässig verzahnter Theilkörner oder sie zeigen doch wenigstens stark undulöse oder streifige Auslöschung. Hiernach erscheint also das Gestein stark durch Gebirgsdruck beeinflusst. Sehr deutlich geht dies auch daraus hervor, dass Rutilmikrolithen, welche in manchen der Quarze eingeschlossen sind, jetzt in zahlreiche gegen einander verschobene Stücke zerbrochen sind. Neben Quarz tritt spärlich Muscovit und ganz selten Zirkon und Turmalin auf.

Geringere Druckwirkungen sind in dem sehr compacten, feinkörnigen Quarzit vom Steinbruch bei Kilrock auf dem Vorgebirge Howth zu bemerken. Derselbe enthält nicht wenig Magnetit, der zum Theil wohl authigen ist. In Folge der grossen Reinheit der Quarzsubstanz ist es leicht zu übersehen, dass zahlreiche, bis 6 Zoll grosse Kieselgerölle in dem Gestein vorkommen, welche sich aber aus jenem Grunde von der Hauptmasse des Quarzites und dem Bindemittel wenig abheben.

In den verschiedenartig gefärbten Quarziten von Red Rock auf Howth sind Sericit und erdige, eisenhaltige Theilchen in weit grösserer Menge vorhanden als in den bis jetzt erwähnten. Dieselben umschmiegen die klastischen Körner in welligen Striemen und heben so ihre Umrisse sehr deutlich hervor.

Auch die Quarzite von der Insel Anglesey, die von BLAKE als die Producte vorcambrischer Geysire angesprochen werden und welche die östliche Fortsetzung derjenigen von Dublin bilden, verrathen unter dem Mikroskop deutlich ihren klastischen Ursprung. Derselbe ist allerdings bei oberflächlicher Betrachtung leicht zu verkennen, da ihr Kieselsäurecäment diejenige Ausbildungsform zeigt, welche vom Ref. als „ergänzendes“ Kieselsäurecäment bezeichnet worden ist. Das heisst, es besitzt die Kieselsäure, welche die einzelnen Körner verkittet, um jedes einzelne Korn herum gleiche optische Orientirung wie dieses, so dass man im polarisirten Lichte ein Haufwerk von eng aneinanderschliessenden Quarzkrystallen zu sehen glaubt. Indessen heben sich die Umrisse der klastischen Körner öfters deutlich durch kleine Sericitschüppchen oder durch Flüssigkeits-einschlüsse ab, die sich an ihrer Peripherie angesetzt haben. An den angewitterten Quarzitstücken erkennt man mit blossen Auge eine deutliche Bänderung, welche, wie das Mikroskop zeigt, der ursprünglichen Schichtung entspricht. Quer hierzu macht sich vielfach eine durch den Gebirgsdruck erzeugte Schieferung bemerkbar, die man im Aufschluss leicht für die Schichtung des Gesteines halten kann.

Wenn man im Felde die Lagerung der Quarzite untersucht, findet man häufig, dass eine Quarzitbank durch eine Bruchfläche abgeschnitten erscheint, jenseits, derselben trifft man Thonschiefer; umgekehrt findet man mitten im Thonschiefer parallelepipedische, von Bruchflächen begrenzte Quarzitblöcke. Um diese auffällige Lagerungsweise zu erklären, braucht man nur anzunehmen, dass die spröden Quarzitbänke durch den Gebirgsdruck von zahlreichen Spalten — wie man sie im Kleinen oft noch an

Handstücken erkennen kann — durchsetzt und dass die nachgiebigere Thonschiefermasse in dieselben oder dass die Bruchstücke der Quarzitbänke in den Thonschiefer eingepresst worden seien. Der Umstand, dass alle im Thonschiefer auftretenden Quarzitblöcke von Gleitflächen begrenzt sind, spricht sehr zu Gunsten dieser Erklärung. **G. Klemm.**

W. J. Sollas: On Pitchstone and Andesite from Tertiary Dykes in Donegal. (Scient. Proc. R. Dublin Soc. (N. S.) 8. (1.) 87—93. 1893.)

Die hier besprochenen Gesteine durchsetzen gangförmig den Granit von Barnesmore Gap in der Landschaft Donegal.

Der Pechstein ist ein schwarzes, blasiges Glas mit vereinzelt Sanidin- und Quarzkrystallen. Das Glas wird u. d. M. farblos oder bräunlich. Es enthält lange, meist hohle, dünne Pyroxennadeln mit einer Auslöschung von 27—43°, in deren Umgebung das Glas meist entfärbt ist, zahllose schwach oder gar nicht auf das polarisirte Licht einwirkende sternförmige Mikrolithen und als staubförmige Trübung des Glases äusserst winzige isotrope Globuliten. Am Salband zeigt der Pechstein unregelmässig gebänderte Structur und die Pyroxennadeln fehlen. Das spec. Gew. der Gangmitte ist 2,41, das des Salbandes 2,42. Im Ganzen hat dieser Pechstein grosse Ähnlichkeit mit dem von der Insel Arran; beide sind nach A. GEIKIE tertiären Alters. Auch die Bauschanalysen beider Gesteine zeigen viele Übereinstimmung, besonders in der Abwesenheit oder doch sehr geringen Menge von Magnesia. Der Augit des Gesteins von Barnesmore Gap würde darnach zu dem Hedenbergit gehören.

Ein anderes Ganggestein von demselben Fundpunkte ist sphärolithisch struirt, aber zu bröckelig zum Schleifen.

Ein dritter Gang endlich besteht aus Augitandesit. Seine Structur ist ebensowohl hyalopilitisch als intersertal zu nennen. Der Feldspath bildet langrechteckige oder quadratische Querschnitte mit Auslöschungen von 11—30°. Der Augit ist blassgrün, langprismatisch ausgebildet mit annähernd quadratischem Querschnitt. Auslöschung 40°. Ausserdem treten zahlreiche Magnetitkrystalle auf. Das an sich farblose Glas wird durch Globulite braun gefärbt; es enthält auch schwarze Belonite. Häufig sind Blasenräume, die mit Calcit oder röthlichem Glas oder auch mit Opal erfüllt sind. Die Grundmasse des Gesteins ist völlig frisch, was für sein relativ junges Alter spricht. **G. Klemm.**

W. J. Sollas: On the Variolite and Associated Igneous Rocks of Roundwood, Co. Wicklow. (Scient. Proc. R. Dublin Soc. (N. S.) 8. (1.) 94—115. 1893.)

Der Variolit von Roundwood bei Dublin besitzt die wesentlichsten Charaktere derjenigen von der Durance. Er tritt auf in Verbindung mit Diabasen, Spiliten und verfestigten vulcanischen Tuffen.

Der Diabas hat ophitische Structur, ist aber sehr stark zersetzt; besonders Epidot und Chlorit sind hierbei gebildet worden.

Der Spilit hat dunkelbraune Farbe und felsitisches Aussehen. Er ist durch Gebirgsdruck schieferig geworden, so dass er in hohem Grade manchen cambrischen Thonschiefern jener Gegend gleicht. Manche Stücke eines nicht so stark gepressten Gesteines sind reich an calciterfüllten Blasenräumen. Er enthält zahlreiche an ihren Enden gabelig ausgebildete Feldspäthe, die in der Richtung ihrer Verticalaxe von einem Faden zersetzten Glases durchzogen werden, das auch häufig eine Haut um die Krystalle bildet. Die Ausfüllung der Räume zwischen den Feldspäthen scheint früher vorwiegend Augit gebildet zu haben. Jetzt sieht man nur Chlorit und Kalkspath.

Von diesem durch Intersertalstructur und schwache Spuren früherer Anwesenheit von Glas ausgezeichneten Gesteinstypus finden sich alle Übergänge zu echten Varioliten. Besonders tritt dies in der Anordnung der Feldspäthe hervor, die zu garbenförmigen Aggregaten sich zusammenscharen. In manchen der hierher gehörigen Gesteine ist durch den Gebirgsdruck eine Art „Ausweichungs-Clivage“ erzeugt worden, die sich in einem Falle sehr deutlich in der Zerbrechung eines quer zu ihr gestellten Feldspathsäulchens zeigte, das bei einer Länge von nur 1,2 mm in 9 Stücke zerbrochen wurde, die aber nur ganz geringe seitliche Verschiebungen erlitten haben.

Die Variolen treten zuerst in vereinzeltten Streifen auf, die oft eine concentrische Anordnung besitzen. Überhaupt sind die Variolite deutlich gebändert in Folge eines Wechsels zwischen Streifen von zersetztem, fluidal struirtem Glas mit solchen, die einzelne oder gruppenweise angeordnete Variolen zeigen, während andere Lagen ganz aus ihnen bestehen. Die Variolen sind meist durch Epidotbildung lebhaft grün, stellenweise auch roth gefärbt.

Trotz der starken Zersetzung der Variolite, bei der sich an Epidot und Zoisit reiche Streifen gebildet haben, ist doch die ursprüngliche Structur des Gesteines noch nicht überall verwischt.

Die Variolen fliessen häufig zusammen; bisweilen wird eine kleine von einer grösseren eingeschlossen. Ihre Structur tritt öfters durch die Anwesenheit eines in opake weisse oder braune Substanz umgewandelten Glases gut hervor, indem diese die einzelnen Feldspathstrahlen, aus denen die Variole besteht, überkrusten. Häufig bildet den Kern einer solchen ein stabförmiger Feldspathkrystall, von dem die übrigen radial ausstrahlen. Manchmal finden sich total chloritisirte Olivinkrystalle, die gewöhnlich excentrisch in den Variolen liegen. Öfters beobachtet man Schwundrisse, die von Kalkspath erfüllt sind und hier und da von Feldspathleistchen oder umgewandelten Glasfädchen durchsetzt werden.

Auch die Variolite sind hochgradig zersetzt. Epidot, Chlorit und Kalkspath sind auch hier die Hauptproducte dieses Processes. Da bei der Umwandlung des Feldspathes, der das Hauptmaterial für den Epidot gebildet hat, Volumverminderung eintritt, findet man die epidotreichsten

Gesteinspartien von zahlreichen Rissen durchsetzt. Umgekehrt hat bei der Zersetzung des Augites, bei welcher Chlorit, Quarz und Kalkspath entstehen, eine Volumvergrößerung stattgefunden, so dass diese Substanzen sich in alle Spalten hineindrängen.

G. Klemm.

W. C. Brögger: On the Basic Eruptive Rocks of Gran, Norway. (Quart. Journ. Geol. Soc. 50. 15—37. 1894.)

Bei Dignaes am Tyriffjord, 35 km WNW. von Christiania stehen im Silur mehrere Kuppen ältester Eruptivgesteine an: Brandberget, Sölvberget, Viksfjeld und mehrere kleinere Kuppen. Das vorherrschende Gestein wird als Olivingabbro diabas bezeichnet. Es ist mittel- bis grobkörnig, granitisch oder ophitisch. Der Feldspath ist ein Labradorit, bisweilen auch Bytownit, daneben kommt Orthoklas vor, am Sölvberg sehr verbreitet. Nächst Feldspath ist Pyroxen zu nennen. Vorherrschend ist ein violetter titanhaltiger Magnesium-Calciumaugit, mit kleinem Gehalt an Al und Fe. Rhombischer Pyroxen kommt untergeordnet am Sölvberg vor. Olivin und rothbrauner Biotit (Lepidomelan) gehören zu den regelmässig vorkommenden Gemengtheilen. Basaltische Hornblende ist selten und nur in kleiner Menge zugegen. Von anderen Gemengtheilen sind zu nennen: Titaneisen, Magnetit, Pyrit, Pyrrhotin in geringer, Apatit oft in beträchtlicher Menge. Das Mengenverhältniss ändert sich von Ort zu Ort; im Ganzen nimmt die Basicität von Norden (Brandberget) nach Süden (Viksfjeldene, Dignaes) zu ab. Am Brandberg ist das herrschende Gestein so arm an Feldspath, dass es als Pyroxenit bezeichnet werden könnte, daneben kommen echte Pyroxenite und Amphibolite vor. Am Sölvberg und im Viksfjeld sind Pyroxenite ganz untergeordnet, bei Dignaes kommt ausschliesslich feldspath-reicher Gabbro vor.

	Brandberg	Sölvberg	bei Dignaes
Si O ₂	43,65	47,0	49,25
Al ₂ O ₃	11,48	15,2	16,97
Ca O	14,00	12,6	7,17

Die Kuppen scheinen zum Theil (Viksfjeld, Bilden, ein Theil des Sölvbergs) Laccolithen zu sein. Zahlreiche, einander durchkreuzende Gänge von Camptonit und Bostonit werden in der Art unter einander und mit dem Gestein der Kuppen in Zusammenhang gebracht, dass aus Bauschanalysen berechnet wird, dass ein Gemisch von 9 Theilen des Camptonits von Moena und Egge mit 2 Theilen des Bostonits von Moena annähernd die mittlere Zusammensetzung der Olivingabbros vom Brandberg, Sölvberg und Dignaes haben würde. (Abweichung: Al₂ O₃ 0,32, Mg O 0,39, Ca O 0,99%.) Die Annahme von Segregation eines gemeinsamen Magmas wird auch auf die Kuppen angewendet. Sie hat hier zu Bildung von Pyroxeniten und Amphiboliten geführt, welche zuerst zur Krystallisation gelangten. Es bleibt dahingestellt, durch welchen Vorgang diese schweren Gesteinsarten zuerst, vor den sauren und alkalireichen, zu Tage gefördert worden sind.

H. Behrens.

H. J. Johnston-Lavis: The Basic Eruptive Rocks of Gran (Norway) and their Interpretation. (Geol. Mag. (4.) 1. 252—254. 1894.)

Die Beobachtungen von BRÖGGER (s. vorstehendes Ref.) werden im Sinne der osmotischen Theorie umgedeutet. Aus BRÖGGER's basischem Gesteinsmagma wird dabei ein Granititmagma, welches durch Diffusion so viel Si, Al, K und Na an das umgebende Sedimentärgestein abgegeben und so viel Ca und Na aufgenommen haben soll, dass ein basisches Gestein zu Stande kam.

H. Behrens.

Guglielmo Salomon: Sul metamorfismo di contatto, subito dalle arenarie permiane della Val Daone. (Giornale di mineralogia etc. V. 97—147. 1894.)

Die Sandsteine sind in den meisten Fällen im Contact mit Granit, seltener mit Diorit verändert. Der Verf. resümiert seine Beobachtungen dieser Contacterscheinungen mit folgenden Worten:

1. Der von plutonischen Gesteinen verursachte Contactmetamorphismus erzeugte in den Sandsteinen und Grauwacken die folgenden neugebildeten Mineralien: brauner, grüner und weisser Glimmer, Orthoklas, Plagioklas, Quarz, Turmalin, Magnetit, Sillimanit, Cordierit, Chiastolith (nur von Gardiner, in Schichten, die ursprünglich mehr thonig als sandig waren?), Andalusit, Granat, Pyrit, Magnetkies, Rutil, Zirkon, Amphibol und ein Kalkpyroxen (nur in den von Anfang an sehr SiO₂-armen Schichten).

2. Die Krystallisation beginnt immer im Cement und zerstört nur auf geringe Entfernung vom Contact jede Spur der klastischen Entstehung des Gesteins, da sich die grösseren Quarzfragmente fast stets erhalten.

3. Die grösste horizontale Ausdehnung der Wirkung des Metamorphismus, die bisher in solchen Gesteinen beobachtet wurde, ist 2000 m.

4. Die metamorphischen Gesteine sind Contactsandsteine resp. Contactgrauwacken, die noch die klastische Structur, aber auch schon Zeichen des Metamorphismus erkennen lassen; oder sie sind ganz krystallinisch, und in diesem Falle muss man sie je nach ihrer gegenwärtigen speciellen Beschaffenheit Glimmerschiefer resp. Gneiss und massige Contactgesteine nennen.

5. In einigen Gegenden unterscheidet man Zonen von verschiedener Intensität des Metamorphismus (Bretagne, Sachsen etc.).

6. Die neugebildeten Mineralien zeigen oft spezielle Contactstructuren.

7. Betreffs der Art des Metamorphismus besteht kein wesentlicher Unterschied zwischen den verschiedenen plutonischen Gesteinen, welche die Ursachen davon sind. Nur die Eläonitsyenite etc. weichen, wie es scheint, etwas ab. Aber die Granite, die wahren Syenite und die Diorite verhalten sich vollkommen gleich.

Max Bauer.

G. d'Achiardi: Rocce eruttive del bacino boratifero di Sultan-Tchäir. (Proc. verb. d. Soc. Tosc. d. Sc. natur. Pisa. 1. Juli 1894.)

In der nächsten Umgebung des an borsaurigen Salzen reichen Districtes in Kleinasien stehen grünliche Gesteine an, die früher für Gabbros gehalten sind. Es handelt sich aber um jüngere Eruptivmassen: Andesite und Liparite. Drei derselben sind vom Verf. näher untersucht und eingehend beschrieben, nämlich ein Amphibolandesit von Brghché-Déré, ein Hypersthenandesit von Karao Köpülü-Déré und Liparittuff von Sultan-Tchäir. Das erste Gestein ist biotitfrei, enthält aber etwas Olivin, Granat und Cordierit. Das zweite führt etwas Nephelin und nähert sich dadurch den Tephriten, ausserdem monoklinen Augit und etwas gelbgrüne Hornblende, Biotit und Tridymit. In dem Liparittuff konnten nur Quarz, Feldspath und Sphe nachgewiesen werden.

Deecke.

A. Wichmann: Petrographische Studien über den Indischen Archipel. I. Leucitgesteine von der Insel Celebes. (Natuurkundig Tijdschrift voor Nederlandsch-Indië. Deel LIII. Aflevering. (3.) 315—331. 1 Taf. Batavia 1893.)

Der auf der südwestlichen Halbinsel von Celebes in der Gegend von Parang Lowe bei Makassar auftretende, früher als Sandstein ausgesprochene sog. Kuristein erweist sich als ein palagonitischer Leucittephrit-Tuff. Von den beiden Varietäten besteht die feinkörnigere wesentlich aus Fragmenten eines lichten, theilweise zersetzten Glases, zwischen denen zahlreiche gebleichte Biotitblättchen, kleine scharf ausgebildete Augite und Leucite liegen. Die grobkörnigere Varietät besteht aus zuweilen eckigen Gesteinsfragmenten eines Leucittephrits, der in einer zersetzten braunen Grundmasse Plagioklas und Leucit enthält. Augit tritt in den Gesteinsbruchstücken sehr zurück, findet sich aber um so reichlicher im Cement. Ausserdem kommen neben den Gesteinsfragmenten Fetzen und Körnchen eines ledergelben Glases vor, das bisweilen schön ausgebildete Leucite enthält. Die verkittende Substanz des Gesteins ist in der Hauptmasse optisch isotrop und wird durch HCl unter Abscheidung flockiger Kieselsäure zersetzt, ist also wohl ein Zeolith. Kalkspath fehlt völlig. Für die Auffassung der Tuffe als submarine Ablagerungen spricht neben seiner petrographischen Beschaffenheit die Schichtung und die Lagerungsverhältnisse. „Dem longitudinalen der Westküste parallel streichenden Basalt- und Andesitgebirge sind die neogenen Korallenkalksteine vorgelagert, die sich zudem in Gestalt isolirter Felsmassen aus der Ebene selbst erheben. Bereits F. v. RICHTHOFEN hat es als wahrscheinlich erachtet, dass die beschriebenen Tuffe von ihnen überlagert werden und demnach älter sind. Der directe Verband scheint bisher noch nicht beobachtet worden zu sein“ (S. 9).

Leucitbasalt wird aus den Geröllablagerungen des Pangkadjénéflusses, 35 km nördlich von Makassar, beschrieben; diese alluvialen Ablagerungen bestehen aus Gneissen, Glimmer- und Turmalin-Quarziten, Glaukophan-Glimmerschiefern, Basalten, Andesiten, neogenen Orbitoidenkalksteinen und Mergelknollen mit einer marinen pleistocänen Fauna, sie

wechsellagern mit marinen Thonen. Der Leucitbasalt besteht aus einer Grundmasse von Leucit, Augit, Magnetit und einem braunen Glase, aus der Augit und Olivin porphyrisch hervortreten.

Leucitit fand sich als Geröll im Flusse von Masépé, der am Ostabhange der westlichen Gebirgskette entspringt und in den See von Sidenreng mündet (circa 15 Meilen nördlich von Makassar). Unter den Einsprenglingen herrscht Leucit in Individuen von der Grösse eines Stecknadelkopfes; seine Substanz hat eine wolkige Trübung, regelmässigen Zonen entsprechend. Es wurden bis zu 12 solcher Zonen beobachtet. Auch die Augite der ersten Generation zeigen eine beginnende Umänderung. Die Grundmasse ist durch das Auftreten secundären Pyrits eigenthümlich umgestaltet; er findet sich allenthalben in Krystallen, Klumpen und Flittern und erfüllt auch den aus Olivin der Grundmasse hervorgegangenen Serpentin. In der sonst trüben, von Staub erfüllten Grundmasse lassen sich ferner noch kleine, zersetzte, braune Hornblende-Individuen und secundäre farblose Nadeln, vielleicht Natrolith, unterscheiden. „Mit Rücksicht auf die eigenthümliche Beschaffenheit des Gesteins wird noch bemerkt, dass in dem Bett des Flusses von Masépé eine Reihe warmer Schwefelquellen hervorbrechen. Wenn es auch nicht gerade diese gewesen sein werden, so ist es doch wahrscheinlich, dass Schwefelwasserstoff-Exhalationen in irgend einer Form mit der Ausscheidung des Eisenkies und anderen Umwandlungsprocessen in diesem Gesteine im Zusammenhange stehen“ (S. 14).

Ein Leucitit wurde als verschlepptes Stück in dem Kampong Tempé an dem Ufer des Bilafusses gefunden; es stammt wahrscheinlich als Geröll aus dem Walannafluss. Zu einer vollständig krystallinischen Grundmasse, die aus Apatit, Magnetit, Augit, Sanidin und Leucit besteht (Leucit und Sanidin erscheint als „Fülle“), liegen als Einsprenglinge Leucite von 5—11 mm Durchmesser, Augite mit ziemlich starkem Pleochroismus — c lauchgrün, a und b gelbgrün — ausserdem Magnetit und durch einen Staub dunkel, stellenweise schwarz gefärbte Apatite. Durch seinen Sanidinhalt nähert sich das Gestein den Leucitphonolithen.

Als Gerölle wurden in dem Walannaflusse Stücke von Leucititen und Leucitbasalt gefunden, von denen der letztere sich durch seinen Gehalt an Melilith in der Grundmasse auszeichnet. Der Melilith tritt mit dem Nephelin zusammen als „Fülle“ auf und ist charakterisirt durch seine Pfluckstructur.

Milch.

Experimentelle Geologie.

James C. Graham: Some Experiments with an artificial Geyser. (Amer. Journ. of Sc. (3.) 45. 54—60. 1893.)

Verf. experimentirte mit einem einfachen Geysirmodell, das aus einem cylindrischen Reservoir mit verticalem Steigrohr und Rückflussbecken bestand. Das Reservoir stand in einem Quecksilberbad und ein ebenfalls darin befindliches Thermometer mit Quecksilbergashahn regulirte selbst-

thätig die Wärmezufuhr des Bunsenbrenners. Hauptzweck des Verf. war an diesem genau regulirten künstlichen Geysir, die Erscheinungen des „Geysir-Seifens“ zu studiren. Die Höhe der Wassersäule wurde stets durch Nachgiessen constant erhalten und es wurde möglichst an Tagen mit gleichem Barometerstand gearbeitet. Verglichen wurden die Eruptionen von reinem Wasser und solche von Seifenwasser, und zwar einer sehr concentrirten Lauge „of a molasses-like consistency when cold“. Aus den Tabellen geht hervor, dass das Seifen der Geysire die Intervalle zwischen den einzelnen Eruptionen verkürzt. Ferner, dass die Abkühlung des Seifenwassers nach jeder Eruption eine stärkere war, als die des reinen Wassers.

Das specifische Gewicht des Wassers war 1, das der Seifenlösung 1,00454; dieser geringe Unterschied würde also, wenn überhaupt von Belang, die Intervalle bei der etwas schwereren Seifenlösung etwas verlängern.

Der Siedepunkt der beiden Lösungen lag genau bei 99° C., also konnte dieses auch nicht von Einfluss sein.

Die specifische Wärme beider Flüssigkeit schien, soweit wie festgestellt werden konnte, kaum verschieden zu sein.

Wie directe Messungen zeigen, hatte die Zähflüssigkeit (Viscosität) der Seifenlösung keinen verzögernden Einfluss auf die Wärmeleitung in der Flüssigkeit.

Der Haupteinfluss der Seifenlösung auf das Geysirphenomen scheint also, wie auch schon HAGUE betont hat, in dem Zurückhalten von Dampf, „retention of steam“, zu bestehen. Nicht zu verwechseln ist diese Retention mit dem vom Verf. vermutheten, aber wie durch Messung ermittelt wurde, nicht statthabenden, langsameren Entweichen der Dampfblasen in der Seifenlösung. Die Wirkung der Seife (oder von Alkalien) erschwert also die Bildung der Dampfblasen, hat aber wenig Einfluss auf deren Entweichen nach ihrer Bildung. Auch ist die Dampfmenge, welche im Seifenwasser entsteht, eine geringere, d. h. die Dampfblasen sind weit weniger zahlreich als im Wassergeysir; dagegen sind sie im Gasgeysir dicker und entstehen plötzlicher.

[Bemerkung des Ref. Den grossen Einfluss der nach jeder Eruption eingeschlürften Luft einerseits auf die Verlängerung der Eruption selbst, dann auch auf die Länge der Intervalle, berührt der Verf. nicht. Ref. fand bei seinen Geysirversuchen in Glasgefässen, in welchen sich der ganze Vorgang des Aufkochens genau in jedem Theil des Apparates verfolgen liess, dass der Haupteinfluss eines selbst ganz geringfügigen Alkali- oder Seifenzusatzes in dem mehr schaumigen Kochen und dem Zurückhalten von Luft (resp. Luft + Dampf) bestand.

Leider giebt Verf. auch nicht an, ob die Eruptionen seines geseiften Geysirs ebenso lang dauerten wie die seines Wassergeysirs; da sich der erstere nach der Eruption um ca. 3° C. mehr abkühlte; so lässt dies eine längere Eruptionsdauer und somit Abkühlungszeit des geseiften Geysirs vermuthen, wie sie der Ref. auch stets an seinen Apparaten beobachtete. Der Wärmeverbrauch während der Eruption zur Dampfbildung soll ja nach dem Verf. beim geseiften Geysir, wegen der geringeren Menge des

gebildeten Dampfes, sogar geringer sein, kann also das Minus der Temperatur nicht erklären. Da sich aber, trotz der stärkeren Abkühlung nach der Eruption, die Seifenlösung schneller wieder zur Eruptionstemperatur, die in beiden Fällen fast genau die gleiche war, erwärmte, so sollte man eine geringere specifische Wärme derselben erwarten.] **A. Andreae.**

Geologische Karten.

