Diverse Berichte

Geologie.

Physikalische Geologie.

R. D. Oldham: The Constitution of the Interior of the Earth, as revealed by Earthquakes. (Quart. Journ. Geol. Soc. London 1906. **62**. 456—475.)

Nachdem E. von Rebeur-Paschwitz gezeigt hatte, daß das japanische Beben vom 22. März 1894 in den Seismogrammen drei verschiedene Erschütterungen aufwies, gab Verf. in einer früheren Arbeit eine Erklärung dafür. Er nahm an, daß eine am Ausgangsorte einheitliche Erschütterung die Veranlassung zu drei verschiedenen Wellenbewegungen gibt, die mit verschiedener Geschwindigkeit und teilweise auf verschiedenen Wegen fortgepflanzt in großer Entfernung als drei scheinbar getrennte Stöße wahrgenommen werden. Der dritte und letzte dieser Stöße wird durch die längs der Erdoberfläche fortgepflanzte Welle verursacht. Die beiden anderen, die sogenannten Vorerschütterungen oder Vorstöße (preliminary tremors), sind dagegen nach dem Verf. die Äußerungen der Wellenbewegungen, welche durch das Erdinnere hindurchgegangen sind. In der vorliegenden Arbeit werden infolgedessen nur diese beiden ersten Phasen der Fernbeben behandelt.

Nach den Untersuchungen von Knott und Rudzki kann nur ein wesentlich homogeneres Material als die Gesteine der äußeren Erdkruste die einfachen Wellenbewegungen der „Dreiphasenbeben" übermitteln. Infolgedessen nehmen Beben erst bei einer Entfernung von 10 Bogengraden oder ungefähr 700 englischen Meilen vom Ausgangsort diesen Charakter an. Die Wellen, welche in diesem Abstand aus der Erde austreten, haben offenbar in einem Teile ihres Weges ein homogeneres Material als die äußere Erdkruste angetroffen. Daher muß, wenn die Voraussetzungen des Verf.'s richtig sind, die äußere Erdkruste verhältnismäßig sehr dünn sein, nach den Schätzungen des Verf.'s nicht mehr als etwa 20 englische Meilen. Doch sei diese Dickenzahl an verschiedenen Stellen der Erdoberfläche ungleich, im östlichen Japan z. B. kleiner als in Europa. Unter dieser dünnen Kruste aber folge ein Material von sehr abweichendem Charakter im Ver-

hältnis zur äußeren Kruste. In ihm pflanzen sich die Erdbebenwellen auch mit wesentlich größerer Geschwindigkeit als in der äußeren Erdkruste fort. Verf. hat nun schon in seiner eingangs erwähnten älteren Arbeit die Hypothese aufgestellt, daß die beiden durch das Erdinnere gehenden Vorerschütterungen von den beiden Arten der Wellenbewegung herrühren, welche durch einen homogenen festen Körper übermittelt werden können, nämlich von „compressional and distortional", also longitudinalen (erste Phase) und transversalen (zweite Phase) Wellenbewegungen. Zum Beweise dafür führt er das Verhalten des VICENTINI'schen Seismographen an. Dieser besteht aus zwei schweren Massen, von denen die erste sich horizontal, die zweite vertikal frei bewegen kann. Es zeigt sich nun, daß bei Beben, die aus Entfernungen von 90 oder mehr Bogengraden kommen, die Horizontalmasse für die erste Phase einen sehr kleinen, die Vertikalmasse den maximalen Ausschlag gibt, während sie sich bei der zweiten Phase umgekehrt verhalten.

Zur Prüfung und Erweiterung dieser Annahmen wurden nur 14, durch Deutlichkeit und Genauigkeit der Aufzeichnungen, sowie hinreichende Weglänge ausgezeichnete Beben verwendet, deren Daten in der Arbeit mitgeteilt werden. Die Weglängen und Ankunftszeiten der ersten beiden Phasen wurden zur Konstruktion zweier Zeitkurven verwendet, die einerseits zeigen, wie viel Bogengrade die Wellen in bestimmten Zeiten durchlaufen haben, anderseits den Zeitunterschied der beiden Wellen gegeneinander ablesen lassen. Auf der Abszisse sind die Entfernungen in Bogengraden, auf der Ordinate die Wegzeiten abgetragen. Die Zeitkurve der ersten, nach dem Verf. longitudinalen Bewegung steigt langsam und regelmäßig bis zu 130° an. Zwischen 130 und 140° ist eine Unregelmäßigkeit vorhanden und dann verflacht die Kurve mehr und mehr und ist zwischen 150 und 180° fast horizontal. Die Kurve der zweiten Phase ist bis zu 130° derjenigen der ersten außerordentlich ähnlich, bricht aber dann plötzlich ab und setzt sich mit einem Zeitunterschied von etwa 11 Minuten entsprechend höher und deutlich weiter ansteigend fort. Man vergleiche hier die folgende Tabelle (p. - 209 -).

Die Geschwindigkeiten sind in der Tabelle sowohl für den Bogen wie für die Sehne als Weg berechnet.

Verf. erörtert nun auf Grund der RUDZKI'schen Darlegungen über die Konstruktion der Bebenwege aus den Beobachtungszeiten, welchen Verlauf Beben im Erdinnern haben. Wenn Erschütterungen sich an der Erdoberfläche oder wenig darunter fortpflanzen, so muß die mittlere Fortpflanzungsgeschwindigkeit, der Oberfläche entlang gemessen, für alle Entfernungen gleich sein. Das trifft genau oder annähernd für die Wellen der dritten Phase zu, so daß diese als Oberflächenwellen anzusehen sind. Für die Wellen der beiden ersten Phasen trifft es aber nicht zu. Bei denen der ersten Phase nimmt die Fortpflanzungsgeschwindigkeit kontinuierlich zu; bei denen der zweiten Phase aber sinkt zwar die Geschwindigkeit wieder bei Entfernungen von über 130°; doch ist sie immerhin für Entfernungen von 90° und mehr größer als für geringere. Daraus ist zu schließen, daß

Entfernung	Erste Phase			Zweite Phase			Länge		Maximale Tiefe der Sehne
	Zeit	Geschwindigkeit entlang		Zeit	Geschwindigkeit entlang				
		d. Bogen	d. Sehne		d. Bogen	d. Sehne	d. Bogen	d. Sehne	
Grade	Minuten	km in Sek.	km in Sek.	Minuten	km in Sek.	km in Sek.	km	km	Radius
30	6	9,26	9,15	11	5,05	4,99	3 333,3	3 295,5	0,034
60	11	10,10	9,65	19	5,85	5,58	6 666,6	6 365,5	0,134
90	15	11,11	10,00	25	6,66	6,00	10 000,0	9 003,5	0,293
120	18	12,35	10,21	29	7,66	6,34	13 333,3	11 027,5	0,500
150	21	13,23	9,76	45	6,17	4,55	16 666,6	12 297,0	0,741
180	22	15,15	9,65	50	6,67	4,24	20 000,0	12 733,0	1,000

die Wellen der ersten und zweiten Phase keine Oberflächenwellen sind, sondern durch das Erdinnere hindurchgehen.

Wäre nun die Fortpflanzungsgeschwindigkeit im Erdinnern in allen Richtungen und in allen Tiefen gleich, so würden die Bebenwege oder wie wir von jetzt an dafür auch sagen wollen, die Bebenstrahlen geradlinig sein, die Fortpflanzungsgeschwindigkeit müßte, auf der Sehne gemessen, für alle Entfernungen gleich sein. Das ist aber, wie aus der Tabelle hervorgeht, nicht der Fall. Vielmehr nimmt sie bei beiden Phasen bis zu Abständen von 120° zu. Je größer also die Tiefe ist, um so rascher pflanzen sich die Wellen fort, und folglich können die Bebenwege keine geraden Linien sein, sondern sie sind Kurven, deren Konvexität gegen den Erdmittelpunkt gerichtet ist. Aus den Daten der Tabelle geht außerdem noch hervor, daß die Krümmung der Wege der zweiten Phase etwas stärker als die der ersten ist. Dennoch ist das Verhältnis des Wachstums der Geschwindigkeiten von 30 zu 60 und von 60 zu 90° für beide Phasen so übereinstimmend, daß beide Wellenarten jedenfalls nicht Material von sehr verschiedenartiger Beschaffenheit durchdringen können, und daß der Zustand dieses Materiales sich mit wachsender Tiefe wesentlich nur durch Zunahme von Druck und Temperatur ändert. Da dies für Bebenwege bis zu 90 Bogengraden gilt, so muß die Erdsubstanz unter der äußeren Kruste bis zu den entsprechenden Tiefen von annähernd gleichartiger Beschaffenheit sein.

Nimmt man nun an, daß die erste Phase aus longitudinalen (Kompressions-) Wellen, die zweite aus transversalen (Distortions-) Wellen besteht und nimmt man ferner das Laplace'sche Dichtigkeitsgesetz als richtig an, so kann man den elastischen Widerstand der Substanz des Erdinneren gegen Kompression und „Distortion" berechnen und erhält (als freilich recht problematische Zahlen):

Bogen	Angenommene Dichtigkeit	Widerstand gegen Kompression	Widerstand gegen Distortion
30°	3,00	$151{,}6 \times 10^{10}$	$74{,}7 \times 10^{10}$
60°	4,25	$219{,}4 \times 10^{10}$	$132{,}3 \times 10^{10}$
90°	6,20	$322{,}4 \times 10^{10}$	$223{,}2 \times 10^{10}$

Es wären also, wenn die Voraussetzungen zutreffen, für bei 90° austretende Wellen, die Widerstände des Materiales im Erdinnern 12- bezw. 15mal so groß als die des Granites an der Erdoberfläche.

Die bisherigen Ausführungen bezogen sich im wesentlichen auf Bebenwellen, die in einem Abstande von bis zu 90° vom Ausgangspunkt austreten. Betrachten wir nun ihr Verhalten im zweiten Quadranten und beginnen mit den Wellen der zweiten Phase. Aus der Tabelle geht hervor, daß bei ihnen das Anwachsen der Geschwindigkeit bis zu 120° anhält. Bei 150° aber sinkt die mittlere Geschwindigkeit von etwa 6 auf nur $4\frac{1}{2}$ km in der Sekunde. Verf. erklärt das damit, daß diese Wellen durch einen zentralen Erdkern von ganz anderer Beschaffenheit hindurchgegangen seien und daß in diesem Kern die Fortpflanzungsgeschwindigkeit geringer

sei. Wollte man aber selbst annehmen, daß sich die Zeitangaben, aus denen die Berechnung erfolgt ist, nicht auf die zweite Phase beziehen, dann würde diese vollständig fehlen und das ließe sich nur durch das Vorhandensein eines Erdkernes erklären, der sie überhaupt nicht durchläßt.

Zur Berechnung der Dimensionen des abweichenden Erdkerns werden folgende Betrachtungen angestellt. Die 120°-Wellen gehen noch nicht durch den Kern, die 150°-Wellen dringen bereits tief in ihn ein. Nun schneidet die 120°-Sehne den auf ihr senkrechten Erdradius in der halben Länge. Da aber die Bebenstrahlen bis zu 120° nicht geradlinig, sondern mit gegen den Erdmittelpunkt gekehrter Konvexität verlaufen, so werden die 120°-Wellen in Wirklichkeit bis zu einer Tiefe von etwa $\frac{6}{10}$ des Radius in das Erdinnere eindringen. Der Erdkern dürfte also einen Radius von $\frac{4}{10}$ Länge des Erdradius haben.

Nimmt man diese Berechnung als richtig an, so kann man auch annähernd die Bebengeschwindigkeit im Erdkern berechnen. Von der 150°-Sehne liegen 8413 km in der äußeren Zone, 3884 km im Kern. Da in der äußeren Zone die Geschwindigkeit im Durchschnitt 6 km in der Sekunde beträgt, ergibt sich für den Kern eine Geschwindigkeit von nur 3 km in der Sekunde.

Das würde also einen Brechungsindex von 2 für den Übergang aus der äußeren Zone in den Erdkern ergeben. Verf. hat nun auf Grund dieser Berechnung in 2 Figuren die Bebenwege dargestellt und gezeigt, daß die 150°-Strahlen in dem Kern so stark gebrochen werden, daß sie erst jenseits des Erdmittelpunktes zur Emergenz gelangen können. Es ergibt sich aber aus den Konstruktionen auch, daß die zweite Phase in einem Abstand von etwa 140° vom Ausgangspunkt überhaupt kaum oder doch nur sehr schwach zur Beobachtung gelangen kann; und bemerkenswerterweise stimmt das mit dem allerdings noch sehr kleinen Beobachtungsmaterial gut überein. So wurde das Guatemala-Beben vom 19. IV. 1902 in Bombay, 144° vom Ursprung von 3 Instrumenten registriert. Die eine Registrierung zeigt überhaupt keine zweite Phase, die zweite nur ganz undeutlich und selbst die dritte, von einem für die zweite Phase besonders empfindlichen Milne-Pendel gemachte Registrierung ist sehr wenig charakteristisch. Dagegen zeigte eine Aufzeichnung in Batavia in 160° Abstand die zweite Phase trotz der größeren Entfernung viel deutlicher.

Aus diesem Grunde wurde auch die Zeitkurve der zweiten Phase in der graphischen Darstellung nicht als geschlossene Kurve dargestellt, sondern bei 130° unterbrochen. Bis zu 130° bezieht sie sich auf Wellen, welche ohne Brechung das Erdinnere durchlaufen, nachher auf die im Erdkern zur anderen Seite des Erdmittelpunktes abgelenkten Wellen.

Die Wellen der ersten Phase zeigen bis zu 120° gleichfalls ein Wachsen der durchschnittlichen Fortpflanzungsgeschwindigkeit. Bei 150° ist der Wert von 10,21 km auf 9,76 in der Sekunde gefallen. Die Geschwindigkeitsverringerung ist also hier viel kleiner als bei der zweiten Phase, aber immerhin noch deutlich.

Daraus schließt Verf., daß der zentrale Kern sich den Wellen der beiden Phasen gegenüber ganz verschieden verhält. Er läßt es dahingestellt, ob man sich den inneren Kern als Eisen oder als Gaskern denken will. Es muß indessen bemerkt werden, daß er, falls von Eisen gebildet, dann viel größer sein müßte, wenn das spez. Gewicht der Gesamterde seinen bekannten Wert erreichen soll.

So unsicher die im vorstehenden eingehend mitgeteilten Betrachtungen des Verf.'s schon wegen des sehr geringen Basismateriales sind, so interessante Ausblicke ergeben sie doch für die Zukunft der Erforschung des Erdinnern. Es ist durchaus nicht unberechtigt, wenn er in der Einleitung die Hoffnung ausspricht, daß der Seismograph in der Erforschung der Beschaffenheit des Erdinnern dieselbe Rolle zu spielen befähigt sein wird, die das Spektroskop für die Erforschung der Himmelskörper erlangt hat.

Ref. möchte noch seinem verehrten Kollegen, Prof. Pockels, seinen Dank für Erteilung von Ratschlägen für die Abfassung dieses Referates aussprechen. **Wilhelm Salomon.**

Petrographie.

F. Loewinson-Lessing und Zemčuznyj: Porphyrartige Struktur und Eutektik. (Verh. Russ. kais. Mineralog. Ges. **44.** 242—256. 1 Taf. Petersburg 1906.)

Vergl. S. Zemčuznyi und F. Loewinson-Lessing, dies. Jahrb. 1906. II. -197—198-. **Milch.**

L. Milch: Über Spaltungsvorgänge in granitischen Magmen, nach Beobachtungen im Granit des Riesengebirges. (Rosenbusch-Festschrift. 1906. 127—183.)

Es wird auf Grund 10jähriger Studien am Biotitgranit des Riesengebirges der Versuch gemacht, die „Tendenz der Differenzierung" in sauren Gliedern der Alkali-Kalkreihe zu erkennen. Zu dem Zwecke werden die Spaltungsprodukte chemisch nach Rosenbusch und nach Osann gekennzeichnet. Von Ganggesteinen wurde für dieses Mal abgesehen. Die Analysendaten unfrischer Gesteine wurden auf Grund mikroskopischer Untersuchung modifiziert. Untersucht wurden das Hauptgestein (Biotitgranit), Arten des Granites (plagioklasreiche, quarzreiche, plagioklasbiotitreiche Granite) sowie die geologisch wichtigeren Konstitutionsfazies (saure Fazies mit aplitischer Struktur [an zweiwertigen Metallen arme, kalkreichere, biotitreichere Gesteine], basische Fazies [an Biotit angereicherte, an Plagioklas angereicherte, an Biotit und Plagioklas angereicherte Gesteine]) und endlich die begleitenden Bestandmassen.

	s	A	C	F	a	c	f	n	m	k
1. Durchschnittsgranit .	77,22	6.12	3.05	4,46	9,0	4,5	6,5	5,7	10,0	1.63
2. Bärndorf	77,87	6.19	2,82	4,11	9.4	4,3	6,3	6,5	10.0	1,66
3. Heidelberg	77,88	5,74	2,89	4,86	8,5	4,3	7.2	5,3	10,0	1.73
4. Pfaffenberg	77.79	5,52	3,18	4,81	8,2	4,7	7,1	5,0	8,9	1,76
5. Ober-Buchwald . . .	75,42	5,59	5,29	2,84	8,2	7,7	4.1	7,0	10,0	1,60
6. Arnsdorf	79,87	5,40	2,53	4,28	8,9	4,1	7,0	6,7	10,0	1,91
7. Proschwitz Bahnhof .	76,75	3,19	4,82	7,23	4.2	6,3	9,5	5,7	10,0	2,13
8. Fuchsberg bei Proschwitz	79,28	3,04	3,88	6,18	4,7	5,9	9,4	5,1	10,0	2,46
9. Durchschnitt kalkarmer Aplite	80.87	6,26	1,83	3,02	11,3	3,3	5.4	5,6	10,0	1.83
10. Hohes Rad	79,82	6,91	1,74	2,88	12,0	3,0	5,0	5,0	10.0	1,67
11. Abruzzen	81.31	6.24	1.51	3.17	11,4	2,8	5,8	5,1	10,0	1.86
12. Bolzenschloß	82,02	4,47	3,39	2,26	8,8	6,7	4,5	7,7	8,1	2,28
13. Schwarzbrunnkamm .	81,58	3,80	2,75	5,08	6,5	4,75	8.75	5,2	10,0	2.44
14. Große Sturmhaube .	81,69	3.54	2.69	5,14	6,2	4.7	9,1	5,0	10,0	2.57
15. Arnsdorf, körnig, biotitreich	67.13	6,90	4,17	10,53	6,4	3,9	9,7	4,6	10,0	1,11
16. Proschwitz, basische Schliere . *	60.29	4,40	7,47	16,00	3,1	5,4	11,5	5,4	10.0	1.05
16. Proschwitz, basische Schliere . **	60,56	2,98	8,23	16,22	2,2	6,0	11,8	5,4	10,0	1,12
17. Arnsdorf basische Schliere . . . . *	60,66	4,54	8,66	12,95	3,5	6,6	9.9	7,2	10,0	1,05
17. Arnsdorf basische Schliere . . . . **	61,78	2,79	8,83	13,19	2,3	7,1	10,6	7.2	10,0	1.30

(* mit Einrechnung von H_2O in den Wert für A, ** ohne Einrechnung).

Die Reihen No. 2—4 geben das Hauptgestein wieder; das Verhältnis der Alkalien schwankt stark, ihre Summe wenig; No. 4 zeigt gleichzeitig den höchsten Wert für k wie für Ca, den niedrigsten Wert für Alkali. Dem entspricht starker Wechsel von Kali- und Natronfeldspat und in No. 4 Eintritt von Amphibol. Nach Brögger's Nomenklatur wäre das Gestein als Adamellit (sauerstes Glied der Reihe der Orthoklas-Plagioklasgesteine) zu bezeichnen. Das Durchschnittsgestein ähnelt sehr dem Hornblendegranitit vom Melibocus sowie dem Kugelgranit von Kortfors in Schweden.

In den Spaltungsprodukten zeigt sich die „Tendenz der Differenzierung" unabhängig vom SiO_2-Gehalt, indem die Werte a, c, f sehr wenig abhängig vom s-Werte erscheinen. Auch treten Gesteine von der chemischen Zusammensetzung des Hauptgesteins sowohl mit panidiomorpher, poikilitischer wie schriftgranitischer Struktur, ferner ausgesprochen saure Spaltungsprodukte von der Struktur des Hauptgesteins auf. Auf die Werte von a, c, f ohne Rücksicht auf s läßt sich folgende Gruppierung gründen:

Gesteine mit

1. a, c, f des Haupttypus,
2. erheblich höherem Werte für a und sinkenden Werten für c und f.

3. beträchtlich anwachsendem c, normalem a und sinkendem f,
4. hohen Werten für f, normalem c und sinkendem a,
5. höheren Werten für c und f und daher niedrigem a.

In jeder Gruppe können 3 Untergruppen auf den Wert von s gegründet werden (basisch, normal, sauer). Hierbei ergibt sich für die Spaltungsprodukte des granito-dioritischen Tiefengesteins und seine begleitenden Bestandmassen folgendes:

Das Verhältnis von $Na_2O : K_2O$ ist von s ganz unabhängig; im allgemeinen sind die Werte für n nicht hoch, K_2O und Na_2O sind molekular in annähernd gleicher Menge vorhanden; nur eine Gruppe, die durch höheres c und niedrigeres f ausgezeichnet ist, zeigt bedeutend höhere Werte für n. Steigendes f ist mit sinkendem n verknüpft, da dem steigenden f ein anwachsender Biotitgehalt entspricht. Die Diskussion der SiO_2-Koeffizienten ergibt, daß eine Einteilung in saure und basische Spaltungsprodukte zur Charakterisierung der vorliegenden Gesteine ebensowenig ausreicht wie eine Zerlegung in leukokrate und melanokrate; selbst eine Kombinierung beider Bezeichnungsweisen ermöglicht keine Fixierung der durch anwachsendes Ca unter den Feldspatbildnern ausgezeichneten Gruppe. Man könnte Glieder mit höherem s oder mit höherem k (gegenüber dem Durchschnittsgestein) als aplitische Spaltungsprodukte bezeichnen und in leukaplitische und melanaplitische zerlegen und dann erstere wieder in alkaliaplitische und kalkaplitische; unter den melanaplitischen Gesteinen müßten solche mit höherem c als kalkmelanaplitische bezeichnet werden.

Die Anschauung, daß der Kern Si in sehr wechselnder Menge in den übrigen Kernen gelöst sein kann, daß also für das Wesen der Spaltung das Verhältnis der letzteren maßgebend ist, führt zur Berechnung des Verhältnisses der Kerne $(Na, K)AlSi_2$, $CaAl_2Si_4$ und $\overset{II}{R}Si$ auf 100. Die Menge des in 100 Teilen der übrigen gelösten Si-Kernes gibt die Acidität.

Zum Schluß wird aus den Analysen der Mineralbestand jedes Gesteines quantitativ ermittelt. **Johnsen.**

R. A. Daly: The Differentiation of secondary Magma through Gravitative Adjustment. (Rosenbusch-Festschrift. 1906. 203—233. 2 Textfig.) [Vergl. das Ref. p. -225—230-.]