M. Lempicki: Flötzkarte und geologische Karte des polnischen Steinkohlenbassins. Die Erläuterungen aus dem Russischen übersetzt von L. MAUWE. St. Petersburg 1892.

Der Verf. wurde von dem Minister der Reichsdomänen beauftragt, mit Unterstützung von 2 Ingenieuren die genannten Karten herzustellen. Da jedoch das vorliegende Kartenmaterial minderwerthig war, musste für die Flötzkarte eine neue Triangulationsaufnahme zu Grunde gelegt werden. Diese ist in den Jahren 1885—1890 erfolgt. In dem ersten Theil „Arbeitsbericht“ wird über die Triangulation, Nivellement, Zusammenstellung der Karte, System der Bezeichnungen, die geologische Aufnahme und die Arbeitsergebnisse berichtet. Die Flötzkarte ist im Maassstab 1 : 10 000 auf 54 Blättern zur Darstellung gekommen und umfasst einen Flächenraum von etwa 1000 qkm. Hierzu gehören 4 Beilagen, 1 Triangulations-Übersichtsblatt 1 : 100 000, Zeichen- und Farben-Erklärung, alphabetisches Verzeichniss der trigonometrischen Punkte und ein Verzeichniss der Grubenfelder. Sodann wurden 2 Blatt Hauptprofile zur Erläuterung des geologischen Baues der Gegend hergestellt, 1 : 10 000. Die geologische Karte 1 : 50 000 umfasst 4 Blätter und enthält ausser dem russischen Theil auch die benachbarten preussischen und österreichischen Theile des Steinkohlenbeckens. Nur die letztere Karte liegt dem Referenten vor. Der I. Theil des erläuternden Textes bezieht sich auf diese. Nach einer allgemeinen orographischen Übersicht über das russische, in Betracht kommende Gebiet werden die einzelnen Formationen davon, Steinkohlenformation, Perm und Trias besprochen, im Anhang an letztere auch die Erzlagerstätten und im Anhang an die Steinkohlenformation die Steinkohlengruben.

Th. Ebert.

1. **Benj. Frosterus:** Beskrifning till kartbladet No. 25 Föglö. (Finlands Geologiska Undersökning. 43 p. 1 Taf. nebst 1 Kartenblatt im Maassstabe 1 : 200 000. Helsingfors 1894.)

2. **A. F. Tigerstedt:** Beskrifning till kartbladet No. 26 Enskär. (Finlands Geologiska Undersökning. 10 p. nebst 1 Kartenblatt im Maassstabe 1 : 200 000. Helsingfors 1894.)

1. Das Kartenblatt Föglö umfasst einen Theil der südöstlichen Ålandsinseln. Sie bestehen zum grossen Theil aus Glimmergneiss, Hornblendegneiss und krystallinischem Kalkstein, zusammen mit bedeutenden

Massen von älteren und jüngeren archaischen Intrusivgraniten und Amphibolit. Diese Bildungen werden von Gängen von Lamprophyr, Aplit und Diabas durchsetzt. In der nordwestlichen Ecke des Gebietes herrschen verschiedene Varietäten der åländischen Rapakiwi-Granite, Granitporphyre und Quarzporphyre. Die Einschlüsse von Kalkstein in den Intrusivgraniten und die Contacte der Rapakiwigesteine mit den älteren Bildungen werden ausführlich beschrieben und durch mehrere Figuren erläutert. Analysen von Diabasvarietäten. Zum Schluss werden Angaben über die früheren Bewegungsrichtungen des Landeises und über die spärlichen glacialen und postglacialen Ablagerungen mitgetheilt.

2. Das Kartenblatt Enskär umfasst einige Gneiss- und Granitinseln des westlichen „Skärgård“.

Wilhelm Ramsay.

Geologische Beschreibung einzelner Gebirge oder Ländertheile.

L. Zech: Die geologischen Verhältnisse der nördlichen Umgebung von Halberstadt. (Jahresbericht der Oberrealschule zu Halberstadt. Ostern 1894. 4^o. 19 S.)

Der mit den geologischen Verhältnissen des nördlich vom Harz sich ausdehnenden Gebietes wohlvertraute Verf. giebt in dieser Abhandlung eine kurze und klare Beschreibung der Gegend nördlich von Halberstadt, welche dem Messtischblatt Schwanebeck, der Nordostecke des Blattes Dingelstedt und einem kleinen Theil des Blattes Halberstadt entspricht. Namentlich kommt der Huy in Betracht, in und an welchem seit Herstellung der EWALD'schen Karte zahlreiche neue Aufschlüsse und durch Bohrungen beobachtbare Profile zu neuen Ergebnissen Veranlassung gaben. Trias in allen 3 Gliedern, Tertiär, Diluvium und Alluvium setzen das Gebiet zusammen. Hervorzuheben sind die Beobachtungen im Diluvium, welches als Product der Glacialzeit erkannt wird. Auch das Verzeichniss der Petrefacten aus den Geschieben ist als erstes aus dortiger Gegend wohl zu beachten. Die Darstellung ist auf das Verständniss von Laien berechnet, und deshalb auch der Aufzählung der Muschelkalkpetrefacten eine kurze Beschreibung beigegeben.

Dames.

Th. v. Szontagh: Geologische Studien am rechten Ufer des Marosflusses bei Tótvárad-Govosdia (Com. Arad), sowie an der linken Seite der Maros in der Umgebung von Batta-Belotincz-Dorog-Zabalecz (Com. Krassó-Szörény und Temes). (Jahresb. d. ung. geol. Anst. f. 1891. Budapest 1893. 60—72.)

Der Specialbericht über die Aufnahmen des Verf. im Jahre 1891 am Marosflusse enthält ausser geschäftlichen und auf den Ackerbau bezüg-

lichen Bemerkungen zunächst eine geographische Beschreibung des Gebietes, dann folgt ein kurzer Überblick über die geologischen Verhältnisse.

Am rechten Ufer der Maros von Tótvarád bis Batucza spielen Diabase, die oft stark verwittert und zu Grus zerfallen sind, eine Hauptrolle, daneben findet sich Gabbro und Quarzporphyr. Das Quartär besteht aus diluvialen Thonen und Schottern, sowie den thonigen Alluvionen des Maros-Thales.

Am linken Ufer des Maros ist die Kreide durch Karpathensandstein mit regenerirten Diabastuffschichten und tuffigen Kalksteinen vertreten, auch finden sich tithonische Kalkconglomerate. Das Neogen besteht aus sehr mannigfaltigen pontischen Ablagerungen, welche meist reich an *Melanopsis Martiniana*, *Congerina spathulata*, *C. Partschi* und *C. triangularis* etc. sind. Es sind Quarzschotter, gelbliche Sande, lignitführende Sande und graue Thone, Conglomerate, sandige Kalksteine, sowie dichte kalkige Mergel, deren gegenseitiges Altersverhältniss bisher nicht genau festzustellen war. Das Diluvium besteht hier aus Löss und Thon, das Alluvium aus Thon. Von eruptiven Gesteinen findet sich Diabas und Porphyr.

A. Andreae.

P. Termier: Le Massif des Grandes-Rousses (Dauphiné et Savoie). (Bull. des services de la carte géol. dét. de la France. No. 40. Tome VI (1894—1895). 169—286. VII pl. 11 fig. 1894.)

Das Massiv der Grandes-Rousses an der Grenze der Dauphiné und Savoyen endet im Norden am Pass von Glaudon, wo die krystallinen Gesteine unter die jurassischen Schichten untertauchen. Für seine Untersuchung lässt TERMIER das Massiv im Süden ohne scharfe geologische Grenze an den Schluchten der Romanche enden, die Westgrenze bezeichnet das Thal der Olle, die Ostgrenze das Thal von Ferrand und die Liaschette der Arènes. Am Aufbau des Gebirges betheiligen sich folgende Formationen: Gneiss und Micaschistes, Schistes micacés azoïques (Archéen), Carbonformation, Trias, Lias und untergeordnet Dogger. Von Eruptivgesteinen treten hinzu „granulite“ (zweiglimmeriger Granit) und „Orthophyr“.

„Gneiss et micaschistes du type primitif“ (primitiv nennt TERMIER diese Gesteine nur, weil diese Bezeichnung allgemein üblich ist, seiner Ansicht nach liegen hier sehr alte und hochmetamorphe Sedimentgesteine vor) treten nur im Westen des Massivs auf, wo sie als Antiklinale die schistes archéens der Rousses von den westlich gelegenen der Belledonne scheiden. Von dem „granulite“ nicht injicirter Glimmerschiefer, charakterisirt durch Quarz und innig verbundenen Biotit, Muscovit und Chlorit ist selten, weit verbreiteter der Gneiss, der auch hier nach der in Frankreich herrschenden Theorie als Glimmerschiefer, durch „granulite“ injicirt und mit Feldspath versehen, aufgefasst wird. Der fasst immer feinkörnige Gneiss dieses Gebietes besteht aus Kalifeldspath, Oligoklas, dunklem Glimmer und Muscovit, die gesetzmässig mit einander verwachsen sind, und Quarz. In dieser Zone treten Amphibolgneisse in weiter Ver-

breitung an ihrer Ostgrenze und besonders mächtig im nördlichen Theile, nördlich von Vaujany, auf, nach Süden zu werden sie sparsamer und bleiben schliesslich ganz aus. Sie werden als injicirte Amphibolite ge- deutet, die ihren Feldspathgehalt dem „granulite“ verdanken.

Als „schistes micacés (Archéen)“ wird ein gewaltiger Ge- steinscomplex vom Habitus der krystallinen Schiefer und sicher sedimen- tären Ursprungs bezeichnet. Sie sind älter als die Eruption des Granites und waren vor Absatz der Carbonegesteine bereits gefaltet; auch sie nehmen häufig Gneisshabitus an. TERMIER erklärt diesen Vorgang auch hier durch Injection des Granites. Mit den Gneissen innig verbunden treten Con- glomerate auf, die Gerölle von Quarz, Gneiss und Glimmerschiefer ent- halten und auch von Granitgängen durchzogen werden.

Die Gesteine dieser Stufe bilden die Hauptmasse des Massivs. Im nicht injicirten Zustande sind es feinkörnige, quarzreiche Schiefer mit glänzenden phyllitischen Zonen; letztere enthalten häufig unreinen Graphit oder Anthracit (bis 25 %), oft auch Eisenglanz. Gesteine dieser Art sind oft schwer von carbonischen Phylliten zu unterscheiden. Hornblende- gesteine sind in dieser Stufe sehr selten. Für diese Etage ist ein häufiger Wechsel zwischen Glimmerschiefer, Chloritschiefer, Phyllit und Gneiss senkrecht zum Streichen charakteristisch.

„Granulite“ ist typisch östlich von Allemont in der oberen „Petites Rousses“ genannten Terrasse am unteren Ende der Rousses-Gletscher ent- wickelt. Das Gestein erscheint hier als ein weisser, sehr feinkörniger Granit, der sich aus Quarz, Kalifeldspath, Anorthoklas, Oligoklas und wenig Glimmer, gewöhnlich Muscovit, seltener auch Biotit zusammensetzt; in ganz feinkörnigen aphanitischen Varietäten macht sich bisweilen eine Tendenz zu mikrogranit-porphyrischer Structur geltend. Umgekehrt soll das Gestein grobkörniger werden, wenn es in die Schiefer eindringt. „Dès qu'elle se mélange aux schistes archéens, aux micaschistes ou aux amphi- bolites, la granulite cesse d'être aplitique et devient grossière. Les zones blanches des gneiss granulitiques sont presque toujours largement lamel- leuse. Au microscope on n'a plus une mosaïque régulière, mais un en- chevêtrement confus de grands cristaux de feldspat, avec plages de quartz à contours compliqués dans les interstices de ces grands cristaux.“ (S. 30.)

Als „granulite impure“ wird ein grobkörniges Gestein, eine Art schieferiger Granit resp. ein Granitgneiss bezeichnet, das durch einen Wechsel weisser Feldspathzonen und grünlicher chloritischer Zonen charak- terisirt ist. Übergänge von Granit bis zu beinahe feldspathfreien Schiefen werden von zahlreichen Stellen angegeben.

Die grosse Bedeutung, die TERMIER dem „granulite“ für die Ge- staltung der älteren Formationen zuschreibt, ist schon oben besprochen; die ganze Hauptkette vom Étendard bis zum Pte. Bayle besteht nach ihm aus Gesteinen, die dem Granulit ihren Feldspathgehalt und somit ihren Gneisscharakter verdanken. Den Westabhang der Hauptkette durchsetzt der Granit ausserdem noch in Gangform, während im Osten die „Feldspathi- sation“ viel regelmässiger sich abstuft und im weiteren Verlauf ver-

schwindet. Doch auch selbstständig, als typisches Eruptivgestein wie als „granulite impure“ spielt das Gestein eine bedeutende Rolle: in einer Mächtigkeit von 3000 m bilden beide Varietäten auf eine lange Strecke hin, mit Ausschluss der anderen Gesteine, das der Hauptkette westlich vorgelagerte Plateau der Petites-Rousses.

Da sich Gerölle von Granit schon in den Conglomeraten des Archéen finden, andererseits aber der ganze Complex des Archéen als injicirt angesprochen wird und ferner an anderen Stellen, z. B. im Plateau Central „l'émission granulitique principale semble avoir suivi les premiers pli hercyniens“, so ist TERMIER zu der Annahme gezwungen, „que cette imprégnation singulière, cette éruption dont le processus est encore si mystérieux a duré pendant de longues séries de siècles.“ (S. 33.)

Die Carbonformation tritt wesentlich in zwei Synklinalen östlich und westlich von der Hauptkette auf; die östliche lässt sich bis zum Col de la Croix de Fer verfolgen und ist an zahlreichen Stellen über 2000 m breit; die westliche verschwindet unter den Glacier der Rousses und übersteigt nur selten eine Breite von 600 m.

Die Gesteine der östlichen Synklinale sind vorwiegend grobe Conglomerate, grobe Sandsteine, „Orthophyre“ (s. u.) und ihre Tuffe; die westliche Synklinale besteht hauptsächlich aus Schiefen, feinen Sandsteinen und Anthracitlagen. Aus dieser verschiedenen Gesteinsbeschaffenheit schliesst TERMIER auf die Ablagerung der Carbongesteine beider Synklinalen in zwei getrennten Becken. In jetzt isolirten Fetzen tritt das Carbon auch an anderen Stellen des Massivs auf; diese Fetzen lassen sich jedoch nach TERMIER mit den beiden Synklinalen genetisch vereinigen. Neue Pflanzenfunde hat TERMIER nicht zu verzeichnen.

Von Anthracitminen werden gegenwärtig nur drei ausgebeutet: die relativ bedeutendste ist die Mine de l'Herpie, die Minen von Chatagouta und Cluy sind ganz unwichtig.

Eine Discordanz zwischen Carbon und dem unter ihm liegenden krystallinen Schiefer ist an der Schichtenstellung nicht zu beobachten.

Die Gesteine unterscheiden sich zum Theil von nicht gefalteten Carbongesteinen nur durch die grössere Härte des Cements; theilweise sind sie metamorphosirt; während ein Theil von diesen bisweilen von krystallinen Schiefen nicht zu unterscheiden sind, lehrt in anderen Fällen das Mikroskop, dass trotz des hochkrystallinen Habitus das Gestein seinen sedimentären Charakter völlig bewahrt hat.

Als „Orthophyre“ bezeichnet TERMIER gewaltige in der Carbonformation weit verbreitete und für den Aufbau des Gebirges sehr wichtige Eruptivgesteine [der S. 44 in der Anmerkung gemachte Versuch TERMIER's, den Unterschied seiner Orthophyre und der Orthophyre ROSENBUSCH's klarzulegen, ist misslungen, da er die aus ROSENBUSCH's Werken angezogenen Stellen offenbar falsch verstanden hat]. Die Gesteine sind charakterisirt durch Herrschen von Feldspath und Zurücktreten der farbigen Gemengtheile. TERMIER unterscheidet drei Typen: Der erste ist charakterisirt durch geringe Grössenunterschiede der Gemengtheile erster und zweiter

Generation; das Gestein besteht wesentlich aus Feldspathmikrolithen bis zu $\frac{1}{3}$ mm Länge, in denen Einsprenglinge von Kalifeldspath, Anorthoklas und Oligoklas von 1 mm Länge liegen. Diese Varietät tritt als Einschluss in den anderen Orthophyren auf (früher wurde sie von TERMIER als Labradorporphyrit bezeichnet); sie findet sich in den Tuffen des Château-Noir; anstehend findet sie sich nur selten (am Berge Croix de Cassini und zwischen den Scheuern der Balme und dem Gletscher von St. Sorlin). Von dieser Localität stammt das Material zu Analyse 1, Analyse 2 giebt die Zusammensetzung eines Gerölls aus dem Gebiet des Château-Noir.

	1.	2.
SiO ₂	62,30	63,40
Al ₂ O ₃	14,10	17,90
Fe ₂ O ₃	8,20	8,40
MnO	Spur	Spur
CaO	1,30	1,02
MgO	3,40	1,40
K ₂ O	3,50	4,20
Na ₂ O	4,40	3,96
Glühverlust . . .	2,20	0,72
Summe . .	99,40	101,00
Analysator	FABRE	FABRE

Die Grundmasse des zweiten Typus steht in der Mitte zwischen mikrolithischer und mikrogranitischer Structur; dunkler Glimmer ist in diesen Gesteinen sehr verbreitet, Augit wurde nur am Château-Noir nachgewiesen. Unter den Einsprenglingen überwiegen Oligoklas und Anorthoklas, zu ihnen gesellt sich Kalifeldspath, der in der Grundmasse herrscht. Quarz ist in der Grundmasse nicht selten. Dieser Typus besitzt sein Hauptverbreitungsgebiet im Süden, in der Gegend des Château-Noir, bei Freney und am Gletscher von St. Sorlin. Nach Norden zu gehen diese Porphyre in die Gesteine des dritten Typus über. Das Material zu den Analysen 1 und 3 stammt vom Château-Noir, die Probe für die Analyse 2 wurde dem Steinbruch oberhalb von Freney, für 4 dem Kammunkte 2725 nördlich vom See von Cerisier entnommen.

	1.	2.	3.	4.
SiO ₂	62,06	61,07	59,50	62,30
Al ₂ O ₃	13,70	11,80	11,80	15,70
Fe ₂ O ₃	8,90	13,10	13,10	6,70
MnO	Spur	Spur	Spur	Spur
CaO	1,05	1,99	2,20	2,10
MgO	1,40	1,90	2,70	3,10
K ₂ O	6,00	5,50	4,32	4,21
Na ₂ O	5,19	2,80	3,96	3,77
Glühverlust . . .	1,41	1,60	1,55	1,30
Summe . .	99,71	99,76	99,13	99,18
Analysator	FABRE	FABRE	FABRE	FABRE

Der dritte Typus ist charakterisirt durch mikrogranitische Structur der Grundmasse und somit grösseren Quarzgehalt; die Einsprenglinge sind Kalifeldspath, Anorthoklas und Oligoklas. Diese „Kersantite“ TERMIER's herrschen am Col de la Croix de Fer. Das Material zu den Analysen 1 und 2 stammt vom Col de la Croix de Fer, zur Analyse 3 von dem Kamm westlich über den Scheuern der Balme.

	1.	2.	3.
SiO ₂	66,04	67,50	66,30
Al ₂ O ₃	13,30	14,50	15,30
Fe ₂ O ₃	8,40	7,00	5,40
MnO	Spur	Spur	Spur
CaO	1,60	1,10	0,90
MgO	2,20	2,30	2,60
K ₂ O	4,70	3,38	4,60
Na ₂ O	3,40	3,38	2,80
Glühverlust . .	1,10	1,60	1,20
Summe . .	100,74	100,76	99,10
Analysator	FABRE	FABRE	FABRE

Echte Tuffe, zum Theil so stark metamorphosirt, dass sie äusserlich krystallinen Schiefern gleichen, treten besonders in der Gegend des Château-Noir auf; im Norden der Rousses sind Tuffe selten.

Die Glieder dieser Orthophyrformation treten nur in der östlichen Synklinale des Carbon auf und sind auch hier unregelmässig vertheilt; im südlichen Teil des Massivs erreichen sie am Château-Noir eine Mächtigkeit von 700 m, keilen aber nach allen Richtungen schnell aus. Weiter nach Norden findet man auf eine weite Strecke nur unbedeutende Ergüsse, am Nordende des Gebietes hingegen finden sie sich in ungeheuren Mengen, verdrängen auf eine Erstreckung von 4 km die Sedimente des Carbon völlig und erreichen am Col de la Croix de Fer eine Mächtigkeit von 1000 m vor der Faltung. Die carbonischen Vulcane, denen diese gewaltigen Ergüsse entstammen, standen nach TERMIER an der Ostseite des östlichen Carbonbeckens.

Zur Trias stellt TERMIER Conglomerate mit Granitgeröllen und quarzigem Cement, die an den Petites-Rousses in geringer Mächtigkeit auftreten, ferner seltene Quarzite an der Basis des Dolomits. Beide Gesteinsarten werden als Ablagerungen des Buntsandsteinmeeres bezeichnet, das nur in vereinzeltten Lagunen in dieses Gebiet vordrang. Eine viel weitere Verbreitung haben dem Muschelkalk zugerechnete Dolomite, die schwankenden Mg-Gehalt aufweisen, bisweilen mehr, gewöhnlich aber weniger Mg besitzen, als dem Normaldolomit zukommt. Ihre Farbe ist weiss; durch Verwitterung werden sie gewöhnlich bräunlich oder gelblich. Diese Dolomite nehmen bisweilen ganz oder theilweise Rauchwackenfacies an. Die Gesamtmächtigkeit der Trias schwankt; sie erreicht gelegentlich bis 300 m, sinkt aber auch bis auf 12 m herab.

Vom Jura ist wesentlich der Lias entwickelt; er beginnt mit wenig

mächtigen, compacten, rauhen schwarzen Kalken; auf sie folgen wohlgeschichtete schwarze Kalke (bis über 1000 m mächtig) mit Einlagerungen von schwarzen Thonschiefern; dieses Glied geht durch Herrschen der Schiefer über in eine auch noch dem Lias zugehörige Formation von schwarzen Schiefern (bis 500 m mächtig).

Das Massiv der Grandes-Rousses baut sich im Wesentlichen auf aus normalen, ungefähr NS. verlaufenden Falten, die der Hauptalpenfaltung ihr Entstehen verdanken. Die Schichten stehen gewöhnlich steil, häufig vertical, sehr selten umgestürzt.

Folgende, besonders den Profilen TERMIER's entnommene Darlegungen mögen einen Begriff von der Tektonik des Gebietes geben; für die Details muss auf das Original (S. 67—110) und besonders die Karte und die Profile verwiesen werden.

Schon am nördlichen Ende des Massivs beginnt östlich von der oben erwähnten Antiklinale der ältesten Gesteine (Gneiss etc.) die von den mesozoischen Sedimenten erfüllte Synklinale von Vaujany, die durch das ganze Gebiet hindurch nachweisbar ist. An sie schliesst sich weiter nach Osten zu die hier noch unbedeutende aus den schistes micacés bestehende Antiklinale, die die Hauptkette der Grandes-Rousses bildet, sodann eine aus mesozoischem Gestein bestehende Synklinale des Lac Tournant, auf die die carbonische Antiklinale des Col de la Croix de Fer folgt und schliesslich die gleichfalls das ganze Massiv begleitende mesozoische Synklinale von Clavans. Weiter nach Süden zu complicirt sich zunächst das krystalline Gebiet westlich von der Synklinale von Vaujany durch das Auftreten von Sedimentmulden; das Gleiche findet am Westende der stark wachsenden Antiklinale der Grandes-Rousses statt. In diesen Theilen des Massivs findet sich im weiteren Verlauf die westliche Carboneinlagerung und ein grosser Theil der Granite, die besonders am Plateau des Balmes Rousses eine sehr bedeutende Ausdehnung erlangen. Umgekehrt verschwindet auf der Ostseite der Hauptantiklinale die Synklinale des Lac Tournant, so dass die Antiklinale der Grandes-Rousses und die Carbonantiklinale auf eine Strecke hin zu einer einzigen Antiklinale verschmelzen; local schieben sich zwischen diese und die Synklinale von Clavans eine Reihe steiler Falten, die weiter nach Süden verschwinden. Weiter im Süden erfährt die combinirte Antiklinale wieder eine Theilung: in den östlichen Theil schiebt sich zwischen die östlichen Carbonschichten eine mesozoische Synklinale ein; ganz im Süden trennt diese Synklinale den aus dem östlichen Carbonzug und einen Theil der schistes micacés bestehenden Montagne de la Croix de Cassini von der Antiklinale der Grandes-Rousses, die sich hier aus dem westlichen Carbonzug und dem Rest der schistes micacés zusammensetzt. Alle diese Falten zeichnen sich durch strenge Geradlinigkeit in ihrem Verlaufe aus. Mit geringen Ausnahmen zeigen sie alle in ihrer Gesamnterstreckung nordsüdlichen Verlauf. Zwei That-sachen hebt TERMIER als besonders merkwürdig in diesem Falten-system hervor: erstens die Ungleichheit der Falten, die ihren Ausdruck in der um Tausende von Metern verschiedenen Höhe findet, an der der gleiche

geologische Horizont an tektonisch völlig entsprechenden Stellen der verschiedenen Falten auftritt, zweitens den Wechsel in der Krümmung der Axe jeder einzelnen Falte im verticalen Sinn, in Folge dessen die Projection der Faltenaxe auf eine der Kette parallele Verticalebene als gebogene Linie erscheint, die ihre convexe Seite gegen den Himmel kehrt. Ihre Erklärung findet diese Thatsache durch die Annahme einer zweiten gleichfalls alpinen Faltung senkrecht zu der nordsüdlichen, also westöstlich verlaufend; somit ist nach TERMIER das Massiv der Grandes-Rousses charakterisirt durch die locale Überhöhung paralleler Falten. Das Süden des Massivs der Grandes-Rousses wird bezeichnet durch eine Synklinale dieses transversalen westöstlichen Faltensystems, durch die Erniedrigung der Falten zum Thale der Romanche zwischen Bourg d'Oisans und Mizoën; ebenso ist das Nordende des Massivs durch eine Synklinale dieses Transversalsystems bezeichnet, die besonders deutlich am Col du Glandon hervortritt. Das zwischen diesen beiden Synklinalen liegende Gebiet, das Massiv der Grandes-Rousses, entspricht einer Antiklinale dieses Transversalsystems. Auch in der Nachbarschaft der Grandes-Rousses, in den Massiven des Pelvoux, der Belledonne und der Sept-Laux, lässt sich das Vorhandensein zweier auf einander senkrechter Faltensysteme nachweisen; allenthalben sind die nordsüdlich verlaufenden Falten zahlreich und steil, während die senkrecht zu ihnen verlaufenden gering an Zahl sind und weiten ruhigen, wellenartigen Erhebungen entsprechen.

Auf die ältere Geschichte dieses Gebietes eingehend, schliesst TERMIER aus der petrographischen Verschiedenheit des östlichen und westlichen Carbonzuges, dass die Antiklinale der Grandes-Rousses schon vor der Carbonzeit, wenn auch noch wenig scharf ausgesprochen, vorhanden war; nach der Ablagerung des Carbons begann die „hercynische“ Faltung, die die beiden Carbonsynklinalen (N. 5° O. streichend) hervorbrachte. Auch diese hercynische Falten sind noch gering an Zahl und wenig steil. Auf die Faltungsperiode folgte eine Zeit der Abrasion, sodann die Ablagerung der Trias und des Lias; am Ende der Juraperiode begann die Alpenfaltung, die annähernd der „hercynischen“ Faltungsrichtung folgt, bisweilen allerdings beträchtlich abweicht. Für diese Abweichungen von der zuletzt von MARCEL BERTRAND betonten Gesetzmässigkeit: „les grandes lignes anticlinales et synclinales se sont conservées à travers les âges“ giebt TERMIER verschiedene Gründe; manche Abweichungen erklären sich durch die Beeinflussungen der alpinen, andere durch die der „hercynischen“ Richtung in Folge der transversalen Faltung; überhaupt wird nach seiner Ansicht das erwähnte Gesetz sich immer nur im Allgemeinen und nicht in aller Strenge nachweisen lassen, wenn auf eine ruhige Faltung eine wesentlich kräftigere folgt.

Milch.

H. Schardt: Sur l'origine des Préalpes Romandes (Zone du Chablais et du Stockhorn). (Arch. Sciences phys. et natur. Pér. III. 30. Dec. 1893.)

Die Zone des Chablais und Stockhorn zwischen Aare und Arve zeigt gegenüber den in ihrer Fortsetzung nach NO. und SW. liegenden Ketten der Voralpen ein mehrere Kilometer betragendes, stärkeres Vordringen auf die Schweizer Hochebene. Die einzelnen Faltenzüge zeigen einen gekrümmten, bogenförmigen Verlauf, dessen convexe Seite nach Norden gerichtet ist. An der Rhône stossen diese Faltenzüge im spitzen Winkel auf diejenigen der südlich von diesem Flusse gelegenen Voralpen, und jenseits der Aare entsprechen ihnen nicht dort die äussersten Vorketten der Alpen.

Wie in tektonischer, so ist auch in stratigraphischer Hinsicht die Zone des Chablais selbstständig und von der helvetischen Facies der Kreide sehr scharf getrennt, obwohl sie auf drei Seiten von dieser umgeben wird.

Die Ursache dieser auffallenden Erscheinung, die durch keinen Übergang der Facies erklärt wird, sollte nach einer älteren Theorie darin liegen, dass die Ketten des Chablais Reste des während der Kreide und Tertiärzeit vorhandenen vindelicischen Gebirges sind, und sich daraus ihre abweichende Beschaffenheit in ähnlicher Weise erklärt, wie die der exotischen Blöcke im Flysch. Verf. glaubt aber jetzt eher annehmen zu sollen, dass die tektonischen Verhältnisse ihre einfachste Erklärung finden durch eine grosse Überschiebungszone, welcher ausser der Zone des Chablais die Klippen am Vierwaldstädter See angehören, und die sich bis in die Provence verfolgen lässt. Das exotische Material des Flysches, das nach der bisherigen Annahme aus dem vindelicischen Gebirge stammte, würde nach dieser neuen Theorie aus der von Süden kommenden Überschiebungszone herzuleiten sein, deren Bewegung im Eocän begonnen hätte.

Die speciellen Eigenthümlichkeiten der Flyschbildung, welche zur Voraussetzung des vindelicischen Gebirges führten, finden durch diese neue Theorie eine ebenso befriedigende Erklärung; allein eine Anzahl von bisher noch unbefriedigend erklärten Punkten zeigen sich nun erst in ihrem richtigen Zusammenhange, wie z. B. die Herkunft einer Anzahl der kristallinen exotischen Gesteine, welche wohl auf der Südseite der Alpen, nicht aber auf deren Nordseite bekannt sind.

Nachdem man die Bedeutung und Ausdehnung der Überschiebungen in immer weiterem Maasse kennen gelernt hat, dürfte die Annahme der grossen, hier postulirten Überschiebung nichts Befremdendes mehr haben.

K. Futterer.

J. Bassani e G. de Lorenzo: Il Monte Consolino di Stilo. (Atti della R. Accad. d. Sc. fisiche e mat. di Napoli. 7. Fasc. 6, 7.)

Bekanntlich war vor Jahren bei Pazzano in Calabrien ein Trilobit gefunden worden, der allgemeines Interesse erweckte, als FRANCO ihn als *Phacops (Trimeroccephalus) laevis* MÜNST. sp. bestimmte. Die beiden Verf. haben nun die Localität wieder besucht um neue Trilobiten zu suchen, aber erfolglos. In dieser Abhandlung nun berichten sie über das untersuchte Gebiet und geben eine geologische Beschreibung des M. Consolino. Die Thonglimmerschiefer von Pazzano, aus welchen der so viel besprochene Trilobit stammen sollte, sind die tiefsten Schichten im ganzen Gebirge.

Sie wären dem oberen Devon zuzuschreiben, wenn der Trilobit wirklich *Ph. (Trimercephalus) laevis* wäre; jedoch halten die Verf. die Artbestimmung für unsicher; man sollte den Fossilrest besser *Ph. (Trimercephalus)* sp. bezeichnen. *Trimercephalus* aber findet sich vom Obersilur bis zum oberen Devon, und dieser Zeitraum bleibt für die betreffenden Schiefer offen. Die oberen Schichten gaben wenige und unbestimmbare Fossilien, unter diesen eine *Nerinea (Itieria) obtusiceps* ZITT. aus tithonischem Kalk, und viele Ellipsactiniden, die meist *Sphaeractinia Steinmanni* CAN. nahe stehen. Vom Tertiär ist ein mergeliger, orbitoidenführender Kalkstein hie und da sichtbar, welcher den Priabona-Schichten zu entsprechen scheint. Abbildungen und ein geologisches Profil des M. Consolino begleiten die Arbeit.

Vinassa de Regny.

B. Corti: Osservazioni stratigraphiche e palaeontologiche sulla regione compresa fra i due rami del Lago di Como e limitata a Sud dai laghi della Brianza. (Boll. Soc. Geol. Ital. 11. 111—208. t. 2. 1892.)

H. Becker: Carta geologica dell' Alta Brianza alla Scala di 1:86400. Milano. 1 Blatt. 1894. (Vergl. dazu: Zeitschr. f. prakt. Geologie. Jahrg. 1894. 291—292.)

—, Briefliche Mittheilung über die Brianza. (Ibidem. Jahrg. 1895. 64—65.)

War bis dahin die Alta Brianza oder das Dreieck zwischen den beiden Armen des Comersees nur auf der Schweizer geologischen Karte so verzeichnet, dass man sich ungefähr ein Bild ihrer Zusammensetzung machen konnte, so liegen nunmehr zwei neue, gleichzeitig erschienene Karten von CORTI und BECKER über dies Gebiet vor. Dass man aber durch dieselben wesentlich klarer zu sehen im Stande wäre, möchte ich nicht gerade behaupten. Die CORTI'sche Karte ist eine farbige Skizze ohne Terrain. In dem zugehörigen Texte aber spielt das letztere eine so grosse Rolle, dass ein Lesen des Aufsatzes ohne eine ganz genaue topographische Karte unmöglich wird und jeglicher Überblick über die Gesamtheit der Resultate verschwindet. Die BECKER'sche Karte hat grössere Übersichtlichkeit, scharfe Abgrenzungen und Terrainangaben, aber es fehlt jeglicher Text dazu. Vergleicht man beide Karten, so weichen dieselben in jeder Beziehung, mit Ausnahme der schon früher bekannten Hauptzüge des Gebietes, von einander ab, und man muss wahrscheinlich eine dritte anfertigen oder jedenfalls eine Revision vornehmen, um zu sehen, auf welche man sich mehr verlassen kann. Im Allgemeinen scheint a priori die BECKER'sche Skizze vertrauenswürdiger. — Was nun die Schichtenfolge angeht, so ist das tiefste Glied der den Raibler Schichten angehörige Gyps von Limonta. Grössere Ausdehnung nimmt aber erst der Hauptdolomit an, welcher an dem Westufer des Lago di Lecco fast durchweg ansteht. Auf ihm ruht das Rhät in Form von weichen Kalkmergeln mit *Bactryllium striolatum*, Lagen mit *Terebratula gregaria* oder die Azzarola-Schichten. Dieselben

sind für die Thalbildung ihrer weichen Gesteine wegen von Wichtigkeit und bilden den Untergrund grüner Alpen oder Triften. Sie schliessen oben mit einer Korallenbank (*Lithodendron*-Kalk), die ohne Grenze in den *Conchodon*-Dolomit verläuft. Dieser wird von CORTI zum Rhät, von BECKER zum Lias gerechnet, und zwar, weil CURIONI schon liasische Ammoniten darin gefunden haben wollte, während CORTI, wie es scheint, mehr Gewicht auf die Megalodonten legt. Die Verbreitung dieses *Conchodon*-Dolomites ist nun auf beiden Karten recht verschieden angegeben. CORTI sagt, dass diese Schicht gegen oben allmählich in den unteren Lias, d. h. in die hornsteinführenden, bläulichen, rauchgrauen Kalke mit Arieten übergehe. BECKER verzeichnet an mehreren Punkten eine dolomitische Facies des Lias, die wahrscheinlich dieselbe Erscheinung zum Ausdruck bringen soll, doch kann man sich ohne Text kein Bild seiner Auffassung machen. Diese Liaskalke werden am Ostufer des Lago di Como stark abgebaut. Der mittlere Lias ist in der bekannten Medolo-Facies vertreten. Darüber liegt das Rosso ad *Aptychus* und Hornsteinkalke. Diese beiden letzten, sowie die Tithon- und Kreidebildungen treten nur in dem südlichen Theil des Dreiecks auf und bilden dort eine lang gestreckte, in den unteren Lias eingefaltete Mulde, welche in ONO.-licher Richtung verläuft und deren 2 Theile durch die Val Lambrone getrennt werden. Die östliche Hälfte bildet die Lecco gegenüberliegenden Corni di Canzo. Ausserdem haben wir diese mesozoischen Schichten noch an der Grenze des Vorlandes, nördlich der Moränenstauseen. Unklar bleibt in dem CORTI'schen Aufsatze das Capitel über die Majolica, die, wie es scheint, trotz der rein oberjurassischen Fossilien zur Kreide gestellt wird, wenngleich eine Trennung derselben in tiefere Tithon- und höhere Neocomlagen angedeutet wird. Die mittlere Kreide besteht aus bunten Kalkmergeln und blauen, Fische und Reptilien führenden Mergellagen, die obere Kreide aus gelblichen Fucoidenkalken und Kalksandsteinen. Das Tertiär nimmt an der Zusammensetzung des Gebietes keinen Antheil, dagegen sind glaciale Bildungen weit verbreitet und verhüllen in den Thälern und auf den niedrigen Sätteln häufig den Untergrund vollständig. Während sich der nördliche Abschnitt des Gebietes als eine im allgemeinen wohl gegen SW. fallende Kalktafel darstellt, an deren NO.-Rande die älteren Schichten zu Tage treten, ist der südliche stark gefaltet und z. Th. sogar überfaltet. Zwischen beiden läuft eine grosse Verwerfung, welche vielleicht die Fortsetzung des Grignabruches ist. Übrigens ist die speciellere Tektonik der Alta Brianza noch erst darzulegen.

Deecke.

C. Viola e G. Di-Stefano: La Punta delle Pietre Nere presso il Lago di Lesina in provincia di Foggia. (Boll. Com. Geol. Ital. 26. 1893. 129—143.)

Lang bekannt, doch bisher nicht genauer untersucht ist das interessante Vorkommen von eruptiven Gesteinen am Nordende des Lago di Lesina am Mte. Gargano. Am Strande tritt dort unter Dünen eine kleine

Scholle schwarzer Klippen hervor, die von recenten marinen Kalktuffen umsäumt sind. Die Hauptmasse derselben stellen Ganggesteine dar, welche zwischen sich eine Scholle schwarzen Schiefers und neben sich eine Linse von Gyps liegen haben. Die Schiefer haben sich als triadisch herausgestellt; sie führen *Myophoria vestita* ALB., *Avicula Gea* D'ORB. und *Holopella* cf. *punctata* MÜNST. Die beiden letzten Fossilien sind in der oberen alpinen, die erste in der oberen deutschen Trias heimisch; man kann also diese sonst in Unteritalien unbekannten Schiefer in den oberen Horizont der Raibler Schichten einreihen, womit eventuell auch das Auftreten von Gyps stimmen würde. Die Eruptivgesteine wechseln auf kleinem Raum ausserordentlich: von grobkörnigen Syeniten zu dichten schwarzen Massen, die aber alle durch Übergänge verbunden sein sollen. Nach dem mineralogischen Befunde soll es sich um Glieder der Lamprophyr-Gruppe handeln. Da aber dieselben auch als Diabas bezeichnet werden, so kann man ohne eingehendere petrographische Beschreibung noch nicht erkennen um was es sich handelt. Doch haben sie bereits einen eigenen Namen „Garganit“ erhalten. Ihr Alter ist posttriadisch und wohl vortertiär; vielleicht sind sie mit den in Dalmatien bei Lissa bekannten, ebenfalls mit Schiefern und Gyps zusammen vorkommenden Gängen von Augitdiorit zu vergleichen. Man kann diese kleine Scholle als ein Fragment des hypothetischen Adrialandes ansehen, das zur Tertiärzeit versank.

Deecke.

V. Simonelli: Appunti sulla costituzione geologica dell' Isola di Candia. (Rend. Accad. Lincei. Roma. (5.) III. Sem. 2. Fasc. 7. 236—241. 1894.)

—, Appunti sopra i terreni neogenici e quaternari dell' Isola di Candia. (Ibid. Fasc. 8. 265—268.)

Auf der Insel Kreta kommen dieselben Schichten von zweifelhaftem Alter vor, wie in Attika. Es sind Glimmerschiefer, Kalkglimmer-, Sericit- und Talkschiefer mit Einlagerungen von körnigem Kalk und Diorit. In einem Kalk sind Spuren von Schnecken beobachtet. Von diesem Complex ist die obere Kreide aber deutlich geschieden. Sie besteht aus mächtigen, dolomitischen, fossilarmen Kalken, die *Radiolites*, *Nerinea* und Korallen enthalten. An der Basis der Kreide treten Serpentine zu Tage, die aber älter sind, da Bruchstücke derselben schon in den unteren Kalkbänken stecken. Das Eocän soll dem italienischen ganz ähnlich sein. Das Miocän bildet niedrige Hügel und ist sowohl in Tiefsee- wie Strandfacies vertreten. Man hat weisse Mergel, Nulliporenkalke, Conglomerate, Austernsande, Fischeschiefer, Tripel und an Blättern reiche Lagen, sowie Gypslinsen. Die Reihenfolge dieser Schichten wechselt an den verschiedenen Punkten etwas. Darüber liegen fette Thone oder weisse Kalkmergel mit *Melanopsis*, *Unio*, *Neritina* vom Habitus der pontischen (levantinischen) Stufe. Mächtige Conglomerate, Knochenbreccien und Anhäufungen von Terra rossa setzen das Quartär zusammen.

Deecke.

C. Grewingk: Reise auf die Halbinsel Kanin, mit Anhängen von TH. TSCHERNYSCHEW, A. KARPINSKI und S. NIKITIN. 74 S. mit einer geologischen Karte. Beilage zum LXVII. Bande der Sapiski der Kais. Akad. d. Wissensch. St. Petersburg 1891. Russisch.

Im Jahre 1848 hatte der verstorbene Dorpater Professor C. GREWINGK (damals Conservator des Mineralogischen Museums der Akademie) im Auftrage der Akademie der Wissenschaften zu St. Petersburg eine geologische Forschungsreise an den Onega-See und auf die Halbinsel Kanin ausgeführt. Abgesehen von einer vorläufigen Mittheilung über die Ergebnisse seiner Reise in den Bull. Physico-mathématique de l'Acad. des Scienc. T. VIII. No. 3. 1848, war von Seiten GREWINGK's nichts Näheres über die Geologie des bereisten Gebietes erschienen. Das in der Akademie aufbewahrte Tagebuch GREWINGK's nun in der vorliegenden Arbeit der Öffentlichkeit übergeben zu haben, ist das Verdienst TH. TSCHERNYSCHEW's. GREWINGK's Beobachtungen an der Pinega, Kula, Mesen und auf der Halbinsel Kanin sind trotz der langen Zeit, die inzwischen verflossen ist, nicht in ihrem Werthe verringert, während diejenigen Untersuchungen, die sich auf den Onega-See beziehen, in Folge späterer Arbeiten von HELMERSEN, BARBOT DE MARNY u. a. veraltet und daher nicht von TSCHERNYSCHEW aufgenommen sind. Auf Grundlage des GREWINGK'schen Materiales ist die geologische Karte der Halbinsel Kanin von TSCHERNYSCHEW entworfen, während das, was den Timan betrifft, auf dessen eigenen Beobachtungen beruht.

In dem von TSCHERNYSCHEW verfassten Abschnitt „Über den geologischen Bau der Halbinsel Kanin“ weist Verf. nach, dass das in ein Abrasionsplateau umgewandelte Kaningebirge als Fortsetzung des Timangebirges aufgefasst werden muss. Das Kaningebirge ist von krystallinischen Schiefern aufgebaut, welche von einigen Massengesteinen durchsetzt werden. Aufschlüsse im NO. des Gebirges zeigen die transgressive Überlagerung des Kohlenkalkes auf den älteren krystallinischen Schiefern. Am Südwestabhange des Kaningebirges liegen Perm- und Kohlenkalkschichten in Folge einer Verwerfung dicht neben den krystallinischen Schiefern. Vermuthlich sind hier auch einzelne Neocomschollen vorhanden, wie aus den von S. NIKITIN beschriebenen, als Geschiebe gefundenen Formen hervorgeht. Ebenfalls nicht anstehend fanden sich die anderen von NIKITIN in seinem Anhang besprochenen Fossilien des Jura und der Wolgastufe, sowie devonische in der Abhandlung TSCHERNYSCHEW's erwähnte Versteinerungen. Weit verbreitet ist im Gebiete zu beiden Seiten des Kaningebirges das marine Quartär.

A. KARPINSKI giebt in seinen „Bemerkungen über die Felsarten des Kaningebirges“ eine petrographische Beschreibung von Gneissen und krystallinischen Schiefern aus der GREWINGK'schen und auch aus der RUPRECHT'schen Sammlung, die ebenfalls in der Akademie aufbewahrt wird. Der Autor weist dabei auf die Übergänge und den petrographischen Zusammenhang dieser Felsarten mit den östlichen Sedimentgesteinen hin. Er liefert den Nachweis für die Einwirkung des Dynamometamorphismus in diesen Bildungen, der unter anderem im Unterschiede des Wärmeleitungs-

vermögens in verschiedenen Richtungen, ebenso wie in der mikroskopischen Structur sich geltend macht. Diese Kennzeichen geben die Möglichkeit, die primären Elemente von den secundären, metamorphischen, zu unterscheiden. Der Autor gelangt zu dem Ergebniss, dass die krystallinischen Schiefer und Gneisse des Kaningebirges chemisch und mechanisch umgewandelte Sedimentgesteine sind.

E. von Toll.

J. Muschketow: Kurze Skizze des geologischen Baues des transkaspischen Gebietes. (Verh. d. R. K. Min. Ges. Bd. XXVIII. Ser. II. 345—391. St. Petersburg 1891. Mit 1 geol. Karte. Russisch.)

Im Jahre 1886 organisirte Prof. J. MUSCHKETOW auf Veranlassung des Generallieutenants ANNENKOW, des Erbauers der transkaspischen Bahn, geologische Untersuchungen im Transkaspigebiete. Zur Ausführung dieser Aufgabe hatte Prof. MUSCHKETOW zwei seiner Schüler, K. BOGDANOWITSCH und W. OBRUTSCHEW ausersehen, welche in den Jahren 1886, 1887 und 1888 dort thätig waren. Ausser diesen Reisenden arbeiteten gleichzeitig, aber meist unabhängig davon, N. ANDRUSSOW, A. KONSCHIN und Fürst GEDROIZ. Das gesammte bisher veröffentlichte und zum Theil auch noch nicht publicirte Material (von BOGDANOWITSCH, OBRUTSCHEW und ANDRUSSOW) benutzt MUSCHKETOW zu einer übersichtlichen Skizze der Geologie Transkasiens, wobei, entsprechend der vom praktischen Standpunkte ausgegangenen Anregung, die nutzbaren Mineralien und besonders die zum Bau verwendbaren Gesteine im Texte hervorgehoben werden. Die Karte veranschaulicht die von MUSCHKETOW im Texte gegebene, natürliche Gliederung Transkasiens in drei Gebiete: ein nördliches, welches durch Vorherrschen der hellgrünen Farbe in die Augen fällt, ein mittleres, das die vorherrschende hellrothe Farbe zeigt, und ein südliches, charakterisirt durch dunkelgrünen Farbenton.

Das erste Gebiet ist die unter dem Namen Ustjurt lange bekannte Hochsteppe (bis 700'), die aus horizontalen Schichten der sarmatischen Stufe (Miocän) gebildet ist. Inselartig tritt darin im Osten, im Kessel von Ssarykamysch, eine aralo-kaspische Ablagerung auf. Ausserdem bilden die Halbinsel Mangyschak mit ihrem aus eocänen, cretaceischen, jurassischen, palaeozoischen und massigen Gesteinen (Granit, Quarzporphyr, Dioritporphyr) aufgebauten Gebirge und dieselben mesozoischen Ablagerungen südlich vom Karabugas-Busen eine Ausnahme von der allgemeinen Einförmigkeit dieses Gebietes.

Das zweite Gebiet, das sich vom Südrande der Ustjurt bis an den Fuss des Kopet-dagh erstreckt, bezeichnet der Autor als die turkmenische Senke. Sie wird bedeckt von Sanden, Barchanen und Dünen, welche die Ablagerungen der früheren Meere, des aralo-kaspischen und pliocänen, maskiren, bis auf einzelne Punkte an den nördlichen und östlichen Grenzen des Gebietes, wo sie (wie am Usboi) deutlich zu Tage gehen. Die Stellung der turkmenischen Senke zwischen zwei Bruchrändern, am Südrande der Ustjurt und längs des Fusses des Kopet-dagh, spricht für die Annahme, dass sie als Graben aufgefasst werden kann.

Das dritte, südliche Glied Transkasiens ist der zum grössten Theil aus Kreideschichten aufgebaute Kopet-dagh. Der Autor weist nach, dass die von ihm in seinem Werke „Turkestan“ aufgestellte These sich nun völlig bestätigt habe, die These, nach welcher der Kopet-dagh oder das turkmenisch-chorasanische Gebirge im engen Zusammenhange mit dem Hindukusch steht und mit letzterem zusammen ein selbständiges bogenförmiges System von Falten bildet, welches in dem aus ebensolchen Bögen zusammengesetzten Tian-schan sein nächstes Analogon hat.

Alle diese gefalteten Kämme sind aus ein und derselben gebirgsbildenden Kraft hervorgegangen, welche in der Richtung von NO. nach SW. wirkte. Zu den Längsverwerfungen, die sich am Rande dieser Falten hinziehen, gehört auch der turkmenische Graben. **E. von Toll.**

W. Obrutschew: Die altpalaeozoischen klastischen Gesteine des Lenathales zwischen Katschug und Witimsk in Ostsibirien. Mit 2 Profiltafeln u. 1 Karte. 212 S. Russisch mit deutschem Resumé. Irkutsk 1892.

Der Autor giebt einen Bericht über seine im Mai 1891 während einer 14tägigen Bootfahrt von Katschug bis Witimsk an der oberen Lena gemachten geologischen Untersuchungen der seit ERMAN gekannten, jedoch bis heute nicht genau erforschten, palaeozoischen Schichten der oberen Lena. In den vier Capiteln des Buches giebt der Autor: 1. eine orographische Skizze des Lenathales in Bezug auf das einschlägige Gebiet; 2. eine sehr ausführliche Besprechung der betreffenden Literatur; 3. das Beobachtungsmaterial; 4. allgemeine Schlussfolgerungen. Den Hauptinhalt bildet die Besprechung der stratigraphischen Verhältnisse; es wird der Nachweis geliefert, dass die rothen Schichten von Kriwoluzk das Hangende der Kalksteine bilden. Leider ist aber kein einziger neuer Hinweis auf das Alter gegeben, da das spärliche palaeontologische Material noch nicht bearbeitet ist. Trotzdem aber kommt Verf. zu einer Eintheilung in vier verschiedene Horizonte der rothen Schichten von Kriwoluzk, die er nach localen Namen bezeichnet. Die oberste dieser Stufen hält er für unterdevonisch, während er die Kalksteine, auch ohne palaeontologisches Material, für obersilurisch ansieht und mit dem Obersilur der Unteren Tunguska, Olenek etc. parallelisirt. Ref. (der Sammlungen von dem Fundorte Kriwoluzk zusammen mit dem von CZEKANOWSKI und LOPATIN an der Mittleren und Unteren Tunguska gewonnenen reichen Material vor Jahren bereits zu bearbeiten begonnen, den Abschluss der Arbeit aber in Folge verschiedener Abhaltungen hinauschieben musste) kann auf das zweifellos untersilurische Alter der Schichten von Kriwoluzk hinweisen, da sich unter den dortigen wenigen Fossilien Asaphiden befinden. **E. von Toll.**

W. Obrutschew: Vorläufiger Bericht über geologische Untersuchungen des Gebirgslandes von Olekma-Witim und seiner Goldlagerstätten im Jahre 1891. (Iswest. d. Ostsibir. Abth.

d. K. R. Geogr. Ges. Bd. XXIII. No. 3. 1—27. Russisch mit deutschem Resumé.)