Nach einer Einleitung über die Abhängigkeit der „Petrologie" von der Tektonik und nach einer allgemeinen geologischen Beschreibung der Purcell Mountain Range werden die Eruptivgänge der letzteren, besonders der Moyie Sill, genauer studiert. Dies ist ein Gang von außerordentlicher Dicke, der zum größten Teil aus Hornblendegabbro besteht. Ein Biotitgranit, der unregelmäßig in Granophyr übergeht, bildet eine Zone im obersten Teil jenes Ganges, während eine vierte Gesteinsart zwischen Granit und Gabbro vermittelt. Die durchbrochenen Sedimente stellen alte Sandsteine dar, die zwar sehr quarzreich sind, jedoch meist Alkali- und Ca—Na-Feldspat sowie stets Glimmer

führen. Zur Zeit der Intrusion lagen diese Sedimente söhlig. Nahe dem Kontakt führt die Eruptivmasse quarzitische Fragmente, die oft deutlich magmatische Korrosion zeigen. Die tektonischen, chemischen und mikroskopischen Verhältnisse lassen vermuten, daß der Granit und der Granophyr durch Umschmelzung von Quarzit im Gabbro entstanden, wobei ein kleiner Teil des nötigen Materials vom Gabbromagma geliefert würde, welches dabei infolge seiner gewaltigen Masse nur geringe Veränderung erlitt. Das leichtere saure Magma stieg nun im Gabbromagma auf und bildete den Kopf des Ganges. In der Mitte liegt eine Zone unvollkommener Differenzierung. Assimilierung und Differenzierung sind auch an den benachbarten Gängen zu beobachten, jedoch infolge ihrer geringeren Masse und Hitzewirkung kamen hier keine beträchtlichen Granitpartien zustande. Nach der Verfestigung erlitten die Gänge Verwerfungen und Faltungen.

Dieselben Beziehungen zwischen Gabbro, Granit und saurem Sediment liegen in einigen aus Minnesota und aus Ontario beschriebenen Gängen vor. Die berühmten Erzlager des Sudbury-Distriktes (Ontario) bieten einen wichtigen Spezialfall solcher „gravitative differentiation" dar.

Johnsen.

A. C. Lane: Die Korngröße der Auvergnosen. (Nachtrag zur Rosenbusch-Festschrift. 19 p. 1 Taf. Stuttgart 1906.)

Die Wärmeabgabe und die Mineralisatorenabgabe eines Intrusivgesteins muß sich auf jeden Fall durch das Salband hindurch vollziehen; die Art der Verfestigung und die Korngröße an irgend einer Stelle hängen also vom Zufluß von Wärme und Mineralisatoren aus dem Innern und deren Abgabe an das Salband ab, die Eigenschaften der betreffenden Stelle des Gesteins sind mithin eine Funktion der Salbandentfernung. Senkrecht zum Salband orientierte Schliffe ermöglichen entsprechende Untersuchungen, die Verf. an gabbroiden Ganggesteinen anstellte. Der Medford-Gang führt Labradorleisten, allotriomorphen Augit, Zwischenklemmungsmasse von granophyrischen Quarz-Orthoklas-Verwachsungen, Apatitstengel, sehr wenig Olivin (vielleicht ursprünglich reichlicher an Stelle gewisser Zersetzungsprodukte vorhanden), Magnetit in körnigen Aggregaten oder auch in Skelettformen. Die mikroskopische Untersuchung von Partien verschiedener Salbandentfernung läßt auf folgende Vorgänge schließen: Injektion, Sinken der Temperatur am Salband von 2000° auf 1000°, Bildung kleiner Feldspäte und Olivine, Wachstum der Kristalle, Resorption des Olivin, Bildung von Magnetit, dann von Augit und von Glas. Anreicherung von Gasen (H_2O, Cl) im Zentrum, in Mandelräumen und im Nebengestein, steigende Temperatur der Kontaktzone, langsame, aber weitgehende Vergrößerung der Kristalle, Wanderung von Wasser, Chloriden (Apatit) und Wasserglas nach dem Zentrum, Fortschreiten der Kristallisation nach dem Zentrum hin, partielle Auflösung von Feldspat und von Olivin, sodann Bildung von brauner Hornblende und alkalireicheren Feldspäten, schließlich Eintritt des eutek-

tischen Gemisches und seiner granophyrischen Verfestigung. Derartige Untersuchungen wurden auch praktisch verwertet: Ein Erzlager, welches an einer Stelle die obersten 2—3 m eines bis 50 m mächtigen, mit einem Gang verknüpften Melaphyrergusses bildet, sollte an einer anderen, und zwar mit Schutt bedeckten Stelle in der Streichrichtung des Melaphyrganges aufgesucht werden. Ein Schacht verfehlte den Melaphyr; seitlich von ersterem betriebene Diamantbohrungen lieferten Ergußmassen; eine Vergleichung der Korngrößen verschiedener Partien ließ die gesuchte Stelle in 10 m Entfernung und bestimmter Richtung vermuten. Ein Schurfgraben bestätigte dies in der Tat. **Johnsen.**

A. Johnsen: Beiträge zur Kenntnis natürlicher und künstlicher Gläser. (Schriften d. phys.-ökonom. Ges. **47.** 105—110. Königsberg 1906.)

Verf. teilt die Analysen eines Glases aus einem ostpreußischen Gräberfeld von Grebieten, Kreis Fischhausen (3.—4. Jahrhundert n. Chr.) und eines in einer Kiesgrube bei Lindenberg, Kreis Ortelsburg, gefundenen Glases mit und vergleicht ihre chemische Zusammensetzung mit der von Moldawiten, Gesteinsgläsern, prähistorischen und historischen Gläsern; auffallend ist der hohe Kaligehalt des Vorkommens von Lindenberg: 23,60 %.

Sodann bestimmte er an verschiedenen Gläsern das spezifische Gewicht und den Brechungsquotienten für Na-Licht; hieraus ergab sich, daß der Brechungsquotient schärfer auf geringe chemische Änderungen reagiert als die Dichte und daß die Schärfe der Totalreflexionskurven einen vorzüglichen Maßstab für die Homogenität der Gläser darbietet: „so war die Kurve von makroskopisch ganz homogen erscheinenden Obsidianen von Island gar nicht zu erkennen, diejenige des mikroskopisch-homogenen Obsidians von Lipari keineswegs so scharf wie diejenige des Moldawits und der künstlichen Gläser.“

	Dichte	Brechungsquotient
Glas von Lindenberg, Ostpreußen	2,51	1,52414
Glas aus dem ostpreuß. Gräberfeld	2,52	1,52497
Moldawit von Moldauthein	2,36	1,49234
Obsidian, Lipari	2,36	1,48787
„ Island	2,41	nicht zu bestimmen infolge emulsionsartiger Beschaffenheit
Pechstein, Island (Hammersfjord)	2,415	
Hyalomelan, Wetterau	2,71	
Grünes Flaschenglas	2,58	1,54071
Fensterglas	2,51	1,51866
Objektträger	2,51	1,52438
Deckglas	2,51	1,52041

Milch.

E. W. **Skeats**: The Chemical Composition of Limestones from Upraised Coral Islands, with Notes on their Microscopical Structure. (Bull. Mus. Comp. Zool. Harvard Coll. **42**. 1903. Geol. Ser. 6. No. 2. 53—126.)

Verf. hat eine größere Anzahl von älteren und jüngeren Korallenkalken aus der Südsee und von Christmas Island im Indischen Ozean chemisch und mikroskopisch, besonders im Hinblick auf ihre Dolomitisierung, untersucht und ist dabei zu folgenden interessanten Ergebnissen gelangt.

Die chemische Analyse zeigt, daß der Magnesiagehalt in den jungen Riffkalken ein sehr verschiedener ist; sehr gering ist er meist in jüngst gehobenen Wallriffen, auf manchen Inseln sind einzelne Horizonte stärker dolomitisiert als andere, besonders die höchstgelegenen Riffkalke weisen oft einen starken Prozentsatz von Magnesia auf. Die Gesteine einzelner Inseln sind sämtlich dolomitisch. Doch ist bemerkenswert, daß sich nirgends ein Normaldolomit gefunden hat und daß der Gehalt an $MgCO_3$ kaum 40 % übersteigt.

Calciumphosphat ist gewöhnlich in den Riffkalken nur in sehr geringen Mengen vertreten, die 0,3 % nicht übersteigen; nur lokal, wie auf Christmas Island, kommen Phosphatlager vor, die ihre Entstehung den Exkrementen von Seevögeln verdanken.

Organische Substanz ist nur in den jüngsten Kalksteinen im Betrage bis zu 1,5 % vorhanden und verschwindet bei zunehmender Verfestigung und Umkristallisierung. Sehr gering ist meist die Beteiligung von in Salzsäure unlöslicher anorganischer Materie; sie beträgt im allgemeinen nur zwischen 0,01 und 0,2 % und steigt nur bei den vulkanischen Gesteinen benachbarter Kalke, aber auch hier nicht über 4 %.

Die Veränderungen, die in der Struktur und im mineralogischen Charakter bei der „Fossilisation" der Korallenkalke vor sich gingen, wurden an einer großen Reihe von Dünnschliffen studiert. Am besten hatten Wallriffe ihre ursprüngliche Struktur beibehalten; ein Dünnschliff durch einen solchen Korallenkalk zeigt, daß in den Korallenkelchen die Verkalkungszentren und die Nadelstruktur noch deutlich erhalten sind. Die Kelche dieser Art Riffkalk sind entweder leer oder teilweise von einem Kalkschlamm erfüllt, der an manchen Stellen umkristallisiert ist. Merkwürdig ist dabei, daß dort, wo der Kalkschlamm den Hartgebilden der Koralle anliegt, sich bei der Umkristallisierung nicht Kalkspat, sondern Aragonit bildet, und daß die neugebildeten Kristalle in kristallographischer Kontinuität mit den Aragonitsäulchen stehen, die den Korallenkelch aufbauen.

Häufiger als aus Korallen selbst besteht der Korallenfels aus verhärtetem Korallensand, der abgerollte Fragmente sehr verschiedener organogener Hartgebilde enthält. Sie sind durch verfestigten Kalkschlamm oder neugebildeten Calcit miteinander verbunden, der in einzelnen Fällen die Form von langen, säulenförmigen Kristallen annimmt, die sich rings um einen Organismenrest als Kern bilden und zusammen ein zierliches Mosaik hervorrufen.

In den jüngeren Kalken erleiden die Organismenreste selbst keine Umkristallisierung; in den älteren findet meist ein Übergang des Aragonits

in Calcit statt, wobei die Form des organogenen Materials zuweilen gänzlich vernichtet wird.

Weitere Veränderungen gehen mit der Anreicherung von Magnesiacarbonat vor sich, es ist aber eine merkwürdige Tatsache, daß eine mineralogische Veränderung, insbesondere die Bildung von Dolomit erst dann wahrnehmbar ist, wenn der Gehalt an Magnesiacarbonat 15 % übersteigt; in welcher Form diese Substanz bis zur Erreichung dieses Prozentsatzes auftritt, war nicht festzustellen.

Zuerst wird meist der feine Kalkschlamm dolomitisiert, erst viel später werden auch die Organismenreste in Dolomit umgewandelt. Eine bestimmte Reihenfolge ist schwer festzustellen, doch kann beobachtet werden, daß *Halimeda* meist sehr früh angegriffen wird, während Foraminiferen oft lange der Dolomitisierung widerstehen. Zuweilen besteht das Zentrum eines Dolomitkristalls aus Calcit, in anderen Fällen bestehen anscheinend einheitliche Kristalle, wie eine Färbung mit Lambert'scher Lösung zeigt, aus aufeinanderfolgenden Zonen von Calcit und Dolomit. **E. Philippi.**

Th. Fuchs: Über Pteropoden- und Globigerinenschlamm in Lagunen von Koralleninseln. (Verh. geol. Reichsanst. 1905. 169—171.)

Verf. referiert über die Arbeit von Stanley Gardiner, The Fauna and Geography of the Maldive and Laccadive Archipelagues, Cambridge 1903, im Hinblick auf einige, für die Bildung mächtiger Kalkmassen wichtige Tatsachen.

Am bedeutungsvollsten erscheint, daß Gardiner in einigen Lagunen großer Atolle bei Tiefen zwischen 34 und 48 Faden echten Globigerinen- und Pteropodenschlamm nachweisen konnte. **E. Philippi.**

V. F. Marsters: Petrography of the amphibolite, serpentine, and associated asbestos deposits of Belvidere Mountain, Vermont. (Bull. Geol. Soc. Amer. **16**. 1905. 419—446. Pls. 71—81.)

Das Belvidere-Gebirge liegt zwischen Eden in Lamoille Cty. und Lowell in Orleans Cty. Die hauptsächlichsten Gesteine sind Glimmerschiefer, Amphibolit und Serpentin. Die Glimmerschiefer sind wahrscheinlich in die Quebec-Gruppe zu stellen. Der „Amphibolit" führt außer Hornblende Schwefel, Magnetit und häufig Granat, zuweilen auch Feldspäte [es handelt sich also im allgemeinen um Hornblendeschiefer. Ref.]. An einem Berghang wurde beobachtet, daß der Granatgehalt nur etwas über 70 Fuß über die Talsohle hinaufreicht, indem er von 70 Fuß Höhe ab allmählich nur noch mikroskopisch sichtbar wird und dann ganz verschwindet [nach Becke gehört der Granat zu den Mineralen der „unteren Tiefenstufe". Ref.]. Der Serpentin ist feinkörnig, graugrün bis ölgrün, zuweilen ins Blätterige oder auch ins Filzige gehend, mitunter Talklinsen führend und zeigt öfters Kontakt mit dem Amphibolit.

Man kann Querfasern, welche senkrecht zu den Kluftflächen stehen, und Gleitfasern, welche den Kluftflächen parallel aufliegen, unterscheiden. Letztere sind oft größer, haben einen mehr wachsartigen Schimmer und geringere Biegsamkeit, geben vor dem Lötrohr viel weniger Wasser und zeigen Ca-Reaktion; sie haben geringeren Marktwert und repräsentieren offenbar nicht Chrysotil, sondern Hornblende.

Man kann 4 Strukturformen des Serpentins unterscheiden: 1. Maschenstruktur (ursprünglich Olivin), 2. Bastitstruktur (ursprünglich Bronzit), 3. Gitterstruktur (ursprünglich sesquioxydfreie Hornblende), 4. Strickstruktur (ursprünglich sesquioxydfreier Augit). Die Serpentine Vermonts zeigen nun außer den filzigen und feinkörnigen Aggregaten stellenweise fraglos Bastitstruktur. Es dürfte also ursprünglich ein an Bronzit reiches Gestein vorgelegen haben.

Emerson zeigte, daß sich in Ca- und Mg-reichen Sedimenten infolge dynamometamorpher und auch infolge kontaktmetamorpher Einwirkungen rhombische Pyroxene bilden können. Diese Genese fand sich in Old Hampshire Cty. in Massachusetts, und da das Belvidere-Gebiet mit jenem geologisch eng verwandt ist, so liegt auch hier eine derartige Entstehungsmöglichkeit vor. Eine analoge Entstehung aus Ca- und Mg-reichen Schichtgesteinen wies Emerson auch für manche Amphibolite nach. Folgende Tabelle zeigt die Wege derartiger Serpentinbildung und Amphibolitbildung nach Emerson.

Ursprüngl. Gestein	1. Stadium	2. Stadium	3. Stadium
Eisenschüssige und tonige Kalke	Pyroxenkalk	Salitserpentin (Tremolit)	Serpentin, Talk (Steatit)
	Enstatitkalk	Enstatitserpentin (Aktinolith, Bastit, Tremolit)	Serpentin, Talk
	Amphibolkalk	Amphibolit (Epidot)	Serpentin, Talk
	Tremolitkalk	—	— Talk

Die Analysen der Vermont-Amphibolite und -Serpentine zeigen aber nicht denjenigen Überschuß an Kalk, der nach Emerson's Herleitungen als Calcit neben Aktinolith und Serpentin vorhanden sein müßte, sie dürften also wohl aus gabbroiden Gesteinen gebildet worden sein.

Analysen: 1. Theoretischer Serpentin. 2., 3. Serpentin von Belvidere. 4., 5. Amphibolit von Belvidere.

	SiO_2	$Al_2O_3+Fe_2O_3$	MgO	CaO	H_2O	Sa.
1.	44,14	—	42,97	—	12,89	100,00
2.	40,21	5,73	40,98	0,82	12,68	100,42
3.	40,82	7,63	38,40	1,37	12,41	100,63
4.	42,93	2,77	5,96	14,29	1,76	97,71
5.	44,36	28,85	8,74	11,70	1,71	95,36

Johnsen.

F. Bascom: Piedmont district of Pennsylvania. (Bull. Geol. Soc. Amer. 16. 1905. 289—328. Pls. 48—64.)

Von den drei physiographischen Provinzen, in die sich die atlantische Küstenzone teilen läßt, dem appalachischen Gebiet, dem Piedmont-Plateau und der Küstenebene, besitzt das Piedmont-Plateau die mannigfaltigste geologische Geschichte; dasselbe liegt am Südostfuß des appalachischen Gebirges und erstreckt sich von Maine bis nach Alabama; im folgenden wird der auf Pennsylvania entfallende Teil untersucht. Die Sedimente des südöstlichen Gürtels sind stark dynamometamorphosiert, z. T. auch kontaktmetamorphosiert, tonige Schichten in Gneise und Glimmerschiefer, sandige in Quarzit und Quarzitschiefer, kalkige in Marmor übergeführt. Faltung, Verwerfung und Schieferung streichen nordöstlich, die Klüftung nordöstlich und auch nordwestlich. Der Komplex taucht aus der Trias in einer großen Antiklinale auf, an die sich südöstlich die Synklinale des Chester-Valley reiht, und zerfällt in:

Ordovicium: Wissahickon-Glimmerschiefer und -Gneis.

Cambro-Ordovicium: Chester-Valley-Kalk.

Cambrium: Chickies-Quarzit.

Präcambrium: Baltimore-Gneis.

Der Schichtenstoß ist von Intrusivmassen durchsetzt, die unregelmäßig, vorherrschend jedoch nordöstlich streichen: Granitgneis, Gabbro, Hypersthengabbro, Norit, Serpentin (Pyroxenit und Peridotit), Hornblendegneis, Diabas, Pegmatit, Metagabbro. Der Gabbro repräsentiert einen gewaltigen Stock samt vielen Apophysen und ist wohl mit den Serpentingängen verknüpft; er bildet gewaltige Intrusivmassen in dem kristallinen Komplex von Virginia bis New York; der Metagabbro durchbricht den Baltimore-Gneis und den Wissahickon-Gneis in zahlreichen Gängen. Der Hornblendegneis durchsetzt den Wissahickon-Gneis intrusiv. Diabas durchsetzt stellenweise die ordovicischen Schichten. Die Pegmatitgänge werden z. T. für keramische Zwecke auf Feldspat und Kaolin abgebaut. Die geologische Geschichte ist etwa folgende: die alten Formationen wurden vielfach von granitischen und von gabbroiden Magmen durchsetzt, sodann das ganze gefaltet, verschoben, umkristallisiert und erodiert, zur Triaszeit mit Küstenablagerungen bedeckt, zur Jurazeit gehoben und als Pénéplain zutage tretend [das ganze appalachische Gebirgsland vom Hudson bis Alabama stellte damals eine Pénéplain, nämlich ein durch vortriadische Erosion und marine Abrasion der Falten stark eingeebnetes flachwelliges Hügelland dar. Ref.].

Analysen:

Baltimore-Gneis. SiO_2 70,21, Al_2O_3 13,95, Fe_2O_3 1,05, FeO 3,08, MgO 1,26, CaO 3,10, Na_2O 3,27, K_2O 2,69, H_2O+ 0,48, H_2O- 0,19, CO_2 0,11, TiO_2 0,52, ZrO_2 in Spuren, P_2O_5 0,10, Cl und F nicht bestimmt, S 0,09, NiO in Spuren, MnO 0,11, BaO 0,09, SrO in Spuren, Li_2O nicht vorhanden; Sa. 100,30.

Biotitgneis. SiO_2 66,13, Al_2O_3 15,11, Fe_2O_3 2,52, FeO 3,19, MgO 2,42, CaO 1,87, Na_2O 2,71, K_2O 2,86, H_2O+ 1,55, H_2O- 0,24,

CO_2 nicht vorhanden, TiO_2 0,82, ZrO_2 nicht bestimmt, P_2O_5 0,22, Cl und F nicht bestimmt, S 0,03, Cr_2O_3 nicht vorhanden, NiO in Spuren, MnO 0,20, BaO und SrO in Spuren, Li_2O nicht vorhanden; Sa. 99,87.

„Metagabbro"-Gang. SiO_2 48,68, Al_2O_3 14,39, Fe_2O_3 4,00, FeO 10,09, MgO 6,32, CaO 9,23, Na_2O 2,31, K_2O 0,47, H_2O+ 2,03, H_2O- 0,46, CO_2 nicht vorhanden, TiO_2 1,69, ZrO_2 nicht bestimmt, P_2O_5 0,29, Cl und F nicht bestimmt, S in Spuren, Cr_2O_3 nicht vorhanden, NiO in Spuren, MnO 0,22, BaO in Spuren, SrO nicht vorhanden, Li_2O in Spuren? Sa. 100,18. **Johnsen.**

E. B. Mathews: Correlation of Maryland and Pennsylvania Piedmont formations. (Bull. Geol. Soc. Amer. **16.** 1905. 329—346.)

Die Beziehungen zwischen dem Piedmont von Maryland und demjenigen von Pennsylvanien bringt folgende Tabelle zum Ausdruck:

	Maryland-Piedmont			Pennsylvania-Piedmont	
	Westen	Zentrum	Osten	Süden	Osten
Ordovicium	Massanutten-Sandstein Martinsburg-Schiefer	Phyllit- u. Wissahickon-Schiefer	Peachbottom-Schiefer	Cardiff-Quarzit Wissahickon-Formation	Wissahickon-Formation
Cambro-Ordovicium	Shenandoah-Kalk	Cockeysville-Marmor		—	Chester-Valley-Kalk
Cambrium	Antietam-Sandstein Harpers-Schiefer Weverton-Sandstein Loudoun-Formation	Setters-Quarzit		—	Chickies-Quarzit
Präcambrium	Granit, Glimmerschiefer		Baltimore-Gneiß	Baltimore-Gneiß	Baltimore-Gneiß

Die 4 von Bascom im Philadelphia-Gebiet erkannten Formationen (Präcambrium, Cambrium, Cambro-Ordovicium, Ordovicium) lassen sich quer durch Maryland verfolgen und bilden wohl die Hauptmasse des Piedmont von Virginia. Die Faltung des Piedmont von Trenton südwärts bis Südvirginia entspricht derjenigen des appalachischen Gebirges. **Johnsen.**

E. B. Mathews and W. J. Miller: Cockeysville-Marmor. (Bull. Geol. Soc. Amer. 16. 1905. 347—366. Pls. 65.)

Der eine Verf. hat bereits früher darauf hingewiesen, daß man in den stark metamorphosierten und hochkristallinen Gesteinen des Piedmont-Gebietes von Maryland Schichtungsspuren nachweisen könne, welche Faltungen appalachischen Systems erkennen lassen. Dies soll hier in einem kleinen Teilgebiet genauer festgestellt werden, das auf den südlichen Partien der Blätter Belair, Parkton und Westminster und den nördlichen Partien der Blätter Gunpowder, Baltimore und Ellicot der Geological Survey dargestellt ist und von der Nord-Zentralbahn zwischen Baltimore und Harrisburg durchquert wird, während das westliche Maryland von Baltimore bis Hanover die westlichen Grenzen bildet. Die Formationen sind Baltimore-Gneis, Setters-Quarzit, Cockeysville-Marmor, Wissahickon-Glimmerschiefer, -Gneis und -Phyllit. Die Struktur des Marmors ist infolge der scharfen lithologischen und topographischen Grenzen zwischen ihm und dem Nebengestein gut zu erkennen und bestätigt die obige Auffassung appalachischer Faltung. **Johnsen.**

R. Arnold and A. M. Strong: Some Crystalline rocks of the San Gabriel Mountains, California. (Bull. Geol. Soc. Amer. 16. 1905. 183—204.)