Die Untersuchungen, deren vorläufige Ergebnisse vom Autor in dieser Schrift veröffentlicht werden, bilden die Fortsetzung der im Jahre vorher ausgeführten und sind in demselben Sommer angestellt wie die im vorhergehenden Referate besprochenen. Sie liefern eine Erweiterung und Ergänzung der bekannten Untersuchungen KRAPOTKIN's im nordwestlichen Theile des Olekma-Systems. Die Patom'sche Hochfläche besteht aus Thonglimmerschiefern und Biotitgneissen, an der Kewatka bestehen die einzelnen Kuppen und Gebirgszüge aus Granit und krystallinischen Schiefern. Der übrige Theil des Gebirgslandes ist aus theils goldhaltigen krystallinischen Schiefern und Sandsteinen zusammengesetzt, welche der Autor für metamorphosirte, cambrische und untersilurische Sedimentgesteine hält. In einer Polemik gegen KOSMIN (vergl. Referat über dessen Arbeit im zweiten Heft) leugnet OBRUTSCHEW das Vorkommen von jungvulkanischen Gesteinen in diesem Gebiet und behauptet, KOSMIN hätte diese metamorphischen Schichten für vulcanische gehalten. Eruptive Granite, Granitporphyre und Kersantit durchbrechen an vielen Stellen die klastischen Gesteine. Die Kalksteine am rechten Ufer der Lena bei der Mündung des Flüsschens Krestowka hält der Autor für obersilurisch und das Hangende derselben, bunte Sande und Mergel mit der einzigen im ganzen Gebiete gefundenen Versteinerung, einer *Stromatopora* sp., für devonisch!

Bei Besprechung der posttertiären Ablagerungen, die der Autor in präglaciale, glaciale und postglaciale eintheilt, weist er auf eine zweifache Vergletscherung hin, ohne dabei die Begründung für eine solche Auffassung zu geben.

Die Goldseifen finden sich in prä- und postglacialen Ablagerungen.

E. von Toll.

K. Bogdanowitsch: Geologische Untersuchungen im östlichen Turkestan. Arbeiten der Tibet-Expedition in den Jahren 1889—1890, unter Leitung M. PEWZOW's. II. Theil. 168 S. mit 1 Karte und 12 Tafeln (7 Marschrouten- und 5 geologischen Profiltafeln). St. Petersburg 1892. Russisch.

Die Periode der Erforschungsgeschichte Centralasiens, deren Beginn mit Recht in den ersten Entdeckungsreisen PRZEWAŁSKI's erblickt worden ist, hatte bekanntlich am 1. November 1888 mit dem Todestage jenes rastlosen Reisenden ihren Abschluss gefunden. Auf diesen Abschnitt, den wir als Periode der wissenschaftlichen Recognoscirungen bezeichnen können, ist eine neue gefolgt — die der wissenschaftlichen Pionierarbeit. Eröffnet wurde dieselbe durch die Tibet-Expedition General PEWZOW's, welche die Ausführung der von PRZEWAŁSKI geplanten, aber durch seinen Tod vereitelten fünften Reise nach Centralasien bildete. Diese Expedition zeichnete sich vor allen russischen Expeditionen der verflossenen Periode dadurch aus, dass sich an ihr ein Geologe als Mit-

glied beteiligte. Die wissenschaftlichen Ergebnisse der Untersuchungen des Geologen der Tibet-Expedition, Bergingenieurs K. BOGDANOWITSCH, bilden den Inhalt der hier zu besprechenden Arbeit. Die Thatsache, dass durch BOGDANOWITSCH weite Gebiete Centralasiens, die er unter dem Namen Ost-Turkestan vereinigt, zum ersten Male vom Fusse eines Geologen betreten wurden, zeigt zur Genüge die Bedeutung des vorliegenden Werkes. Es enthält ausser der Einleitung und dem Schluss fünf Capitel folgenden Inhaltes: Das erste giebt die Beschreibung des Reiseweges von der Stadt Przewalsk (Karakol) bei Saissan, welcher Bemerkungen über die Geographie dieser Strecke, sowie über Fundorte nutzbarer Mineralien (Gold und Nephrit) eingeflochten sind; das zweite Capitel liefert eine orographische Übersicht von West-Tibet und dem Kuenlun innerhalb des von der Expedition berührten Gebietes, ferner eine Beschreibung der Gletscher des Kuenlun; das dritte Capitel enthält den wichtigsten Abschnitt über die Geologie des Kuenlun und Tian-schan, bei welchem länger zu verweilen ist.

Im geologischen Bau des Kuenlun und östlichen Tian-schan macht sich als charakteristische Eigenschaft der Dynamometamorphismus geltend: Kalke finden sich hier umgewandelt in krystallinische Kalksteine, Kalk- und Kalkthonschiefer, in Ophicalcit; Thonschiefer sind in krystallinische Schiefer verwandelt, Breccien haben schieferige Structur angenommen u. a. m., dazwischen treten Hornblende-, Wollastonit- und Gabbroschiefer auf. Das älteste Glied in der Formationsreihe der die Gebirge aufbauenden Schichten sind Gneisse und krystallinische Schiefer. Diese Schichtenserie findet in den Gneissen Chinas und in der Wutai-Formation (worunter die „Taischan-Schichten“ von BOGDANOWITSCH gemeint sind) v. RICHTHOFEN's ihr Analogon. Diese Serie ist stets in gestörter Lagerung gefunden und wird von dem jüngeren Hangenden discordant überlagert.

Das unterste Palaeozoicum besteht aus einer Serie, die unten mehr thonig-schieferig, oben mehr kalkig ist. Im oberen der beiden Horizonte, welcher auf den Profiltafeln mit d bezeichnet ist, fand Verf. Korallen und Stromatoporen, worunter nach provisorischer Bestimmung devonische Formen sein sollen, doch ist die Möglichkeit nicht ausgeschlossen, dass die genauere Bearbeitung ein silurisches Alter dieser Schichten nachweisen könnte. Die Schichtserie, welche das Liegende dieser Stromatoporenkalke bildet und transgredirend die älteren Gneisse bedeckt, bezeichnet BOGDANOWITSCH als Kuenlun-Transgression. Einen brachiopodenführenden Devonhorizont mit *Spirifer* aff. *Jeremejewi*, *Atrypa desquamata*, *A. aspera*, *A. reticularis* wurde im Tian-schan, im Thale des Tojun, nachgewiesen, an derselben Stelle, von welcher angeblich triassische Versteinerungen STOLICZKA's herühren sollten.

Eine zweite, mächtige, palaeozoische Meeresablagerung wird von BOGDANOWITSCH als tibetanische Transgression bezeichnet. Die Reste dieser Transgression sind rothe Sandsteine und Breccien im mittleren Kuenlun (in den Thälern Tschertschen-darja, Togrikulen, Ssaryktus) und Nord-Tibet (an den Seen Dasch-kul, Changye-kul, Schor-kul). Die Tibetschichten sollen jünger sein als die im westlichen Kuenlun entwickel-

ten, obercarbonischen Kalke mit *Productus semireticulatus* und Foraminiferen, und der Beginn der tibetanischen Transgression wird daher in das Permo-Carbon (Nebraska-Stufe) gesetzt.

Von der mesozoischen Aera sind nur wenige palaeontologische Zeugen nachgewiesen: bei Ssandshu und Jangi-hissar Sande und Mergel mit Gryphaeen, die zur Kreide gerechnet werden. Im westlichen Kuenlun lagern Kohlenflötze, die vielleicht jurassisch sind. Von grösster Wichtigkeit ist aber die Lagerungsweise dieser mesozoischen Schichten von einem anderen Gesichtspunkte aus — der ingressive Charakter der Ablagerungen der mesozoischen Bildungen im West-Kuenlun und Tian-schan zeigt, dass die gigantischen Gebirgsketten schon vor dem Beginne der mesozoischen Aera aufgebaut waren (p. 64).

Zur Kenntniss der Tertiärablagerungen, resp. des Hanhai-Meeres konnten leider keine neuen Daten geschafft werden, da die stratigraphisch als tertiär anzusprechenden Schichten stumm sind.

Die Dislocationen im Kuenlun und Tian-schan werden durch untenstehende Tabelle veranschaulicht (p. 80).

Zeit des Auftretens der Dislocationen.	Mittlerer Kuenlun	Westlicher Kuenlun	Östlicher Kuenlun
Vor dem Beginne der Kuenlun'schen Transgression	ONO.—WSW. Faltung	WNW.—OSO. Monoklinale Faltung	WNW.—OSO.
Vor dem Beginne der tibetanischen Transgression	ONO.—WSW. Verwerfungen	WNW.—OSO.	WNW.—OSO.
Vom Schlusse der tibetanischen Transgression bis zur Tertiärperiode	WNW.—OSO. Intensive Faltenbildungen	WNW.—OSO.	WNW.—OSO.
Während der Tertiärperiode und später	NW.—SO. 110°—130° und NO.—SW. 30°—80°	Faltung Monoklinale und Verwerfung.	

Diese Tabelle zeigt, dass drei Hauptperioden in der Bildungsgeschichte dieser Gebirgssysteme zu unterscheiden sind. Ferner geht aus der Tektonik des Kuenlun hervor, dass er, nicht wie früher von v. RICHTHOFEN angenommen wurde, als ein System von gleichförmigen OSO. streichenden Ketten aufzufassen ist, sondern dass er aus zwei Bögen besteht, von welchen der westliche nach Süden, der östliche nach Norden gekehrt ist. Die Vereinigung der beiden Bögen befindet sich im mittleren Kuenlun auf der Grenze von Tibet und Kaschgarien.

Das vierte Capitel bespricht die heutigen Bildungen Kaschgaris. Der Autor giebt eine Eintheilung der Landschaftstypen in Kum, Ssai und

Kyr. Kum entspricht der Sandwüste, Ssai der Kieswüste der Sahara, Kyr aber lässt sich nicht mit der Felsküste identificiren; es sind darunter Erosionsgebirge zu verstehen, welche den Übergang vom Flachlande zu den Hochgebirgen vermitteln. Ferner finden sich Daten über die Dünenbildung und Barchane, über die Entstehungsgeschichte des Tarimbeckens und des Lob-nor. Das fünfte Capitel endlich behandelt das Goldvorkommen im Kuenlun.

E. von Toll.

Archäische Formation.

A. Rosiwal: Aus dem krystallinischen Gebiete des Oberlaufes der Schwarzawa. (Verh. geol. Reichsanst. 1894. 136—148. 346—352.)

Im ersten Aufsatz giebt der Autor eine Übersicht des von ihm schon in ausführlichen Aufnahmeberichten (Verh. k. k. geol. Reichsanst. 1893. No. 13 u. No. 15) geschilderten Gebietes krystallinischer Schiefer in der Umgebung von Polička-Neustadt an der Grenze von Böhmen und Mähren. Er erblickt in den übereinstimmend NO. fallenden Schiefergesteinen eine einfache Schichtfolge, so dass westwärts immer ältere Zonen zu Tage treten. Von Ost nach West folgen so:

1. Grauer Gneiss,
2. Rother Gneiss mit Glimmerschiefer,
3. Rother Gneiss mit Amphibol- und Pyroxengesteinen.

In jeder Abtheilung wird eine grosse Zahl von Gesteinen in Wechselagerung und als Einlagerungen beobachtet. Bemerkenswerth ist im „grauen Gneiss“ der Reichthum an Pegmatit-Lagergängen, die einerseits in aplitische Gesteine, andererseits in Gneissgranite übergehen. Daneben finden sich auch einige Vorkommen echter Granitite und Amphibolgranitite.

In den mit 2 und 3 bezeichneten Abtheilungen wechseln granitähnliche Gneisse, welche wohl grossentheils Granitgneisse im Sinne von ROSENBUSCH sind, mit Glimmerschiefern einerseits, mit Amphiboliten und pyroxenreichen Schiefern andererseits. Unter den letzteren finden sich typische Augitgneisse, wie sie Ref. im niederösterreichischen Waldviertel beobachtet hat. Mit dem letzteren ergeben sich überhaupt grosse Analogien, namentlich mit des Ref. „mittlerer Gneissstufe“. Die Glimmerschiefer von 2 sollen in schuppigen rothen Gneiss übergehen. Auf Einzelheiten einzugehen ist hier nicht möglich, umsomehr, als Verf. seine Darstellung selbst als noch nicht abgeschlossen ansieht.

In der zweiten Arbeit wird über die Fortsetzung der Aufnahmen in das nordwestlich anschliessende Gebiet berichtet. Die Mittheilungen beziehen sich hauptsächlich auf die kartographische Ausscheidung und Abgrenzung der Schieferzüge im Gneiss, auf Störungen der sonst einfachen Tektonik, auf das Vorkommen von Massengesteinen (Amphibolgranitit).

F. Becke.

L. v. Tausch: Die Phyllitgruppe im Blatte Boskowitz und Blansko (Zone 8, Col. XV). Olivin-Diabas von Czenwir. (Verh. geol. Reichsanst. 1894. 321—322.)

Verf. zieht den Terminus Kočtnica-Schichten für eine Serie jüngerer krystallinischer Schiefer, die er am Ostrand des böhmischen Massives den altkrystallinen Felsarten auflagernd angetroffen hatte, sowie auch die Vermuthung, dass dieselben unterdevonisch seien, zurück. Er wünscht den zusammengehörigen Complex als Phyllitgruppe zu bezeichnen. Ein bei der Capelle von Czenwir bei Nedwieditz anstehendes Massengestein ist Olivin-Diabas, identisch mit jenem von Zelezny bei Tischnowitz.

F. Becke.

J. Dreger: Über die Gesteine, welche den Südrand des östlichen Theiles des Buchergebirges bilden. (Verh. geol. Reichsanst. 1894. 247—250.)

Enthält Angaben über Vorkommen von Gneissen, Granuliten, Eklogiten, Amphiboliten, Serpentin, körnigem Kalk in der im Titel genannten Region.

F. Becke.

Gilberto Melzi: Ricerche geologiche e petrografiche sulla valle del Masino. (Giornale di mineralogia etc. 4. 1893. 89—136. Mit 1 Karte u. 7 Tafeln Abbildungen von Dünnschliffen.)

Das vom Verf. untersuchte und geologisch kartirte, sowie ausführlich beschriebene Gebiet, ist das Gebirge nördlich von der Adda (Veltlin) bis zur Schweizer Grenze und zwar von Morbegno im Westen bis ungefähr zum Mte. della Disgrazia im Osten. Der Aufbau des Gebirges wird eingehend beschrieben, ebenso unter Berücksichtigung zahlreicher älterer Beobachter die geologische Beschaffenheit. Es ist ein Gebiet, in dem die krystallinischen Schiefer mit den zugehörigen Gesteinen die Hauptrolle spielen, andere Formationen treten stark zurück. Die Verbreitung der einzelnen Gesteine ergibt die Karte. Fasst man die einzelnen Beobachtungen zusammen, so ergibt sich von den jüngsten zu den ältesten die nachstehende Schichtenfolge:

1. Triaskalk.
2. Wahrscheinliche Aequivalente des Verrucano.
3. Glimmerschiefer.
4. Quarz-, Feldspath-, Chlorit-, Talk-, Thon- etc. Schiefer.
5. Glimmergneiss (beola).

6. Serpentin des Monte della Disgrazia und des Corno Bruciato. Die beschränkte Entwicklung dieses Gesteins, die beinahe vollständige Unzulänglichkeit des betr. Theils des Gebiets, soweit er etwas höher liegt, und die Unmöglichkeit, die Grenze des Serpentin gegen die umgebenden Gesteine zu bestimmen, lässt die Bestimmung dieses Gesteins in der Reihenfolge der übrigen etwas zweifelhaft erscheinen. Wahrscheinlich hat aber der Serpentin seinen Platz zwischen den Schiefern und dem nun folgenden

amphibolhaltigen Gneiss, und ist jedenfalls weit jünger als der porphyrische Gneiss. Der Serpentin repräsentirt in dieser Gegend zusammen mit dem amphibolhaltigen Gneiss wahrscheinlich die Zone der Pietre verde, die in den piemontesischen Alpen so wohlentwickelt sind, wo sie die Ellipse des centralen Gneisses umgeben.

7. Amphibolhaltiger Gneiss.

8. Porphyrischer Gneiss, in dem zuweilen noch die Form des amphibolhaltigen Gneisses auftritt. Gegen diesen ist keine scharfe Grenze, sondern allmählicher Übergang. Alle diese Formationen streichen im Allgemeinen von Ost nach West und fallen etwa unter 70° gegen das Masinothal ein.

Zu ihnen gesellen sich noch zahlreiche Spuren alter Gletscher der Diluvialzeit in Form von Rundhöckern und anderen geschrammten Felsen, geschrammte Geschiebe, Moränen, eine besonders schöne, 2 km lang am Zusammenfluss des Masino- und Sasso Bissolo-Thales, eine andere bei Cattaeggio. Auch die Nordseite der Colma di Dazio ist ganz mit Moränenschutt bedeckt.

Eine Anzahl dieser Gesteine wird speciell beschrieben.

Der Amphibolgneiss besteht aus weissem Feldspath (Orthoklas und Plagioklas) und Quarz und aus dunkelgrauen Amphibol enthaltenden Lagen. Man unterscheidet mit blossem Auge noch Biotit, Epidot und Titanit und mit der Lupe im Schliiff den sehr reichlichen Apatit in der Hornblende. Magneteisen ist sehr spärlich. Das Gestein hat massigen Charakter.

Porphyrischer Amphibolgneiss. Viele grosse dunkelgrüne Hornblendekrystalle liegen in einer grünlichweissen Grundmasse, die aus denselben Bestandtheilen wie der normale Amphibolgneiss zusammengesetzt ist, aber in anderen Mengeverhältnissen. Der Biotit ist mit der Hornblende derart verwachsen und von ihr eingeschlossen, dass eine gleichzeitige ursprüngliche Bildung beider anzunehmen ist. Im oberen Spluga-Thale sind augit- und hornblendehaltige rundliche Partien im Hornblendegneiss eingeschlossen, die aus Augit und Hornblende bestehen, von denen letzterer z. Th. in Chlorit und auch in Biotit umgewandelt ist. Sie bestehen vom Mittelpunkt angerechnet aus mehreren Zonen. Zu innerst ist diallagartiger Augit, dann folgt eine Zone von eigentlichem Diallag, weiter von Uralit und endlich von unveränderter Hornblende. Ein Biotit-Amphibolgneiss vom Contact des Serpentinegesteins vom Mte. della Disgrazia von dunkelgrauer Farbe mit weissen sphäroidischen Kernen von Feldspath und Quarz besteht aus Plagioklas, sehr wenig Orthoklas, Biotit und Hornblende parallel der Schichtfläche angeordnet; Apatit sehr sparsam. Ein granatführender Gneiss von der Stirnmoräne des Gletschers am Mte. della Disgrazia ist weiss, mit grossen Tafeln von weissem Glimmer, Hauptbestandtheile sind Quarz und Plagioklas, zahlreiche, sehr kleine rothe Granatkrystalle sind eingesprengt. Der porphyrtartige Gneiss besteht aus einer vorzugsweise aus Feldspath (meist Plagioklas), Quarz und eisenhaltigen Gemengtheilen (Biotit und Hornblende und durch deren Zersetzung, Chlorit und Epidot) zusammengesetzten Grundmasse, mit grossen porphyrtartig ein-

gesprengten Orthoklaskrystallen. Apatit, Zirkon und Titanit sind ebenfalls vorhanden. Von Interesse ist das Pyroxen-Serpentingestein vom Mte. della Disgrazia und vom C. Bruciato. Es ist dicht, dunkelgrün, wenn frisch, durch Verwitterung roth und gelb. Das Gestein besteht aus einem Mineral, dem Pyroxen (Diallag) und seinen Zersetzungsproducten (Tremolit, Eisenoxyde, Magneteisen), und einer Masse, die bald den Charakter des Serpentin, Chlorits oder Talks hat; es ist also in der Hauptsache ein serpentinisirter Augit, dem aber auch sporadisch Olivin beigemengt ist. Ein Eklogit von der Stirnmoräne des Gletschers am Mte. della Disgrazia besteht vorwiegend aus Cyanit, Granat, Kalkspath und Pyroxen und accessorischem Epidot und Muscovit. Der krystallinische Kalk vom Mte. della Disgrazia ist grobkörnig, zuckerkörnig.

Mannigfaltig sind die Gesteine im unteren Masinothale. Es sind Glimmerschiefer mit Quarz, Biotit, Muscovit, Feldspath, Turmalin, Granat und Rutil, Phyllite, bestehend aus Quarz, Biotit, Muscovit, Feldspath, Rutil, Zirkon, Eisenoxyd, Kalkspath, Turmalin, Granat etc., ein eigenthümlicher Glimmergneiss, der in der Gegend Beola genannt wird und dessen Glimmerbestandtheile (viel Biotit, wenig Muscovit) der Schichtfläche parallel angeordnet sind. Die Bestandtheile sind Quarz in dünnen Lagen oder in Linsen, die vom Glimmer flasrig umgeben werden, Feldspath wenig, Amphibol, Granat, Zirkon und Epidot und wahrscheinlich etwas Zoisit. Andere Gesteine dieser Gegend sind: Amphibolit, gneissartiger Amphibolit, feinkörnige Amphibolitschiefer, körniger Amphibolit, Quarzit und Kalk.

Max Bauer.

Giovanni Gianotti: Nuovi appunti petrografici sopra alcune Roccie del Piano del Re (Mte. Viso). II. Theil. (Giornale di mineralogia etc. 4. 1893. 211—221.) (I. Theil siehe dies. Jahrb. 1893. II. -54-.)

Verf. beschreibt in dieser Abhandlung die „grünen Schiefer“ dieser Gegend, die von GASTALDI zuerst unter diesem Namen hervorgehoben und in die zwei Abtheilungen der eigentlichen grünen Schiefer und der jüngeren Gneisse getheilt worden sind, von denen die letztere, am Piano del Re sparsam entwickelt, wesentlich aus Glimmerschiefer und Kalkglimmerschiefer besteht. Die hier beschriebenen Gesteine bilden untergeordnete Einlagerungen in den Hauptgesteinen, Zobtenit, Diallagit, Serpentin, die im 1. Theil erledigt worden sind.

1. Amphibolschiefer mit Epidot. Wenig mächtige Schichten, meist im Contact mit dem Zobtenit; Aussehen ähnlich dem mancher Serpentine; dunkelgrün, dicht. Zuweilen gelbe und rothe Flecken. Hauptbestandtheile: Feldspath (Plagioklas); grüne Hornblende (Strahlstein) und blaulich-violette (Glaukophan). Epidot, gelbgrün bis braun, bildet kleine Adern und ist noch stärker zersetzt als die anderen Bestandtheile. Häufig ist Chlorit ein Zersetzungsproduct des Kalkspaths. Untergeordnet: Apatit, Pyrit, Magnetit, Quarz und Kaolin (aus dem Feldspath). 2. Epidot-

schiefer mit Glaukophan, dünn geschichtet, weiss mit blauen Nadeln (Glaukophan); stets mit dem erstgenannten Gestein zusammen; besteht aus Muscovit, Chlorit, Glaukophan, Epidot, Turmalin, Magnetit, Quarz, Rutil, Titanit und Apatit, von denen die vier ersten überwiegen. Das Gestein entspricht KALKOWSKY's Epidotglaukophanschiefer. 3. Epidotschiefer mit Feldspath, tritt gegen die beiden anderen zurück; blaulichgrün, mit gelben Epidotflecken und weissen Quarzadern. Epidot, Feldspath (meist Orthoklas, weniger Plagioklas) und Chlorit sind Hauptbestandtheile, die Menge des Quarzes wechselt sehr, Magnetit, Talk? und Turmalin sind sparsam vorhanden. 4. Chloritschiefer linsenförmig zwischen den Bänken des Amphibolit. Weich, fettig anzufühlen, schuppig und schiefrig, grün. Besteht aus Chlorit. Hornblende (Strahlstein), Magneteisen, der in zahlreichen Krystallen eingewachsen ist, Titanit und Apatit. — In diesen, den eigentlichen grünen Schiefern angehörigen Gesteinen fehlt Olivin und dessen Zersetzungsproducte ganz und ebenso Granat, der nur im Zobenit in Menge eingeschlossen ist.

In der Nähe des Piano del Re, am Piano del Mait, stehen zwei Gesteine an, davon eines ein Kalkglimmerschiefer allmählich in körnigen Kalk übergeht und ein Gneiss mit allmählichem Verlauf in Glimmerschiefer und glimmerigen Quarzit. 5. Kalkglimmerschiefer, grau, bildet wenig mächtige Schichten, die sich aufblättern. Liefert schlechte Dachplatten. Besteht aus Kalkspath mit zahlreichen eingelagerten Titanitkryställchen und staubförmigen Magnetitkörnchen, daneben braungrüner Biotit, Quarz, Orthoklas, Apatit, Muscovit, Granat, Pyrit und Brauneisen. Geht in einen schwarzen zuckerkörnigen Kalk über, in dem nur Magneteisen eingewachsen ist. 6. Gneiss, körnigschiefrig; die Bestandtheile nicht sehr fest verbunden: Quarz, Orthoklas, Glimmer, Epidot, Magneteisen und accessorisch Granat, Apatit und Turmalin.

Max Bauer.

Palaeozoische Formation.

H. Hicks: On some life zones in the lower palaeozoic rocks of the British area. (Geol. Mag. 1894. 368, 399, 441.)

Behandelt die Entwicklung unserer Kenntniss der cambrischen Fauna Englands in den letzten 30 Jahren.

Bis 1867 waren aus dem englischen Cambrium nur Annelidenkriechspuren(?) und ein zweifelhafter, als *Palaeopyge* beschriebener Trilobitenrest bekannt; im genannten Jahre aber entdeckte Hicks am St. Davids-Promontorium in Süd-Wales eine *Lingulella* und ein Jahr darauf 1200 Fuss tiefer eine ganz neue Trilobitenfauna (*Paradoxides*, *Conocoryphe*, *Microdiscus* etc.). 1887 beschrieb sodann WOODWARD aus den Dachschiefern von Penrhyn in Nord-Wales eine schöne *Conocoryphe* — bis jetzt leider das einzige Fossil in diesen, vom Verf. seiner Solva-Gruppe (dem unteren Theil der Paradoxiden-Schichten) zugerechneten Schiefern.

Erst 1888 machte LAPWORTH die Auffindung der wichtigen, alt-cambrischen Gattung *Olenellus* in Shropshire bekannt: 1891 wurde sie auch in Schottland und 1892 durch Verf. in der sog. Caerfai-Gruppe von St. Davids entdeckt.