Das San Gabriel-Gebirge liegt in San Bernardino Cty. und Los Angeles Cty. im südwestlichen Californien nahe der Küste. Frühere geologische und petrographische Arbeiten rühren von Trask, Blake, Whitney, Claypole, Hershey und Fairbanks her. Die Hebung des Gebirges erfolgte wahrscheinlich zur Eocän- oder zur Oligocänzeit. Der Gesteinscharakter weicht beträchtlich von dem der benachbarten Sierra Madre ab, besonders durch das Auftreten von Granititen und grobkörnigen Dioriten. Der südliche Teil des San Gabriel-Gebirges besteht wesentlich aus feinkörnigen Dioriten und Gneisen, das Zentrum aus grobkörnigen und etwas saureren Gesteinen. Tiefengesteine: Granitit, Tonalit, Diorit, Hornblendit. Ganggesteine: Aplit, Pegmatit [dessen spärlicher Biotit nach Verf. z. T. in Muscovit verwandelt sein soll. Ref.], Quarzhornblendeporphyrit, Diabasporphyrit. Kristalline Schiefer: Hornblendediorit-Gneis, Granitit-Gneis, Amphibolit (herrschend blaugrüne Hornblende, daneben mehr Orthoklas als Plagioklas). Analysen:

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO (+MnO)	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	Sa.
Diorit	61,38	14,33	2,50	6,16	2,98	5,42	4,71	2,58	0,13	100,19
Diorit	64,45	17,18	1,31	3,23	0,75	4,31	4,24	2,98	0,59	100,04
Hornblendit .	49,68	12,07	10,57		9,02	13,85	3,31	1,15	0,56	100,21
Hornblende-diorit-Gneis	62,41	13,91	9,87		2,22	3,15	3,34	3,19	2,57	100,66

Johnsen.

V. H. Barnett: Notice on the Discovery of a New Dike at Ithaca, N. Y. (Amer. Journ. of Sc. **169**. 210. 1905.)

Nachdem zuletzt Kemp über schmale peridotitische Gänge in den devonischen Schiefern und Sandsteinen aus der Umgebung von Ithaca, N. Y., berichtet hatte, entdeckte Verf. zahlreiche neue Vorkommen, so daß gegenwärtig mehr als 25 bekannt sind. Während die meisten dieser Gänge sehr schmal (1—5 inches) sind, so daß Gänge von mehreren Fuß schon verhältnismäßig selten sind, beobachtete Verf. einen durch zahlreiche Einschlüsse breccienartig aussehenden Gang, der mindestens 25′ mächtig ist, möglicherweise aber bedeutend über 100′ mächtig ist, wenn ein zweiter Aufschluß eines durchaus gleichen Gesteins mit dem ersten zu demselben Gang gehört, was wegen Verschotterung des zwischenliegenden Gebietes vorläufig nicht festzustellen war. **Milch.**

E. H. Kraus: The Occurrence of Celestite near Syracuse, N. Y. and its Relation to the Vermicular Limestones of the Salina Epoch. (Amer. Journ. of Sc. **168**. 30—39. 8 Fig. 1904.)

—: Occurrence and Distribution of Celestite-Bearing Rocks. (Amer. Journ. of Sc. **169**. 286—293. 5 Fig. 1905.)

Verf. war es gelungen, zunächst in den dolomitischen Kalken der Oberen Salina-Epoche im zentralen Teile des Staates New York, speziell in der Nähe von Syracuse Cölestin als primären Gemengteil dieser Kalke nachzuweisen. Auf die leichte Löslichkeit dieses Minerals in Wasser — in der gleichen Menge Wasser löst sich siebenmal mehr Cölestin als Kalkspat — führte er die löcherige Beschaffenheit der „Vermicular Limestones“ der Salina-Epoche zurück, die man bisher durch die Annahme, dem Kalke sei primär Steinsalz beigemischt gewesen, das jetzt der Auflösung zum Opfer gefallen sei, zu erklären versucht hatte. Verf. zeigt, daß die Hohlräume, die bisweilen noch Cölestinreste enthalten, die gleiche Gestalt besitzen, wie sie nicht aufgelöste Kristalle als Gesteinsgemengteil zeigen.

Die gleichen Gesteine fanden sich ferner auf der Insel Put-in-Bay im Eriesee, deren berühmte Cölestine auf Klüften und in Kristallkellern als sekundäre Bildungen, entstanden durch Lösung des primären Cölestins und Wiederabsatz der Substanz an geeigneten Stellen angesprochen werden, und schließlich in weiter Verbreitung in den Monroe series der Monroe County, Michigan, dem Äquivalent der Saline-Schichten in New York: auch hier ist die löcherige Beschaffenheit der dolomitischen Kalke mit „gashing“ oder „acicular structure“ auf Lösung von primärem Cölestin zurückzuführen.

Eine an anderer Stelle veröffentlichte Analyse eines derartigen primären cölestinführenden Gesteins von dem Woolmith-Steinbruch zwischen Scofield und Maybee, Monroe Co., Michigan (E. H. Kraus and W. F. Hunt: The Occurrence of Sulphur and Celestite at Maybee, Michigan. Amer. Journ.

of Sc. **171**. p. 237 ff., auch in Zeitschr. f. Krist. **42**. 1 ff. 1906 erschienen) zeigt, daß im wesentlichen ein Gemenge von Normaldolomit (83 %) und Cölestin (14 %) vorliegt. **Milch.**

G. M. Murgoci: On the Genesis of Riebeckite and Riebeckite Rocks. (Amer. Journ. of Sc. **170**. 133—145. 1905.)

Angeregt durch die Auffindung von Riebeckitgesteinen in der Dobrudza (beschrieben von Mrazec dies. Jahrb. 1901. I. -68-, -69-) sucht Verf. aus den Verhältnissen dieses Vorkommens und der Literatur für die übrigen Vorkommen Gesetze für die Bildung von Riebeckit in Eruptivgesteinen herzuleiten.

Die älteren paläozoischen Eruptivgesteine der Dobrudza bilden eine durch Herrschen der Gesteine der Alkalireihe gut charakterisierte Provinz; Riebeckitgesteine sind jedoch auf die Hügel der westlichen Dobrudza beschränkt. Hier treten sie schlierenartig als Randbildungen von Natrongranit-Massiven auf, abwechselnd mit riebeckitfreien, sehr sauren leukokraten Gebilden. Auch in den durch Steinbrüche gut aufgeschlossenen Hügeln bei Jacobdeal und Piatra rosie, in denen die Riebeckitgesteine auftreten, fehlt jede Andeutung von Ganggesteinen.

Als charakteristisch für Riebeckitgesteine (nicht nur der Dobrudza, sondern allgemein) bezeichnet Verf. folgende Eigenschaften:

Die Massive, welche riebeckitführende Gesteine enthalten, zeichnen sich aus durch Neigung zu schriftgranitischer und miarolitischer Struktur einerseits, zu fluidaler oder mikrogranitporphyrischer Anordnung anderseits; sie sind ferner reich an Konstitutionsfazies.

Die Amphibole der sauren Konstitutionsfazies gehören zur Arfvedsonit-Riebeckitgruppe, die der relativ basischen zur Katoforit-Barkevikitgruppe; die verbreitetsten Pyroxene sind Ägirin und Ägirinaugit.

Riebeckit hat sich nicht in einem bestimmten Zeitabschnitt, sondern während der Verfestigung des Magmas gebildet.

Zu seiner Bildung bedarf der Riebeckit der Mitwirkung pneumatolytischer Prozesse; die riebeckitführenden Konstitutionsfazies vertreten in den Massiven die pegmatitischen Bildungen.

In seinem Vorkommen und seiner Rolle im Gestein ist der Riebeckit dem Turmalin überaus ähnlich; wie dieser verdrängt er die anderen dunklen Gemengteile. Der charakteristische Begleiter des Riebeckit ist Zirkon, des Turmalin der Zinnstein.

Zur Bildung des Riebeckit ist erforderlich: hoher Druck, der nur durch Einwirkung gebirgsbildender Prozesse auf das Magma bewirkt werden kann, und Anwesenheit bestimmter Mineralisatoren (Fl, Na, Ti, Zr), von denen ein Teil in das Mineral selbst eintritt; besonders glaubt Verf., daß gute Riebeckit-Analysen einen Fl-Gehalt nachweisen werden. Wenn der Druck nachläßt oder das Verhältnis der Mineralisatoren sich ändert, bildet sich an Stelle des Riebeckit Ägirin. Riebeckit entsteht

nur in sauren Magmen; wird das Magma basischer, steht aber weiter unter hohem Druck und unterliegt der Einwirkung der gleichen Mineralisatoren, so bildet sich Katoforit, für den Ti die Rolle des Zr beim Riebeckit übernimmt. Milch.

R. A. Daly: The Secondary Origin of Certain Granites. (Amer. Journ. of Sc. 170. 185—216. 5 Fig. 1905.) [Vergl. p. -214—215-.]

Studien des Verf.'s an der Grenze von Kanada und den Vereinigten Staaten von Nordamerika zwischen Port Hill, Idaho und Gateway, Montana zeigten an mehreren 100 bis 2500′ mächtigen, von Gabbro und einer granitischen Randzone erfüllten Lagergängen Erscheinungen, die Verf. zur Annahme führten, das granitische Gestein sei infolge von Assimilation des sauren Nebengesteins durch den Gabbro entstanden. Das Gebiet baut sich aus uralten, wahrscheinlich präcambrischen quarzitischen Sedimenten auf, unter denen die unteren grauen, appr. 10000′ mächtigen als Creston-Quarzit, die oberen eisenschüssigen Sandsteine, appr. 7400′ mächtig, als Kitchener-Quarzit bezeichnet werden. Die Gänge finden sich in verschiedenen Horizonten des Kitchener- und des oberen Creston-Quarzites.

Das Hauptgestein der Intrusivgänge ist ein hypidiomorphkörniger Hornblendegabbro, aufgebaut aus primärer grüner Hornblende und Plagioklas (Labradorit bis Anorthit), mit akz. Quarz, oft in erheblicher Menge, und Titanit, Magnetit, Apatit, oft etwas Biotit und bisweilen wenig Kalifeldspat.

Auf die Beschreibung des mächtigsten dieser Lagergänge des Grenzgebietes, des Moyie Sill, genannt nach seinem Vorkommen westlich vom Moyie River, läßt Verf. Beobachtungen anderer Forscher in anderen Gebieten folgen, die zu dem gleichen theoretischen Ergebnis führen; den Schluß der Abhandlung bildet eine zusammenfassende Darstellung der Assimilationstheorie.

Der Moyie Sill, ein Gang von 2500′ Mächtigkeit, wurde in einer Ausdehnung von 6 km studiert; in dieser ganzen Ausdehnung tritt er nur mit dem Kitchener-Quarzit in Kontakt. Dieser Kitchener-Quarzit erweist sich u. d. M. als wesentlich aus Quarzkörnchen bestehend, er ist reich an Biotit, gelegentlich in Blättern bis zu 1 cm Durchmesser, und enthält stets sericitischen Muscovit; nur selten nimmt Feldspat (Kalifeldspat) einen erheblichen Anteil am Aufbau des Gesteins. In einer Entfernung von 30′ vom Hangenden-Kontakt des Ganges erweist er sich reich an Kalifeldspat, Albit und Mikroperthit, die Anordnung von Feldspat und Quarz ist poikilitisch und schriftgranitisch; offenbar hat eine Zuführung von Feldspatsubstanz und Umkristallisation der primären Gemengteile stattgefunden.

Der mittelkörnige bis grobe Gabbro des Moyie Sill wird ungefähr 200′ vom liegenden Kontakt entfernt etwas feiner körnig, gleichzeitig reicher an zwischengeklemmtem und poikilitischem Quarz sowie an Biotit,

Kalifeldspat und Mikroperthit; sein Plagioklas hat Andesin- bis Labradoritzusammensetzung, aber die Zusammensetzung und Habitus bleibt immer noch die des Hornblendegabbros. Reicher an Quarz, Biotit und Alkalifeldspat sind die den eingeschlossenen Quarzitbrocken zunächst liegenden Gesteinsteile. Am Hangenden-Kontakt hingegen findet sich in einer Mächtigkeit von 150′ ein kieselsäurereiches Gestein, dessen Struktur zwischen granitisch körnig bis granophyrisch oder schriftgranitisch wechselt und allmählich in den Gabbro übergeht.

Ein Vergleich der Mineralkomponenten zeigt folgendes Bild:

Gabbro	Übergangsgestein	Granophyrgranit
Hornblende	Hornblende	Biotit
Labradorit	Biotit	Natronorthoklas
Quarz	Andesin	Mikroperthit
Titanit	Quarz	Mikropegmatit
Biotit	Chlorit	Quarz
Apatit	Titanit	Andesin
	Titan haltender Magnetit	Muscovit
	Apatit	Titan haltender Magnetit
		Apatit
		Kalkspat, Epidot, Kaolin.

Nach der Rosiwal'schen Methode wurde für den Gabbro eines 11 miles östlich vom Moyie Sill gelegenen Ganges und für folgende Teile des Moyie Sill approximativ die relative Menge der Gemengteile festgestellt:

	1. normaler Gabbro	2. 30′ vom Liegenden-Kontakt	3. 200′ vom Liegenden-Kontakt	4. 200′ vom Hangenden-Kontakt	5. 50′ vom Hangenden-Kontakt	6. 40′ vom Hangenden-Kontakt	7. 15′ vom Hangenden-Kontakt
Hornblende	58,7	54,8	42,9	49,4	—	—	—
Biotit	0,9	—	6,6	22,0	8,9	22,0	15,2
Labradorit (Ab^1An^1—Ab^1An^2)	34,8	25,6	—	—	—	—	—
Andesin (Ab^4An^3)	—	—	18,5	16,5	—	—	—
Oligoklas (Ab^2An^1)	—	—	—	—	1,5	1,5	1,0
Na-haltender Orthoklas	—	—	5,5	—	24,9	29,1	32,5
Mikroperthit	—	—	—	—	—	—	3,9
Quarz	4,0	6,3	22,8	11,7	57,1	46,0	41,6
Muscovit	—	—	—	—	3,2	—	4,6
Apatit	0,2	—	—	0,3	—	0,5	0,2
Titanit	1,4	2,0	3,7	—	—	—	—
Magnetit	—	0,3	—	—	1,9	0,5	1,0
Chlorit	—	11,0	—	—	—	—	—
Kalkspat	—	—	—	—	2,5	0,4	—

Von dem ersten und letzten dieser Gesteine wurden von Dittrich (Heidelberg) Analysen angefertigt:

	normaler Gabbro (1)	saures Gestein, 15′ vom Hangenden-Kontakt des Moyie Sill (7)
SiO^2	51,92	71,69
TiO^2	0,83	0,59
Al^2O^3	14,13	13,29
Fe^2O^3	2,97	0,83
FeO	6,92	4,23
MnO	0,14	0,09
MgO	8,22	1,28
CaO	11,53	1,66
Na^2O	1,38	2,48
K^2O	0,47	2,37
H^2O (bis 110°)	0,10	0,14
H^2O (über 110°)	1,07	1,31
P^2O^5	0,04	0,07
CO^2	0,06	0,13
Sa.	99,78	100,16
Spez. Gew.	3,000	2,773

Aus der mineralogischen Zusammensetzung von 1 und 2 geht hervor, daß der liegendste Teil des Moyie Sill ungefähr die chemische Zusammensetzung von 1 besitzen muß; aus der mineralogischen Zusammensetzung von 4 folgt, daß auch seine chemischen Werte einen Zwischentypus zwischen 1 und 7 darstellen müßten. Dieses Gestein von mittlerer Zusammensetzung ersetzt beim Fortschreiten vom Hangenden zum Liegenden „with rapid transition“ den typischen Granit-Granophyr und bildet seinerseits eine 100′ dicke Zone. Seine Struktur ist hypidiomorphkörnig mit allmählichem Übergang in die Granophyrstruktur; es geht nach dem Liegenden ganz allmählich in das Hauptgestein des Ganges, den Hornblendegabbro, über.

Eine zusammenhängende Reihe von Analysen für die verschiedenen Teile des Ganges wird in Aussicht gestellt.

Die Bestimmung des spezifischen Gewichtes ergab folgende Werte:

15′ vom Hangenden-Kontakt	2,773
40′ „ „ „	2,784
50′ „ „ „	2,800
Durchschnittswert für die Granitzone	2,790
200′ vom Hangenden-Kontakt	3,020
Durchschnittswert für die Gangmitte	3,025
200′ vom Liegenden-Kontakt	2,967
30′ „ „ „	2,980.

Das spezifische Gewicht des normalen Gabbros aller Gänge des untersuchten Gebietes beträgt appr. 3,020.

Es folgt sodann ein ausführlicher Auszug aus den Untersuchungen von W. S. Bayley über die Gesteine des Ganges von Pigeon Point, Minnesota, der 1893 den durch ein Gestein von mittlerer Zusammensetzung mit dem Gabbro verbundenen Keratophyr aus dem Gabbro durch Einschmelzung des sauren Nebengesteins herleitete (vergl. dies. Jahrb. 1896. II. -85- -89-). Für die mineralogische Zusammensetzung gibt Verf. folgendes Schema:

Gabbro	Zwischengestein	Granophyrgranit
Olivin	Hornblende	Anorthoklas
Augit mit Diallaghabitus	Anorthoklas	Oligoklas
Basischer Labradorit	Plagioklas	Quarz
Apatit	Quarz	Mikropegmatit
Titanhaltender Magnetit	Mikropegmatit	Chlorit
	Chlorit	Augit (gelegentlich)
	Magnetit	Muscovit
	Apatit	Rutil
	Rutil	Leukoxen
		Hämatit
		Apatit.

Für die chemische Zusammensetzung etc. kann auf das oben zitierte Referat von Mügge verwiesen werden.

Weiterhin zieht Verf. die durch ihre Nickelerzführung berühmte Intrusivmasse aus dem Sudbury District, Ontario, heran, die von Coleman und Barlow beschrieben wurden. Verf. gibt folgendes mineralogische Schema:

Norit	Zwischengestein	Granophyrgranit
Hypersthen	Hornblende oder Hypersthen	Biotit
Augit	Biotit	Orthoklas
Bytownit	Oligoklas-Andesin	Mikropegmatit
Quarz	Orthoklas	Mikroperthit
Biotit	Mikroperthit	Mikroklin
Hornblende	Quarz	Oligoklas
Apatit	Epidot	Quarz
Magnetit	Apatit	Epidot
Sulfide	Magnetit	Ilmenit
		Titanit.

Die chemische Zusammensetzung entnimmt er einer Arbeit von Walker, deren Referat in dies. Jahrb. (1898. I. -298- -299-) die Analysen nicht enthält; sie werden deshalb hier abgedruckt.

	1.	2.	3.	4.	5.
SiO^2 . . .	49,90	51.52	64,85	69,27	67,76
TiO^2 . . .	1,47	1,39	—	0,78	0,46
Al^2O^3. . .	16,32	19,77	11,44	12,56	14,00
Fe^2O^3 . .	—	0,47	2,94	2,89	—
FeO . . .	13.54	6,77	6,02	4,51	5,18
MgO . . .	6,22	6,49	1,60	0,91	1.00
CaO . . .	6,58	8.16	3,49	1,44	4,28
Na^2O . . .	1,82	2,66	3,92	3,12	5,22
K^2O . . .	2,25	0,70	3,02	3,05	1,19
H^2O . . .	0,76	1,68	0,78	0,76	1.01
P^2O^5 . . .	0,17	0,10	0,24	0,06	0,19
Sa.	99,03	99,71	98,30	99,35	100,29
Spez. Gew.	3,026	2,832	2,788	2,724	2,709

Die analysierten Gesteine folgen in der Richtung vom Liegenden zum Hangenden aufeinander; 1 ist nahe dem liegenden Kontakt, 5 nahe dem hangenden Kontakt entnommen.

Aus der anschließenden zusammenfassenden theoretischen Erörterung können hier nur die Hauptpunkte herausgegriffen werden.

Die Abneigung der meisten Petrographen gegen die Assimilationstheorie erklärt Verf. dadurch, daß seiner Ansicht nach die Fragestellung meistens laute: Assimilation oder Differentiation, während tatsächlich beide Vorgänge zusammenwirkten. Die bekannten, von Brögger, van Hise etc. gegen Assimilation geltend gemachten Gründe, daß die chemische Zusammensetzung an der Grenze der Eruptivmasse und der Sedimente weder der Zusammensetzung des Sedimentes noch der einer Mischung von Magma und Sediment entsprechen, sucht er durch die Erklärung zu entkräften, daß für derartige Erörterungen nicht das gerade an einer untersuchten Stelle befindliche Sediment, sondern die Durchschnittszusammensetzung aller an die Eruptivmasse grenzender Sedimente in Betracht komme. Selbst wenn an der Grenze das Sediment direkt eingeschmolzen würde, müßte sich die Zusammensetzung der entstehenden Masse durch Strömungen ändern; tatsächlich machte sich in dem gesamten durch Einschmelzung veränderten Schmelzfluß Differentiation geltend, es bilden sich Magma-Lagen von verschiedenem spezifischen Gewicht und die chemische Zusammensetzung jedes Teiles des Schmelzflusses ist viel mehr von seiner Lage in dem vom Schmelzfluß erfüllten Raum als von der Beschaffenheit des angrenzenden Sedimentes abgängig. Nach der vom Verf. vertretenen Anschauung über das Empordringen schmelzflüssiger Massen durch „Aufstemmung“, wie Ref. die Bezeichnung „over head stoping“ übersetzt hat (dies. Jahrb. 1904. II. -64- -69-), wirkt überhaupt der Schmelzfluß im Kontakt viel mehr mechanisch zerstörend als chemisch auflösend: die abgesprengten Blöcke des jeweiligen Daches sinken in dem Schmelzfluß tiefer und werden erst an tieferen Stellen aufgelöst.

Von den vom Verf. für die Entstehung der granitischen Gesteine durch Assimilation (zunächst in den drei Fällen vom Moyie River, Pigeon Point und Sudbury) geltend gemachten Gründen erscheint Ref. die Tatsache am wichtigsten, daß sich um mehr oder weniger verdaute Einschlüsse der kieselsäurereichen Sedimente in der Gabbrozone Gesteinsmassen von der Zusammensetzung der Gesteine der Granophyr-Granitzone finden. Hingegen ist die Behauptung: „In each case there is correspondence though not equivalence between the composition of the acid border-phase and the average composition of the invaded formation" wenigstens durch das mitgeteilte Material in keiner Weise ausreichend begründet.

Zur Erklärung der auffallenden Asymmetrie der Intrusivmassen — die saure Zone liegt immer am Hangenden-Kontakt — nimmt Verf. an, daß nach Einschmelzung der sedimentären Massen Differentiation eintrat und die saureren, speziell leichteren den oberen Teil des Reservoirs einnahmen. Ein wichtiger Faktor ist eine Vermehrung des Wassergehaltes des Schmelzflusses durch Einschmelzung der Sedimente; dieses Wasser hat die Einwirkung auf das Hangende vermehrt und somit sowohl zu stärkerer Einschmelzung des Hangenden beigetragen wie auch, besonders auffällig bei dem Vorkommen von Pigeon Point, die eigentliche Kontaktmetamorphose im Hangenden viel stärker entwickelt als im Liegenden.

Die Abscheidung der Nickelerze von Sudbury erklärt Verf. gleichfalls durch Einschmelzung von Sedimenten; die Löslichkeit eines Schmelzflusses für Sulfide ist nach Vogt umgekehrt proportional dem Gehalt des Magmas an SiO^2; durch Einschmelzung wurde das Magma saurer und demgemäß fielen die Erze aus der Lösung aus.

Schließlich bespricht Verf. kurz die Ausdehnung der hier gegebenen Erklärung im Anschluß an seine früheren Arbeiten (dies. Jahrb. 1904. II. -64- -69-) auf die Stöcke und Batholithen der Granite allgemein und gelangt zu einer Erweiterung dieser Annahme auch für andere Magmen. So führt er beispielsweise die Zusammensetzung der kanadischen Anorthosite auf die Einschmelzung von kristallinem Kalk durch ein plutonisches Magma zurück; auch die Gauverwandtschaft der eruptiven Massen einer petrographischen Provinz will er lieber durch Assimilation als durch Differentiation erklären. **Milch.**

F. N. Guild: Petrography of the Tucson Mountains, Pima Co., Arizona. (Amer. Journ. of Sc. **170**. 313—318. 1 Taf. 1905.)

Verf. gibt eine kurze petrographische Beschreibung der Ergußgesteine, die westlich von Tucson, Arizona, ein zackiges Gebirge von 20 miles Länge und 7 miles Breite in der Hauptsache zusammensetzen; doch finden sich bisweilen Reste der durchbrochenen Sedimente, Quarzite und Kalke, die außerhalb der Eruptivmassen in weiter Verbreitung auftreten.