Die wesentlich auf die verticale Vertheilung der Gattungen *Olenellus*, *Paradoxides* und *Olenus* begründete Dreitheilung des Cambrium ist jetzt als allgemein gültig erkannt worden. Wie aber für die Hauptabtheilungen, so sind Trilobiten auch die besten Leitfossilien für die verschiedenen Unterabtheilungen oder Zonen des Cambrium. Kayser.

K. O. Segerberg: Meddelanden från Lunds Geol. Fältklubb. Jakttagelser från gemensamma exkursionen: Fågelsångstrakten. (Geol. För. Förhandlingar. Bd. 15. Häft 7. 1893.)

Verf. berichtet über einige neue Beobachtungen und Entdeckungen in der Gegend von Fågelsång, wovon folgende die bedeutendsten sein mögen: Sandstein mit *Scolithus* wurde am Hardeberga zu oberst über dem gewöhnlichen weissen Hardebergasandstein angetroffen; ein grösseres Gestein von Andrarum-Kalk an der westlichen Mühle von Sandby: *Olenus*-Schiefer an der östlichen Mühle von Sandby unmittelbar am *Dictyonema*-Schiefer [Verf. schreibt *Dictyograptus*, was nach der Ansicht des Ref. eine wenig glückliche Namensveränderung ist], wo *Parabolinella limitis* und *Boeckia hirsuta* gefunden wurden. Der Schiefer mit *Acerocare* liegt zweifelsohne unter dem *Dictyonema*-Schiefer. Der in der Beschreibung zum Kartenblatt Lund gegebene, über dem Schiefer mit *Bryograptus Kjerulfi* gelegene *Ceratopyge*-Kalk ist nicht mehr da anzutreffen, wogegen in dieser Gegend *Ceratopyge*-Kalk und darunter Schiefer mit *Ceratopyge forficula* und *Shumardia pusilla*, dem *Ceratopyge*-Schiefer Norwegens entsprechend, gefunden wurde. *Dicellograptus*-Schiefer, sowie auch *Trinucleus*-Schiefer mit *Agnostus* ist an mehreren neuen Fundorten angetroffen worden. Glacialschrammen N. 68° O., N. 66° O. und N. 82° O., N. 78° O., N. 48° O. sind beobachtet, wogegen die auf dem Kartenblatt Lund angegebenen Schrammen jetzt weggebrochen sind. Bernhard Lundgren.

C. de Stefani: Gli schisti paleozoici dell' isola d'Elba. (Boll. Soc. Ital. 13. 57—61. 1894.)

An der Ostküste Elbas liegen auf älteren Serpentinpalaeozoischen Schichten, welche LOTTI in Obersilur, Carbon und Perm gliederte. Verf. glaubt, dass diese Dreitheilung nicht aufrecht zu erhalten ist, vielmehr Alles einem Horizonte angehört, der durch seine Zweischalerfauna als Unterdevon bestimmt wird. Das best erhaltene und gemeinste Fossil sind Stielglieder von *Actinocrinus tenuistriatus* PHILL. In manchen Lagen sind die Fossilien ganz in Eisenerz umgewandelt. Deecke.

Darton: Geological relations from Green Pond, New Jersey, to Skunnemunk Mountain, New York. (Bull. Geol. Soc. Amer. 5. 367. t. 17. 1894.)

Die Arbeit beschäftigt sich mit dem nordöstlich streichenden Zuge cambrischer, silurischer und devonischer Schichten, der sich über einer Unterlage von archaischen Gesteinen im NW. von New York, im W. des bekannten Gebietes von Triassandsteinen, ausdehnt. Die Schichten bilden eine aus mehreren Specialfalten zusammengesetzte Synklinale. Auch Verwerfungen bezw. Überschiebungen sind vorhanden. Bemerkenswerth sind auch die vom Verf. beobachteten zahlreichen Transgressionen. Das Cambrium liegt übergreifend auf dem Urgebirge, die untersilurischen Hudson-Schichten ebenso auf dem Cambrium, das die Basis des Obersilur bildende Oneida- (Green Pond-) Conglomerat ebenso auf den Hudson-Schichten, und in gleicher Weise sollen endlich die Unter-Helderberg-Kalke, sowie wahrscheinlich auch der Oriskany-Sandstein transgredirend auf älteren Ablagerungen aufrufen.

Kayser.

H. S. Williams: On the age of the manganese beds of the Batesville region of Arkansas. (Amer. Journ. of Sc. 48. 325. 1894.)

Die palaeontologischen Untersuchungen des Verf. führten zu dem Ergebniss, dass die fraglichen, von PENROSE (Annual Report of Geol. Survey of Arkansas f. 1890) beschriebenen, in taschenförmigen Auswaschungslöchern im Kalkstein auftretenden Manganerzlagernstätten einem ganz bestimmten Horizonte angehören. Die unterliegenden Kalke enthalten nämlich untersilurische, die überliegenden obersilurische Versteinerungen, so dass das Alter des Erzes etwa den Clinton-Schichten des Staates New York gleichgestellt werden darf.

Kayser.

Althaus: Riegelbildung im Waldenburger Steinkohlengebirge. (Jahrb. d. k. preuss. geol. Landesanst. 1892. 2. Theil. 18.)

Im Waldenburger Kohlenrevier sind seit längerer Zeit eigenartige Störungen beobachtet, welche, ohne eine Verschiebung zu bewirken, die Schichten fast senkrecht durchsetzen. Es erscheint durch sie ein Gebirgsstück von rundlichem oder länglichem Querschnitt herausgeschnitten und durch Sandstein oder eine breccienartige Gesteinsmasse aus Sandstein-, Conglomerat-, Schieferthonkohlen- und Porphyrbrocken ersetzt. Sie werden als Riegel bezeichnet, mit welchem Namen auch sowohl Porphyrmassen, welche die Schichten vielfach durchsetzen, belegt werden, sowie alle Störungen, welche die Schichten ohne Verwerfung durchsetzen. GEINITZ und SCHÜTZE hielten die Riegel mit Sandsteinausfüllung für Austrocknungsspalten. Die grösste Ausdehnung zeigen einige Riegel in der Fuchsgrube, die dort in einer „Verticalausdehnung bis zu 55 m und in einer Teufe bis zu 150 m aufgeschlossen sind“. Endigungen der Riegel sind bisher nicht beobachtet, ebensowenig ein Ausgehendes derselben. Der Sandstein

in den Riegeln ist stets ungeschichtet, die Einschlüsse sind scharfkantig. Verf. schreibt die Entstehung der mechanischen Thätigkeit des Wassers zu. Die langgestreckten, gangartigen werden als Furchen angesehen, die heftig strömendes Wasser eingerissen hat, während die anderen, schachtartig die Schichten durchsetzenden, ausgefüllte Strudellöcher darstellen. Aus dem Umstande, dass die ersteren nur in dem oberen Flötzzuge auftreten, letztere aber bis in den unteren reichen, folgert Verf., dass vielleicht ehemals der obere Zug eine grössere Verbreitung hatte und auch den jetzt im nördlichen Theile des Revieres ausgehenden, liegenden Flötzzug bedeckte. Die Riegel der zweiten Art werden mit den sogenannten Riesentöpfen verglichen, von denen sie sich hauptsächlich durch ihre viel bedeutenderen Abmessungen unterscheiden. Der erwähnte Riegel der Fuchsgrube stellt ein Strudeloch von der gewaltigen Tiefe von 150 m dar. Über das Alter der Riegel wird gesagt, dass sie nicht wesentlich jünger sein könnten als das Rothliegende. Wahrscheinlich seien sie während oder gegen das Ende der Carbonzeit entstanden. Ihre Verbreitung über einen von Dittersbach nach NW. verlaufenden Streifen scheint auf die Richtung der Strömung hinzuweisen, mit der auch die Richtung der gangartigen Riegel der Melchiorgrube zusammenfällt. Zum Schluss werden mehrere Riegel im Einzelnen beschrieben. Zur Erläuterung ist eine Karte der Verbreitung beigegeben und mehrere Tafeln mit Profilen.

Holzapfel.

X. Stainier: Le terrain houillier de Bouge et de Lives. (Annales de la société géologique de Belgique. 20. 135.)

Nördlich von dem grossen Kohlenbecken der unteren Sambre liegen zwei kleine Lappen von Obercarbon bei Bouge und Lives, welche nur die unteren Schichten dieser Abtheilung enthalten. Das erstere liegt zwischen den unteren Zonen des oberen Kohlenkalkes, es bildet eine echte „poche“. Bei Lives sind die Verhältnisse ähnlich. **Holzapfel.**

H. Loretz: Bemerkungen über die Lagerung des Rothliegenden südlich von Ilmenau in Thüringen. (Jahrb. d. k. preuss. geol. Landesanst. 1892. 115.)

Das Rothliegende der behandelten Gegend gehört der unteren Abtheilung an, besteht aus verschiedenen Sedimenten, aus Tuffen und Lagern von Eruptivgesteinen. Die einzelnen Glieder überlagern einander vielfach transgredirend. Die Lagerung ist eine recht verwickelte, und Verwerfungen reichen zu ihrer Erklärung nicht aus, obwohl sie nicht fehlen. Es sind Faltungsvorgänge anzunehmen, die in mindestens zwei sich kreuzenden Richtungen verlaufen. Wahrscheinlich fand diese Faltung zu derselben Zeit statt, in der auch die nachpermischen Schichten, Trias und Jura im Vorlande des Thüringer Waldes gefaltet wurden, d. h. zur Tertiärzeit. Einen Zusammenhang mit der carbonischen Faltung des Schiefergebirges

bezw. eine Nachwirkung dieser Kraft anzunehmen ist Verf. nicht geneigt. Die beobachteten Unregelmässigkeiten der Lagerung führen zu der Annahme, dass bereits bei der Bildung des Rothliegenden allerlei Unregelmässigkeiten vorhanden waren, dass es sich auf einem sehr unebenen Boden absetzte, und dass während der Bildung Erosionserscheinungen auftraten, die sich namentlich in der Transgression der einzelnen Glieder äussern. Dazu kam die Eruption der Porphyre etc., welche eine Unregelmässigkeit der Bodengestaltung herbeiführen musste und sicher von Dislocationen begleitet war.

Holzapfel.

A. Denckmann: Die Frankenberger Permbildungen. (Jahrb. d. k. preuss. geol. Landesanst. 1891. 234.)

Die schon oft behandelten Permablagerungen der Gegend von Frankenberg sind von dem Verf. im grossen Maassstabe kartirt worden, und zwar im Zusammenhange mit den Vorkommen der weiteren Umgebung. Verf. ist daher in der Lage, ein sichereres Urtheil über die Lagerung und Aufeinanderfolge der Schichten abgeben zu können als die Forscher, die vor ihm mehr oder weniger eng begrenzte Gebiete oder einzelne Profile untersuchen konnten. Die Permbildungen von Frankenberg liegen in einem Gebiete, welches zwischen dem rheinischen Gebirge und dem Horste des Kellerwaldes auf SW.—NO. und SO.—NW. verlaufenden Spalten abgesunken ist, wodurch eine Einbuchtung in das alte Gebirge entstand, welche früher meistens als eine natürliche Meeresbucht aufgefasst wurde. Die Frankenberger Permbildungen werden gegliedert in

1. die älteren Conglomerate,
2. das Flötz des Stäteberges,
3. die permischen Sandsteine mit dem Geismarer Kupferletten,
4. die jüngeren Conglomerate.

Die unteren Conglomerate führen nur schwach gerundete oder kanten-gerundete Gerölle, die aus benachbarten Gebieten stammen. Interessant sind hohle Dolomitgerölle, die vielleicht aus Zechsteindolomiten stammen. Im östlichen Theile des Gebietes fehlen diese Conglomerate. Ein definitives Urtheil über das Alter derselben ist nicht möglich. Wenn auch nicht ausgeschlossen ist, dass sie theilweise zum Rothliegenden gehören können, so spricht Verf. doch die Ansicht aus, dass sie mit dem Flötz des Stäteberges ein stratigraphisches Ganzes bilden. Dieses Stäteberger Flötz besteht aus grauen, oft dolomitischen Kalken, Mergeln, Thonen, Kalksandsteinen und Conglomeraten mit kalkigem Bindemittel. Die Kalke enthalten marine Versteinerungen und Pflanzenreste. Die sandigen Ablagerungen mit dem Leitmarer Kupferletten, der in früheren Zeiten Gegenstand bergmännischer Gewinnung war, folgen über dem Stätebergflötz und sind nicht, wie früher vielfach oder meist angenommen wurde [auch vom Ref.], eine gleichzeitige, facieell abweichende Bildung. Die jüngeren Conglomerate, die dann folgen, sind in neuerer Zeit mehrfach zum Buntsandstein gezogen worden, eine Auffassung, der sich auch Verf. früher

angeschlossen hat. Eine solche Altersbestimmung würde aber für die Deutung der ganzen Frankenberger Permformationen wegen der innigen Verknüpfung der Schichten ein triadisches Alter bedingen, so dass Verf. diese Ansicht jetzt nicht mehr ohne Weiteres vertreten möchte. Über den Conglomeraten folgt nach Westen hin der untere Buntsandstein. Für eine Deutung ist der innige Zusammenhang der ganzen zusammengehörigen Ablagerungen mit dem Buntsandstein von Wichtigkeit, sowie das Auftreten von Gesteinen im Liegenden der Stätebergsschichten bei Viermünden, welche sich mit dem mittleren Zechstein der Gegend von Thalitter in Verbindung bringen lassen. Die sämtlichen Frankenberger Permformationen gehören daher dem oberen Zechstein an. — Vermuthungsweise wird die Ansicht ausgesprochen, dass auch die Kupferletten von Leitmar bei Stadtberge über dem dortigen Zechsteindolomit liegen, demnach wie die Letten von Frankenberg der oberen Zechsteingruppe angehören mögen.

Holzapfel.

H. Kloos: Die geognostischen Verhältnisse am nord-westlichen Harzrande zwischen Seesen und Hahausen unter specieller Berücksichtigung der Zechsteinformation. (Jahrb. d. k. preuss. geol. Landesanst. 1891. 126.)

Auf Blatt Hahausen bilden die Schichten der Zechsteingruppe keine zusammenhängende Decke, sondern Schollen von geringer Ausdehnung, die sich an Bruchspalten anlehnen und durch Quersprünge zerstückelt sind. Ihr Verhältniss zu den hangenden Trias-Schichten ist nicht klar, doch scheint der untere Buntsandstein transgredirend zu lagern. Die ältesten Schichten bestehen aus feinkörnigen Conglomeraten, die mit Sandsteinen wechsellagern. Die Mächtigkeit beträgt bis zu 40 m, und daher sind diese Schichten nicht sämtlich als Zechsteinconglomerat zu bezeichnen, wenn auch eine Abtrennung derselben vom Oberrothliegenden schwierig oder unmöglich ist, da eine Discordanz nicht bemerkbar ist. Nach oben nehmen die Sandsteine zu, und auf stark gebleichten Schichten lagert der Kupferschiefer von 0,25 m Mächtigkeit. Frühere Abbauversuche ergaben einen Kupfergehalt von 2 % in der nur $\frac{3}{4}$ Zoll mächtigen sogenannten Lochschale, während die 4 Zoll mächtig genommenen Schiefer noch nicht 1 % ergaben. Es folgt der plattige Zechsteinkalk, der in vielen Brüchen als Wegebau- und Pflasterstein gewonnen wird und 12—13 m mächtig ist. Der mittlere Theil der Zechsteingruppe besteht unten aus Dolomit, oben aus Stinksteinschiefer, welche 35 m mächtig werden, während der grosszellige, leicht zerfallende Dolomit, der meist ein lockeres Haufwerk von Grus mit Gesteinsblöcken bildet, nur 8—9 m mächtig ist. Als jüngste Schichten treten Thone mit Spuren von Gyps auf. Die Lagerung der Schichten ist eine stark gestörte, doch ist zu erkennen, dass ein staffelförmiges Absinken nach W. und NW. stattgefunden hat.

Vom Buntsandstein tritt nur die untere Abtheilung auf, die aus dünnplattigen, hellrothen Thonsandsteinen besteht. Das Tertiär besteht

aus Braunkohle-führenden Schichten von Quarzsand und Thon. Zwei Kohlenflötze von 22 und 24 m Mächtigkeit sind bekannt. Das Quartär besteht aus Lehm und Schotter, vorwiegend von Harzgesteinen. Nur in grösserer Entfernung vom Harzrande tritt das aus diesem Gebirge stammende Material zurück.

Holzäpfel.

Triasformation.

A. Leppla: Über den Bau der pfälzischen Nordvogesen und des triadischen Westriches. (Jahrb. d. k. preuss. geolog. Landesanstalt für 1892. 21—90. Mit 2 Karten. Taf. IV, V.)

In dieser sehr dankenswerthen Arbeit unternimmt es Verf., gestützt auf seine zahlreichen eigenen Beobachtungen und die bisher über die Nachbargebiete veröffentlichten Arbeiten, eine Übersicht über den Aufbau des gewöhnlich als Haardt, von ihm mit gutem Grunde als Nordvogesen bezeichneten Sandsteingebirges der bayerischen Pfalz und des gegen Westen sich unmittelbar und ohne scharfe Grenze anschliessenden Gebietes, des sogenannten Westrich, zu geben. Er beschränkt sich dabei im Wesentlichen auf die Trias von ihrer Auflagerung auf dem Kohlengebirge und das Rothliegende im Nordwesten bis zu ihrem Abbruch gegen die Rheinebene.

Die Lagerung der Trias ist im Allgemeinen eine sehr einfache. Sie bildet eine sehr flache, gegen Südwesten sich senkende Mulde, deren Axe mit N. 55 O. von Saargemünd über Gersheim, Contwig, Herschberg, Schopp nach Karlsberg verläuft. Die Mulde ist durch Deutsch-Lothringen hindurch bis an die französische Grenze zu verfolgen. Dasselbst nehmen Keuper und Jura an dem Aufbau derselben Theil, während im Pfälzer Gebiet nur Buntsandstein und Muschelkalk erhalten geblieben sind. Die Muldenflügel sind schwach geneigt, von 0—3°. Die Neigung der Muldenlinie ist ebenfalls gering, sie beträgt z. B. zwischen Saargemünd und Zweibrücken nur 0° 40'.

Die Auflagerung der Trias im Nordwesten auf Carbon und Perm ist discordant, es lässt sich das auch in solchen Fällen nachweisen, wo scheinbar Concordanz besteht. Die heutige Form des Nordwestflügels ist die eines Rechtecks. Der Südostflügel wird durch den Abbruch an der Rheinebene begrenzt und da dieser im Allgemeinen N. 20° O. verläuft, so endigt er im Norden spitz.

Beide Muldenflügel sind nun von zahlreichen Verwerfungen durchsetzt, die Verf. in zwei Gruppen bringt: rheinische und lothringische. Die ersteren laufen der rheinischen Grabenversenkung ziemlich parallel und bei denselben ist das östlich von jeder Spalte gelegene Gebirgsstück mit wenigen Ausnahmen gesunken. Westlich von diesen Verwerfungen zeigt die Karte eine Anzahl entweder von Südost nach Nordwest gerichteter oder von N. 50—60° O. verlaufender Störungen. Letztere, der Muldenlinie parallel, und von geringer Sprunghöhe, auch in geringer Zahl beobachtet, scheinen einen gleichmässigen Abbruch nach der Muldenlinie anzuzeigen.

Die quer gegen die Muldenlinie gerichteten lassen keine gleichartige Wirkung in Beziehung auf das Absinken erkennen.

Diese westlichen Verwerfungen, sowohl die der Muldenlinie parallelen, als die in einem Winkel gegen dieselben verlaufenden gehören derselben Kategorie wie die in Lothringen nachgewiesenen an. Darum werden sie als lothringische bezeichnet, eine Benennung, welcher Verf. übrigens keine grosse Bedeutung beilegen will.

Die Beschreibung des Verlaufes der einzelnen Spalten und die vielen eingeflochtenen Beobachtungen an denselben müssen wir dem Leser überlassen, in der Arbeit selbst nachzusehen. Es werden 17 lothringische Verwerfungen besprochen und am Schluss darauf hingewiesen, dass die oft nach E. DE BEAUMONT's Angaben angenommene Verwerfung Lemberg-Bitsch-Pirmasens nicht existirt. Die von MEYER vertretene Ansicht, dass der grosse südliche Hauptsprung der Grube St. Ingbert nicht identisch sei mit der Störung, welche in dieser Gegend den Buntsandstein betroffen hat, theilt Verf. nicht. Er nimmt vielmehr mit WEISS an, dass der Buntsandstein längs des südlichen Hauptsprunges in die Tiefe gesunken sei. Eine Verlängerung des Sprunges St. Avoird-Forbach-Saarbrücken-Bexbach bis Oppenheim a. Rh., wie solche LEPSIUS voraussetzt, ist im Buntsandsteingebiet nicht nachweisbar.

Von grossem Interesse ist die eingehende Darstellung der 37 rheinischen Verwerfungen, die z. Th. aus dem Elsass herüber streichen. Mitunter kommt es hier neben dem herrschenden Abbruch des gegen Osten gelegenen Gebirgstückes zu ausgezeichneten Grabenversenkungen. So greift der Lembach-Wingener Graben aus dem Elsass nach der Pfalz, andere Störungen derselben Art sind in der Gegend von Bergzabern vorhanden. Einige Profilzeichnungen und ein Übersichtskärtchen der Gegend von Dürkheim a. d. H. geben eine Vorstellung von der Zahl und der geringen Entfernung der Störungen in der Nähe des Rheinthalabbruches.

Als vordere Hauptstörung bezeichnet LEPLA die am Fusse des Ostabfalles der Nordvogesen verlaufende Störungslinie. Dieselbe ist nördlich von Klingenmünster sicher zu beobachten, weiter nach Süden machen jüngere Bildungen die Verfolgung derselben unmöglich. Es könnte die Frage aufgeworfen werden, ob es sich in der Gegend von Bergzabern wirklich um eine Verwerfung oder nur um ein Abbiegen des Buntsandsteins nach der Rheinebene hin handelt. Da aber sowohl weiter nördlich als auch nach Süden hin, im Elsass, eine solche vordere Hauptstörung nachweisbar ist, so dürfte sie auch in dem dazwischen liegenden Gebiete nicht fehlen.

Das Alter der rheinischen Verwerfungen genauer festzustellen, als dies bei Untersuchungen der Randgebirge der mittelhheinischen Tiefebene bisher möglich war, bot das Gebiet keine Gelegenheit. Verf. nimmt an, der Hauptabbruch habe unmittelbar vor der Ablagerung des Mitteloligocän stattgefunden. Die Bewegungen hätten dann noch weit in die Miocänzeit hinein stattgefunden.

Ein besonderer Abschnitt ist der Besprechung der Neigung der

Schichten und der Neigung der Verwerfungsflächen gewidmet. Stärkeres Einfallen der Schichten bis zu 45° ist eigentlich nur längs des Ostabfalls nach der Rheinebene zu beobachten. Die Stellung der Verwerfungsflächen scheint nur wenig von der Senkrechten abzuweichen, oder es findet ein steiles Einfallen nach Osten, also nach der Rheinebene, statt. Flach fallende Störungen oder Überschiebungen fehlen durchaus. Als eine seltene Erscheinung wird gefalteter Buntsandstein erwähnt.

Die Verwerfungen bedingen mechanische und andere Veränderungen der Schichten, bei denen Verf. länger verweilt. Er bespricht die Rutschflächen, insbesondere den Verlauf der Schrammungslinien. Diese zeigen sich nicht nur an den Hauptbruchflächen, sondern ganz besonders auch an parallel und unter einem Winkel gegen dieselbe gerichteten untergeordneten Verschiebungen. Mit den Verwerfungen stehen die Klüfte (Diaklasen) in sehr naher Beziehung. Sie häufen sich besonders in der Nähe der Störungen und können dann zu Verwerfungen von geringer Sprunghöhe (Paraklasen) werden. Eine besondere Unterscheidung der Paraklasen von den Verwerfungen hält LEPPLA übrigens für überflüssig. Die Klüfte stehen in sehr regelmässiger Weise senkrecht gegen die Verwerfungen oder diesen parallel. Senkrecht ist auch die Stellung gegen die Schichtflächen, so dass also die Sandsteinbänke in eine ungeheurere Zahl prismatischer Blöcke zerlegt werden.

Die Entfärbung des Sandsteins längs der Verwerfungen hat Verf. früher bei anderer Gelegenheit besprochen. Die ebenfalls mit den Spalten in Beziehung stehende Verkieselung ist eine an dem Abbruch der Vogesen und des Schwarzwaldes gegen die Rheinebene oft beobachtete Erscheinung.

In dem Abschnitt „Die Entstehung des Gebirges“ wirft Verf. zunächst die Frage auf: „Sind Vogesen und Schwarzwald im Vergleich zum Pariser und Schwäbischen Becken beim Abbruch der letzteren stehen gebliebene Gebirgsrücken (Horste) oder haben beide eine verticale Bewegung von unten nach oben gemacht, wodurch für das heutige Verhältniss dieser Gebirge zu den beiderseitigen Becken die gleiche Wirkung erzielt worden wäre?“

Es müssen zur Beantwortung dieser Frage die oben näher besprochene Mulde und die begrenzenden Sättel mit ihrem N. 60° O. gerichteten Streichen einerseits, der in der Richtung N. 20° O. verlaufende Abbruch gegen die Rheinebene andererseits auseinandergehalten werden. Sättel und Mulden der linken Rheinseite sind älter als der Rheinthaleinbruch, sie dürfen als secundäre Formen der Lagerung angesehen werden, die nach der Ablagerung der mesozoischen Schichten entstanden sind. Die staffelförmigen Abbrüche gegen die Rheinebene sind nicht mit den dem Sinne nach verschiedenen lothringischen Störungen in eine Kategorie zu stellen, es ist überhaupt auf der lothringischen Seite kein staffelförmiger Abbruch vorhanden, der mit demjenigen nach der Rheinebene verglichen werden könnte. Ein echter Horst liegt also in den Vogesen gar nicht vor.

LEPPLA kommt somit zu den gleichen Anschauungen wie VAN WERVEKE¹,

¹ Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. XLIV. 1892. p. 579.

der sich gleichzeitig in ganz ähnlicher Weise über das Verhältniss der rheinischen zu den von LEPPLA als lothringisch bezeichneten Verwerfungen aussprach. Er nimmt auch im Anschluss an VAN WERVEKE an, dass die Jurasenkung von Langenbrücken ihre Entstehung ganz gleichartigen Störungen wie den lothringischen verdankt².

Den Schluss der Arbeit bildet eine Besprechung der Oberflächenverhältnisse der pfälzischen Nordvogesen. Der Einbruch des Rheinthales bedingte selbstverständlich eine ganz neue Vertheilung des Wasserabflusses. Folge des Abbruches sind besonders die kurzen, tief eingeschnittenen Thäler vom Saum des Gebirges nach dem Rheinthale. Es sind dies der Hauptsache nach Erosionsthäler, welche aber nachweislich streckenweise den Störungen folgen. Die Entwässerungslinien im westlichen Theil der Trias zeigen deutlich eine Abhängigkeit von dem Muldenbau, wie an einigen Beispielen erläutert wird. Das nach Südwesten entwässerte Triasgebiet steht noch weiter unter dem Einfluss der westpfälzischen Moorniederung.

Ein Hinweis auf die Abhängigkeit der Thalform von der Gesteinsbeschaffenheit beschliesst die inhaltreiche Arbeit. Benecke.

Kreideformation.

Parent: Le Wealdien du Bas-Boulonnais. (Annales soc. géol. Nord. 21. 1893.)

Die Juraformation ist vorwiegend an dem geologischen Aufbau des Bas-Boulonnais theilhaftig. Sie wird discordant von bunten Thonen, eisenstüssigen Sandsteinen und gelben oder weissen Sanden überlagert, die dem Wealden angehören, in unzusammenhängenden Partien bis zu 20 m Mächtigkeit auftreten und dabei oft tief taschenartig eingegraben sind. Sie fehlen auffallenderweise auf dem Plateau, das von Bazinghem zum Cap Gris-Nez abfällt. In dem Kreidegürtel von Boulonnais werden sie von Gault bedeckt.

Fossilien sind nur von sehr wenigen Orten bekannt. Das wichtigste der mitgetheilten Profile ist das von der Pointe de la Rochette bei Boulogne, dem Hauptfundort der vom Verf. angerührten Einschlüsse. Über a) plasti-

² Es sei hier darauf hingewiesen, dass von deutschen Autoren öfter übersehen wird, dass BLEICHER gleichzeitig und unabhängig von dem Referenten dazu geführt wurde, einen Einbruch des Rheinthales in der Tertiärzeit anzunehmen. Dass die „Hebung“ des Gebirges in eine viel spätere Zeit fiel, als E. DE BEAUMONT annahm, ist übrigens schon 1833 mit aller Bestimmtheit ausgesprochen worden, wie ECK hervorgehoben hat. In der That sagt SCHWARZ (dies. Jahrb. 1833. 14): Es geht mithin aus den Lagerungsverhältnissen der Flötzschichten vom bunten Sandstein bis zum Jurakalk auf den dem Rheinthale abgekehrten äusseren Abdachungen des Systems Schwarzwald-Vogesen die Thatsache hervor, dass dieses Gebirgssystem erst nach Ablagerung des Jurakalkes, aber jedenfalls vor Ablagerung der Molasse aufgerichtet worden ist. [Ref.]

schem Thon und grobem Sand (3 m) folgen b) Kies (0,50 m) mit kleinen, abgerollten Quarz- und Thonschiefergeröllen und einer 0,10 m dicken Lage von grauem, sandigem Thon, c) plastischer Thon mit Sandsteinschmitzen, d) Sande, thoniger Sand und eisenschüssiger Sandstein (4,50 m). In b und c finden sich die Petrefacten. Verf. zählt deren 30 auf; es seien hier hervor-gehoben: *Megalosaurus insignis* DESL., *Goniopholis undidens* DE LA MOUS-SAIJE, Fischzähne, *Exogyra* sp., *Ostrea* sp., *Mytilus Lyelli*? FITTON, *Trigonia ingens*? LYCETT, *Corbula alata* FITTON, *C. ferruginea* DE LORIOI, *Cyrena Mantelli* DUNK., *C. ferruginea* DE LOR., *C. equihenensis* DE LOR., *Cyclas media* SOW., *C. Tombecki* DE LOR., *C. angulata* FITTON, *C. parva*? FITTON, *Unio valdensis*? MANT., *Paludina* sp., *Melanopsis attenuata* FITTON, *Tornatella Popii*? FITTON. Den Fossilien nach entsprechen diese Wealden-schichten dem untersten Theil der Hastings-sands, den Ashburnham beds. Mit marinen Formen finden sich in derselben Schicht Brack- und Süß-wasserarten gemischt; es haben demnach momentane Einbrüche des Meeres stattgefunden. Zum Schluss wendet sich Verf. der Besprechung der Boden-bewegungen dieses Gebietes zu. Nach der Ablagerung des untersten Wealden fand eine Trockenlegung statt; zur Gaultzeit begann das Meer es wiederum zu überfluthen.

Joh. Böhm.

Parent: Sur l'existence du Gault entre les Ardennes et le Bas-Boulonnais. Étude du Gault et du Cénomaniens de l'Artois. (Annales soc. géol. Nord. 21. 1893.)

In den zahlreichen Steinbrüchen, die seit einigen Jahren längs der Artois-Axe behufs Gewinnung von Phosphaten angelegt sind, folgt unter dem Cenoman eine Thon- oder glaukonitische Sandschicht mit Aptien- und Albienfossilien. Diese Kreideablagerungen liegen im Thal der Lys auf Devon oder Trias. Aus der Art ihrer Vertheilung geht hervor, dass zur Zeit des Gaultmeeres Unebenheiten des Bodens vorhanden waren, die mehrfach Inseln bildeten, auf welchen keine Sedimente niedergelegt wurden. Nach den Faunen, die diese Schichten einschliessen, lassen sich drei, dem Alter nach verschiedene Tourtias unterscheiden: 1. Grünsande mit *Plicatula radiola* von Dennebrocucq, 2. Tourtia von Pernes-en-Artois, 3. Tourtia von Aix-en-Schelle. In den Grünsanden von Dennebrocucq finden sich Aptien- und Albienfossilien; da jedoch die Ammoniten, und zwar fast alle, sonst für den Gault charakteristischen Fossilien fehlen, so weist sie Verf. dem Aptien zu. Die verbreitetsten Formen sind: *Ostrea Milleti*, *O. Raulini*, *Pecten aptiensis*, *Arca glabra* und *A. decussata*. Die Fauna der Tourtia von Pernes erscheint etwas jünger als die vorhergehende; die Aptienarten (*Pecten Dutemplei*, *P. aptiensis* und *Cyprina cuneata*) werden von Gaultspecies (*Terebratella oblonga*, *Pecten crispus*, *Arca fibrosa*, *Cyprina regularis* und *Cidaris gaultina*) überwogen, wozu sich noch mehrere Formen jüngeren Alters (*Belemnites minimus*, *Ammonites Renauxi* und *Terebratula depressa*) gesellen. Verf. stellt die Tourtia von Pernes in den obersten Gault und sieht sie als eine eigenartige Littoralfacies dieser Stufe an. Die Tourtia

von Aix-en-Schelle ist durch den Artenreichtum der Gattung *Terebratella* (*T. Menardi*, *T. Beaumonti*, *T. Davidsoni*, *T. pectita*, *T. Fittoni*) charakterisirt, die mit *Belemnites minimus* und *Ostrea haliotoidea* allgemein verbreitet ist. Durch Vergleich der Fauna dieser Schicht mit der von Sarrazin de Bellignites ergibt sich nach Verf. das tiefste cenomane Alter der Tourtia von Aix-en-Schelle.

Weiter wendet sich Verf. dem Cenoman zu, das sich in folgender Weise von unten nach oben gliedert:

1. Schicht mit *Ammonites inflatus*. Hierher würde die Fauna von Aix-en-Schelle zu stellen sein, wenn sie nicht eine Tourtia enthielte, die von derjenigen, wie sie für die Inflatus-Zone im östlichen Pariser Becken bekannt ist, wesentlich abweicht. Jedoch fanden sich in der Zone des *Pecten asper* von Pernes abgerollte Arten, die darauf hindeuten, dass die Zone der *Ammonites inflatus* wohl in diesem Gebiet entwickelt gewesen, zur Zeit des *Pecten asper* jedoch wieder zerstört worden ist.
2. Schicht mit *Pecten asper*. Von palaeontologischem Gesichtspunkte aus lassen sich die Facies von Pernes und die Facies von Matringhem unterscheiden. Erstere ist durch die Häufigkeit der Austern aus der Gruppe der *Ostrea vesiculosa* ausgezeichnet, wobei sie nur spärlich Fragmente von *Pecten asper* enthält; die letztere durch die Häufigkeit von *Pecten asper* und zahlreichen *Pecten*- und *Ostrea*-Arten, sowie durch das Auftreten einer kleinen Fauna, die sonst im oberen Cenoman (Zone des *Belemnites plenus*) sich zeigt: *Rhynchonella Martini*, *R. Grasi*, *Magas Geinitzi*, *Cidaris Sorigneti*, *C. velifera*, *C. hirudo*, *Micrabacia coronula*, *Vermicularia umbonata*.
3. Schicht mit *Ammonites laticlavus*. Verf. giebt eine reiche Fossilliste von 7 Fundorten.
4. Schicht mit *Holaster subglobosus*. An kurze petrographische Bemerkungen schliesst sich eine Fossilliste an.
5. Grünsande mit *Terebratula Tornacensis* von Aix-en-Schelle. Discordant* der Tourtia dieser Localität aufgelagert, schliessen die Grünsande zur grösseren Hälfte Formen ein, die sich in der Tourtia von Tournai und Montigny-sur-Roc wieder finden. Dazu gesellen sich Arten aus der Zone des *Belemnites plenus* und solche, die im Cenoman allgemein verbreitet sind. Die Grünsande von Aix sind mit der Tourtia von Tournai gleichalterig; kaum verschiedenalterig ist auch die von Montigny-sur-Roc.
6. Schicht mit *Belemnites plenus*. Aus dieser Zone werden *Belemnites plenus*, *Nautilus sublaevigatus*, *Rhynchonella Mantelli*, *Rh. Martini* und *Inoceramus labiatus* aufgeführt.

Aus den mitgetheilten Profilen geht hervor, dass die Phosphatlager längs der Artoisaxe verschiedenen Alters sind. Im Lysthale findet man bei Matringhem 3 solcher Lager, von denen das erste dem Aptien, das zweite der Zone des *Pecten asper*, das oberste der Schicht mit *Ammonites laticlavus* angehört; bei Aix gehört das Phosphatlager der Zone des

Holaster subglobosus an. Im Westen des Gebietes finden wir Sande mit der Aptienfauna, im Osten Thone mit Fossilien des mittleren Gault (Pernes) oder oberen Gault (Aix-en-Schelle).

Joh. Böhm.

Kossmat: Über einige Kreideversteinerungen vom Gabun. (Sitzungsber. k. Akad. d. Wiss. Wien. Math.-naturw. Cl. 1893. 102. Mit 2 Taf.)

Am Gabun wird nach O. LENZ der ammonitenführende Sandstein mit *Schlönbachia inflata* von lichtlich, grauweissem Mergelkalk überlagert, den dieser Forscher für eocänen Alters ansah. Aus Aufsammlungen, die O. BAUMANN von demselben Orte aus diesem Mergelkalk mitbrachte, beschreibt Verf. folgende Fossilien: *Tylostoma aequatoriale* n. sp., *Corbula parsura* STOL., *C. involuta* n. sp., *Arcopagia gabunensis* n. sp., *Cardium tropicum* n. sp., *C. tumidum* n. sp., *Modiola* cf. *pedernalis* F. RÖMER, *Lithodomus* n. sp., *Inoceramus Baumanni* n. sp., *Echinobrissus atlanticus* n. sp., *Cycloseris discoidea* n. sp. Aus stratigraphischen und faunistischen Gründen schliesst Verf.: „Es muss also nach Ablagerung der untercenomanen Schichten mit *Schlönbachia inflata* der hier in Betracht kommende Theil der afrikanischen Westküste trocken gelegen sein; dann drang das Meer zum zweiten Male landeinwärts und lagerte die Mergelkalke ab. Ich halte es nicht für unwahrscheinlich, dass diese zweite Transgression in dieselbe Zeit fiel, wie diejenige des Untersenon bei Aachen und der Gosauformation in den östlichen Alpen.“ Ausserdem lagen Verf. aus der Nähe der Sibange-Farm im Gebiet des Munda-Beckens Gesteinsproben vor: 1. lichter, feinkörniger Sandstein, 2. grauer, rothgefleckter und gebänderter Thon, der dem Aussehen nach der Zone der *Schlönbachia inflata* angehört, 3. sandiger Mergelkalk, meist gelblichweiss, der dem vom Gabun entspricht. Die Fossilien sind gewöhnlich schlechte, ausgewitterte Steinkerne.

Joh. Böhm.

Darton: The Magothy Formation of Northeastern Maryland. (Amer. Journ. of Sc. 1893. 3 Series. 45.) Mit 1 Karte.

Über den krystallinischen und den Trias-Jura-Gesteinen folgen in Ost-Maryland die Kreide- und Tertiärformationen. Verf., der in älteren Arbeiten die Kreideablagerungen in eine untere Abtheilung: Potomacformation, und eine obere: Severnformation, zerlegt hatte, scheidet jetzt eine dritte: Magothyformation aus, die er bis dahin mit der ersten vereinigt hatte. Die neue Stufe tritt in einem schmalen N.—S.-Streifen zu tage und lässt sich in dessen nördlicher Hälfte im Osten der Chesapeake-Bay von Chesapeake City bis Worten's Point, dann in dessen südlicher Hälfte im Westen der Bucht von Bodkin Point bis Bowie verfolgen, wo sie unter der Severnformation verschwindet. Sie besteht aus weissen und hellgelben Sanden mit localen Sandsteineinlagerungen und Limonitstreifen. Die groben Sande werden aus gerundeten bis eckigen Quarzkörnern gebildet

und schliessen hie und da dünne Lignitschichten und noch unbestimmte Pflanzenreste ein. Sie sind das Product littoraler Ablagerung, die auf die Trockenlegung und demnächstige Erosion der Potomacformation folgte. Wenige dünne Thonschmitzen weisen darauf hin, dass local todte Wasser existirten, ebenso deuten die Kiese im W. die Nähe der Küste an. Wahrscheinlich stammte das Material aus der Potomacformation. Gegen diese wie gegen die Severnformation giebt Verf. Erosionsintervalle an. Es werden dann die Aufschlüsse im Osten der Chesapeake-Bay, in der Magothy river region, Severn river region, Odenton region und Patuxent river region eingehend besprochen.

Joh. Böhm.

Rob. T. Hill: The Paleontology of the Cretaceous formations of Texas. The invertebrate fossils of the Caprina Limestone Beds. (Proc. of the Biol. Soc. of Washington. 3. 1893.) Mit Taf. XII, XIII und 1 Holzschnitt.

Nachdem Verf. die stratigraphische Stellung der Caprina limestone beds (vergl. Ref. 1893 II p. 163) und ihre petrographische Ausbildung besprochen, führt er eine Reihe von Fossilien auf, von denen die verbreiteteren sind: *Ostrea Munsoni* sp. n., *Radiolites texana* RÖM., *R. Davidsoni* sp. n., *Requienia texana* RÖM., *Ichthyosarcolithes anguis* RÖM., *Monopleura marcida* CH. A. WHITE, *Buchiceras pedernalis* v. BUCH, *Schlönbachia acutecarinata* v. BUCH. Es wird sodann eine Übersicht über die bis jetzt aus diesen Schichten beschriebenen Arten aus der Familie der Chamidae (15) und Rudistae (1) gegeben, wobei die bisher zu Caprina gestellten Species zu *Ichthyosarcolithes* gerechnet werden. Es folgt sodann die Beschreibung der beiden, oben als neu angeführten Bivalven. Hierbei wird bei *Ostrea Munsoni* zum Vergleich *O. Joanae* CHOFFAT herangezogen. Im Hinblick darauf, dass die Washita-Stufe zahlreiche Species enthält, welche solchen des europäischen Gault nahe stehen, ist Verf. geneigt, für die nächst älteren Caprina limestone beds ein wahrscheinlich oberneocomes Alter oder sie als Übergangsschichten zwischen Neocom und Gault anzunehmen.

Joh. Böhm.

Tertiärformation.

W. Wolterstorff: Über die Auffindung des Unteroligocäns in Magdeburg-Sudenburg. (Festschrift z. Feier des 25jähr. Bestehens d. Naturwiss. Vereins zu Magdeburg. 1894. 25.)

Mit einem Brunnen in Magdeburg-Sudenburg sind unter 24' Diluvium 1. 20' grüner Sand, 2. 6' schwarzer Sand, 3. 10' grünlichgrauer Sand und 4. 15' rother Thon angetroffen worden, von welchen 4. 99 Arten des Unteroligocän lieferte.

von Koenen.

E. Tietze: Ein neues Neogenvorkommen bei Odrau in Schlesien. (Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. 1893. 273—274.)

Verf. berichtet ganz kurz über ein jetzt schon wieder verschüttetes Vorkommen von neogenen Sanden, welche Nulliporen-führende Sandsteine bedecken und von diluvialen Lehm überlagert werden, das er an der sog. „Neuen Welt“ bei Odrau feststellen konnte. Die Sande stimmen mit denen von Wagstadt überein.

A. Andreae.

E. Kittl: Über den miocänen Tegel von Walbersdorf. (Ann. d. k. k. nat. Hofmus. 9. 1894. 19—23.)

Da nach den Mittheilungen von R. HÖRNES, TH. FUCHS und F. TOULA über die Fauna des Tegels von Walbersdorf diese ihrem Charakter und ihren Elementen nach strittig erschien, bemühte sich Verf. durch Aufsammlungen an Ort und Stelle zur Klärung der Sache beizutragen. Zunächst wurde festgestellt, dass in Walbersdorf von den Arbeitern auch Badener Fossilien als einheimische verkauft werden, also beim Sammeln die grösste Vorsicht geboten erscheint. Die angeführte Liste umfasst 59 Arten, von welchen 20 vom Verf. selbst aufgesammelt worden sind. Eine Verwandtschaft in der Fauna des Tegels von Walbersdorf (nicht der überlagernden Sande und sandigen Mergel) einerseits mit der Fauna des Tegels von Baden, dann mit der des Schliers von Ottmang und des Tegels von Ostrau ist sicher. Verf. wagt bei den eben nicht sehr günstigen Aufschlüssen, welche ihn zwangen auf dem Aushub zu sammeln, nicht zu entscheiden, ob die bei Walbersdorf vorhandene Mischung der Schlierfauna und Badener Fauna eine ursprüngliche ist, oder ob nicht etwa eine Mischung aus verschiedenen Niveaus der Tegelablagerungen vorliegen könnte.

A. Andreae.

F. Toulà: Die Miocänablagerungen von Kralitz in Mähren. (Ann. d. k. k. nat. Hofmus. 8. 1893. 283—293.)

Die tertiären Bildungen südlich von Kralitz lagern auf Grundgebirge und lassen zwei Stufen erkennen: Eine untere Schlierabtheilung, welche aus geblichen und grünlichen Mergeln besteht und stellenweise *Pecten denudatus* in Masse enthält, dann eine obere Abtheilung, die aus lockeren Mergeln mit vielen Lithothamnienknollen gebildet wird und eine zahllose Menge, namentlich kleinerer, Fossilien führt. Aus diesen oberen Schichten war eine grosse Menge Material von A. PELZ ausgeschlämmt worden, welches von FR. NEWORAL und vom Verf. bestimmt worden ist. Es folgt eine Tabelle der bisher aufgefundenen Arten, welche 110 Foraminiferen, 4 Anthozoen, 3 Asteroiden, 15 Echinoiden, 5 Anneliden, 75 Bryozoen, 3 Brachiopoden, 13 Bivalven, 2 Gastropoden, 4 Crustaceen und 4 Fische umfasst. Unter den Foraminiferen überwiegen die Nodosarien, Cristellarien und Frondicularien, besonders ist *Lingulina costata* D'ORB. überaus häufig. Die Milioliden fehlen. Zunächst den Nodosarien sind noch recht häufig *Truncatulina Dutemplei*, *Globigerina bulloides*, *Uvigerina*

pygmaea und *Clavulina cylindrica*, welch' letztere sich in einer grossen und einer kleinen häufigeren Ausbildungsform findet, die nicht durch Übergangsglieder verbunden sind. [Also eine Art von Dimorphismus, leider ist nicht bemerkt, ob die kleine häufigere Form etwa auch die grössere Embryonalkammer besitzt, wie zu erwarten. D. Ref.] Bei Kralitz sind die Nodosarien, involuten Cristellarien (resp. Robulinen) und Lingulinen meist grösser, die Globigerinen fast durchwegs kleiner als die entsprechenden Formen aus den inneralpinen Randbildungen des Wiener Beckens. Amphisteginen und Heterosteginen zeichnen sich durch ihre Häufigkeit, d. h. Individuenzahl aus.

Ebenso reichlich wie die Foraminiferen sind die Bryozoen vertreten, und ist hervorzuheben, dass eine grosse Anzahl von an den verschiedensten Localitäten getrennt auftretenden Arten hier zusammen vorkommen. Die Cyclostomen wiegen vor, besonders häufig sind: *Idmonea*, *Eschara*, *Celleporaria*, *Retepora* und *Defrancia*.

Besonderes Interesse verdienen auch die Echiniden mit *Dorocidaris papillata* LESKE, *Cidaris subularis* D'ARCH. var., *C. pseudoserrata* COTT., *C. avenionensis* COTT., *Psammechinus monilis* DESM., *Spatangus* cf. *austriacus* LAUB., *Clypeaster* sp., *Brissopsis* sp., *Echinocyamus* sp., *Cyphosoma* sp., *Diadema Desori* RSS. und *Salenia* ? sp.

Die zahlreichen neuen Arten unter den Bryozoen und namentlich den Foraminiferen sind in der Arbeit noch nicht aufgeführt.

Den Schluss bildet die Untersuchung des liegenden Schliers mit *Pecten denudatus*, der eine von dem oberen Mergel abweichende, kleine Fauna, namentlich Foraminiferen und Ostracoden, birgt.

A. Andreae.

K. Redlich: Eine neue Fundstelle miocäner Fossilien in Mähren. Pulgram bei Saitz. (Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. 1893. 309—317.)

Bei Pulgram, südlich von Saitz, ragt aus der ringsum von Löss bedeckten Gegend eine Insel miocäner Sande hervor. Diese bald grauen, bald gelben Sande enthalten grosse Kalkconcretionen und beherbergen eine überaus reiche Fauna prächtig erhaltener Conchylien. *Ancillaria glandiformis* findet sich zu Tausenden, ferner dominieren zahlreiche *Conus*-Arten, Pleurotomen, *Cerithium crenatum*, *Pectunculus obtusatus*, Veneriden und Lucinen. Von *Lucina miocenica* und *multilamellata* finden sich ganze Nester. Die von der Fundstelle gegebene Liste umfasst 116 Gastropoden und 47 Acephalen und gestattet auch einen Vergleich mit den Faunen von Gainfarn, Steinabrunn, Kienberg und Pötzleinsdorf. Am grössten ist die Übereinstimmung mit Kienberg, wo auch, wie bei Pulgram, die sonst seltene *Voluta rarispina* LMK. häufig ist. Das Auftreten einiger Süsswasserconchylien verdient besondere Beachtung. Neben den Mollusken finden sich Krabbenreste, Ostracoden, Echinidenstacheln, Fischzähne und Otolithen, einige Foraminiferen und *Dactylopora miocaenica* var. *longa* KARRER.

A. Andreae.

J. Dreger: Über die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Wotsch und des Donatiberges in Süd-Steiermark. (Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. 1893. 92—98.)

Verf. giebt einen Überblick über das grösstentheils aus Tertiärschichten bestehende Hügelland südöstlich vom Bachergebirge, welches von den letzten Ausläufern der Alpen in der croatischen Ebene gebildet wird. — Die Unterlage des Tertiär, das eigentliche Gerippe des ganzen Zuges, bildet die Trias, namentlich Dolomite derselben; untergeordneter tritt das Carbon auf; Kreide und Jura fehlen dagegen.

Mit den oligocänen Sotzkaschichten beginnt die Schichtenfolge des Tertiär; diese führen Kohlen, welche früher stellenweise abgebaut wurden. Im Liegenden der Kohle findet sich ein grobes Conglomerat, im Hangenden liegen schiefrige Mergel und Thone, welche nach oben allmählich in marine Schichten übergehen. Fossilien sind sehr selten; ein sandiger Mergel bei Tschermoschische lieferte *Pecten* cf. *latissimus* Brocc. und an anderem Orte Turritellen. — Am Donatiberge finden sich Leithaconglomerate mit Nulliporen-, *Pecten*- und Crinoidenresten. Im Westen gehen die Leithasande und -Schotter, im Osten die mergeligen Sandsteine allmählich in sarmatische Schichten über, welche zahlreiche typische Fossilien dieses Horizontes führen. Bei Unter-Podlosch fanden sich: *Mactra podolica* EICHW., *Cardium plicatum* EICHW., *Fragilia fragilis* L., *Lucina* cf. *Dujardini* DESH., *Modiola marginata* EICHW., *Buccinum baccatum* BAST., *B. Verneuli* D'ORB. und *Trochus pictus* EICHW.

Die Hügel nördlich vom Pettauerfeld, welche aus losen Sand- und Schottermassen bestehen und bisher keine Fossilien geliefert haben, sind mit den Belvedere-Bildungen parallelisirt worden.

Hornblende-Andesite finden sich südlich von Plešivec begleitet von Tuffen und wechseln in Lagen mit den mergeligen Tertiärgesteinen.

A. Andreae.

G. Vasseur: Relations du terrain nummulitique de la Montagne noire avec les formations lacustres du Castrais. (Bull. Services de la Carte géologique de France. 5. No. 37. 1894.)

Es wird gezeigt, dass erst zur Zeit des unteren Calcaire grossier das Meer, als es sich im Pariser Becken und im Cotentin ausdehnte, auch die Nordseite der Montagne Noire, das Castrais, erreichte und dort die Thone, Sande und Gerölle von Mazamet ablagerte, welche auf der Südseite der Montagne Noire in Nummulitenschichten übergehen.

von Koenen.

G. Vasseur: Nouvelles observations sur l'extension des poudingues de Palassou dans le département du Tarn; Observations au sujet d'une note de M. CARAVEN-CACHIN intitulée: Le poudingue de Palassou sur le versant Sud-Ouest du Plateau Central. (Bull. Services de la Carte géologique de France. 5. No. 37. 1894.)