Am meisten verbreitet ist ein wechselnd (dunkelrot bis fast weiß) gefärbter Rhyolith, der nicht sehr häufige, selten 3 mm übersteigende

Einsprenglinge von Quarz und Kalifeldspat in einer kryptokristallinen Grundmasse enthält; mit ihm zusammen treten gelbe felsitische Massen in großer Ausdehnung auf.

Fast eben so weit verbreitet ist ein heller Andesit mit Einsprenglingen von saurem Plagioklas, sowie von Biotit und Hornblende teils für sich allein, teils zusammen in einer hauptsächlich aus Feldspaten bestehenden Grundmasse; ferner findet sich ein äußerlich an Diabas erinnernder Andesit mit Einsprenglingen von Plagioklas, Pyroxen und Biotit in einer Grundmasse von überaus wechselnder Korngröße. Eine dritte Varietät hat eine glasige Grundmasse; als Einsprenglinge finden sich reichlich Biotit, monosymmetrischer Pyroxen, Plagioklas und Kalifeldspat, letzterer gelegentlich in Karlsbader Zwillingen bis zu 8 mm Größe.

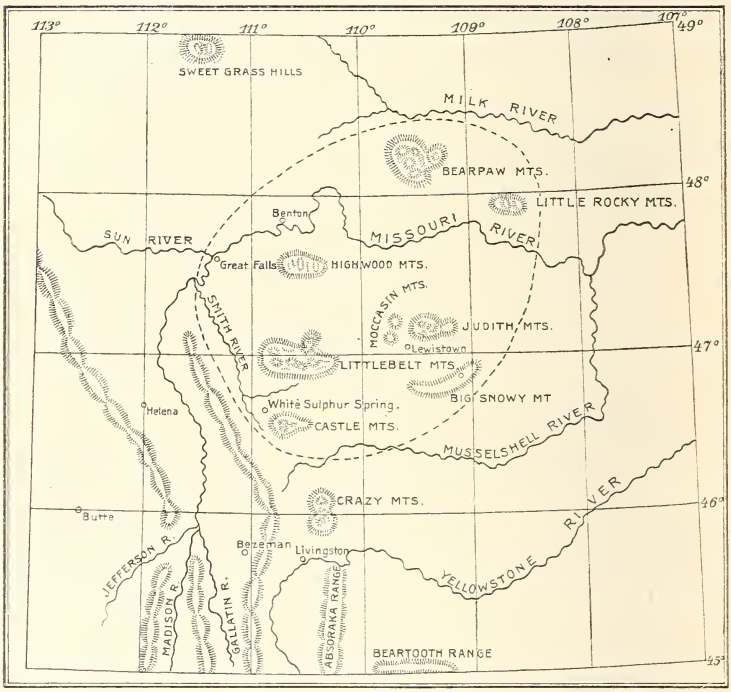
Unter den Basalten werden unterschieden:

1. Feinkörniger Olivinbasalt, makroskopisch dicht, in der Grundmasse Glas in wechselnder Menge; die verbreitetste Varietät.
2. Basalt mit makroskopisch erkennbaren Einsprenglingen:
   a) große Plagioklase (bis über $\frac{1}{2}$ Zoll), fast die Hälfte des Gesteins bildend, und viel Augit nebst spärlichem Olivin in einer grobkörnigen bis dichten Grundmasse mit sehr wenig Glas;
   b) grau bis dunkelgraues Gestein; als Einsprenglinge finden sich ausschließlich Plagioklas (bis $\frac{1}{4}$ Zoll groß) in einer sehr dichten, hauptsächlich aus Feldspat und Magnetit bestehenden Grundmasse; verhältnismäßig spärlich;
   c) teilweise mandelsteinartig ausgebildeter Basalt; Plagioklas, Augit, in zurücktretender Menge Olivin liegen in einer andesitischen Grundmasse; nur in einer einzigen, nicht großen Masse entwickelt.
3. Quarzbasalt tritt nur in einem kleineren Teil eines Ergusses auf, der zum größeren Teil aus gewöhnlichem dichten Basalt besteht; von diesem unterscheidet er sich nur durch den makroskopisch sichtbaren, bis 6 mm großen Quarz. Als Beweis für seine primäre Natur wird angeführt, daß jedes Korn nur ein einziges Individuum ist; von infiltriertem Quarz erfüllte Hohlräume des gleichen Gesteins verhalten sich in dieser Hinsicht durchaus abweichend. **Milch.**

L. V. Pirsson: The Petrographic Province of Central Montana. (Amer. Journ. of Sc. **170**. 35—49. 1 Fig. 1905.)

Die Gesteine der von Weed und Pirsson studierten Gebirge Central-Montanas, nämlich der Castle Mountains (dies. Jahrb. 1899. I. -266—279-), der Little Belt Mountains (dies. Jahrb. 1903. I. -430—435-), der Judith Mountains (dies. Jahrb. 1900. I. -405—408-), der Highwood Mountains (dies. Jahrb. 1898. I. -62-, -96—100-, ferner Bull. **237**. U. S. Geol. Surv. 1905), der Bearpaw Mountains (dies. Jahrb. 1897. II. -72-; 1898. I. -61—62-) und der Little Rocky Mountains (Journ. of Geol. **4**. 339—428. 1896) zeigen in hohem Grade

Gauverwandtschaft, und zwar sowohl durch die Wiederkehr charakteristischer Minerale und Strukturen, wie auch in chemischer Beziehung. Die Lage der einzelnen Gebirge zueinander und zu den benachharten Gebirgen zeigt die der Arbeit entnommene Kartenskizze, die hier wegen der unvollkommenen Darstellung des Gebietes in den verbreitetsten Atlanten wiedergegeben wird. Die Grenze der annähernd



Pirsson: Map of Central Montana.

ovalen, in NO.—SW. 150 miles langen und appr. 100 miles breiten petrographischen Provinz wird durch die gestrichelte Linie angegeben.

In mineralogischer Hinsicht ist für die Gesteine der ganzen petrographischen Provinz charakteristisch, daß unbeschadet großer chemischer Unterschiede der Gesteine ein wenig pleochroitischer grüner Augit in ihnen als weitaus verbreitetstes Pyroxenmineral auftritt; besonders fehlt er keinem der chemisch sehr verschieden zusammengesetzten Highwood-Gesteine, von denen mehrere hundert Vorkommen studiert wurden. Mit Zunahme von FeO und MgO in den Gesteinen nimmt in der Regel die Intensität der Färbung des Augites zu. Ein derartiger grüner Augit

aus dem Shonkinit des Square Butte ergab bei der Analyse $\frac{1}{2}$ % TiO^2; auch die basischsten Gesteine der Highwood und Bearpaw Mountains, deren SiO^2 bis zu 46 % sinkt und deren TiO^2 bis $1\frac{1}{2}$ % steigt, zeigen den gleichen grünen Augit — dies ist bemerkenswert, weil häufig die Purpurfärbung der Augite einem Gehalt an TiO^2 zugeschrieben wird. Braunfärbung der Augite ist auf lamprophyrische Gebilde beschränkt und durchaus eine Ausnahme; die alkalireichsten salischen Gesteine von tinguáitischem Habitus enthalten einen Ägirin-Augit, aber nur selten Ägirin, wohl eine Folge der Kalivorherrschaft in der Provinz.

Dunkler Glimmer ist in allen Gesteinen gewöhnlicher brauner Biotit; sowohl der rotbraune Glimmer der theralithischen Gesteine der nur wenig südlich von der Grenze liegenden Crazy Mountains, wie auch der blasse Phlogopit der kalireichen Gesteine der Leucite Hills in Wyoming fehlen durchaus.

Hornblende findet sich primär nur in verhältnismäßig wenig Gesteinen; auch in den quarzreichsten herrscht Augit entschieden vor.

Unter den Feldspaten herrscht Kalifeldspat oder Kali-Natron-Feldspat (Natron-Orthoklas), Albit ist selten, selbst in den plagioklasfreien typischen Alkaligesteinen; das Fehlen von Mikroklinhabitus wird auf das jugendliche Alter und den hypoabyssischen Charakter der Gesteine und das Fehlen sekundärer dynamischer Beeinflussung zurückgeführt.

Charakteristisch ist ferner das Fehlen der Minerale, die Träger der sogen. seltenen Erden sind; sogar Titanit ist selten und Zirkon nicht häufig — wohl auch eine Folge der Kalivormacht, da die seltenen Erden etc. wesentlich an natronreiche Magmen gebunden scheinen.

Strukturell finden sich wiederkehrende charakteristische Anordnungen und Habitusähnlichkeiten. Die Pseudoleucit-Basalte der Highwood und Bearpaw Mountains gleichen einander und unterscheiden sich von entsprechenden Gesteinen anderer Gebiete, z. B. Italiens; in beiden Gebirgen und außerdem 30 miles nordöstlich von den Highwood Mountains am Missouri treten sehr charakteristische Minetten auf, die Shonkinite der genannten Gebirge und der Little Belt Mountains sind sehr ähnlich etc. Unter den salischen Gesteinen zeichnen sich die porphyrischen Hauptgesteine der Lakkolithen durch ihre Neigung aus, einen durch Zahl, Größe und Verteilung der Einsprenglinge wohl charakterisierten Typus hervorzubringen.

Am schärfsten tritt die Gauverwandtschaft natürlich durch einen Vergleich der chemischen Zusammensetzung hervor. Zahlreiche Analysen liegen für die Gesteine der Castle Little Belt und Highwood Mountains vor, eine genügende Zahl steht, wenn auch nach Angabe des Verf.'s mehr erwünscht wären, von den Bearpaw Mountains zur Verfügung. Von den Judith Mountains und Little Rocky Mountains gibt es nur je eine Analyse: Granitporphyr der Little Rocky Mountains (No. 39 der Tabelle) und Tinguáit der Judith Mountains (No. 40), aber die Gesteine

dieser beiden Gebiete (und der nur wenig westlich von den Judith Mountains gelegenen Moccasin Mountains) stimmen untereinander so vollkommen überein, daß beide Analysen für jedes der Gebirge gelten können; die Analysen fügen sich ferner durchaus in die Reihe der übrigen Gesteinsanalysen der Provinz ein, so daß diese Gebiete in die Betrachtung einbezogen werden können.

In die folgende Tabelle werden von den 58 Analysen der Provinz 18 nicht aufgenommen, um Wiederholungen zu vermeiden, und von den aufgenommenen zur Erhöhung der Übersichtlichkeit nur die chemischen Hauptbestandteile in Gewichtsprozenten angeführt; Verf. betont ausdrücklich, daß von den 18 ausgelassenen Analysen keine einzige eine Ausnahme von den aus der Tabelle hergeleiteten Gesetzmäßigkeiten darstellt.

Gesteine der Castle Mountains

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.
SiO^2	74,9	65,9	61,9	56,8	46,5	45,1	42,5
Al^2O^3 . . .	13,6	16,8	17,3	18,3	10,5	15,4	12,0
Fe^2O^3 . . .	0,7	1,6	2,3	1,6	4,4	2,8	3,2
FeO	0,5	1,2	2,4	5,6	7,8	5,6	5,3
MgO	Sp.	1,5	1,8	3,6	10,6	6,5	12,4
CaO	0,6	2,6	3,2	5,3	9,5	8,8	12,1
Na^2O	4,2	4,7	5,2	4,3	3,1	2,8	1,2
K^2O	4,6	3,1	3,8	3,3	1,5	2,8	2,7

Gesteine der Little Belt Mountains

	8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.
SiO^2 .	73,1	69,7	68,6	64,9	61,6	62,2	54,4	52,3	48,3	48,4	49,0
Al^2O^3.	14,3	15,0	16,1	15,4	15,1	15,8	14,3	14,0	13,3	11,6	12,3
Fe^2O^3.	0,5	0,8	2,2	2,0	2,0	1,8	3,3	2,8	4,4	4,1	2,9
FeO .	0,3	0,3	0,4	1,6	2,2	2,4	4,1	4,4	3,2	3,6	5,8
MgO .	0,2	0,7	0,7	2,6	3,7	3,5	6,1	8,2	8,4	12,5	9,2
CaO .	1,1	2,1	1,4	3,1	4,6	4,1	7,7	7,1	9,9	7,6	9,6
Na^2O.	3,4	3,4	4,4	4,2	4,3	3,9	3,4	2,8	3,3	4,1	2,2
K^2O .	4,9	4,4	4,9	3,9	4,5	3,9	4,2	3,9	3,0	3,2	5,0

Gesteine der Highwood Mountains

	19.	20.	21.	22.	23.	24.	25.	26.	27.	28.	29.	30.	31.
SiO^2 .	65,5	59,2	58,0	57,2	56,4	55,2	51,9	51,7	49,6	47,8	48,0	46,0	46,1
Al^2O^3.	17,8	13,8	17,2	18,5	20,1	18,3	15,8	14,5	14,5	13,6	13,3	12,2	10,0
Fe^2O^3.	0,7	5,5	2,5	3,6	1,3	4,9	4,1	5,1	3,5	4,7	4,1	3,9	3,2
FeO .	1,1	1,4	1,2	1,1	4,4	2,1	3,2	3,6	5,5	4,5	4,2	4,6	5,6
MgO .	1,0	4,8	1,8	0,7	0,6	1,8	3,5	4,6	6,2	7,5	7,0	10,4	14,7
CaO .	1,9	5,6	3,5	2,3	2,1	3,6	6,0	7,0	9,0	8,9	9,3	9,0	10,5
Na^2O.	5,5	3,1	3,4	4,5	5,6	4,0	3,4	2,9	3,5	4,4	3,5	2,4	1,3
K^2O .	5,6	4,2	10,1	8,6	7,1	6,4	7,7	7,6	5,6	3,2	5,0	5,8	5,1

Gesteine der Bearpaw Mountains

	32.	33.	34.	35.	36.	37.	38.
SiO^2	66,2	68,3	57,5	52,8	51,9	50,0	46,5
Al^2O^3 . . .	16,2	15,3	15,4	15,7	20,3	9,9	11,8
Fe^2O^3 . . .	2,0	1,9	4,9	3,1	3,6	3,5	7,6
FeO	0,2	0,8	0,9	4,8	1,2	5,0	4,4
MgO	0,8	0,5	1,4	5,0	0,2	11,9	4,7
CaO	1,3	0,9	2,6	7,6	1,6	8,3	7,4
Na^2O	6,5	5,5	5,5	3,6	8,5	2,4	2,4
K^2O	5,8	5,6	9,4	4,8	9,8	5,0	8,7

Gesteine der Little Rocky und Judith Mountains

	39.	40.
SiO^2	68,7	57,6
Al^2O^3	18,3	17,5
Fe^2O^3	0,6	3,5
FeO	0,1	1,2
MgO	0,1	0,2
CaO	1,0	1,4
Na^2O	4,9	5,8
K^2O	4,7	9,2

Aus der chemischen Zusammensetzung der Gesteine ergibt sich als gemeinsamer Charakter für alle Eruptivbildungen der petrographischen Provinz Central-Montana: die kieselsäurereichsten Gesteine enthalten K^2O und Na^2O nahezu in gleicher Menge (in Gewichtsprozenten); mit abnehmendem SiO^2 und zunehmendem Fe^2O^3, FeO, MgO, CaO stellt sich ein Überwiegen von K^2O über Na^2O ein, in den basischen Gliedern herrscht K^2O unbedingt.

Am schärfsten ist diese Gesetzmäßigkeit in der zentralen Gruppe, den Highwood Mountains ausgeprägt; am häufigsten zeigen sich Ausnahmen bei den sauren Gesteinen der Castle Mountains, die offenbar von den südlich in der Nähe, aber außerhalb der Provinz liegenden granito-dioritischen Magmen der Crazy Mountains (dies. Jahrb. 1894. II. -88-) beeinflußt sind.

Auch in der Anordnung der Gesteine innerhalb der Provinz zeigt sich eine charakteristische Gesetzmäßigkeit: Im Süden, Südosten, Osten, Norden, und wenn man die Sweet Grass Hills an der Grenze von Kanada und den Vereinigten Staaten (dies. Jahrb. 1896. II. -441—442-) hinzurechnen will, auch im Nordwesten finden sich nahe der Grenze der Provinz herrschend kieselsäurereiche, an zweiwertigen Metallen arme Magmen, die stets Lakkolithen gebildet haben — die Westgrenze der Provinz ist noch nicht genau bekannt, möglicherweise ist hier die Provinz durch die Hauptketten der Rocky Mountains mit ihren abweichenden granito-dioritischen Magmen abgeschnitten. In diesem Randgebiet fehlen basische Gesteine gänzlich oder sind auf spär-

liche Vorkommen beschränkt; weiter nach dem Zentrum zu nehmen basische Gesteine zu (Monzonite und Shonkinite der nördlichen Little Belt Mountains) und herrschen in dem zentralen Gebiet (Highwood Mountains, Minetten am Missouri, Teil der Bearpaw Mountains). Verf. macht darauf aufmerksam, daß diese Verteilung chemisch verschiedener Magmen entgegengesetzt ist der Differentiation, wie sie vielfach in kleinen Gebieten in der Provinz selbst (Yogo Peak und Bearpaw Peak, Square Butte) beobachtet wird — nur die „Diorit"-Intrusion im Castle Mountain bei Blackhawk zeigt ein ähnliches Verhalten —, wendet sich aber mit Bestimmtheit gegen die Übertragung der Erklärungen für lokale Differentiation auf regionale Differentiation. Zu Erklärungsversuchen für die letztere liegen nach seiner Auffassung noch zu wenig physikalisch-chemische und petrographische Erfahrungen vor.

Schließlich macht Verf. noch auf folgende Erscheinung aufmerksam, die er als regional progression of types bezeichnet. Trotz der Gauverwandtschaft sind verschiedene Zentren eruptiver Tätigkeit der Provinz Central-Montana durch verschiedene Gesteinstypen charakterisiert, die in dem einen oder anderen Zentrum ihre Hauptverbreitung besitzen, ohne jedoch auf dieses beschränkt zu sein. So findet sich z. B. in den Castle Mountains ein einziges Vorkommen eines monchiquitischen Gesteins; dieses Gestein findet sich häufiger in den Little Belt Mountains und ist ungeheuer verbreitet in den Highwood Mountains, wo es nicht nur in Gängen, sondern auch in Strömen auftritt. Betrachtet man die Castle Mountain-Gesteine für sich allein, so wäre das Auftreten eines Monchiquites im höchsten Grade befremdlich; es erklärt sich leicht durch die höhere Einheit, die Eruptivmasse von Central-Montana.

Ähnlich ist das Vorkommen einer monzonitischen Fazies im mittleren Teil des „Diorit"-Stockes von Blackhawk in den Castle Mountains, das Auftreten eines entsprechenden Gesteins in einer bedeutenden selbständigen Masse am Yogo Peak in den Little Belt Mountains und die Vorherrschaft dieses Gesteins in den Highwood und Bearpaw Mountains. Entsprechende Erscheinungen zeigen die Vorkommen von Shonkinit und von tinguáitischen Gesteinen.

Ob hier eine Eigentümlichkeit der petrographischen Provinz von Central-Montana oder eine allgemeiner gültige Gesetzmäßigkeit vorliegt, kann nur durch Prüfung der Verhältnisse bei möglichst vielen, gut bekannten Massiven ermittelt werden. **Milch.**

L. V. Pirsson and H. S. Washington: Contributions to the Geology of New Hampshire. I. Geology of the Belknap Mountains. (Amer. Journ. of Sc. **170**. 344—352. 1 Taf. 1905.)

Die Verf. geben einen vorläufigen, von einer Kartenskizze begleiteten Bericht über die Gesteine, welche die Belknap Mountains im Süden und Westen des Winnepesaukee-Sees, New Hampshire, zusammensetzen. Das bis zu 2400′ sich erhebende Gebirge ist durch Freilegung

und Erosion eines Tiefengesteinsmassivs entstanden, das in Gneise (von verschiedener Zusammensetzung, teils wohl Paragneise, teils zweifellose Orthogneise) und Glimmerschiefer von wechselnder Beschaffenheit und cambrische? Sedimente eingedrungen ist. Der Grundriß der Eruptivmasse ist dreieckig, die längste Seite der Dreiecke mißt 11 miles, die größte Ausdehnung senkrecht der Längserstreckung beträgt 6 miles.

Das Hauptgestein ist ein grobkörniger Hornblendesyenit (hornblende-grano-pulaskose der amerikanischen Klassifikation). Im Kontakt mit dem Nebengestein konnte der Syenit nur an einer einzigen Stelle beobachtet werden; an allen anderen der durch Glazialablagerungen und Vegetation erschwerten Beobachtung zugänglichen Stellen bildet der Kontakt ein feinkörniges granitisches Gestein von aplitischem Habitus (grano-liparose). Diese aplitische Fazies betrachten die Verf. als ein Produkt der Differentiation und nicht der Aufschmelzung, weil die aplitische Zone sich trotz der Verschiedenheit des Nebengesteins stets gleich bleibt und weil Einschlüsse des Nebengesteins trotz metamorpher Umwandlung stets ihre eckige Gestalt behalten und keinerlei Schmelzerscheinungen aufweisen.

Auf einen kleinen Raum beschränkt fanden die Verf. am Westfuß des Loke's Hill, nicht weit von der Station der Eisenbahn Gilford nahe am Nordende der ganzen Eruptivmasse einen Essexit (grano-hornblende-camptonose) ein dunkles Gestein, aufgebaut aus großen dunkelbraunen Hornblenden, die poikilitisch ophitische Feldspate einschließen („in field usage it is here called a diorite for purposes of geologic description"). Den Kontakt zwischen Essexit und Syenit bildet auf eine Strecke hin eine eigentümliche Eruptivbreccie: ein aplitisches Cäment verkittet Bruchstücke von Essexit, einem dichten lamprophyrischen Gestein, Gneis, Schiefer, die im Durchschnitt einen Durchmesser von 2′ haben, der gelegentlich bis zu 4′ steigt, aber auch unter 1″ sinkt. Dort, wo der Essexit normal gegen den Syenit grenzt, sinkt seine Korngröße beträchtlich.

Gänge von Aplit (persalane dikes) und von Camptonit (salfemane dikes) sind nicht selten, aber gewöhnlich nicht sehr mächtig, die sauren sind häufiger als die basischen. Sie treten nicht nur im Syenit, sondern auch in den Gneisen und Schiefern auf.

Für das relative Alter der Eruptivmassen gelangen die Verf. zu folgender Vorstellung: Die älteste und Hauptintrusion förderte den Syenit mit seiner aplitischen Randzone; dann folgte das Empordringen des Essexites und der Lamprophyre, den Schluß machte granitisches Magma, das im Syenit Gänge bildete. Einer dieser Gänge an der Grenze zwischen Essexit und Syenit brachte die eigentümliche Breccie hervor.

Eine Beschreibung der einzelnen Gesteine wird in Aussicht gestellt.

Milch.

W. P. Headden: The Doughty Springs, a Group of Radium-bearing Springs, Delta County, Colorado. (Amer. Journ. of Sc. **169**. 297—309. 1905.)

Verf. beschreibt eine als Doughty Springs bezeichnete Gruppe von Quellen und ihre Absätze vom rechten Ufer des North Fork des Gunnison River in Delta Co., Col., 4½ miles von der Stadt Hotchkiss entfernt. Hier treten zahlreiche Quellen auf, von denen jede einzelne nicht sehr stark ist, die aber gemeinsam ziemlich viel Wasser fördern und eine gemeinsame Sinterlage von 400′ Länge, einer durchschnittlichen Breite von 125′ (bis 147′ wachsend) und einer Dicke von mehr als 20′ gebildet haben. Zusammen mit dem Wasser treten Gase aus, die zum großen Teil aus CO^2 und H^2S bestehen, aber nicht näher untersucht wurden.