Das Conglomerat von Palassou liegt auf den mitteleocänen Nummulitenkalken, enthält am Fuss der Pyrenäen *Lophiodon* und *Palaeotherium* und entspricht den Sanden von Beauchamp und dem Kalk von St. Quen; im Tarn enthält es *Palaeotherium* und entspricht dem Gyps von Paris. Die Gerölle und Conglomerate von Puylaurens bilden Einlagerungen in der oligocänen Molasse, in der *Xiphodon* und *Aceratherium* gefunden wurden, und entsprechen etwa den Marnes vertes des Pariser Beckens. Die ältesten Gerölle stammen von der Montagne Noire; erst später kommen solche von den Pyrenäen. Erhebungen der Pyrenäen haben stattgefunden zwischen der Ablagerung 1. des Grobkalks und der Sables de Beauchamp nebst dem Kalk von St. Quen, 2. des letzteren und des Pariser Gypses, 3. die hauptsächlich des Calcaire de Brie und der Sande von Fontainebleau. Trotzdem stellt Verf. den Kalk von St. Quen und den Sand von Beauchamp noch zum Mitteleocän statt zum Obereocän und den Pariser Gyps zum Obereocän statt zum Unteroligocän.

In der zweiten Note werden die Abweichungen von den Angaben CARAVEN-CACHIN's erörtert, welche dieser bei der 18. Versammlung der Assoc. française pour l'avanc. des Sciences Paris 1889, 2 partie p. 476 veröffentlicht hatte.

von Koenen.

G. Vasseur: Note préliminaire sur les terrains tertiaires de l'Albigeris. (Bull. des Services de la Carte géologique de France. 1894.)

In der Gegend von Castres und Albi treten folgende Tertiärschichten auf: 1. Molasse von Saix und Lautrec (Mitteleocän), 2. Kalk von Cuq und Vidmur (Obereocän), 3. Molasse von Blan (Oligocän), 4. Kalk von Mas Sainte-Puelles et de Saint-Paul Cap de Joux, 5. Molasse von Puylaurens, 6. Kalk von Albi mit *Melania albigensis*, 7. Molasse von Moulayres (de l'Agenais); dafür nördlich vom Tarn-Thal: Molasses de Saint-Croix et de Bernac, 8. Kalk von Cassagne und Bernac, 9. Molasse von La Bastide und Lévis; hierüber die Schichtenfolge der Kalke von Cordes: 10. Kalke von la Crouzatié und Taïx, 11. Molasse von Durefort, 12. Kalk von Noailles etc., 13. Molasse von Faissac, 14. Unterer Kalk von Donnazac, 15. Molasse von Donnazac, 16. Oberer Kalk von Donnazac, 17. Molasse und 18. Kalk des Signal de la Salvétat. Nach Nordosten resp. Norden gehen die Kalke in Molassebildungen etc. über. Eine Übersichtstabelle veranschaulicht die Parallelisirung der Schichten des Pariser Beckens mit denen der Gironde, der Gegend von Castelnaudary, Castres und dem linken und rechten Ufer des Tarn.

von Koenen.

E. Mariani: Appunti sulla Creta e sul terziario antico della Brianza. (Annali del R. Istituto ternico di Udine. Serie II. Anno IX.)

Die Trennung zwischen Kreide und Eocän ist im untersuchten Gebiete sehr schwierig, da die glacialen Bildungen die älteren Schichten verbergen.

Eocän findet sich von Montafano bis Imbersago und von Bissago bis in der Nähe von Missaglia mit einer Richtung WNW.—OSO. Fucoiden-führende, röthliche Mergel und Sandsteine sind am häufigsten zu beobachten. Die Kreidebildungen sind gemäss der bekannten Ansicht TARAMELLI's beschrieben und unterschieden.

Vinassa de Regny.

A. Portis: Contribuzioni alla storia fisica del bacino di Roma e studii sopra l'estensione da darsi al pliocene superiore. 4^o. 293 3 Taf. Roma 1893.

Dies Buch, welches in vieler Hinsicht die geologischen Verhältnisse der römischen Campagna von einem ganz neuen Standpunkte betrachtet, zerfällt in 3 Theile: 1. Una nuova sezione geologica del Colle Capitolino, 2. Esame delle sezioni geologiche aperte nei dintorni immediati della Città, 3. Conseguenze dei risultati ottenuti nella parte seconda. Fatti anteriormente noti. Formazione peperinica del Tavolato. Jedem Theil ist eine Profiltafel beigegeben. Der erste Abschnitt beschäftigt sich mit der Entstehungsgeschichte des Bodens unter der ewigen Stadt. Veranlassung dazu gab die Entdeckung eines ziemlich mächtigen Complexes von Süßwasserablagerungen auf der Höhe des capitolinischen Hügels, dessen eine ganze Seite beim Bau des Nationaldenkmals für Victor Emanuel angeschuitten worden ist. Es folgt aus diesem Funde, dass auch nach der grossen Tufferuption der römischen Vulcane die Tiberwasser vorübergehend zu einem See gestaut waren, der, obwohl nahe der Küste, doch noch in relativ hohem Niveau lag (50 m). Durch Rückgreifen der Fluss-erosion soll Entwässerung und damit die Einnagung des jetzigen Fluss-bettes erfolgt sein. Ein ähnlicher Süßwassersee hat vor der grossen Eruptionsphase bestanden, ist ebenfalls z. Th. abgeflossen gewesen, als der Auswurf der Tuffe das Relief des Bodens ganz umgestaltete. Am capitolinischen Hügel kann man noch die Spuren dieses ersten Tiberlaufes und dessen theilweise Verlegung erkennen. An diese Beobachtungen knüpft PORTIS nun recht weitläufige theoretische Betrachtungen über die Tektonik des römischen Bodens an. Die Campagna ist ein Senkungsfeld, das vom Meere durch eine hypothetische Barrière mesozoischer Kalke vom Cap Circeo bis Civitavecchia getrennt war und sich deshalb wiederholt in einen See verwandelte. Es wurde durch die Schuttmassen der Appenninenflüsse und hauptsächlich durch die Aschenregen der Albaner Vulcane aufgefüllt, erlitt darauf neue Zerstückelung und Verschiebung der einzelnen Schollen, wodurch die jetzt gesonderten Hügel gebildet und der Tiberlauf vorgezeichnet wurde. Durch diese Verwerfungen und das dadurch bedingte Auftauchen einzelner Bodenstücke aus dem Wasser erklärt sich die verschiedenartige Zusammensetzung des Untergrundes. Eine Hauptverwerfung läuft im Tiberthal am Fusse des Mte. Mario entlang. Durch Versinken oder in Folge Abtragung der hypothetischen Strandbarrière ist dem Tiber freier Zutritt zum Meere gegeben und damit die Erosion der Flussarme zwischen den einzelnen Hügeln erhöht und der heutige Tiberlauf vor-

gezeichnet. Erwähnt sei noch, dass sich an der Basis der oberen Thonschichten des Capitols ein ganzes Elephantenskelet fand, von dem nur die 2 m langen Stosszähne gerettet werden konnten. — Der zweite und dritte Theil sind etwas später geschrieben als der erste, und zwar von einem ganz anderen Gesichtspunkte aus. In Folge dessen ändern sich auch die Ansichten des Verf. etwas, und Einiges von dem früher Gesagten wird zurückgenommen. Der Kern der langen Erörterungen ist: alle Ablagerungen der römischen Campagna sind mit geringen Ausnahmen marin. Bisher war man der umgekehrten Ansicht, sah die Thone mit Pflanzenabdrücken, die Schotter mit Säugethierresten, die Tuffe und travertinartigen Bildungen als Süswasserschichten an, denen am Rande und an der Basis einzelne marine oder höchstens brackische Lagen eingeschaltet waren. PORTIS macht darauf aufmerksam, dass in den Thonen und Mergeln, ebenso in sehr vielen der vulcanischen Tuffe zahlreiche Foraminiferen und Nadeln von Tetraktinelliden vorkommen, die nicht etwa als umgelagert in Folge von Flusserosion auf ältere pliocäne Sedimente zu betrachten sind. Auch finden sich überall (in den angeblichen Süswasserschichten), wenn auch nicht geradezu häufig, einzelne *Cardium*-, *Cerithium*- und *Pectunculus*-Arten, die mit den lebenden übereinstimmen. Die Pflanzen-, Landschnecken- und Säugethierreste seien hinausgetragen in das Meer und dort in ruhigen Buchten oder am Strande abgelagert. Damit sei Hand in Hand local eine Sedimentation von Kalk gegangen, wodurch die den Travertinen so ähnlichen Gesteine geschaffen worden. Die Schotter sollen nicht aus dem Appennin stammen, sollen von der jetzt versunkenen Tyrrhenis herrühren, zu der auch die obengenannte Barrière gehört haben muss. Gestützt werden diese Ansichten durch den Nachweis gegenseitigen Auskeilens von Tuff, gelbem pliocänen Sand und Travertin, welche in der mannigfaltigsten Weise ineinander eingreifen. Dadurch entsteht eine ganz neue Parallelisirung der Schichten im Untergrunde Roms, die Verf. zu einer grossen Tabelle zusammengefasst hat. Um aber den Facieswechsel zu erklären, ist er gezwungen, häufige Verschiebungen des Bodens anzunehmen. Nicht weniger als 5 Mal sollen Land und Meer in diesem Gebiete gewechselt haben, wozu die gewaltigen vulcanischen Ausbrüche kamen. Auch deren Tuffe sind zum grossen Theil marin, in der Weise, dass die Aschenmassen in das Meer gefallen oder bei den wiederholten Transgressionen umgelagert sind. An die [auch meiner Meinung nach. Ref.] recht unwahrscheinliche Theorie der Schlammregen und Schlammströme als Ursprung des Peperins und gelben Bautuffs glaubt PORTIS nicht. Da diese ganze Serie der als marin erkannten Schichten auf das Innigste mit dem mittleren Pliocän zusammenhängt, so möchte Verf. sie als Oberpliocän und nicht als Diluvium betrachten, wie es bisher geschehen ist. Demnach fiel auch die Hauptthätigkeit aller römischen Vulcane in das Pliocän, und bis in diese oberste Abtheilung müsste die hypothetische Tyrrhenis existirt haben. Erst damals soll deren Versinken und die Entstehung des Tyrrhenischen Meeres, etwa gleichzeitig mit der Bruchbildung im Aegäischen Meere, eingetreten sein, damals erst hätten sich die Falten der Appenninen

stärker ausgeprägt und sei der Tiber entstanden, der sich in das neue Meer ergossen und in dasselbe sein rasch anwachsendes Delta hinausbaue. Die Diluvialperiode sucht PORTIS für Italien ganz auszumerzen. Die grossen Säugethiere in der Campagna sollen ebenfalls pliocän sein, und es wird die Erwartung ausgesprochen, das sich dieselbe Thatsache auch in Oberitalien herausstellen würde; dann gehörte auch die Eiszeit ins oberste Tertiär. [Dies scheint ein ziemlich überflüssiger Streit um Worte, da es ja ziemlich einerlei ist, wo wir den Schnitt zwischen Pliocän und Jetztzeit machen. Ref.] — Diesen beiden Theilen der Arbeit sind als Anhang die Resultate mikroskopischer Untersuchungen verschiedener Schichten, ferner kurze Übersichten über ältere Arbeiten, die sich mit demselben Gegenstand befassen, beigegeben. Besonders wird wiederholt hervorgehoben, dass L. v. BUCH, MURCHISON und BROCCHI schon in den Grundzügen das Richtige erkannten und deren „goldene Worte“ in der Folgezeit zum Schaden der römischen Geologie so ganz in Vergessenheit gerathen seien. Ausserdem finden wir eine kleine Polemik gegen CLERICI, der noch den früheren Standpunkt vertritt, und einen längeren Excurs über das Conglomerat von Tavolato. Es wird darin nachgewiesen, dass dieses eigenthümliche, aus grossen Lava- und Peperinblöcken bestehende Gestein den Lavastrom des Capo di Bove beiderseitig begrenzt und mit diesem in genetischer Beziehung steht. Die Lava selbst wird als submarin angesehen. Das Conglomerat soll, wenn ich den Verf. richtig verstanden habe, ein Auswaschungsrest gleichzeitig mit der Lava gebildeter Tuffmassen sein.

Die PORTIS'sche Arbeit enthält viel neues Material und ist in vieler Hinsicht ein wesentlicher Fortschritt in der geologischen Kenntniss der römischen Campagna. Die stratigraphisch-tektonischen Betrachtungen erscheinen oft etwas gewagt und nicht hinreichend sicher begründet. Immerhin wird das Buch der Ausgangspunkt einer neuen Auffassung, neuer Untersuchungen und wahrscheinlich auch einer weit ausgreifenden Discussion werden.

Deecke.

H. Cooke: On the occurrence of a black limestone in the strata of the Maltese Islands. (Geol. Mag. Dec. III. 9. 1892. 361—364.)

In den Quartärschichten von Malta und Gozo finden sich in Menge gerundete oder eckige Stücke eines schwarzen krystallinen Kalksteines, deren Herkunft unbekannt war. LEITH ADAMS war der Ansicht, dass dieselben einer Formation entstammten, die einer viel späteren Zeit angehöre, als irgend welche jetzt auf den Inseln in situ vertretenen Schichten. Verf. ist jetzt der Nachweis gelungen, dass diese schwarzen Kalke nur eine Varietät des „Lower Coralline Limestone“ der unteren Tertiärschichten von Malta sind und an verschiedenen Orten sich anstehend finden.

A. Andreae.

H. Cooke: On the occurrence of concretionary masses of flint and chert in the Maltese limestones. (Geol. Mag. Dec. III. 10. 1893. 157—160.)

Die meist schwarzen, seltener grauen oder bläulichen Knollen von Feuerstein (flint) oder unreinem kalkigem Feuerstein (chert) finden sich auf Malta in dem Globigerinenkalk. Dieser erreicht oft 250 Fuss Mächtigkeit; die Feuersteinknollen finden sich nur in den reinsten, durchaus kalkigen Abarten des Gesteines.

A. Andreae.

V. Simonelli: Le sabbie fossilifere di Selenitza in Albania. (Boll. Soc. Geol. Ital. 12. 1893. 552—558.)

Bei Selenitza in Albanien liegen auf blauen Mergeln von 100 m Mächtigkeit Sandsteine, Sande und Conglomerate, reich an Bitumen und an Muscheln. Eine Probe enthielt eine Fauna, die ganz mit dem Pliocän des Mittelmeerbeckens übereinstimmt, aber die sarmatische Art *Cerithium pictum* BAST. mit umschloss. Ausserdem kommen einige Flussconchylien wie *Mohrensternia Zitteli* vor und geben der ganzen Ablagerung einen gemischten Charakter. Die wichtigsten Species sind: *Ringicula auriculata* MÉN. sp., *Triforis perversus* LIN. sp., *Cerithium renovatum* MTRS., *Potamidites atticum* GARD. et FISCH., *Neritina viridis* LIN. sp., *Phasianella pullus* LIN. sp., *Ostrea edulis* LIN. var. *lamellosa* BR., *Cardium edule* LIN., *Lucina leucoma* TURTON var.

Deecke.

J. Sinzow: Bemerkungen über einige Versteinerungen aus den bessarabischen Neogenablagerungen. (Mém. de la société des natural. de la Nouvelle-Russie. 17. P. 2. 51—92. Mit 4 Taf. Odessa 1892. Russisch.)

Verf. giebt die Beschreibung von 20 Arten: 6 Bryozoen, 5 Lamellibranchiern, 9 Gastropoden, worunter 7 neue Arten, nämlich: *Microporella terebrata*, *Acmaea (Scurria) Reussi*, *A. tenuissima*, *A. subcostata*, *A. striato-costata*, *A. pseudolaevigata*, *Buccinum subspinosum*.

E. von Toll.

Walter Harvey Weed: The Laramie and the overlying Livingston Formation in Montana with Report on Flora by FRANK HALL KNOWLTON. (Bull. U. St. Geol. Survey. No. 105. 1893.)

In der Gegend der Crazy liegen 12000 Fuss mächtige Süsswassertone und Sandsteine, welche bisher zu der Laramie-Formation gerechnet wurden; von dieser werden jetzt die Livingston-Formation und als oberste die Schichten der Crazy-Berge abgetrennt, welche wohl den Fort Union-Schichten des östlichen Montana entsprechen, wie in Colorado die Arapahoe- und Denver-Schichten über der Laramie-Formation folgen. Über den palaeozoischen Schichten und dem Jura, resp. der Kreide liegen die Kohleführenden Sandsteine, Schiefer und auch Kalk der Laramie-Formation, welche

Reste von *Unio*, von *Corbula subtrigonalis* und von Blättern enthält. Letztere sind auch die einzigen Fossilien in den hellen, dünn-schichtigen Sandsteinen und den rothen und grünen Schiefern an der Basis der Livingston-Formation, welche sonst auch viele Conglomerate etc. vulcanischer Gesteine und Aschen enthält und discordant auf der Laramie-Formation liegt. Sie lieferte schlecht erhaltene *Unio* und Süsswasser-Gastropoden ähnlich *Goniobasis tenuicarinata*, *G. nebrascensis* etc., während *Ostrea*, *Corbula*- und *Corbicula*-Arten in einem Kalk wenige 100 Fuss über der Basis der Livingston-Schichten auftreten. Während ihrer Ablagerung fand eine Hebung statt, verbunden mit einer Erosion der Laramie-Schichten.

Die Fort-Union-Formation besteht aus mehr massigen Sandsteinen, grauen Schiefern und Linsen von unreinem Kalk; sie ist 4000 Fuss mächtig und enthält ausser Pflanzen nur Land- und Süsswasser-Mollusken, reicht aber nach Westen nur bis an die Hügel am Fusse des Felsengebirges und gehört nach ihrer Flora noch zum Eocän, so dass zu diesem auch die Livingston-Formation zu rechnen ist.

Im Anhang wird die Flora beschrieben und zum Theil abgebildet, neben *Thinnfeldia lanceolata* n. sp., *Populus? problematica* n. sp., *Cinnamomum ellipticum* n. sp. und *Litsea Weediana* n. sp. auch Arten wie *Sequoia Reichenbachii* GEIN., *Taxodium distichum miocenicum* HEER, *Gingko adiantoides* UNG., *Populus* cf. *arctica* HEER, *Salix*-, *Juglans*- und *Quercus*-Arten etc.

von Koenen.

R. T. Hill: Notes on the Tertiary and later History of the Island of Cuba. (Amer. Journ. of Sc. 48. 196.)

Auf älteren, sedimentären und vulcanischen Gesteinen liegen Thone, welche von DE CASTRO der Kreide zugerechnet wurden, und tertiäre, weisse Kalke, von welchen die älteren reich an Steinkernen und Abdrücken von Molluskenschalen, aber in mannigfaltiger Weise zersetzt und umgewandelt, so dass sie bald mergelig, bald hart und krystallinisch oder cavernös sind; sie sind aber deutlich geschichtet, enthalten auch sandige Lagen und z. Th. auch Radiolarien-Reste und gehören theils dem Miocän und Pliocän an. Sie sind an der Nordküste selten flach geneigt, sondern in jeder Weise gestört und gefaltet und werden in Havanna durch Eruptivgesteine durchbrochen.

Die jüngeren Kalke sind Korallenkalke jüngsten Alters, welche die Küste umsäumen und die vorliegenden Inseln bilden, bald hart, marmorartig, bald mürbe und von alluvialen, schlammigen Massen noch überlagert werden. Die aus dem älteren Kalk bestehenden, höheren Berge erheben sich bis zu 1000 und 2000 Fuss und zeigen an ihrem Fuss die älteren metamorphischen Gesteine, während andere, bis zu 600 Fuss hohe Berge mit scharf eingeschnittenen Thälern augenscheinlich die Reste alter Hochflächen sind. Durch Fortwaschung des Kalkes kommen in der Mitte der Insel noch niedrigere Hügel älterer metamorphischer Gesteine zum Vorschein. Sehr bezeichnend sind auch Terrassen nahe der Küste, be-

sonders auf der Ostseite, in drei verschiedene Niveaus, so dass nach Ablauf der Tertiärzeit eine mehrfach wiederholte Hebung der Insel erfolgt sein muss, während eine Senkung sich nicht nachweisen liess.

von Koenen.

Quartärformation und Jetztzeit.

R. Sernander: Om Litorinatidens klimat och vegetation. (Geolog. Föreningens i Stockholm Förh. 15. 345. 1893.)

In der Streitfrage zwischen ANDERSSON und BLYTT über die Frage der Klimaveränderungen in den verschiedenen Zeiten des Quartär stellt sich SERNANDER auf die Seite BLYTT's. Unter Bezugnahme auf viele Beispiele und specieller Erörterung der in Frage kommenden allgemeinen Punkte wird hier die Beschaffenheit des Klimas und der Pflanzenwelt zur Zeit der (auf die *Ancylus*-Zeit folgenden) postglacialen *Litorina*-Senkung und der nachfolgenden Hebung erörtert. Die Torfmoore, welche in ihrer Gesamtheit dieser Zeit der negativen Facies angehören, zeigen unter 1 m mächtigem *Cladium-mariscus*-Torf eine mit *Cladium* vermengte *Phragmites*-Schicht, welche auf Moorerde (gyttja) mit *Phragmites*-Rhizomen lagert. Diese Schichten sind scharf von einander getrennt durch Baumstubbenlager. Im unteren Torf finden sich Reste von Eiche mit Linde und *Alnus glutinosa*. Im Anschluss an BLYTT's Theorie fasst SERNANDER die Baumstubbenlager als subboreal auf, den unteren Torf als atlantisch, den darüber liegenden als subatlantisch. Die Senkung, welche die Ostsee in das sog. *Litorina*-Meer umwandelte, kann nicht früher eingetreten sein, als in der letzten subarktischen Periode und nicht später, als zu Anfang der atlantischen. Vor der Senkung lag Südkandinavien bedeutend höher als jetzt, es herrschte ein continentales Klima = BLYTT's boreale Zeit, Eichenflora; das Maximum der Senkung gehört der Zeit nach Eintritt der atlantischen Periode an, unter welche wenigstens die Hälfte der darauf folgenden Hebung fällt.

Nach längerer Discussion der ANDERSSON'schen Ansichten bleibt Verf. dabei, dass wahrscheinlich der grössere Theil der Flora, die in ihrer Ausbreitung mit *Quercus robur* übereinstimmt, nach Skandinavien vor der *Litorina*-Zeit, zur subborealen Zeit, eingewandert ist und während derselben eine weitere Ausbreitung erfuhr. In der atlantischen Zeit erfuhr die Flora Veränderungen, Buche und *Ilex* wanderten ein; Relictenformen der jetzigen Flora weisen auf einen Zusammenhang mit der atlantischen Flora der Torfmoore hin.

E. Geinitz.

A. M. Hansen: Strandlinje-studier. (Archiv for Math. og Naturvidenskab. Kristiania 1890. 14. 254—343. 15. 1—96. 3 Tafeln.)

1. Küstenseter. Statt des Namens Strandlinie wendet HANSEN seit 1885 die Bezeichnung „sete“ an (vergl. auch SUESS, Antlitz d. Erde. II.

430). Die drei Theile der Sete sind der Rücken, die horizontale Ebene und der geneigte Fuss.

Die ganz im Fels gebildeten „Strandlinien“ der Fjorde gehen allmählich in solche über, die in losem Material gebildet sind, „terrane“ Seter; deren Unterlage ist ebenfalls im festen Fels eingehauen. Diese scheinbaren terranen Seter erreichen an der Küste häufiger als in den Binnenlandsseter eine grössere Breite als 20 m; oft werden sie 40—100 m breit. Die Seter, welche an ihrer Oberfläche loses Material besitzen, werden „Wiesenseter“ genannt, im Gegensatz zu den im festen Fels stehenden „Bergseter“. In der Regel findet sich von aussen nach dem Inneren der Fjorde folgende Reihenfolge: Strandwall, Wiesenseter, schmalere typische Seter, Seter im festen Fels, Schattenseter (ähnlich einer Schattenlinie). Meist lassen sich die Seter leicht von den Terrassen unterscheiden; erstere zeigen im Profil des Gehänges einen Knick, letztere sind immer an den Thalweg gebunden. Nach dem Innern der Fjorde nehmen die Seter an Breite und Häufigkeit ab.

Die Beobachtungen wurden mit dem Sextanten ausgeführt.

2. Inlandsseter. Für ihre Bildung wird die Theorie der durch das Inlandeis aufgedämmten Seen festgehalten. Ihre Ausbreitung ist an die Südgrenze der letzten Vereisung gebunden. Von den hier einschlägigen interessanten Mittheilungen mögen einige der wichtigsten referirt werden: Vielorts hat sich ein nordwestlicher, bergauf gerichteter Eistransport ergeben. Die Erstreckung der Seter ist ca. 1200 km lang. Die Eisscheide (die Linie, wo der Gletscherdruck nach beiden Seiten gleichen Widerstand trifft) lag östlich von der Wasserscheide, der Höhenaxe des Landes (ähnliche Verhältnisse sind in britisch Nordamerika, Südamerika und Neuseeland bekannt). Die Physik der „Grossgletscher“ (wie HANSEN das „Inlandeis“ oder „Landeis“ nennt) ist anders als die der alpinen Localgletscher, die klimatischen Verhältnisse am Schluss der Eiszeit waren eigenartige; daraus erklärt sich die Lage der Gletscherreste, wie sie die Theorie der aufgedämmten Gletscherseen fordert. In der Höhe der Wasserscheiden und der Seter zeigt sich häufig eine auffällige Beziehung; eigenthümliche ås-artige Rücken treten bei den ersteren auf.

3. Bildung der Seter, der Inlands- wie Küstenseter. In einer Kritik der verschiedenen Theorien über die Seterbildung wird gezeigt, dass die Treibeisttheorie die richtige ist. SEXE hielt die Seter als Gletschererosionsproducte, MELVIN fasst sie, wie die schottischen in Lochaber, als Seitenmoränen auf, die anderen Theorien sehen sie als Strandlinien grosser Wasserflächen an, nach LEHMANN u. A. durch die Brandung, nach BLYTT durch Frostwirkung entstanden, nach KNUTSEN am Eisfuss grosser Gletschermassen, analog am arktischen Eis. KEILHAU und PETTERSEN erklärten die Strandlinien ausgegraben durch Scheuern von schwimmendem Küsten- und Fjordeis.