Nur drei Quellen haben klares Wasser und dabei sehr verschiedene Zusammensetzung, die meisten sind trübe durch Ausscheidung von $BaSO^4$ in überaus feiner Form. Diese trüben Quellen liegen zwischen den klares Wasser liefernden Quellen, dem Black Spring und dem Drinking Spring, die voneinander 150′ entfernt sind; Verf. nimmt an, daß die Mischung von Wässern ähnlich der Zusammensetzung dieser beiden Quellen nahe der Oberfläche die Ausscheidung von $BaSO^4$ und somit die Trübung bewirkt. Die dritte Quelle, Alum Spring, hat durchaus abweichend zusammengesetztes Wasser.

In 1 l Wasser enthält:

	Black Spring	Drinking Spring	Alum Spring
Na	1,1978	1,0571	0,4561
K	0,0589	0,0617	0,0216
Li	0,0016	0,0031	—
NH^4	0,0013	0,0012	—
Ca	0,1261	0,1057	0,4089
Ba	nicht vorh.	0,0132	—
Sr	0,0035	0,0066	—
Mg	0,0609	0,0394	0,1888
Fe	0,0012	0,0007	0,1485
Al	0,0046	0,0005	0,3036
Mn	0,0040	0,0016	—
Zn	Sp.	Sp.	—
Cl	0,8157	0,7005	0,2790
Br	0,0147	0,0052	—
J	Sp.	Sp.	—
SO^4	0,2731	0,6252	3,5275
SiO^3	0,0235	0,0266	0,0745
BO^2	0,0001	0,0075	—
S^2O^3	0,0108	—	—
Gesamt CO^2	2,5660	3,0800	—
H^2S	0,0492	0,0471	—
Gesamtrückstand	3,6825 g	3,3525 g	5,7401 g
Temperatur	17,56°		

Alle Teile der gemeinsamen Sinterlage ergaben einen beträchtlichen Gehalt an $BaSO^4$, der zwischen 3,25 % und 10 % schwankt; in unmittelbarer Nähe des Drinking Spring schwillt der Gehalt an $BaSO^4$ sehr bedeutend an, ähnlich am Bird's Nest Spring, der einzigen Quelle dieses Gebietes, die sich einen Spezialkegel gebaut hat; die unmittelbare Umgebung des Drinking Spring und der Bath Tub liefert geradezu einen zelligen Baryt.

Folgende Sinteranalysen werden mitgeteilt:

Gemeinsame Ablagerung vom Ende der Sinterlage		Sinter 8—10′ von dem Drinking Spring		Sinter 2½′ vom Drinking Spring	
Sand und SiO^2 . . .	0,51	Organische Substanz mit etwas freiem S	3,43		3,11
Organische Substanz	2,29	$CaCO^3$	26,46		1,84
CO^2	39,39	$BaSO^4$	66,98		94,62
Cl	Sp.	Fe	nicht best.	Mg . .	Sp.
SO^3	Sp.	Mn		Na . . .	
CaO	48,84	Na		K . . .	
SrO	1,16	K		Li . . .	
(In HCl gelöst) BaO	Sp.	Li			
MgO	1,37	Sa.	96,87	Sa.	99,57
Fe^2O^3 . . . . . / Al^2O^3	0,20				
MnO	0,62				
Na^2O	Sp.				
Li^2O	Sp.				
$BaSO^4$	5,42				
Sa.	99,80				

Sinter vom Bird's Nest		Sinter vom Bath Tub		Analyse des unlöslichen Teiles	
Organische Substanz mit etwas freiem S	7,82	Löslich in Essigsäure	15,46	SiO^2	3,25
$CaCO^3$	43,39	Löslich in konz. Salzsäure . .	1,33	SO^3	32,25
$BaSO^4$	48,79	Unlösl. $BaSO^4$	83,21	Al^2O^3 . . . . / Fe^2O^3	0,80
Sr . . . . . / Na . . . . . / K . . . . . / Li	Sp.	Sa.	100,00	BaO	63,00
Sa.	100,00			CaO	0,30
				SrO	0,45
				MgO	Sp.
				K^2O	0,17
				Na^2O . . . . / Mit wenig Li^2O	0,29
				Sa.	100,51

Durch Behandlung des im Sinter enthaltenen Baryums wies Verf. die Anwesenheit von Radium mittels Einwirkung auf die photographische Platte nach.

Eine nicht der zusammenhängenden Sinterlage, sondern rückwärts von ihr hinter dem Black Spring befindliche Ablagerung läßt sich nicht auf Wässer der Hauptgruppe zurückführen, sondern weist auf Wässer von der Beschaffenheit des Alum Spring hin; die weiße weiche Substanz von adstringierendem Geschmack steht chemisch zwischen Mendozit und Pickingerit und gab bei der Analyse folgende Werte: Verlust auf dem Wasserbade in 10 Stunden 29,61, im Luftbade bei 147° in 2 Stunden 15,35, unlöslich in H^2O 2,72, SO^3 32,89, Fe^2O^3 1,16, Al^2O^3 6,71, FeO Sp., MgO 3,33, CaO 0,69, Na^2O 4,68, K^2O 0,32, Li^2O Sp., Glühen unter Zufügung von Bleioxyd 4,45; Sa. 101,91. **Milch.**

Lagerstätten nutzbarer Mineralien.

L. de Launay: Notes sur la théorie des gîtes minéraux. I. La géologie du graphite. II. Le rôle du titane en géologie. III. Observations sur les kaolins de Saint-Yrieix. (Ann. d. min. (10.) **3**. 1903. 49—115.)

In den beiden ersten der hier vereinigten Aufsätze referiert de Launay über mehrere, teilweise in den letzten Jahren erschienene Abhandlungen chemisch-geologischen Inhalts, wobei er stellenweise seiner eigenen, abweichenden Auffassung Ausdruck gibt.

I. Verf.'s allgemeine Ausführungen über das chemische und physikalische Verhalten der als Graphit und Graphitit unterschiedenen Kohlenstoffmodifikationen stützen sich hauptsächlich auf Moissan. Das Vorkommen von Graphit in metallischen und basischen Schmelzflüssen, wie in Meteoriten und im diamantführenden Peridotit von Kimberley gibt dem Verf. Veranlassung, die Frage zu berühren, ob nicht im schweren Erdkern außer schweren Metallen auch Metallcarbide angehäuft seien. Durch eine Wechselwirkung zwischen den letzteren und dem von der Oberfläche her eindringenden Wasser könnten Kohlenwasserstoffe und durch deren Oxydation bei den vulkanischen Ausbrüchen alle die großen Massen von Kohlensäure entstehen, die nach Verf.'s Ansicht besonders an der irdischen Atmosphäre der ersten geologischen Epochen beteiligt waren und den Ausgangspunkt für das organische Leben bildeten. Kohlenwasserstoffe werden auch jetzt noch bei vulkanischen Eruptionen als solche gefördert.

Der in sauren Eruptivgesteinen vorkommende Graphit ist teils als Graphit s. str., teils als Graphitit bezeichnet worden. Als Beispiele werden genannt der von Moissan untersuchte Graphit in einem nordamerikanischen Pegmatit, der sich deutlich als eine der frühesten Ausscheidungen zu erkennen gibt, der Graphitit von Port de la Quorre im Departement Ariège und das bekannte Vorkommen in einem glimmerarmen Granit des Ilmengebirges. Auch das Auftreten von Kohlenwasserstoffen in pegmatitischen Gängen, welche mittelschwedische Eisenerzlagerstätten durchsetzen und wobei der Eisenglanz zu Magnetit reduziert worden ist, sowie das Ein-

brechen von Graphit auf den Zinnerzgängen von Villeder werden wohl mit Recht in Zusammenhang mit den sauren Eruptionen gebracht. Dagegen vermag Ref. einen solchen in dem hier von DE LAUNAY erwähnten Auftreten der Kohlenwasserstoffe auf Zinnobererzlagerstätten nicht zu erkennen.

Die zwischen 1848 und 1858 abgebauten, jetzt vollständig verlassenen ALIBERT'schen Graphitlagerstätten im Batugol-Gebirge westlich von Irkutsk sind nach JACZEWSKI (dies. Jahrb. 1901. II. -74—77-) an einen grobkörnigen Nephelinsyenit gebunden, in welchem die dunklen Gemengteile Amphibol, Augit und Biotit zurücktreten, im übrigen aber ebenso wie der in schönen Kristallen vorkommende Sphen gern mit dem Graphit verwachsen sind. Der letztere hat zumeist die Eigenschaften des Graphitits. Das Syenitmassiv und die es umschwärmenden Syenitgänge durchbrechen „Gneis", Tonschiefer, kieselige Schiefer, graphitische Schiefer und kristalline Kalksteine, von welch letzteren an Graphit und Graphitit reiche Bruchstücke im Nephelinsyenit vorkommen. Das Mineral bildet teilweise Massen von 30—40 cm Durchmesser mit bis zu 97 % Kohlenstoff. DE LAUNAY hält deshalb JACZEWSKI's Annahme nicht für wahrscheinlich, daß der Graphit dem umgebenden Schiefergebirge entstammen soll; er glaubt vielmehr an einen plutonischen Ursprung des Minerals.

Bezüglich der Graphitlagerstätten von Ceylon folgt Verf. der Schilderung WEINSCHENK's, der sie als pneumatolytische Bildungen erklärt hat, wobei keine reduzierenden, sondern eher oxydierende Begleitprozesse im Spiele gewesen seien. DE LAUNAY gibt zu, daß die Erklärung WEINSCHENK's, „qui est extrêmement affirmatif dans ses conclusions", auf Grund der von diesem gegebenen petrographischen Darstellung sehr plausibel sei; er bestreitet aber hier ebenso wie betreffs der Passauer Graphitlagerstätten, daß dem Vorkommen des Kaolins, des Nontronits und Rutils irgend eine genetische Bedeutung bei der behaupteten pneumatolytischen Bildung des Graphits zukomme. Er glaubt vielmehr sie seien Verwitterungsprodukte.

Die von WEINSCHENK gegebene Darstellung von der Entstehungsweise der bayrisch-böhmischen Graphitlagerstätten nennt DE LAUNAY eine zwar geistreiche Theorie, die aber weit davon entfernt sei, bewiesen zu sein. Außer den vorhin schon vermerkten Einwürfen äußert er Bedenken über das behauptete Zutun des Granites, der sich stellenweise von den Lagerstätten viel zu weit entfernt finde. Die Erscheinungen, welche WEINSCHENK als einen Beweis für eine epigenetische Entstehung des Graphits betrachtet, hält DE LAUNAY für sehr wohl mit einer Syngenese vereinbar, wenn man sich daran erinnere, wie tiefgehende Verlagerungen der hochgradige Metamorphismus der graphitführenden Schiefer in diesen bewirkt haben müsse. Auch bezüglich der auffälligen Titan-(Rutil-)führung der Graphite erachtet er Vorsicht bei den genetischen Schlußfolgerungen für geboten, da wohl alle Sedimente einen, häufig erst durch die Analyse nachweisbaren, mitunter aber doch verhältnismäßig hohen Titangehalt besäßen und Titan auch während der Metamorphose der Gesteine lokal zugeführt worden sein könne.

Die Kohlenflöze des alpinen Carbons besonders in Steiermark und in den Westalpen sind teilweise in Graphit umgewandelt. Diese Umwandlung hat WEINSCHENK als eine Folge nicht des Dynamometamorphismus sondern der Kontaktwirkung des Zentralgneises betrachtet und diese Auffassung noch aufrecht erhalten, als ihr R. HÖRNES entgegengetreten war. Die in der Nachbarschaft der Graphitlager vorkommenden Magnesit- und Talkmassen erklärte er als Folgeerscheinung der Intrusion des Zentralgneises, also durch „postvulkanische Prozesse". DE LAUNAY dagegen hält es für wahrscheinlicher, daß sie durch eine Anreicherung der Magnesia infolge oberflächlich wirkender Umlagerung, oder wie er es nennt, durch eine cémentation superficielle entstanden seien. Die Talkbildung hier steht wie die Kaolin- und Nontronitbildung im Gebiete der Graphitlagerstätten Ceylons und Bayerns nach seiner Ansicht außer jedem Zusammenhang mit der Bildung des Kohlenstoffs.

II. Außer allgemeinen chemisch-mineralogischen Angaben über das Vorkommen des Titans in der Natur bringt dieser Abschnitt hauptsächlich eine auf den Aufsätzen VOGT's, KEMP's usw. fußende Charakteristik der Titaneisenerzlagerstätten.

III. Die zahlreichen Kaolinlagerstätten des Zentralplateaus sind in technischer Hinsicht von zweierlei Art: die sogen. Kaolins caillouteux sind aus den Feldspäten von Muscovitgraniten hervorgegangen, zeigen noch die Struktur dieser Gesteine und enthalten Quarz, Glimmer usw., die reineren Kaoline dagegen, zu denen diejenigen von Saint-Yrieix gehören, bildeten sich durch die Zersetzung von Feldspäten der Pegmatitgänge oder von fast reinen Feldspatmassen, wie sie sich gelegentlich innerhalb der Granite vorfinden. Die Kaolinlagerstätten reichen nirgends in große Tiefe, woraus DE LAUNAY schließt, daß sie das Ergebnis oberflächlicher Verwitterung und der Wasserzirkulation über dem Grundwasserspiegel sind. Die Pegmatite von Saint-Yrieix durchqueren und durchädern Amphibolite; ihr petrographischer Charakter ist unbeständig, indem sie in Muscovitgranite übergehen, Aplite und Schriftgranite, Feldspat- oder seltener Quarzgänge darstellen. Sie stehen im genetischen Zusammenhang mit den zahlreichen Vorkommnissen von Muscovitgranit und mit der „Feldspatisation" der diese umgebenden Schiefer („Gneise"), wie sie DE LAUNAY annimmt. Ehedem (seit 1765) war der Kaolin von Saint-Yrieix berühmt; jetzt ist die Produktion sehr zurückgegangen. **Bergeat.**

J. Taffanel: Le gisement de fer spathique de l'Erzberg, près Eisenerz, en Styrie. (Annales des mines. (10.) 4. 1903. 24—48. Mit 2 Taf.)

Die Frage nach der Entstehungsweise der über mehr als 300 km weit verbreiteten Spateisensteinlager der Ostalpen ist noch nicht gelöst. Die Auffassung, daß sie keine ursprünglichen marinen Sedimente, sondern metasomatische, durch Umwandlung von Kalksteinen entstandene Lagerstätten seien, gewinnt immer mehr Raum. Verf. weist darauf hin, wie

schwer schon die Klärung der stratigraphischen Verhältnisse am Erzberg selbst und daß es einstweilen unmöglich sei, die verschiedenen Vorkommnisse stratigraphisch miteinander zu vergleichen oder zu identifizieren. Im besonderen wendet sich Taffanel gegen Vacek's Auffassung der Tektonik des Erzberges, wie sie in einem von diesem (Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. **50**. 1900. 23—32) veröffentlichten Profil zum Ausdruck kommt und eine Reihe von Transgressionen annimmt, welche die „Eisenerzformation" in zwei zeitlich ganz verschiedene Ablagerungen, eine solche unterdevonischen und eine jüngere permischen Alters, scheiden. Taffanel ist dagegen geneigt, die Eisenerzlagerstätte des Erzberges als eine einheitliche Bildung im Niveau des Unterdevons zu betrachten. Hinsichtlich der Entstehung des Erzlagers hält er eine Metasomatose für wahrscheinlicher als eine sedimentäre Bildungsweise; dieser Ansicht sind auch Höfer und Redlich, der zuletzt in einigen Arbeiten diese Frage berührt hat. **Bergeat.**

L. de Launay: L'origine et les caractères des gisements de fer scandinaves, Taberg, Routivara, Svappavara, Gellivara, Grängesberg, Norberg, Dannemora, Dunderlandsdal etc. (Ann. d. min. (10.) **4**. 1903. 49—106, 109—211. Mit 6 Tafeln.)

Verf. hat auf zwei Reisen die wichtigsten skandinavischen Eisenerzlagerstätten selbst gesehen. „Gewisse Gründe haben mich auf den Gedanken gebracht, daß die Lösung mehrerer wesentlicher, auf die Geologie des Eisens bezüglicher Probleme sich in den dem Nordpol benachbarten Regionen finden müsse, sei es in Europa in Skandinavien und Finland, sei es in Amerika in den Vereinigten Staaten und in Kanada. Dort beobachtet man in der Tat in höchster Entwicklung und mit den Anzeichen von Krustenbewegungen, welche es erlauben, eine Art Chronologie aufzubauen, die Reihe der kristallinen Schiefer, ... in denen wir die Spur der urältesten inneren Vorgänge zu finden hoffen dürfen, welche sich während langer Perioden in der Erde abspielten, als die Erdkruste noch besonders dünn sein mußte. Dort hat auch eine lang andauernde Erosion ... die tiefsten Teile, die ultrabasischen Magmen, die kristallisierten Bodensätze des Schmelzbassins bis unter die ganze Dicke der Deckschicht freigelegt, die Kerne, wo am meisten Möglichkeit besteht, die reine feuerige Ausscheidung des Eisens, den Vorgang der einfachen metallurgischen Schmelzung betätigt zu sehen. Aus unbekannten Gründen ... hat auch eine Sedimentation von Eisen gerade dort zur Anhäufung der mächtigsten schichtigen Lagerstätten geführt, die schließlich eine Umkristallisation erfahren haben." Wenn Verf. damit eine Art Programm für die theoretische Betrachtung der skandinavischen Eisenerzlagerstätten aufgestellt hat, so muß er doch sofort selbst zugeben, daß deren Geologie noch voll von Rätseln ist und tatsächlich sind die Zweifel über die Entstehung zumal der schwedischen Eisenerzlager heute zahlreicher als je.

Nach einer geographisch-geschichtlichen Einleitung gibt Verf. folgende Einteilung der skandinavischen Eisenerze:

1. Magmatische Ausscheidungen aus basischen Gesteinen (Gabbro, Olivinhyperit, Nephelinsyenit). Magnetit, Titanomagnetit und Titaneisenlagerstätten (Taberg, Kragerö, Ekersund, Lofoten, Routivara, Alnö etc.).

2. Die Erzmassen von Kirunavara—Luossavara; ihr Ursprung ist zweifelhaft, aber möglicherweise stehen sie in genetischer Beziehung zu den umschließenden Porphyren.

3. Die Lagerzüge in archäischen oder silurischen metamorphischen Gesteinen, wahrscheinlich hervorgegangen aus der Umkristallisation von Sedimenten (Svappavara, Gellivara, Grängesberg, Norberg, Persberg, Dannemora, Dunderlandsdal usw.).

Wie man erkennt, schließt sich diese Systematik insbesondere an die Arbeiten Vogt's eng an. Im weiteren erfolgt jeweils eine mehr oder weniger ausführliche Besprechung der einzelnen Vorkommnisse, die sich teilweise auf die vorhandene, mitunter schwer zugängliche Literatur stützt, und aus welcher, soweit die Geologie und Mineralogie der Lagerstätten in Frage kommt, einzelnes hervorgehoben werden mag.

Das unmittelbare liegende Nebengestein des Eisenerzes von Kirunavara ist ein natronreicher Orthophyr, häufig mit Augit, gelegentlich mit Hornblende und Biotit, oft großen Plagioklaskristallen, Mikroklin, Titanit, Eisenerzen und Apatit. Das Gestein zeigt oft Fluidalstruktur und Andeutungen von Sphärolithen. Bäckström hat es als einen Keratophyr bezeichnet. Es umschließt Hohlräume von mehreren Kubikdezimetern Inhalt, die erfüllt sind von einem innigen Gemenge von Titanit, Magnetit, Hornblende und Apatit. Solche Hohlräume sind mitunter wie Mandeln durch das Gestein verteilt und durch Spältchen miteinander verbunden. Hornblende und Apatit sind darin nach Bäckström älter als der Magnetit, nach welchem sich erst der Titanit bildete. Möglicherweise ist auch der Titanit des Orthophyrs selbst teilweise jünger als der Plagioklas und auf dessen Kosten entstanden. Das Hangende des Erzlagers ist ähnlich dem Liegenden ein Keratophyr, aber saurer und quarzführend. Höchst wahrscheinlich wird das Erz in der Tiefe einen bemerkenswerten Gehalt an Pyrit zeigen, dessen ehemaliges Vorhandensein sich in dem jetzt abgebauten Eisenstein aus kubischen Hohlräumen erkennen läßt.

Verf. schildert ausführlich die Einzelheiten der höchst merkwürdigen Lagerstätte und gibt eine Kritik der über ihre Entstehung möglichen Theorien. Er weist u. a. darauf hin, daß sich die Annahme einer magmatischen Ausscheidung, wie sie z. B. von Högbom geäußert und von Vogt schon aus chemischen Gründen für unhaltbar erklärt worden ist, mit den geologischen Verhältnissen nicht vertrage. Die letzteren zeigen vielmehr eine Einlagerung der Erzmassen zwischen zwei effusive Keratophyrdecken, das Erz selbst muß daher eine schichtige Ablagerung sein. Dabei könnten die Eisenerze submarin zwischen dem Erguß der beiden Ströme durch Pneumatolyse, ursprünglich als Eisenchlorid, aus demselben Herde wie diese gefördert, und zunächst vielleicht auch als Sulfide abgelagert worden sein. Daß die Mitwirkung der „Mineralisatoren“ beim Transport des Metalles nach der Oberfläche eine so intensive gewesen sei, daß eine Ablagerung

von etwa 2 Milliarden Tonnen Eisenerz zustande kommen konnte, wäre nach Verf.'s Ansicht vielleicht damit zu begründen, daß die Schmelzherde der Tiefe in präcambrischer Zeit der Oberfläche noch näher waren als jetzt. Sein Vergleich dieser nordschwedischen Eisenerze mit den gleichfalls präcambrischen Lagerstätten gediegenen Kupfers in Verbindung mit massenhaften eruptiven Ergüssen am Oberen See verdient jedenfalls Beachtung.

Die in der zweiten Gruppe erwähnten Lagerstätten werden von de Launay für ursprüngliche sedimentäre Erzablagerungen gehalten. Ihr jetziger Zustand wäre eine Folge gewaltiger Dynamometamorphose, verursacht weniger durch den Druck der in der Glintüberschiebung über sie gepreßten, jetzt durch die Abrasion großenteils wieder verschwundenen kristallinen Schubmassen, als vielmehr durch eine energische Faltung. Dazu kamen noch die Injektion massenhaften granitischen Materials, die Imprägnation mit granitischen Schmelzlösungen („Granulitisation") und pneumatolytische Vorgänge, die zur Ansiedelung von Apatit, seltener von Flußspat, hier und da von Kupfer, Blei, Zink usw. führten. Durch Umwandlung kalkhaltigen Materials konnte sich Hornblende bilden; die Eisenerze und der primär darin enthaltene Apatit mögen eine Umlagerung erfahren haben; die Injektion der granitischen Schmelzflüsse hätte häufig zu einer Reduktion des Eisenglanzes in Magnetit geführt, besonders wenn sie Kohlenwasserstoffe mit sich brachten. Des Verf.'s Schilderung mancher Einzelheiten in den Aufschlüssen von Gellivara, wo die geologisch-petrographischen Verhältnisse besonders verwickelt sind, bedeutet gewiß einen Fortschritt in der Kenntnis der merkwürdigen Lagerstätte; sie beweist auch, wie groß der Anteil injizierter Gesteine am Aufbau des dortigen Schiefergebirges ist, vermag aber den behaupteten sedimentären Ursprung der Eisenerze nicht zu beweisen. Für Svappavara, wo die Aufschlüsse sehr viel unvollkommener sind, wird dieser Beweis nicht versucht. Die in den letzten Jahren öfter beschriebene Lagerstätte von Grängesberg besitzt nach Verf. alle Kennzeichen einer sedimentären Entstehung, um so mehr, als er an der sedimentären Natur des Muttergesteins keinen Zweifel trägt. Die Wechselfolge von Eisenglanz und Magnetit und die Umwandlung des ersteren in den letzteren erklärt er mit der reduzierenden Einwirkung von Kohlenwasserstoffen, die sich in Drusen innerhalb des das Lager durchsetzenden Pegmatits nachweisen lassen. Durch eine von letzterem ausgehende Pneumatolyse sei auch der Magnetit stellenweise ganz besonders mit Apatit angereichert worden. Die erwähnte Reduktion des Eisenglanzes hat Verf. experimentell nachgeahmt, indem er pulverisierten Hämatit bis 250° in Petroleum erhitzte (Sur la réduction d'oligiste en magnétite par les hydrocarbures. Compt. Rend. 11 févr. 1903). Auf der Norra Hammar-Grube fanden sich auch Scheelit, Titanit und etwas Apophyllit.

Von den übrigen unter der gleichen Gruppe genannten Lagerstätten werden diejenigen von Dannemora ausführlicher beschrieben. Die vom Verf. geteilte Anschauung, daß die Herausbildung der kristallinen Schiefer häufig durch die Zufuhr von Minerallösungen während der Metamorphose beeinflußt worden sei, kommt hier in der übrigens nicht weiter diskutierten

und bewiesenen Auffassung zum Ausdruck, wonach vielleicht ein Teil der „Eurite“ Törnebohm's, der Hälleflinten, der Amphibolgesteine und „Diorite“ durch eine Verkieselung des Kalksteins entstanden sein könnten

Ein besonderer Abschnitt ist der „Rolle des Phosphors in den schwedischen Eisenerzen“ gewidmet. „Die skandinavischen Apatite treten auf drei wohl unterschiedenen Arten von Lagerstätten auf: 1. in Gabbros; 2. in Pegmatiten oder Muscovitgraniten („granulites“ Michel-Lévy's); 3. in Eisenerzen und dem Skarn [in letzterem nur zu Gellivara. Ref.]. Vielleicht besteht zwischen diesen drei, in ihrer Erscheinungsweise ganz verschiedenen Typen eine gewisse Beziehung und hat der Einfluß von chlorhaltigen Mineralisatoren, deren Zutun man in den Phosphoritgängen der Gabbros wie in den Pegmatiten vermutet, gleicherweise eine allerdings hypothetischere Rolle bei der Ausscheidung des Phosphors inmitten der Eisenerze gespielt.“ Es folgt die Kennzeichnung der südnorwegischen und nordschwedischen Apatitgänge, wobei Verf. die Anschauung ausdrückt, daß dort wohl in letzter Linie doch auch die granitischen Intrusivgesteine die eigentlichen Phosphor- und Chlorbringer gewesen sein könnten; er beruft sich auf eigene Beobachtungen zu Ödegarden, wonach die Apatitgänge bald von Granitgängen durchschnitten werden, bald diese selbst durchqueren. Es steht diese Angabe im Widerspruch zu Vogt (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1895. 452), demzufolge es bisher noch nicht gelungen sein soll, die Altersfolge zwischen Apatitgang und Granitgang sicher festzustellen. Über den Zusammenhang zwischen der reichen Apatitführung besonders der Erze von Gellivara und Grängesberg mit pegmatitischen Injektionen war schon vorher wiederholt die Rede. de Launay vergleicht sie mit der Apatitführung mancher Zinnerzgänge und verwandter Lagerstätten. Ein ausgezeichnetes Beispiel erwähnt er von Gellivara: „Von den ziemlich zahlreichen Pegmatitgängen mit Apatit, welche man im Gellivaradistrikt beobachten kann, findet sich der hauptsächlichste zu Välkomman; er bildet auf 4 m Länge eine 2,40 m mächtige Masse, die sich gegen Norden in einer gewissen Anzahl von dünneren Apophysen fortsetzt und im ganzen 12,50 m Länge erreicht. Der aus rotem Plagioklas, aus Orthoklas und Quarz bestehende Pegmatit umschließt dort oft Eisenglanz in großen Kristallen mit Apatitnestern. Das Eisenglanzerz in der Nachbarschaft enthält zahlreiche Adern von Pegmatit mit Apatitkristallen ohne sichtbare Verbindung mit jener mächtigen Masse; der Eisenglanz selbst ist indessen in seiner Masse ziemlich arm an Apatit.“

Die Anwesenheit von Pegmatitgängen ist jedoch nicht notwendig verknüpft mit dem Vorkommen des Apatits; so ist z. B. das Erz der Grube Kapten, wo Pegmatitgänge besonders häufig sind, das phosphorärmste des ganzen Distrikts. Ein sehr großer Teil des Phosphors oder vielleicht der größte ist vielmehr nach Verf.'s Ansicht gleicher Herkunft wie das Eisenerz, nämlich sedimentär.

Immer von der [keineswegs sehr wahrscheinlichen! Ref.] Annahme ausgehend, daß alle eingangs bezeichneten skandinavischen Lagerstätten sedimentärer Entstehung seien, verbreitet sich de Launay ausführlicher über

die Tatsache, daß besonders die nordschwedischen und nordnorwegischen Eisenerze mehr oder weniger reich, die mittelschwedischen dagegen auffällig arm an Phosphor sind. Wie er bemerkt, fällt dieser Unterschied annähernd mit dem Unterschied in ihrem geologischen Verhalten zusammen, indem die ersteren im ganzen nicht, die zweiten, phosphorarmen dagegen hauptsächlich an Kalksteine gebunden sind. Dieser letztere Unterschied wird von de Launay nicht überall mit dem verdienten Nachdruck betont; es liegt aber, wie Ref. an anderer Stelle hervorhob (Stelzner-Bergeat, Erzlagerstätten 166 ff. 1134), angesichts der petrographischen Beschaffenheit der Eisenerzlagerstätten des Persberger Typus und solange wenigstens die Entstehungsweise der schwedischen Schieferformation nicht aufgeklärt ist, die Vermutung sehr nahe, daß man es in ihnen mit epigenetischen Kontaktlagerstätten zu tun habe, deren Eisenerze gewöhnlich arm an Phosphor sind. de Launay glaubt hingegen, daß möglicherweise, ähnlich wie bei einem bekannten Hochofenprozeß, eine Entphosphorung des Eisensedimentes durch die umhüllenden Kalksteine im Laufe der Metamorphose stattgefunden haben könne, eine Annahme, die, wie er selbst zugesteht, bisher aller Beweise entbehrt. In etwas ähnlicher Weise sollen nach ihm phosphorhaltige Eisenerze besonders dann durch die Verwitterung von Phosphor gereinigt werden, wenn die Umwandlnng in Berührung mit Kalk oder Dolomit geschieht — eine Angabe, die wohl gleichfalls durch exakte Beweise noch zu bekräftigen wäre. Der Phosphor ist nach Verf. ein so treuer Begleiter des Eisens in dessen sedimentären Lagerstätten, daß er dort, wo er fehlt, nur durch irgendwelche sekundäre Vorgänge daraus entfernt worden sein könne. Die engen Beziehungen beider erklärt er damit, daß Eisen und Phosphate in Wässern, die mit gewissen Stoffen, vorzugsweise mit Kohlensäure, beladen sind, sich lösen und daß beide ausfallen, wenn z. B. der Kohlensäureüberschuß entweicht.

In dem 16 Seiten langen Schlußkapitel legt Verf. eine ausführliche Entstehungsgeschichte der Lagerstätten dar, deren sedimentäre Entstehung er für so wahrscheinlich hält, daß er die seitens der schwedischen Geologen darüber geführte Diskussion fast ganz übergehen zu sollen glaubt. Der Abschnitt bringt teilweise die bereits oben wiedergegebenen Ideen; großenteils steht er auf ganz hypothetischem Boden.

Ein Anhang beschäftigt sich mit der technischen Frage der Aufbereitung apatithaltiger Erze zu Luleå und Grängesberg. **Bergeat.**

E. D. Levat: Richesses minérales des possessions russes en Asie Centrale. (Annales des mines. (10.) **3.** 1903. 181—266, 271—354. Mit 5 Taf.)

Der Aufsatz behandelt in vier Kapiteln die Geographie und Geologie, die Goldseifen, die fossilen Brennstoffe und die Erzvorkommnisse der Buchara und Turkestans; er stützt sich teils auf die Beobachtungen früherer Reisender, großenteils aber auf die Ergebnisse der Studien, die Verf. im Auftrage der französischen Regierung in diesen durch Bahnbauten

neuerdings zugänglicheren russischen Besitzungen gemacht hat. Ihr Inhalt ist größtenteils von bergmännisch-wirtschaftlichem Interesse. Im folgenden soll daraus nur das geologisch Bemerkenswerte hervorgehoben werden.

Goldseifen werden seit langer Zeit im oberen Flußgebiet des Amu Daria und des Syr Daria, besonders aber längs des Zarafchan[1] abgebaut, an welchem Samarkand liegt. Der eigentliche Ursprung des Seifengoldes ist jedenfalls in den aus kristallinen Massen- und Schiefergesteinen bestehenden Hinterländern von Pamir, des Tian Schan und des Alai-Gebirges zu suchen. Von dort gelangte es in feiner, spärlicher Verteilung in eine mächtige Formation von Konglomeraten, die sich von 2000—4300 m Höhe verfolgen läßt, über Hunderte von Kilometern verbreitet ist und derart Sandsteinen und festen Konglomeratbänken mitteleocänen Alters aufruht, daß auch sie von Levat für eocän gehalten werden. Jene liegenden Schichten sind frei von Gold. Die hangenden, etwas goldführenden Konglomerate erklärt Verf. für eocäne Glazialablagerungen, die besonders von Pamir herbeitransportiert worden sein sollen, als dort unter dem Einflusse eines feuchteren Klimas eine ausgedehnte Vergletscherung bestanden habe. Indessen scheint diese Auffassung noch sehr der weiteren Beweise zu bedürfen.

Wie in sehr vielen anderen Goldseifendistrikten so haben auch hier die ersten goldführenden Schuttablagerungen eine wiederholte, bis in die Jetztzeit andauernde Aufbereitung und das Gold dadurch diejenige Konzentration erfahren, die es gewinnungswürdig werden ließ. Die letzte Anreicherung geschah in den jetzigen Flußbetten, wo sich die Goldwäschereien befinden. Nach einer Schätzung Levat's wäre die ursprüngliche Goldführung der alten Schotter durch diese natürliche Konzentration gewissermaßen bis auf $\frac{1}{10000}$ ihrer früheren Verteilung eingeengt worden.

Das Seifengold besteht aus feinen Blättchen, die gerne eine Streifung erkennen lassen; ihre Gestalt erklärt Levat durch die Pressung der Geröllmassen, ihre Streifung gilt ihm als Beweis dafür, daß sie in glazialem Schutt transportiert worden sind. Goldklümpchen bis zu 5—6 Zolotnik (21—27 g) Gewicht kommen nur ausnahmsweise vor. Der Feingehalt des Seifengoldes wird zu $\frac{920}{1000}$ angegeben.

Die Goldgewinnung in der Buchara reicht sicherlich bis ins griechische Altertum zurück. Der Bergbau der verschiedenen Völker hat seine Spuren nicht nur in goldenen Kunstgegenständen und Münzen, sondern auch in den heute noch geübten Gewinnungsmethoden hinterlassen. Erst im Jahre 1894 drang die Kunde von diesen Goldlagerstätten nach Rußland.

Seit sehr langer Zeit sind in Zentralasien Kohlen bekannt und hauptsächlich bei Kouldja von den Chinesen abgebaut worden. Besonders auch der Tian Schan ist reich daran. Die von Humboldt wiedergegebene Nachricht von tätigen Vulkanen in jener Gegend ist auf brennende Lignitflöze zurückzuführen. Unter Bezugnahme auf die wertvollen geologischen Vor-

---

[1] Die Namen werden im allgemeinen in der Schreibweise des französischen Originals wiedergegeben.

arbeiten und die geologische Karte des Turkestan von Muschketoff und Romanowsky (1874—1880), auf die Reiseberichte von Osten-Sacken u. a. gibt Verf. eine gedrängte Übersicht über die Geographie der zentralasiatischen Gebirgsmassen und besonders auch über die obere Kreide Turkestans, der ein Teil der aus Ligniten bestehenden Kohlenablagerungen angehört. Diese finden sich am Rande alter Buchten, die durch Vorsprünge des älteren Gebirges gegen die jetzige Steppe gebildet wurden, hauptsächlich zwischen dem Alai-Gebirge im Süden und dem Syr Daria im Norden, in der Landschaft Ferganah. Dort werden die Lignite in verschiedenen Gruben gewonnen, von deren besonderen geologischen und wirtschaftlichen Verhältnissen Levat ausführlichere Mitteilungen macht. Außer von Mergeln, Schiefertonen und Konglomeraten werden die Flöze auch von Gips- und Anhydriteinlagerungen begleitet. Auf der Grube Outch-Kourgan besitzt die Kohle eine Mächtigkeit von 10 m. Bei Sarvadane, 154 km WSW. von Samarkand, finden sich Kohlen im Rhät. Für die Erschließung des südlichen Teiles von Sibirien durch die geplante Eisenbahn von Tomsk nach Taschkent über Semipalatinsk ist das Vorkommen von Kohlen bei Vierny, am Irtisch usw. von Bedeutung, deren geologisches Verhalten noch wenig untersucht ist, die aber teilweise wenigstens der Kreideformation angehören dürften.

Die Petroleumlagerstätten Ferganahs sind die Fortsetzung derjenigen am Kaspi-See und verschiedener östlich davon gelegener Vorkommnisse. In den meisten Fällen sind sie oberflächlich von Ozokerit und Bitumen begleitet. Das Petroleum ist an gelblichweiße oder hellgraue Kalke mit zwischengelagerten bunten Mergeln gebunden, die von Romanowsky als die Stufe von Ferganah unterschieden wurden und besonders durch *Ostrea turkestanensis* und enorme Mengen von *Gryphaea Kaufmanni* bezeichnet sind. Über ihr liegen alttertiäre Kalke und Konglomerate, sie selbst entsprechen der obersten Kreide zwischen dem Senon und Danien.

Der Abschnitt über die unwichtigen Kupfer- und Bleigruben enthält nichts von allgemeinem Interesse. Der Anhang bringt u. a. die Ergebnisse der mikroskopischen Untersuchung turkestanischer Kohlenproben durch C. Eg. Bertrand. **Bergeat.**

E. Glasser: Les richesses minérales de la Nouvelle-Calédonie. Rapport au ministre des colonies. (Annales des mines. (10.) **4**. 1903. 299—392, 397—536; **5**. 1904. 29—154, 503—620, 623—701. 6 Taf.)

Die erste geologisch-bergmännische Aufnahme Neukaledoniens geschah durch Garnier, den Entdecker der dortigen Nickellagerstätten (Essai sur la géologie et les ressources minérales de la Nouvelle-Calédonie. Annales des mines. (6.) **12**. 1867. 1—92); weitere Beschreibungen folgten dann von Heurteau (La constitution géologique et les richesses minérales de la Nouvelle-Calédonie. Ebenda. (7.) **9**. 1876. 232—454), Pelatan (Les mines de la Nouvelle-Calédonie; Esquisse géologique de la colonie; Mines de charbon. Génie civil. 1892) und Piroutet (Note préliminaire sur la

géologie d'une partie de la Nouvelle-Calédonie. Bull. soc. géol. de France. (4.) 3. 1903. 155 ff.).

Die mehr als 500 km lange und bis zu 65 km breite Insel stellt ein bis über 1000 m Höhe ansteigendes Hügelland ohne ausgesprochene orographische Zentralachse dar. Aus dem kurzen Überblick über die an dem Aufbau der Insel beteiligten Formationen ist folgendes zu entnehmen. Granit, Granitit und Gneis sind nur spärlich vertreten, kristalline Schiefer verschiedener Art, u. a. auch typische Glaukophanschiefer in ziemlicher Verbreitung nehmen insbesondere eine 70 km lange und etwa 50 km breite Zone im Nordwesten der Insel ein. Sie, wie auch die übrigen geschichteten Formationen und im großen ganzen auch die Anordnung der Serpentindurchbrüche zeigen ein nordöstlich, also quer zur Längserstreckung der Insel gerichtetes Streichen. An die kristallinen Schiefer schließt sich eng eine Formation von Tonschiefern unbekannten Alters mit Einlagerungen von Kalk und durchbrochen von hauptsächlich basischen Eruptivgesteinen an. Die Diskussion darüber, ob diese Formation paläozoischen und triassischen Alters oder vielleicht bloß paläozoisch sei, hat mangels gut erhaltener Versteinerungen bisher noch nicht zu einem Ergebnis geführt. Neuerdings hat Piroutet im Süden der Insel in Kalksteinen Foraminiferen des Kohlenkalks nachgewiesen. In einer weiteren Serie von Tonschiefern, welche ebendort eine mächtige Entwicklung besitzen, erkannte man vereinzelt obertriassische Fossilien; so sind gewisse, etwas kalkige Tonschieferzonen reich an *Monotis Richmondiana*, die von *Halobia Lomelli* begleitet wird. Piroutet fand in derselben Schieferformation übrigens auch noch den Lias und vielleicht sogar noch das Bajocien vertreten. Massive basischer Gesteine, begleitet von Tuffen und Breccien, sind längs der ganzen Westküste hauptsächlich im Bereich dieser Sedimente verbreitet. Geringere Bedeutung haben eisenschüssige und kieselige Schiefer des Jura, von denen erstere mit Sicherheit dem Lias, die letzteren mit *Nucula Hammeri* und einem Macrocephaliten dem Dogger zugewiesen werden können. Die Kreideformation enthält Kohlenflöze und besteht im übrigen aus Sandsteinen, Konglomeraten, schwarzen Schiefern und violetten Tonen. Die Kohle ist oft sehr unrein. Sie findet sich in wohlumgrenzten Mulden im Verbreitungsgebiet der Trias und des Jura längs eines großen Teiles der Westküste. Melaphyre in mächtigen Strömen samt Tuffen, deren Förderung scheinbar unmittelbar der Bildung der Kohlenflöze vorausging, ferner Gänge von Orthophyr und Porphyr treten in den Kreideablagerungen auf. Außer den Korallenkalken sind als die wichtigsten Gebilde der jüngsten Epochen die längs der Westküste verbreiteten, in Lagunen abgesetzten und an Gipskristallen reichen Tone zu erwähnen.

Von den allenthalben auf der Insel häufigen Eruptivgesteinen ist der Peridotit weitaus das wichtigste, indem er allein etwa ein Drittel der ganzen Oberfläche einnimmt und insbesondere im Südosten und Süden fast ausschließlich vorwaltet. Der aus ihm hervorgegangene Serpentin ist nicht nur bekanntlich das Muttergestein der wichtigen Nickellagerstätten, sondern auch solcher von Kobalt und Chromeisenstein. Die im Dünnschliff

untersuchten Proben von Serpentin erwiesen sich als hervorgegangen aus einem Gemenge von Olivin mit etwas rhombischem Pyroxen (mehr oder weniger eisenhaltiger Enstatit) und Chromit, also aus Harzburgiten. Manchmal tritt der Enstatit in größerer Menge und in mehrere Zentimeter langen Individuen auf. Die Gesteine sind fast vollständig kalkfrei. Diallagfels und Gabbro, sowie Dunit sind seltener anzutreffen.

Nach Verf.'s Beobachtungen sind die Peridotite niemals zwischen die Schichten eingepreßt, sondern stets einer die Schichtung durchschneidenden Ebene aufgelagert. Sie sind nicht nur jünger als die Kreideformation, sondern sollen nach Ansicht Glasser's und Piroutet's sogar noch nach der Gebirgsfaltung über Abrasionsflächen zum Erguß gekommen sein, wären demnach also keine Tiefengesteine. Es ist bisher nicht gelungen, sichere Anzeichen einer Kontaktmetamorphose längs der Peridotite nachzuweisen. Bemerkenswert ist das ganz lokale Vorkommen von Erdöl am Kontakt von Koumac.

Ein 154 Seiten umfassendes Kapitel wird den an die Serpentine gebundenen Nickellagerstätten gewidmet; von den vier im übrigen mehr oder weniger nur bergmännisches und wirtschaftliches Interesse bietenden Abschnitten dieses Kapitels behandelt der erste u. a. auch die Beschaffenheit der Nickelerze. Diese sind bekanntlich metathetische, aus einer Anreicherung des im Peridotit enthaltenen geringen Nickelgehalts entstandene Gebilde. Der Garnierit und der Numeait besitzen schon in reineren Stücken eine durchaus schwankende Zusammensetzung und bilden zudem fast stets nur Beimengungen zu anderen Zersetzungsprodukten des Serpentins. Das sogen. „Schokoladeerz", von welchem eine Reihe von Analysen nach Moore mitgeteilt wird, ist ein durchaus inhomogenes, aus Garnierit, Speckstein, Eisenoxyd, Quarz und Chromit bestehendes Material, das durch Behandlung mit verdünnter Salzsäure die grüne Farbe des ersteren annimmt. Ein grünes, pulveriges, kristallines Erz von einer Grube zu Nepoui erwies sich als sehr rein und hatte folgende Zusammensetzung:

SiO_2	34,2	Fe_2O_3	0,5
NiO	44,7	CaO	0,6
MgO	3,4	Glühverlust nach dem Trocknen	12,3.
Al_2O_3	4		

Erwähnt werden noch nickelhaltige, manchmal tiefgrün gefärbte, nichtsdestoweniger aber meistens nickelarme Quarze und ferner sogen. tonige Erze, die außer aus etwas tonigen Massen vorzugsweise aus Talk und viel Garnierit bestehen. Ihre Farbe ist lichtgrün, wird indessen durch Behandlung mit verdünnter Salzsäure erheblich lebhafter; eine untersuchte Probe ergab 42,1 % NiO.

Die Nickellagerstätten treten bald gangartig auf, bald als breccienartige Massen, als Imprägnationen des zersetzten Serpentins oder als nickelhaltige Erden; alle diese werden ausführlicher charakterisiert. Der Abschnitt bietet für die chemische Erklärung der oberflächlichen Metathese

kaum etwas Neues, bestätigt aber neuerdings die große Analogie zwischen den neukaledonischen und anderen hydrosilikatischen Nickelerzlagerstätten. Zum Export eignen sich gegenwärtig nur solche Erze, welche im rohen, feuchten Zustande $5\frac{1}{4}$—$5\frac{1}{2}$, nach der Trocknung mindestens 7 % Nickel enthalten.

Aus der geschichtlichen Entwicklung des Nickelbergbaues seien folgende Daten erwähnt. Die neukaledonischen Nickelerze sind seit 1865, wo sie durch Garnier entdeckt wurden, bekannt; abbauwürdige Lagerstätten fand man erst 1874, und dem Ingenieur Heurteau gebührt das Verdienst, die Ausfuhr des damals noch viel wertvolleren Erzes in die Wege geleitet zu haben. In den Jahren 1875—1877 wurden noch im ganzen etwa 8000 t Nickelerz mit 10—12 % Metallgehalt exportiert, für das Jahr 1902 wird eine Ausfuhr von fast 130000 t angegeben.

Im Zusammenhang mit einer ausführlicheren Beschreibung der einzelnen, jetzt und ehedem tätigen Gruben kommt Verf. auf die Aussichten des neukaledonischen Nickelbergbaues und damit auf die Entstehung der Lagerstätten zu sprechen. Es steht fest, daß diese letzteren oberflächliche Bildungen sind und weder in ihrer gegenwärtigen Beschaffenheit in einigermaßen größere Tiefe setzen, noch etwa die umgewandelten Ausstriche sulfidischer oder arsenidischer Gänge sind. Glasser's Beobachtungen bestätigen die s. Zt. besonders von v. Foullon vertretene Auffassung, daß die hydrosilikatischen Nickelerze Produkte oberflächlicher Verwitterung nickelhaltiger Magnesiasilikate sind; das Zutun von Thermen bei diesem Prozesse wird durch nichts wahrscheinlich gemacht. Verf. widerspricht der von Levat und Pelatan geäußerten Annahme, daß sich die Verbreitung der Lagerstätten einer gewissen reihenförmigen Anordnung fügen solle; vielmehr seien sie in großer Zahl überall in den Verbreitungsgebieten der Serpentine zu erwarten.