4. Höhenverhältniss. Gegenüber späteren Behauptungen wird die BRAVAIS'sche Behauptung zu Recht gebracht, dass die Strandlinien landeinwärts ansteigen und nicht parallele horizontale Niveaus bilden. Durch

Eintragung der Messungen auf die Karte, Aufzeichnung der Isoanabasen und Gradientenlinien (Normalen auf erstere) ergab sich für alle Seterhöhen der norwegischen Küste mit wenigen Ausnahmen, dass sie sich in zwei zusammenhängende Linien sammeln, die überall gegen das Landinnere ansteigen, die untere schwächer. Das Land ist also am stärksten gestiegen nahe seiner Axe, die Steigung nimmt ab gegen das Meer und scheint bei einer Linie zu verschwinden, die mehr oder weniger dem äusseren Küstenrand folgt. Auch die Inlandsseter sind geneigt, ihre Steigung von der Küste her setzt sich fort über die Wasserscheide gegen die Gletscherscheide. Die Strandlinien in Norwegen sind nicht horizontal, sie steigen vom Meere her regelmässig an.

5. Ursache der Neigung der Linien. Nach den gewonnenen Profilen müssen alle Theorien ausgeschaltet werden, die eine Steigung des Meeres an den Polen annehmen, ebenso die ADHÉMAR'sche. Die SUESS'sche Auffassung, die Seter seien in von Gletschern abgesperrten Buchten gebildet, ist für die meisten Küstenseter unzureichend; das regelmässige Ansteigen der zwei Linien nach dem Inneren der Fjorde kann nicht durch eine zusammenhängende Wasserfläche erklärt werden; es sind richtige Strandlinien. Die PENCK'sche Theorie, Anziehung durch das Eis, ist quantitativ unzureichend; Rechnung und einfache Beobachtung ergibt, dass eine 400 m dicke Eismasse nicht 200 m Wasser über 200 km Breite gehoben haben kann. Nach v. DRYGALSKI liegen die Isothermen unter einer Eisdecke tiefer als bei freier Ausstrahlung, nach dem Abschmelzen der Eisdecke würden die Isothermen gestiegen und die Erdkruste durch Ausdehnung aufgewölbt sein; dies würde voraussetzen, dass die Erdkruste aus Schollen zusammengesetzt wäre und die Ausbreitung des Inlandeises gerade immer mit dem Vorkommen solcher Schollen zusammengefallen wäre; die Hebungsgrenze geht aber über alle möglichen tektonischen Linien unabhängig hinweg. Ferner müsste die Hebung im Verhältniss zur Eisausbreitung stehen, in Amerika also viel bedeutender sein als in Europa, was nicht der Fall ist. v. DRYGALSKI's Erklärung stimmt weder qualitativ noch quantitativ mit den wirklichen Höhenverhältnissen. HANSEN kommt auf die JAMIESON'sche Eisdrucktheorie zurück: Das Inlandeis drückt das vereiste Land nieder, das eisbefreite Land hebt sich wieder. Die Erdkruste besitzt eine gewisse Beweglichkeit: je mächtiger das Eis, desto grösser die Senkung und folgende Hebung; diese muss also am grössten sein bei der Mächtigkeitsaxe des Eises, letztere fällt zusammen mit der Gletscherscheide. Die Gradienten (Richtung der Hebung und Senkung) müssen also senkrecht auf die Gletscheraxe gerichtet sein, ihr Werth am grössten, wo der Abstand des Gletschercentrums von der Hebungsgrenze am kürzesten. Strandlinien können sich nur in längeren Zeiträumen bilden, repräsentiren also die Zeit, wo die Eisdecke lange Zeit ein constantes Niveau hielt; in der ersten Eiszeit scheint kein längerer Gleichgewichtsstand geherrscht zu haben, man kennt keine proteroglacialen Strandlinien (auch keine Endmoränen jener Zeit), die neueren Strandlinien sind deuteroglacial. Die Theorie verlangt eine durchschnittliche Mächtigkeit von

704 m für das Eis, die Berechnung zeigt, dass die Theorie quantitativ den Verhältnissen entspricht. Auch qualitativ stimmt sie, wie im folgenden Abschnitt 6, Der Eisdruck an bekannten Strandlinien bezeichnet, nachgewiesen wird. Es ergibt sich das allgemeine Gesetz, dass überall, wo die Eiszeit ein Land mit Inlandeis bedeckt hat, sich dasselbe gehoben hat, und dass sich Terrassen und Seter bilden konnten überall, wo das Land lange in einem Niveau blieb, diese Strandlinien beweisen, dass die Hebung an Höhe zunimmt von den Grenzen der Eisdecke zum Gletschercentrum, wo das Gewicht des Gletschers am grössten war, und dass die Grösse der Hebung von dem entfernten Druck abhängt.

7. Unregelmässige Seter und Terrassen kommen bisweilen vor, die Mehrzahl sind aber Terrassen. Wenn diese ausserhalb der Seter liegen, braucht ihre Bildung nicht unter denselben einfachen Verhältnissen vor sich gegangen zu sein; viele sind nicht von Flüssen, sondern von Gletschern und Gletscherbächen gebildet, wobei mancherlei Abweichungen möglich waren; auch durch Stauseen konnten sich wohl Terrassen bilden. Für das Vorkommen von Setern ausserhalb des allgemeinen Niveaus hat man ebenfalls locale Gründe anzunehmen.

8. Glaciales und postglaciales Verhalten. Die Perioden, in denen sich die Seter bildeten, begannen erst während des Abschmelzens der zweiten, deuteroglacialen Inlandeisdecke. Nach der Eisdrucktheorie ergibt sich Folgendes: Als sich der Gletscher längere Zeit constant hielt, blieben die Gletscherenden an demselben Punkt, in den „Terrassen-Seen“, und lagerten die mächtigen oberen Terrassen ab; gleichzeitig stand das Land unter dem gleichen Druck und hob sich nicht, es konnten sich im gleichen Niveau Strandlinien, Seter, bilden. Die oberen Terrassen und Seter bildeten sich in der „epiglacialen“ Epoche. Die Grenze des Gletschers jener Epoche lässt sich deutlich verfolgen durch die lange Reihe von Seen. (Die erodirende Kraft des Gletschers ist besonders an diesem Rande ausgeprägt; hier findet der Gletscher den geringsten Widerstand, daher hier raschere Bewegung und stärkere Erosion; hier auch der stärkste atmosphärische Niederschlag; die grösste Tiefe dieser Erosionsbecken liegt am nächsten gegen das Ende zu.) Diese Seen nennt HANSEN „Gletscherrandseen“. Auch innerhalb der Moränen finden sich Seen, die aber die Terrassenseen nicht an Grösse, Länge und Tiefe erreichen. In dem Zwischenraum zwischen den „Moränen-“ und „Terrassenseen“ finden sich viele grosse Becken, die während eines Stillstandes des Rückzuges, vor der epiglacialen Zeit gebildet sein können, wahrscheinlich durch locale Ursachen. Moränen, Terrassen und Seterlinien beweisen, dass nach einer deuteroglacialen Maximalentwicklung der skandinavische „Grossgletscher“ (= Inlandeis) sich zu den Terrassenseen zurückgezogen hat. Hier blieb er lange stehen; wir haben die epiglaciale Periode mit ihrer grossen Randseeerosion, der grossen Terrassen- und Seterbildung des oberen Niveaus. Gleiches lässt sich in Nordamerika (Champlain period) und an den Alpen nachweisen.

Die Spuren aus der ersten Eiszeit sind undeutlicher, Terrassen, Strandlinien und Seen sind nicht nachzuweisen, aber Erosion (z. B. Bildung des Skakerrag). Das grosse niedrig gelegene Land NW.-Europas, die „Prosarktis“, welches Island mit Europa verband, wurde von dem Eis der ersten Eiszeit bedeckt und sank dadurch unter; wegen des geringen Gewichtes kam es später nicht mehr über den Meeresspiegel, Island wurde abgetrennt.

Nach dem weiteren Rückzug des Gletschers der zweiten Eiszeit hob sich das Land rasch, in 40 % der epiglacialen Strandlinienhöhe findet sich wieder eine neue Seterlinie; in Schonen und Schottland hat man unter dieser niedrigeren Strandlinie Torflager gefunden: also vorherige grössere Hebung, welcher eine neue Senkung folgte. Da der Gletscher schon bedeutend geschwunden war, ist das Klima nicht mehr arktisch, doch sind die Fjorde noch mit Treibeis bedeckt, es existiren Localgletscher. Dies ist die „Postglacial-“ oder „Subglacialperiode“. Inlandseter deuten an, dass das Eis nicht ganz geschwunden ist; die regelmässigen Hochlandsseter und -terrassen sind gleichalterig mit den niedrigeren Küstenlinien und den niederen grossen Terrassen der Fjorde. Die Gletscherranderosion jener Zeit ist in der Nähe der Gletscheraxe zu suchen, bis wohin das Eis zusammengeschrumpft war; in der That finden wir hier viele Seen. Alle grossen norwegischen Binnenseen liegen in einer doppelten Reihe, sie sind durch die starke Bewegung erodirt, welche an der Aussenkante des Gletschers stattfinden musste, wo der Haupttheil der atmosphärischen Feuchtigkeit condensirt wurde und wo der geringste Widerstand zu überwinden war; sie ordnen sich in Reihen innerhalb der Grenzen, die das Eis längere Zeit constant hielt und gehören somit entweder dem deuterglacialen Höhepunkt (Moränenseen) oder der epiglacialen oder der subglacialen Periode an, zusammen mit den Strandlinien und den grossen Terrassen. Nach der subglacialen Periode fand ein rasches weiteres Abschmelzen statt, das Land hob sich um 10 %; in dieser Höhe finden sich kleine Terrassen, aber keine Seter (weil keine Eistrift in den Fjorden); es war eine Regenperiode. Diese niedrigste Terrassenlinie, die „atlantische“, kann mit der niedrigsten Inlandslinie im Glöm- und Gudbrandsthal in Zusammenhang gebracht werden. Als später der Eisdamm gesprengt wurde, beschränkte sich die Gletschererosion auf die localen Gletscher, Flüsse gruben sich in die Inlandsterrassen ihren jetzigen Lauf, die Ausfüllung der Seen setzte sich fort. Bei Erörterung der verschiedenartigen Erosion wird darauf hingewiesen, dass man die Wirkungen der grossen Eiszeit nicht mit denen der Epiglacialzeit vermengen darf; die Erosionserscheinungen des Inlandeises und der localen alpinen Gletscher sind verschieden: ersteres schafft abgerundete, ebene Bergformen, mit langen U-förmigen Thälern, nur bei längerer Concentration bei constanter Lage des Gletscherandes, trogförmige Becken; die localen Gletscher bewirken zinnenförmige Bergspitzen, sie haben in der Eiszeit nur bei den Nunatakker gewirkt.

S. 37—39 wird ein Rückblick auf die Entwicklung der Eiszeit gegeben, sodann untersucht, ob die Fauna und Flora mit der Theorie über-

einstimmt. Thierleben hat sich erst in der Epiglacialzeit entfaltet; die epiglacialen Terrassen zeigen eine arktische Fauna; erst in der subglacialen Periode finden sich Muschelbänke, deren Fauna der heute an den Küsten lebenden gleicht, eine kurze, scharf markirte Periode ist die atlantische (ähnlich wie in Bohuslän, wo 3 Thonschichten auftreten: der *Yoldia*-, *Cardium*- und *Ostrea*-Thon). Pflanzen fanden sich in Terrassen nur im Thal, im übrigen auf die Torfmoore beschränkt, welche aber complicirte Verhältnisse bieten. HANSEN weist auf die Schwierigkeiten hin, welche der BLYTT'schen Theorie entgegenstehen, doch meint er, der pflanzengeographische Beweis für die postglacialen Änderungen im norwegischen Klima passe sehr gut zu den geologisch aufgestellten Perioden. „Zusammen erweist das biologische Verhalten, Flora wie Fauna, dieselben meteorologischen Perioden, welche die Hebungsphasen Norwegens durch den Eisdruck bestimmt haben.“

9. Ursachen der Eiszeiten. Versuch einer postglacialen Zeitrechnung. Archäologische Fragen. Die Klimaänderungen Europas und Amerikas müssen einen planetaren Grund haben. Die ADHÉMAR-CROLL'sche Theorie erscheint zwar sehr plausibel, muss aber bei näherer Untersuchung verworfen werden. Im Ganzen erhält die Erde die gleiche Wärmemenge bei starker wie bei schwacher Excentricität, die Frage ist, ob die Vertheilung der Wärme so stark von der Verschiedenheit der Jahreszeitenlänge beeinflusst wird. Dies wird verneint. Hauptsächlich bestimmend auf die Temperatur und herrschenden Winde und Strömungen ist die Vertheilung von Wasser und Land und diese ändert sich nicht mit der Verschiedenheit der Excentricität. Der Hauptfactor für das Klima (das 70% der Erdoberfläche ausmachende Wasser, mit seinen Strömungen und seiner Wärmecapacität) wird sich nicht bemerkbar mit den geringen Änderungen der Erdbahn verändert haben. BLYTT hat den Schluss umgekehrt: die vermehrte Winterkälte des Landes (in Sonnenferne, unter grosser Excentricität) müsste die Stärke der Winde und Meeresströmungen vermehren und dadurch ein milderes und feuchteres Klima in Nordeuropa bedingen. Die Differenzen zwischen jenen beiden Wirkungen sind so gering, dass sie die Eiszeit nicht hervorbringen konnten. Nach der CROLL'schen Hypothese müsste man seit der mesozoischen Aera über 100 Eiszeiten gehabt haben. Nicht einmal auf die letzte Eiszeit passt die Excentricitätscurve ungezwungen.

Verf. kommt auf die alte Ansicht einer Verschiebung der Erdaxe zurück. Wäre der Pol längs eines zwischen Amerika und Europa gelegenen Meridians (40° w. L.) bis zum 75° Breitengrade verschoben, so würde Norwegen und schwedisch Norrland in den Polarkreis gerathen, welcher Schottland berührt u. s. w., dadurch Temperaturerniedrigung und Vereisung; die Form des Atlantischen Oceans bedingte die Lage der Gletschercentren nahe dem Ocean auf beiden Seiten. In dem Striche, von wo sich der Pol verschiebt, treten Bedingungen für milderes Klima ein; die Grenze geht zwischen 130° w. L. und 50° ö. L.; hier schliessen die Grenzen der proteroglacialen Vereisung nach beiden Seiten ab (Sibirien und

Synopsis der postglacialen

Geolog. Periode	Mer de glace („Inlandeis“)	Land- hebung (Procente des Ganzen)	„Seter“ Küstenlinien	Terrassen
Recent	verschwunden	keine	nur bei Salangen in festen Fels geschnitten	Alluvial- absätze („örer“)
Per. der letzten Landhebung	abschmelzend	ca. 10 %	unsicher	sehr schmale Stufen
Atlantisch	einige Meilen breit, nahe der ursprüngl. Glet- scherscheide, bis 150 km SO. von der Wasser- scheide	keine	Parallelstreifen in den „Seter- Seen“, welche zwischen Wasser- scheide und In- landeis aufge- staut waren	gemein; auch in den Seter- Seen
Per. d. mittleren Erhebung	abschmelzend	ca. 30 %	selten	locale Stufen
Subglacial	etwas SO. von der Wasser- scheide zurück- gezogen	keine	markierte Linie an der Küste. Obere parallele Streifen im obern Theile der östlichen Thäler	gewöhnlich eine mächtige Stufe; hohe In- land-Ebenen
Per. der ersten Hebung	rasch schmel- zend	ca. 60 %	local	bisweilen 2—3 Stufen
Epiglacial (letzte Phase der Eiszeit)	die Seen am Boden d. Fjorde erreichend	keine	scharf markierte Linie an der Küste, oft tief im fest. Gestein eingeschnitten	sehr grosse Ebenen, „Champlain“

Geschichte Norwegens.

Erosion	Torfmoore (nach A. BLYTT's Ideal- durchschnitt)	Einwan- derung der Flora	Fauna in den Terrassen	Cultur- periode	Dauer der Periode (in Jahrtausenden) nach d. archäol. Be- funden nach d. Grösse der Ter- rassen	
durch gegen- wärtige Agentien	Schicht von losem <i>Sphag- num</i> , 5'	modern	modern	Histo- risch. Eisen- zeit	1 1	1½
durch gegen- wärtige Agentien neben dem verschwin- denden In- landeis	Schicht mit Baum- stümpfen	boreale (m. BLYTT's „sub- borealer“)	modern	Bronzezeit	1—2	½
	Torfschicht m. umgestürzten Stämmen von <i>Quercus sessi- lifera</i> , 4'	atlantisch (mit „sub- atlan- tischer“)	<i>Ostrea pp.</i>			1
	Schicht mit Stubben. <i>Corylus avel- lana</i> , <i>Fraxi- nus excelsior</i>	(boreal)	<i>Ostrea pp.</i>	Steinzeit	2—4 5—8	½
gross; See- becken zwi- schen Wasser- scheide und Gletscher- scheide	Torf mit Stämmen von <i>Pinus sil- vestris</i> , 4'	sub- arktisch	<i>Cardium</i> etc. (modern)			2—4
besonders in den epiglacia- len Terrassen	Schicht mit Stubben von <i>Pin. silvestris</i>	boreal (sub- arktisch)	keine Muschel- bänke			½—1½
sehr gross; die Seen innerhalb der Champl.-Ter- rassen (Rand- liche Erosion)	Torf mit <i>Be- tula odorata</i> , <i>Populus tre- mula</i> , 3'	arktisch	<i>Yoldia</i> etc.			6—9 10—30?

Alaska waren nicht vergletschert). Auch die südliche Halbkugel zeigt in der Vergletscherung Neuseelands und der höheren Temperatur Südamerikas die entsprechenden Verhältnisse. Auch die Meeresströmungen würden dadurch in einer Weise verändert, wie sie der Erklärung der Details der Eiszeiten entsprächen. Durch Verschiebung des Aequators im Atlantischen Ocean um 15° nach Süden werden sich die Passat- und Meeresströmungen zeitiger höher drehen und die warmen SW.-Strömungen mit ihrer grössten Kraft weiter südwärts auf Europa stossen als gegenwärtig; dadurch erklärt sich, dass damals das Gebiet der Niederschläge südlicher lag, wie an den britischen und skandinavischen Gletschern ersichtlich. Während die warmen und feuchten Winde ungehindert über das niedrige Land nach den norwegischen Gebirgen strichen, wurde die Meeresströmung mehr ausserhalb gehalten; zur ersten Eiszeit, als die Prosarktis existirte, war der nordatlantische Stromkreis vollständiger als jetzt, in der deuteroglacialen Zeit war die nördliche Öffnung so wie gegenwärtig vorhanden, daher stimmt deren Fauna mit der heutigen.

Die Resultate des Versuches einer Zeitbestimmung der postglacialen Epoche sind in der beifolgenden Tabelle wiedergegeben. In einer Liste werden die Seter und Terrassen verzeichnet. E. Geinitz.

A. Hamberg: Om en profil från skredet i Vaerdalen. (Geol. Fören. i Stockholm Förh. 15. 511. 1893.)

Die senkrechten Wände des Bergrutsches vom Vårdal zeigten folgendes Profil:

Oben in ca. 68 m Meereshöhe:

3,4 m	ungeschichter Thon (k),
0,05 „	Torf (j),
0,6 „	Feinsand (h),
0,3 „	grober Strandgrus (g),
4,0 „	feiner Sand (f),
?	„ dünnes Torflager (e),
0,3 „	feiner Sand (d),
4,25 „	grober Grus (c),
4,25 „	feiner Sand (b);

am Boden der Abrutschung ca. 45 m ü. d. M.:

8,5 m geschichteter Thon (hvarfvig lera) (a).

Den untersten Thon a betrachtet HAMBERG nicht als postglacial, sondern als Glacialthon. In dem oberen Thon k fanden sich *Balanus porcatus*, *Mytilus edulis*, *Modiola modiolus*, *Anomia striata*, *Pandora inaequalis*; ausserdem neben Zweigstücken von *Ulmus* und *Alnus Dryas octopetala* als erster Fund in Norwegen. In dem Torf j fanden sich keine eigentlichen Wasserpflanzen; die von ANDERSSON untersuchten Pflanzenreste erwiesen, dass er auf dem Lande gebildet worden ist, in einer schwachen Vertiefung, deren nächste Umgebung ein artenreicher, gemischter Laubwald war.

Das Vorkommen des Torflagers unter postglacialem Thon und von grobem Strandgrus zwischen diesem Thon und dem hvarfvig lera zeigt, dass die norwegische Küste nach der Eiszeit zuerst eine Hebung (entsprechend der schwedischen *Ancylus*-Hebung) und dann eine Senkung (schwedische *Litorina*-Senkung) erfahren hat und schliesslich die letzte Hebung auf das heutige Niveau.

E. Geinitz.

V. Madsen: Skandinavian Boulders at Cromer. (Quarterly Journal of the Geological Society. 49. 114, 115. 1893.)

Verf. fand bei Cromer einen aus der Nachbarschaft Christianias stammenden Porphyry, der nach der Beschreibung vielleicht ein Rhombenporphyr sein kann, ferner in einer Geschiebesammlung daselbst zwei Porphyre, die durchaus mit in Dalarne vorkommenden Porphyren übereinstimmen. Für ein nördlicher gelegenes Gebiet, nämlich die Landschaft Balderness in Yorkshire hatte bereits HELLAND (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 31. p. 67, 68. 1879) das Vorkommen von norwegischen Gesteinen nachgewiesen, so des Zirkonsyenits aus der Umgegend von Frederiksvärn und Laurvig und des Rhombenporphyrs von Christiania. MADSEN ist der Meinung, dass ein beträchtlicher Theil der bei Cromer vorkommenden Gneiss- und Granitgeschiebe skandinavischen Ursprunges sei, wenn auch die meisten nicht auf bestimmte Vorkommnisse zurückgeführt werden könnten.

O. Zeise.

Benedetto Corti: Di alcuni depositi quaternari di Lombardia. (R. Istit. Lombardo. Milano. Serie II. 26.)

Verf. hat Untersuchungen über die Bildungen einiger norditalienischen Seen gemacht und 88 Arten Diatomaceen darin entdeckt; diese Funde werden als Grundlage einer Gliederung und Unterscheidung der dortigen Quartärbildungen verwortheret.

Vinassa de Regny.

L. Bruno: Il Diluvium alpino dalla Dora Riparia al Ticino, cenno d'idrografia sotterranea nella zona prealpina tra la Sesia ed il Ticino. (Boll. Soc. Geol. Ital. 12. 1893. 747--758. Taf. VII.)

Unter dem Tertiär und unter dem eigentlichen Glacial liegt am Rande der Alpen in Piemont ein aus groben Schottern oder Conglomeraten zusammengesetzter Complex, der die Namen Ferretto, Diluvium Lepilio oder Antichi conigli di deiezione führt. Es handelt sich um Trümmer krystalliner Gesteine, die z. Th. vollständig kaolinisirt oder durch Brauneisen verkittet sind. An den Punkten, wo die Flüsse aus dem Gebirge treten, sind diese Massen meist fortgeräumt, in der Ebene dagegen treten sie inselartig unter dem jüngeren Diluvium hervor. Verf. glaubt nun, dass es sich um Bergstürze handelt, die sich am Ende der Tertiärzeit — warum, sagt er nicht hinreichend klar — beim Rückzug des Meeres gebildet hätten.

Diese von Thon oder Mergel bedeckten Conglomerate sind reich an reinem Grundwasser, das man in Form von Quellen überall an den Gehängen hervortreten sieht, oder fast regelmässig als artesische Brunnen zu erbohren in der Lage ist. Näher untersucht ist in dieser Hinsicht die Gegend von Oleggio.

Deecke.

R. Meli: Sopra la natura geologica dei terreni rinvenuti nella fondazione del sifone che passa sotto il nuovo canale diversivo per depositare le torbide dell' Amaseno sulla bassa Campagna a destra del canale portatore nelle paludi Pontine. (Boll. Soc. Geol. Ital. 13. 43—56. 1894.)

Bei den Entwässerungsarbeiten in den Pontinischen Sümpfen hat man 3 km von dem jetzigen Ufer unter jüngerem Süßwassertorf und -Tripel Sande mit einer rein marinen Fauna nachgewiesen. Das Meer hat also selbst zur Alluvialzeit noch tiefer ins Land gereicht, und das Cap Circeo kann daher zu der Zeit, welche die Odyssee besingt, sehr wohl eine Insel gewesen sein.

Deecke.

im Bezirke Bolaschow des Gouvern. Saratow. 68—88. — K. GLINKA: Geologische und pedologische Forschungen im Bezirke Koslow des Gouvern. Tambor. 89—104. — A. KORATNEW: Die Eigenschaften der Bodenarten im Bezirke Tschistopal des Gouvern. Kasan. 131—139.

Bulletin de la Société des Naturalistes de Moscou. 8°. [Jb. 1895. I. - 565-.]

1895. 1—2. — H. TRAUTSCHOLD: Vom Ufer des Mittelländischen Meeres. 32—40.

Bulletin de l'Académie Impériale des Sciences de St. Pétersbourg. 8°. [Jb. 1895. I. - 564-.]

V. Serie. 2. 1—5. — K. CHRUSTSCHOW: Über reguläre Kieselsäurekrystalle (mit 1 Taf.). 27—32. — A. TILLO: Les monts Carpathes pénètrent-ils dans la Russie d'Europe. 347—352.

Mémoires de la Section Caucasienne de la Société Impériale Russie de Géographie. Tiflis. 8°.

16. (1894.) — N. JOUKOW: Description de quelques glaciers de la Svanéthie (avec 1 carte). 184—194. — A. PASTUKHOW: Voyage dans les villages les plus élevés du Caucase et ascension de la cime de Chahdagh. 195—218. — C. ROSSIKOW: Etat actuel des glaciers et des lacs de la partie centrale du Caucase. 219—247. — N. DINNIK: Le mont Oschtèn et les parties environnantes. 357—421. — A. PASTUKHOW: Ascension sur la cime de l'Ararat. 422—442.

Berichtigungen.

1893. II. - 472 - Z. 10 v. u. lies p. 474—476 statt 274—276.

1895. I. - 507 - Z. 20 v. o. „ Lenti statt Centi.

„ „ - 550 - Z. 9 v. u. „ Otozamites statt Ototamites.

1895. II. - 10 - Z. 12 v. o. „ 171° 25' statt 171° 15'.

„ „ - 11 - Z. 30 v. o. „ 0,01 statt 0,05.

„ „ - 13 - Z. 13 v. o. „ NW.—SO. statt SW.—NO.

„ „ - 13 - Z. 14 v. u. „ — $\frac{1}{2}$ R statt $\frac{1}{3}$ R.

„ „ - 59 - Z. 13 v. u. „ concaven statt convexen.

„ „ - 177 - Z. 8 v. o. „ mitteleocänem statt mitteloligocänem.

„ „ - 411 - Z. 2 u. 4 v. u. lies Landelies statt Landelier.