Kobalt ist ein treuer Begleiter der neukaledonischen Nickelerze; es ist wie das Nickel, wenn auch stets in viel geringerer Menge, in den Peridotiten enthalten und erfährt wie dieses eine sekundäre Anreicherung in deren Verwitterungsprodukten, wobei keine ganz reinliche Scheidung zwischen den Verbindungen beider Metalle statthat; vielmehr enthalten die Nickelerze immer etwas Kobalt, die Kobalterze immer ein wenig Nickel. Während aber das letztere sich fast nur dem Magnesiasilikat zugesellt, so bindet sich das Kobaltoxyd als Asbolan an Knollen von Manganoxyden, die sich ebenfalls als Zersetzungsprodukte des Serpentins in den roten Tonen der Oberfläche vorfinden. Nur ganz selten kommt das Kobalt mit dem Mangan untergeordnet auch in Spältchen oder als Überzug im Serpentin vor. Wo sich die roten Verwitterungstone über Serpentinen finden, besteht auch Aussicht, den Asbolan anzutreffen. Die Konkretionen wechseln in der Größe von kleinen Körnern bis zu faustgroßen oder einige Dezimeter im Querschnitt messenden Klumpen. Die wechselnde Art ihrer Lagerung und ihre äußeren Eigenschaften werden ausführlicher beschrieben. Als Kennzeichen ihres Kobaltgehaltes betrachtet man einen blauen oder violetten Schimmer und einen gewissen Glanz auf den durch den Schlag

des Hammers erzeugten Flächen. Selten enthalten die Knollen mehr als 10 % Kobaltoxydul; Verf. zitiert folgende Analysen:

SiO_2	50,75	32,00	34,00	16,40	2,20	23,09
Fe_2O_3	11,50	20,00	11,43	15,50	8,91	16,06
Mn_3O_4	14,00	26,50	19,05	12,07	33,62	17,59
Al_2O_3	?	?	?	14,60	14,29	10,30
$MgO + CaO$	14,50	3,06	?	?	2,38	2,23
CoO	2,50	3,50	3,80	3,00	7,76	5,56
NiO	?	?	1,04	1,48	1,64	1,48
Glühverlust und nicht bestimmte Bestandteile	6,80	15,50	30,68	36,95	29,20	23,69

Ganz ähnliche Kobaltlagerstätten als metathetische Bildungen auf Serpentin finden sich übrigens auch zu Port-Macquarie in Neu-Süd-Wales.

Neukaledonien ist gegenwärtig der hauptsächlichste Kobaltproduzent der Erde. Ein ausführlicher Abschnitt ist der Geschichte und der gegenwärtigen Entwicklung dieses Bergbaues gewidmet.

Im Jahre 1901 sind aus Neukaledonien fast 18000 t Chromeisenstein exportiert worden; dieses Erz stammt fast ganz ausschließlich aus Alluvionen und eluvialen Ablagerungen in den Serpentingebieten.

Die auf der Insel weit verbreiteten Eisensteine haben bisher noch keine Verwertung gefunden; es sind gleichfalls metathetische oder eluviale Abkömmlinge der Serpentinverwitterung. Sie finden sich in Form unregelmäßiger, schlackiger Blöcke von Roteisenstein, die nach des Verf.'s Ansicht möglicherweise umgewandelte Magnetitausscheidungen im Peridotit sein sollen und durch ihren Zerfall die Bildung oft sehr mächtiger Lager von erbsengroßen, teilweise in Brauneisenerz umgewandelter Erzkörner veranlassen. Diese Erze sind stets mehr oder weniger chromhaltig. Auch der sogen. rote Ton, welcher die eben erwähnten Roteisensteine, die eluvialen Chromite und die Asbolankonkretionen umschließt und häufig auch nickelführend ist, besteht zur Hauptsache aus Eisenoxyd.

Von sonstigen Erzen konnte Verf. Gold, Platin, Silber und Quecksilber, Kupfer-, Blei-, Zink-, Mangan-, Wolfram-, Titan- und Molybdänerze nachweisen. Nur Gold, silberhaltiger Bleiglanz, Antimon- und Kupfererze sind wirklich gewonnen worden und nur die letzteren sind noch bis in die neuere Zeit Gegenstand des Bergbaues gewesen. Ihnen sowie den Goldvorkommnissen ist je ein etwas ausführlicherer Abschnitt gewidmet, während der übrigen Metalle und Erze nur in Kürze gedacht wird. Kupfer wurde im Jahre 1843 auf Neukaledonien zuerst durch einen Missionär bekannt, aber erst seit 1872 besteht Bergbau darauf. Seitdem hat man es an zahlreichen Stellen nachgewiesen. Im Norden der Insel, besonders bei Balade, scheint es sich, soweit sich etwa aus der Schilderung Glasser's erkennen läßt, um „Kieslager" zu handeln, die an Granatglaukophanschiefer gebunden sind. Der Bergbau ist im Jahre 1887 nach guten Erträgnissen aufgelassen worden. Die von 1886—1901 abgebauten Kupfererzlagerstätten von Pilou und Ao sind echte quarzige Quergänge

in Schiefern; das Kupfer wird von etwas Blei, Zink und Silber begleitet. Nach Verf.'s Ansicht, die nicht weiter begründet wird, sollen sie im genetischen Zusammenhang mit Diabasintrusionen stehen.

Vor etwa 30 Jahren wurde insbesondere auf den Goldquarzgängen der Grube Fern-Hill Gold gewonnen. Die gesamte Goldproduktion der Insel in den 1870er Jahren betrug nur 213½ kg. Alluviales Gold hat sich stellenweise gefunden, konnte aber nirgends eine einigermaßen erfolgreiche Goldwäscherei ins Leben rufen. Platin kam an einer einzigen Stelle in etwas goldhaltigen Sanden in äußerst geringer Menge vor.

Die über drei Viertel der Länge der Insel ausgedehnten, bis jetzt noch nicht ausgebeuteten Kohlenvorkommnisse gehören nach den von Zeiller (Note sur quelques empreintes végétales des couches de charbon de la Nouvelle-Calédonie. Bull. soc. géol. de France. (3.) 17. 1889. 443—446) beschriebenen Fossilfunden der oberen Kreide an. Sehr auffällig ist die schwankende Beschaffenheit der Kohlen, die teils fast echte Anthracite sind, teils durch alle Zwischenstufen sich den Ligniten nähern. Verf. läßt die Frage offen, ob nicht auch hier eine Entgasung der Kohlen mit eruptiven Durchbrüchen zusammenhängen könnte. Die Einzelbeschreibung der Kohlenfunde sowie die Schlußabschnitte bergmännisch-wirtschaftlichen Inhalts bieten für die Leser dieser Zeitschrift kein allgemeineres Interesse.

Bergeat.

Geologische Karten.

Geologische Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. Lief. 106. Gradabt. 24. No. 19 Stade, No. 20 Ütersen, No. 25 Hagen, No. 26 Ütersen, No. 32 Harsefeld. 1904.

Mit diesen Blättern sind die ersten geologischen Spezialkarten aus dem nordwestdeutschen Flachlande erschienen. Sie bringen die Umgebung der Stadt Stade, nämlich Stücke des Landes Kehdingen und des Alten Landes, sowie der von der Schwinge und der Harsefelder Aue durchflossenen Geest zur Darstellung. Die geologische Aufnahme ist durch H. Schröder, Monke und Schucht erfolgt.

Die ältesten Gesteine, die in dieser Gegend zutage treten, sind Bildungen der Zechsteinzeit. Unmittelbar bei Stade sind rote Tone mit Gipslinsen aufgeschlossen, die durch Bohrungen bis in 600 m Tiefe unter der Erde nachgewiesen sind. Ablagerungen der Trias- und Jurazeit fehlen, und die Schichten der obersten Kreideformation, die bei dem nahen Hemmoor auftreten, liegen schon außerhalb des Lieferungsgebietes, desgleichen die tertiären Bildungen der Wingst und der Geest nördlich von Lamstedt.

Das Diluvium ist ziemlich einförmig ausgebildet. Der Geschiebemergel der Stader Geest wird als „unterer“ bezeichnet („oberer“ kommt in der Gegend nicht vor). Eine sichere Altersbestimmung ist unmöglich. Er ist selten frisch und meist von Sand bedeckt, der, ebenso wie die Grande und Tonmergel, als Ausschlämmungsprodukt zu betrachten ist, das die Schmelz-

wasser aus der Grundmoräne erzeugten. Grande und Sande wechsellagern miteinander und zeigen im Gegensatz zum Geschiebemergel deutliche Schichtung. Man kann in der Stader Gegend nicht wie anderswo zwei Geschiebemergel unterscheiden, die durch Sande getrennt sind, sondern jener bildet langgezogene linsenförmige Einlagerungen in diesen und umgekehrt. Man wäre versucht, das Ganze als Produkt einer einzigen Vergletscherung aufzufassen, wenn dies nicht wegen interglazialer Bildungen unmöglich wäre, die vom Schwarzen Berge bei Stade schon lange bekannt sind. Eine neue Aufgrabung des Profils ergab, daß hier mit Geschiebemergeln tonige Schichten verknüpft sind, die *Saxicava pholadis*, *S. arctica*, *Modiolaria corrugata*, *Yoldia arctica*, *Y. intermedia* und *Cylichna propinqua*, also eine arktische Fauna, bergen. Zwischen den Geschiebemergeln hat früher Focke eine Austernbank mit Schalen solcher Mollusken konstatiert, die auch heute noch an unserer Küste leben. Die Ablagerungen mit der arktischen Fauna müssen ihrem ganzen Habitus nach in der Nähe des Eisrandes gebildet sein, die Austernbank dagegen muß einer Interglazialzeit (wahrscheinlich der ersten) angehören.

Über den Geschiebemergel und die fluvioglazialen Sande legt sich schichtungsloser Geschiebesand von 1—1½ m Mächtigkeit, in dem Geschiebe regellos verteilt sind. Über seine Entstehung lassen sich nur Vermutungen äußern; vielleicht ist er nur ein Zerwaschungsprodukt der anderen Diluvialbildungen.

Am Fuß der Geest dehnt sich die Marsch aus. Sie ist von ihr durch einen mehr oder weniger schmalen Moorstreifen oder auch durch einen terrassenförmigen Absatz getrennt, der aus Talsand besteht, welcher sich im diluvialen Elbtal gebildet hat. Der Boden der Marsch besteht aus Schlick, dem feinen Schlamm, den die Elbe aus den Mittelgebirgen herabführt, und den sie heute noch auf der Marsch absetzt, soweit ihr das nicht durch die Deiche unmöglich gemacht ist. Wo dem Schlick kein frischer mehr zugeführt wird, verliert er allmählich seinen für die Landwirtschaft so wichtigen Kalkgehalt. Man sucht dann durch das Aufgraben der tieferen Schichten, das sogen. „Kuhlen“, dem Boden Nährstoffe zuzuführen. Woher der Kalkgehalt kommt, weiß man noch nicht sicher. Auffallend ist es, daß elbaufwärts von Lauenburg ab der Schlick einen solchen überhaupt nicht besitzt. Seine Verteilung im Boden ist immer sehr unregelmäßig. Interessant ist die Frage, ob in der Tiefe auch Schlicke liegen, die im Meere abgesetzt sind. Eine darauf deutende Beobachtung wurde früher von Focke mitgeteilt, der im Untergrunde des Kehdinger Moores *Tellina baltica* und *Scrobicularia piperata* gefunden hatte.

Während der Torfstreifen am Geestrande „Darg“ ist und aus Resten von Schilfrohr, Binsen u. dergl. besteht, gedeihen in den abflußlosen Senken der Geest jene torfbildenden Moose, die unten absterben, oben weiterwachsen und die „Hochmoore“ erzeugen, die sich durch ihre uhrglasförmig gewölbte Oberfläche auszeichnen. Auch das Kehdinger Moor ist ein Hochmoor; es liegt aber auf dem jungen Elbschlick. Allmers hat zur Erklärung dieser Tatsache die Meinung ausgesprochen, das Moor sei bei einer

Sturmflut in seine jetzige Lage verfrachtet. Dem ist aber nicht so. Als Elbe und Oste noch nicht eingedeicht waren, traten sie bei Hochwasser weit über ihre Ufer. Der dabei stattfindende Schlickabsatz war am Rande des Flußbettes stärker als in dessen Hinterland und so entstand ein Uferwall, das „Hochland“ der Marschbewohner, das bis zu 3 m höher ist als das „Sietland“. Der linke Uferwall der Elbe und der rechte der Oste schufen eine Mulde, deren südliche Begrenzung die Geest bildete. In ihr sammelten sich Überflutungswasser der Elbe und Abflüsse der Geest und in diesem Becken siedelten sich die torfbildenden Pflanzen an. Das Kehdinger Moor wird jetzt entwässert und in Kultur genommen; dadurch hat seine Wölbung, die früher bis 5 m über dem Niveau der Marsch betrug, bereits beträchtlich abgenommen.

Das stattliche Heft Erläuterungen, das jedes Blatt begleitet, enthält außer der geologischen auch eine agronomische Beschreibung der Böden und die Resultate zahlreicher Bodenanalysen. Dem Blatt „Stade“ ist ferner eine sehr schöne Übersichtskarte des Kehdinger Moores und seiner Umgebung im Maßstab 1 : 100000 beigegeben.

Otto Wilckens.

Topographische Geologie.

Eberhardt: Zur Geologie von Eßlingen und Umgebung. Ein Beitrag zur Heimatkunde. (Beilage zu den Schulnachrichten der k. Oberrealschule Eßlingen 1905. 4°. 29 p.)

In vorliegender Programmabhandlung gibt Verf. einen Überblick über die geologischen Verhältnisse von Eßlingen. Der erste Teil behandelt die „Eßlinger Geologen“. Der älteste Eßlinger Geologe ist Philipp Jacob Schlotterbeck, Doktor der Medizin und Stadtarzt (geb. 1701); dieser veröffentlichte 1761 und 1762 mehrere „Observationes“, in denen versteinerte Schnecken und Schwämme beschrieben werden. Weiter beschäftigte sich Friedrich v. Fromm (1790—1872) mit der Geologie und Paläontologie der Umgebung Eßlingens. Karl Deffner (1817—1877), der sich nicht nur um die Erforschung seiner engeren Heimat große Verdienste erworben, sondern die Geologie Schwabens in jeder Weise befruchtend belebt hat, ist in Eßlingen geboren und war daselbst ansässig. Endlich gehört noch der berühmte Geologe Ferdinand Hochstetter (1829—1884) seiner Geburt nach der Stadt Eßlingen an.

Im zweiten Teile wird die Schichtenfolge der Umgebung Eßlingens besprochen. Die Gesteine gehören der Keuper- und Liasformation an; als älteste über Tage anstehende Schicht tritt der Schilfsandstein auf, während durch Bohrung auch noch tiefere Schichten des Keupers erreicht sind. Über dem Schilfsandstein, der hier nur 3—4 m mächtig ist, folgen 30 m bunte Mergel („Rote Wand“). Letztere werden überlagert von dem Stubensandstein, der die Hauptmasse der Berge in Eßlingens Umgebung bildet und dem Landschaftsbild das Gepräge aufdrückt. Die nun folgende Schicht,

der Knollen- oder *Zanclodon*-Mergel, erlangt eine Mächtigkeit von 10—20 m. Das Rhät ist bei Eßlingen besonders gut ausgebildet im Hinblick auf die sonstigen schwäbischen Vorkommnisse und wird hier 1,5—3 m mächtig. Der feinkörnige Rhätsandstein wird hier auch von Bonebed begleitet. Die Profile am Birkengehren, bei Rüdern und an der Nellinger Mühle werden beschrieben und daran eine Zusammenstellung der wichtigsten Versteinerungen aus dieser Schicht gereiht. Der Lias beginnt mit der Psilonotenbank, einer ca. 1 m mächtigen blauen Kalkbank. Besonders gut aufgeschlossen und reich an Petrefakten war diese Schicht an der Nellinger Mühle. Es folgen nun die Angulatenschichten, die vorwiegend aus Sandsteinen bestehen. Bedeckt sind diese Schichten an verschiedenen Punkten des Gebietes von den Arietenkalken. Jüngere Juraschichten (Lias β, Lias γ, Lias δ und Braun-Jura α) finden sich an einzelnen Stellen als die Denudationsreste einer ehemals vollständigen Liasbedeckung. Zu dem Diluvium gehören die Deckenschotter auf der Höhe zwischen Köngen bis Nellingen; weiter treten an verschiedenen Stellen Hochterrassenschotter auf; die Talsohle des Neckars wird erfüllt von den Niederterrassenschottern. Weiter gehören dem Diluvium Lößablagerungen an, die namentlich in verschiedenen kleineren Seitentälern auftreten. Glaziale Ablagerungen sind noch nicht aufgefunden in der Umgebung Eßlingens. Das Alluvium besteht aus Neckarkiesen und Süßwasserkalken im Körschtal bei Nellingen, am Eisberg und der Hammerschmiede.

Die Tektonik des Gebietes wird im nächsten Abschnitt behandelt. Dabei werden die verschiedenen Ansichten über die Herausbildung der tektonischen Verhältnisse der Filder, des Schönbuchs und des Schurwaldes besprochen und diskutiert. Es stellt sich dabei heraus, daß die neueren Untersuchungen die von Deffner aufgestellte Theorie bestätigen und erweitert haben.

Der vierte Abschnitt behandelt die „nutzbaren Gesteine“. Die vergeblichen Versuche auf Goldgewinnung aus dem Stubensandstein und die ebenso resultatlos verlaufenden Versuche auf Steinkohle werden dargelegt. Weiter wird die Gewinnung und Verwendung von Sandsteinen des Keupers und des Lias sowie des Liaskalkes, des Löß und Lehms sowie des Neckarkieses erörtert.

„Das Wasser“ ist die Überschrift des nächsten Teiles. Verf. bespricht kurz die Grundwasserverhältnisse und Quellen, sowie die Versorgung der Stadt mit Grund- und Quellwasser; besonders wird dann noch das Ilgenbad beschrieben, das früher als Schwefelbad einen Ruf hatte, dessen Quelle aber nur reines Süßwasser ohne jeden Schwefelgehalt führt.

Im sechsten Abschnitt werden die wenigen Erdbeben, die in Eßlingen wahrgenommen und von denen Aufzeichnungen vorliegen, zusammengestellt. Ein aus 50 Nummern bestehendes Literaturverzeichnis beschließt die Abhandlung. **Ew. Schütze.**

P. Termier: Quatre coupes à travers les Alpes franco-italiennes. (Bull. Soc. Géol. France. (4.) 2. 411—432. 2 Taf. 1903.)

In vier Profilen bringt Verf. den Bau der französisch-italienischen Alpen zur Darstellung, wie er sich aus den in den letzten 12 Jahren durchgeführten Aufnahmen ergibt. Mit besonderen Signaturen sind auf diesen Profilen die altkristallinen Gesteine nebst dem Granit, die carbonischen und permischen Bildungen, die mesozoischen Gesteine außer den Glanzschiefern, die mit einer eigenen Farbe angelegt sind, und der Nummulitenkalk und Flysch unterschieden.

Die Profile zeigen deutlich die tektonischen Eigentümlichkeiten der Zonen, in die man die französischen Alpen zerlegt. Im Westen herrschen in den subalpinen Ketten die „zögernden Falten", wie der glückliche Ausdruck des Verf.'s lautet. Dann folgt nach Osten das mächtige Gewölbe der Belledonne-Kette, die im Süden unter die mesozoischen Schichten des Dévoluy taucht. In der Zone des Pelvoux zeigt sich isoklinale Struktur. Die Falten stehen hier mit ihren Wurzeln vertikal, biegen dann aber scharf nach Westen um und werden manchmal fast horizontal (Fächerstruktur findet sich im Pelvoux- ebensowenig wie im Mont Blanc-Massiv). Die Stärke der gebirgsbildenden Bewegungen erweist sich also in dieser Zone viel größer als in den subalpinen Ketten oder am Westrande der Belledonne-Kette. Noch beträchtlicher wird sie aber in der nun folgenden Zone des Briançonnais. Die Flyschzone der Aiguilles d'Arves senkt sich ostwärts unter diese letztere. Die Zone des Briançonnais stellt ein Paket von Schuppen dar, deren Verf. zwischen Briançon und Vallonise vier unterschieden hat. Die früher von ihm zur Erklärung dieser Struktur aufgestellte Hypothese, die eine große Überschiebung der Glanzschiefer annahm, die ein Paket von Schuppen mit sich gerissen haben sollte, hat Verf. wieder aufgegeben. Er nimmt jetzt mit W. Kilian an, daß die drei ersten Schuppen westlich der Achse des alpinen Fächers wurzeln. Dieser Fächer ist zwar stark deformiert, aber auch autochthon wie die ganzen Alpen südlich der Isère und der Dora Baltea. Nur die vierte Schuppe, die Deckscholle von Eychanda—Prorel, macht eine Ausnahme. Sie besteht aus Oligocänkonglomerat, Gneis, Glimmerschiefer, Amphibolit und Grünschiefern aus der Zone der Glanzschiefer, zeigt einen komplizierten Bau, indem über und unter einer normalen eine verkehrte Schichtreihe liegt, und liegt in toto auf den jüngsten Bildungen des Briançonnais oben auf dem alpinen Fächer. Sie ist mit diesem gefaltet, so daß sie also vor der Bildung desselben in ihre jetzige Lage gekommen sein muß. Sie kam von Osten, aus jener Gegend, wo heute die Falten nach Osten gerichtet sind.

Das mesozoische Alter der Glanzschiefer ist sicher. Ebenso das carbonische Alter wenigstens eines Teils der Phyllite und Gneise, die in der Zone des Piemont auftreten. Man kann die Umwandlung des Carbons des Briançonnais in diese Gesteine Schritt für Schritt verfolgen. Diese kristallin-phyllitische Schichtfolge bildet ein Analogon zu dem Komplex der Glanzschiefer, indem sie wie diese die Lage einer gewaltigen Geosynklinale bezeichnet, von der uns nur der eine Rand, der nördliche, bekannt, während

der südliche versenkt ist. Die Umwandlung, die diese Gesteine zeigen, kann nur auf plutonische Vorgänge zurückgeführt werden, welche nach der Ansicht des Verf.'s einer jungen Zeit angehören, in die auch die Entstehung der Tonalite und Monzonite der Ostalpen und der ophiolithischen Eruptiva Graubündens fallen soll.

Der zweite Teil der Arbeit beschäftigt sich mit einer Hypothese des Verf.'s, die die Herkunft der vierten Schuppe in der axialen Zone des alpinen Fächers, die merkwürdige Struktur dieses letzteren, namentlich bei Briançon, ferner aber auch die Falten des Pelvoux, ja die Struktur der ganzen Alpen erklären soll. Es muß nach der Bildung des alpinen Fächers eine schwere Masse von Osten nach Westen über die Alpen dahingegangen sein, die von jener inneren Hälfte der Alpen stammt, die uns fehlt, und die aus den inneren Ablagerungen jener großen Geosynklinale der Piemontzone bestand. Als sichtbarer Zeuge dieser Überschiebung ist in den französischen Alpen nur die „vierte Schuppe" und die Trümmerstruktur dieser Gegend geblieben. Ferner scheint auch der alpine Fächer unter die Gneise des Kl. St. Bernhards und des Matterhorns einzuschießen. Haben diese Gneise nicht selbst die große Überschiebungsmasse dargestellt, so muß diese doch die Gneisfalten des Simplon usw. unter sich hergerollt haben.

Zum Schluß schildert Verf. die Geschichte der alpinen Geosynklinale im Laufe der erdgeschichtlichen Perioden und die Bildung und den Gang der großen Schubmasse, des „traîneau écraseur", deren Spuren sich überall in der Struktur der französischen Alpen bis zur Belledonne-Kette hin zeigen und die die wahre Decke („la vraie nappe") sind, während das, was man sonst Decken nennt, nur unter dieser wahren Decke hingerollt und mitgerissen ist.

Otto Wilckens.

A. Heim: Über die nordöstlichen Lappen des Tessiner Massivs. Geologische Nachlese No. 17. (Vierteljahrschr. der Naturf.-Ges. Zürich. 1906. 397—402.)

Von der Masse der Bündner Schiefer zweigen ins Blenio-Tal, am Bernhardin und am Splügen drei Muldenzüge ab, die in SSO.-Richtung verlaufend, in den Tessiner Gneis einschneiden und ihn in mehrere Lappen zerteilen. Es entstehen dadurch von W. nach O. folgende Elemente:

1. Gneismasse des Molare.
2. Bündner Schiefer—Triasmulde des Blenio-Tales.
3. Gneis des Adulamassivs (Rheinwaldhorn).
4. Mulde des Bernardino.
5. Gneis des Tambohorns.
6. Mulde des Splügenpasses.
7. Gneis der Surettamasse.

Die Schichten aller 7 Glieder fallen nach Osten ein, so daß die westlichen unter die östlichen einschießen. Bei seinen früheren Aufnahmen glaubte A. Heim die Erscheinung einer Querfaltung senkrecht zum allgemeinen Alpenstreichen zuschreiben zu sollen. Erneute Begehung des

Gebietes führte ihn aber zur Überzeugung, daß keine Querfaltung vorliege. Viel besser erklärt sich die Erscheinung bei Annahme einfacher, S.—N. geschobener, weit übereinander liegender Falten mit allgemeinem östlichen Einfallen des Streichens. Den Zusammenhang der einzelnen tektonischen Glieder erläutert aufs schönste die beigegebene Profilserie.

H. Preiswerk.

W. Kilian: Sur l'origine de la structure en éventail des Alpes françaises. (Bull. Soc. Géol. France. (4.) **3.** 671—678.)

Verf. tritt dem Versuche Termier's entgegen, in den französischen Alpen die ehemalige Existenz einer gewaltigen Überschiebungsdecke wahrscheinlich zu machen, die zuletzt vom Innenrande der Alpen her als „traîneau écraseur" über die tieferen Decken dahingegangen sein soll. In den französischen haben die Überschiebungen geringere Entwicklung und geringeres Ausmaß als in den Schweizer Alpen. Dafür spricht die Erscheinungsform der Antiklinalscharniere in den isoklinalen Faltenbündeln in der Umgegend von Moutiers-en-Tarentaise, am Westabfall der Aiguilles de la Saunaz u. a. O., die keine Auszerrung zeigen, ferner das Auftreten von Mikrogranulitgeröllen in den eogenen Konglomeraten der Aiguilles d'Arve, deren autochthoner Ursprung damit klar bewiesen wird. Auch ist von solchen großen Decken ja nichts erhalten, und wenn man ihre ehemalige Existenz in den französischen Alpen für notwendig hält, so muß man dieselbe für jedes Gebiet mit Decken voraussetzen (z. B. auch für die Provence). Diese große, „wahre" Decke müßte dann ein besonderer Typus, nicht aus liegenden Falten hervorgegangen sein; denn wäre letzteres der Fall, so müßte über ihr noch ein weiterer „traîneau écraseur" folgen usw.

Termier's Hypothese stützt sich besonders auf das Vorhandensein der Deckscholle von Prorel. Aber nach der Beschaffenheit ihrer Gesteine kann diese sehr gut aus nicht allzugroßer Ferne hergeleitet werden. Auch ist diese Schuppe keineswegs mechanisch stärker beeinflußt als viele liegende Falten der Ubaye und des Embrunais. Über die Ursachen der Faltenbildung in den Alpen kann man überhaupt einstweilen nur eine persönliche Meinung haben; sicheres weiß man darüber noch nicht.

Während Termier annimmt, daß der „traîneau écraseur" nach der Bildung des alpinen Fächers gekommen sei, erklärt Verf. das Auftreten des letzteren in folgender Weise: Ursprünglich waren alle Faltungen und Überschiebungen in den französischen Alpen nach Westen gerichtet. Erst später bildete sich durch die Absenkungen am Innenrand des Gebirges eine Rückfaltung aus, die die ostwärts gerichteten Falten in der Zone des Piemont hervorbrachte, und aus der sich auch die südwärts gerichteten Falten der Dinariden erklären. Bei der Termier'schen Hypothese bleibt diese Faltung gegen den Innenrand der Alpen unerklärt.

Somit ergibt sich jene Reihenfolge der orogenetischen Vorgänge in den delphino-provençalischen Alpen, die Verf. bereits an anderer Stelle aufgeführt hat (s. dies. Jahrb. 1906. II. -253-). **Otto Wilckens.**

W. Kilian: Les phénomènes de charriage dans les Alpes delphino-provençales. (C. R. 9. congr. géol. internat. Vienne 1903. 455—476. 1904.)

Unter „Überschiebung" hat man sehr verschiedene Vorgänge verstanden. In Wahrheit ist sie nichts als eine sehr weitgehende Faltung. Termier's Hypothese vom Vorhandensein einer mächtigen Schubmasse in den französischen Alpen, von der man nichts mehr sieht, ist unhaltbar. Diese Überschiebung soll nach Termier jünger sein als die Faltung. Dem widerspricht aber schon das Auftreten der gegen Italien gerichteten Falten des alpinen Fächers. Der deutlich verfolgbare Zusammenhang zwischen einfachem Gewölbe, isoklinaler Falte, Faltenverwerfung und Überschiebung lehrt, daß die Überschiebung das Extrem der Faltung, nicht ihr Beginn ist. Als letzterer muß vielmehr die Bildung von Kuppeln und synklinalen Schüsseln betrachtet werden, wie sie im Diois und Dévoluy vorkommen. Spuren von großen Überschiebungen, wie sie in der Schweiz auftreten, zeigen sich noch am Südende des Mt. Blanc und in den Klippen von Les Armes und Sulens. In dem Gebiet zwischen der Linie Vanoise und Mt. Jovet—Albertville—Rumilly einerseits und der Linie Monétier-de-Briançon—la Mure—Valence anderseits fehlen Schübe von großem Ausmaß. Hier finden sich am Innenrand der subalpinen Ketten ostwärts gerichtete Dislokationen, und die Stratigraphie, namentlich der tertiären Konglomerate, liefert mit der Tektonik zusammen die Beweise für die Autochthonie aller Zonen. (Diese schließt natürlich die Existenz von isoklinaler und Schuppenstruktur nicht aus.) Weiter südlich werden die Dislokationen intensiver. Im Gebiet zwischen Pelvoux und Mercantourmassiv ist der Flysch der Zone der Aiguilles d'Arve, die sich nordwärts als eine nach Westen übergelegte Synklinale zu erkennen gibt, über die jurassischen Bildungen des Embrunais hinübergeschoben, und darüber schieben sich die Schuppenbündel des Briançonnais, die sich hier in Schubmassen verwandeln. Der Einfluß der kristallinen Massive, die von der hercynischen Faltung ergriffen waren, macht sich deutlich erkennbar. Wo die Überhöhung der Faltenachsen, die sich in ihnen dokumentiert, aufhört, erscheinen die Überschiebungen. Man könnte sagen, daß die Decken hier wegen ihrer tieferen Lage von der Erosion verschont geblieben, von den kristallinen Massiven aber abgetragen sind. Als wahrscheinlicher muß man es aber bezeichnen, daß die Massive der Deckenentwicklung einen Widerstand entgegengesetzt haben.

Verf. schildert dann den wahrscheinlichen Zusammenhang der Zonen der französischen mit den Decken der Schweizer Alpen (vergl. dies. Jahrb. 1906. II. -254-) und weist darauf hin, daß die Zahl der Decken keineswegs von der Durance bis zum Rhätikon dieselbe zu sein braucht, sondern daß dieselben sich ablösen können.

Wie man sicher nachweisen kann, daß die Überschiebungen in den französischen Alpen nichts weiter sind als liegende Falten, so läßt sich auch zeigen, daß sie kein größeres Ausmaß als einige 30 km haben. Der übergeschobene Flysch des Embrunais hängt mit dem geschuppten Falten-

bündel des Eychanda und Galibier zusammen, dessen Westseite eogene Breccien aufweist, welche Bruchstücke der kristallinen Gesteine ihrer Unterlage führen, worin ein unumstößlicher Beweis für die Autochthonie dieses Faltenbündels liegt. Stets ist der Schub gegen den Außenrand des Gebirges gerichtet. Der alpine Fächer ist nur eine scheinbare Ausnahme, die sich durch Rückfaltung erklärt.

Die orogenetische Entwicklung der delphino-provençalischen Alpen gestaltete sich somit in der Weise, wie Verf. es bereits an anderer Stelle ausgeführt hat (siehe dies. Jahrb. 1906. II. -253-).

Otto Wilckens.

P. Termier: Sur les nappes de la région de l'Ortler. (Compt. rend. **139**. II. 1904. 617—618.)

Das Ortler-Gebiet zwischen Passo Tonale und Val Camonica im Süden und dem Etschtal im Norden ist bisher besonders wenig untersucht worden. Man wußte bislang nur, daß gewaltige Lappen von Trias, auf einem Komplex von Gneisen, Glimmerschiefern und Phylliten lagernd, die meisten und höchsten Gipfel aufbauen. Auf dem Wege von Bormio nach „Santa Maria im Münstertal" passiert man drei übereinanderliegende „Nappes". Die unterste besteht von unten nach oben aus den Phylliten von Bormio, dem Verrucano, sowie einer mächtigen Triaslage, die eine Lias-Linse enthält und deren Kalke die hohen Spitzen zwischen dem Stelvio und dem Val Zebru und den ganzen nördlichen Kamm bis zur Hochleitenspitze bilden; dieser Komplex unterteuft im Norden und Westen die Phyllite und Gneise des Mte. Braulio, des Mte. Scorluzzo und der hohen Gratlinie Stelvio—Korspitze—Schafberg—Ciavalatsch. Das Hangende dieser Phyllite und Gneise bildet wiederum Trias, die den Piz Umbrail aufbaut und sich vom Münstertal im Norden bis zu den Bergen des Inntales im Süden hinzieht. Schließlich tritt über der Trias des Piz Umbrail ein mächtiger dritter Streifen auf, nämlich die Phyllite und Gneise des Piz Chazfora. **Johnsen.**

P. Termier: Sur la fenêtre de la Basse-Engadin. (Compt. rend. **139**. II. 1904. 648—650.)

Wenn man am Inn aufwärts wandert, sieht man oberhalb der Brücke von Pontlatz in den Phylliten von Landeck sich ein „Fenster" öffnen und in diesem Fenster unter den Phylliten die sehr zerquetschte „3. Nappe", d. i. diejenige der Tribulaun, der Weißen Spitze und der Geschößwand, erscheinen und unter ihr die kristallinen Schiefer. Das ist das Fenster des Unter-Engadin (Antirhätikon von Paulcke); seine Form ist elliptisch gestreckt parallel dem Innlauf, die große Achse 55, die kleine 18 km lang. Dieses jetzt sehr wohl bekannte Fenster will Termier, seiner vor 8 Jahren aufgestellten Theorie entsprechend, nicht durch die Annahme lokaler Ablagerungen erklären, sondern als abgeschnürte Lentikularmasse

übereinanderliegender Nappes. Die von Paulcke entdeckte fossilführende Lias gehört dieser Nappe an, was aber noch kein postliassisches Alter der hochkristallinen Schiefer involviert; es sind auch cretaceische, vielleicht sogar eocäne Einlagerungen vorhanden, und zwar gerade im Einklang mit der Annahme, daß ein vollständiges Schichtensystem vorliegt.

Johnsen.

P. Termier: Nouvelles observations géologiques sur les nappes de la région du Brenner. (Compt. rend. **139**. II. 1904. 578—579.)

Es wurde 1904 im Brenner-Gebiet die Einlagerung triadischer Kalke und Quarzite zwischen kristallinen Schiefern und paläozoischen Phylliten von Sterzing bis Navis verfolgt. Das Triasband verdrückt sich stellenweise vollkommen und schwillt anderseits bis 1500 m Mächtigkeit an, indem es die hohen Spitzen der 1892 von Frech beschriebenen Tribulaun bildet. Auf dem hangenden Paläozoicum lagert wiederum Trias. Nach Norden hin unterteuft dieser ganze isoklinale Komplex die Kalkalpen.

Johnsen.

P. Lory: Quelques observations dans la partie méridionale de la chaîne de Belledonne (Alpes Dauphinoises). (Bull. soc. géol. de France. (4.) **1**. 179—193, und Trav. Lab. de Géol. Grenoble. **6**. 67—71. 1902.)

1. Über die Ausbildung des Jura im südlichen Teil der Belledonne-Kette.

Das Südende der Belledonne-Kette muß im Lias bis ins Toarcien eine Aufragung gebildet haben, durch welche die Geosynklinale des Dauphiné in zwei Arme geteilt wurde. Die Kalke des unteren Jura der Mateysine und des Baumont zeigen nämlich eine detritische, brecciöse oder Echinodermenfazies. Im Gebiet dieser Aufragung muß sich, nach der Mächtigkeit der Sedimente zu schließen, der Boden der Geosynklinale zehnmal [Verbesserung des Verf.'s; Text: fünfmal. Ref.] langsamer gesenkt haben, als in den anderen Teilen. Zwischen Aspres und Laffrey tritt an der Basis des Jura eine bedeutende Lücke (manchmal bis zum mittleren Lias) auf und die Schichtfolge beginnt dann mit Kalken, die Bruchstücke der Unterlage führen, und zwar nicht nur Triaskalke und -dolomite, sondern auch carbonische und kristalline Gesteine, so daß also an der Untiefe, die im Lias am Südende der heutigen Belledonne-Kette bestand, nicht nur die Trias, sondern auch noch tiefere Gesteine der Abrasion ausgesetzt waren. In diesem Gebiet scheint also im Beginn der Jurazeit eine domförmige Emporwölbung eingetreten zu sein.

2. Falten und Täler der Umgebung des Taillefer.

In der Umgebung des Taillefer (südliche Belledonne-Kette) erlauben die von der Erosion verschonten, diskordant über den kristallinen Schiefern

liegenden Triasreste die Feststellung dreier verschiedener Faltungsrichtungen:

1. der longitudinalen nord-südlichen Haupterhebung des Massivs,
2. eines schief, NO.—SW. verlaufenden Systems,
3. transversaler, O.—W. gerichteter Falten.

Die wichtigsten topographischen Züge schließen sich diesem von der Tektonik gegebenen Netz an. Malsaune- und Roisaune-Tal verlaufen longitudinal; die Täler des Recoin, der Chartreuse de Prémol, des Lac Achard, die Romanche-Schlucht von der Brücke von Séchilienne aufwärts und die Täler zwischen Serre und Tabor gehören dem SW.—NO.-System an. Zu den transversalen Bildungen gehören die Gipfel des Taillefer als antiklinales, das Plateau des Cacs und der Col de Vaunoire als synklinale Gebiete, sowie die Romanche-Schlucht zwischen der Brücke von Séchilienne und des Péage. **Otto Wilckens.**

F. Sacco: Osservazioni geologiche comparative sui Pirenei. (Acc. d. Sc. Torino. **36.** 1900—1901. 16. Dec. 203—221. Torino 1901.)

Verf. gelangt zu folgenden Resultaten. Die Pyrenäen sind eine komplizierte WNW.—OSO. streichende Antiklinale, die manche Ähnlichkeit mit den Alpen hat. Da sich mächtige Konglomerate im Paläozoicum und dann wieder, in der oberen Kreide beginnend durch das Eocän im Oligocän und ausklingend im Miocän finden, müssen zu verschiedenen Zeiten bedeutende Abtragungen erfolgt sein, so daß die Pyrenäen vielfach nur noch ein Rest früherer Gebirge sind. Die Ophite und was damit zusammenhängt, stellen sich im Paläozoicum ein, erscheinen mächtiger wieder in Trias und Lias und erreichen ihre Hauptentwicklung in der Kreide. Dieser Kreideflysch ist mit anderen Formationen wie in den Alpen verwechselt. Er nimmt von Osten nach Westen rasch zu und verdrängt, ähnlich wie im Apennin, die kalkige und Hippuritenfazies. Z. T. nimmt, wie in den Alpen, das Eocän an diesem Fazieswechsel teil. Ähnlich dem Macigno mit großen Lucinen kommt im Eocän der Pyrenäen ein Sandstein mit *Lucina corbarica* vor. Die eo-oligocäne Schichtenreihe von Biarritz soll petrographisch und faunistisch den Priabona-Schichten entsprechen.

Deecke.

A. Lapparent: Importantes découvertes paléontologiques dans le Soudan français. (Bull. Soc. belge de géol. 1903. 234—239.)

Auszug aus einem neuen Briefe Lapparent's und ergänzende Ausführungen van den Broek's nach früheren Noten Lapparent's.

Capitaine Gaden fand in Damarghu im Westen des Tschad zwischen Zinder und Air *Exogyra* aff. *columba* zusammen mit einem Ammoniten, den Munier-Chalmas an *Mammites*- und *Vascoceras*-Formen des Oberturons anschließt. Schon Rohlfs gab vor 50 Jahren Ammoniten zwischen Tibesti

und Bilma an. Ein Seeigelfund des Colonel MONTEIL von Bilma hatte 1901 die Existenz von Maestrichtien im Norden des Tschadsees bewiesen. Man ist danach berechtigt, anzunehmen, daß in der oberen Kreideperiode ganz Nordafrika im Norden des 14. Breitengrades von einem ausgedehnten Meere eingenommen war, aus dem nur das abessinische Hochland und eine große Insel, die Air, Tassili, Ahaggar und Tademayt umfaßte, aufragten.

Dem Eocän (Lutétien) gehören folgende Funde an: ein *Echinolampas* von Dakar und eine Kollektion von Tamaske, 400 km westlich Zinder, bestehend aus *Nautilus* aff. *Lamarcki*, *Plesiolampas* n. sp., *Leiocidaris*, *Linthia* cf. *Ducroqui* COTT., *Lucina* aff. *gigantea* DESH., *Nerita Schmideliana*. Die Eocänmergel hat man verfolgt zwischen Tamaske und dem Tschad, namentlich in Zinder und Damarghu. Das Meer nahm nach LAPPARENT noch im Eocän das Herz des Sudan von Senegambien zum Tschad und weiter bis zum Somaliland ein. **M. Blanckenhorn.**

P. S. Lelean: Eocene outcrop in Central Africa. (Geol. Mag. 1904. 290—292.)

An die durch LAPPARENT publizierten Funde von mitteleocänen Fossilien in der Sahara durch Franzosen schließen sich ebensolche der Engländer bei den Arbeiten der englisch-französischen Grenzkommission des Niger-Tschad-Gebiets. Captain LELEAN beobachtete in Sokoto unter 14° 21′ nördlicher Breite und 5° 54′ östlich Greenwich im Osten von Garadimi auf dem Sporn eines Plateauvorsprungs in ca. 7—800′ Meereshöhe einen fossilführenden Kalkstein mitteleocänen Alters zwischen 2 Lateritlagern. Capt. FOULKES präsentierte später eine weitere Kollektion aus derselben Gegend von Damaske.

NEWTON bestimmte *Lucina* cf. *gigantea* DESH., *Voluta* cf. *cithara* LAM. BATHER fand Operculinen unter den Foraminiferen und beschreibt eingehend: *Plesiolampas Saharae* n. sp. (diese Gattung ist bisher nur aus Indien und Ägypten bekannt) und *Hemiaster sudanensis* n. sp.

M. Blanckenhorn.

G. Steinmann: Observaciones geologicas efectuadas desde Lima hasta Chanchamayo. (Bol. del Cuerpo de Ingenieros de Minas del Perú. No. 12. Lima 1904. 27 p. 2 Taf.)

Das vom Verf. beschriebene Profil von Lima im SW. bis zum Chanchamayotal im NO. (220 km) ist vorzüglich geeignet, eine Idee von dem allgemeinen Bau der (SSO.—NNW. streichenden) Cordillere des mittleren Peru zu geben. Von W. nach O. lassen sich in diesem Gebiet 6 Zonen von verschiedener geologischer Zusammensetzung unterscheiden:

Die erste derselben ist die Granit- und Tertiärzone der Küste, die sich zwar nicht bei Lima selbst, wohl aber weiter südlich auf den Chincha-Inseln und von Pisco bis über Mollendo hinaus erhalten findet. Ihr Granit ist ein normaler, stellenweise (so bei Loma) gneisartig struierter

und vielerwärts in Syenit übergehender Granitit von silurischem oder vorsilurischem Alter. In ihm setzen Pegmatit-, Aplit- und ferner Gänge eines dunklen, dioritischen Gesteines auf, das allem Anschein nach mit den sauereren und hell gefärbten tertiären Dioriten der dritten Zone nichts zu tun hat. Durchdrungen werden diese plutonischen Gesteine von zahllosen Gängen und unregelmäßigen Massen von mesozoischem Porphyrit[1], Gesteinen von dunklen, roten, braunen, grünen oder grauen Farben, die wahrscheinlich in höherem Niveau Ströme gebildet haben, die aber ebenso wie die Sedimente, deren ehemalige Existenz in diesen Gebieten man voraussetzen muß, ganz der Erosion zum Opfer gefallen sind. Auf der geschilderten Unterlage ruhen gelblich graue oder braune tertiäre Sande und Tone, die stellenweise große Austern und andere Muscheln sowie Walfischknochen bergen und wohl wie die analogen Bildungen Nordchiles pliocänes Alter besitzen. Die Lagerung der tertiären Schichten ist wenig gestört; die Antiklinale, die man 1 km nördlich des Hafens von Chala beobachtet, ist eine Ausnahme.

Es folgt nun die „erste Zone der mesozoischen Sedimente", bestehend aus einer mächtigen Folge von (teilweise quarzitischen) Sandsteinen, Tonen und kalkarmen Schiefern, denen einzelne dünne Kalkbänke eingeschaltet sind. Bei Chorillos hat sich in schwach kalkigem Sandstein *Hoplites Raimondi* Gabb, im nördlichen Teil der S. Lorenzo-Insel *Trigonia Lorenti* Dana und *Rhynchonella multiformis* Roe. gefunden, wodurch sich diese Bildungen als Neocom erweisen. (Die von Lisson untersuchten, *Tigillites* genannten Wurmspuren, die sich in den Sandsteinen der Meeresküste bei Chorillos massenhaft finden, sind als Leitfossilien unbrauchbar). Auch Pflanzenreste kommen vor, so *Pecopteris* in guter Erhaltung mit Fruktifikationsorganen bei Piñonate unweit Lima. Auf der S. Lorenzo-Insel findet sich *Zamites* in weißen Tonen.

Die Gesteine dieser zweiten Zone, die ebenfalls von Porphyritgängen durchsetzt werden, bilden zwischen der S. Lorenzo-Insel und Lima einen NW.—SO. streichenden Sattel.

Die dritte Zone besteht aus Diorit, und zwar ist dies ein gleichmäßig ausgebildeter, äußerlich granitähnlicher, zu großen, gerundeten Blöcken verwitternder Quarzhornblendediorit. Solche und ähnliche Gesteine (Andendiorite, Andengranite) gibt es auf der Westseite der Cordillere vom südlichen Chile bis nach Nordperu in Menge. Sie sind postmesozoisch, wahrscheinlich tertiär und stehen in enger Beziehung zu den Quarzandesiten derselben Gegenden. Bei Lima sind die Kreidegesteine durch den Diorit hochgradig metamorphosiert und in Hornfels, granatführende Marmore u. dergl. verwandelt. Im Cerro de S. Cristobal läßt sich eine basische Randfazies des Diorits beobachten, und hier kommen auch Aplite und Pegmatite mit Turmalin und Flußspat vor. Basische Einschlüsse von

---

[1] Einer Mitteilung des Verf.'s zufolge bleibt es noch unentschieden, ob diese Ganggesteine den mesozoischen Porphyriten oder, wie Lisson meint, den tertiären Dioriten anzugliedern sind.

feinem Korn und grüner oder schwarzer Farbe sind im Diorit weit verbreitet. Ihre Dimensionen sind mancherwärts beträchtlich (z. B. den Stationen Sta. Clara und Ñaña des Ferrocarril Central 8 km)[1]. Da Gänge von Diorit durch sie hindurchsetzen, müssen sie älter sein als dieser. — Vor der Intrusion des Diorits muß dies Gebiet von mesozoischen Sedimenten vorwiegend porphyritischer Fazies eingenommen gewesen sein, unter denen das Eruptivum erstarrte. Man trifft sie heute nur noch an den Flanken der Dioritmasse. Auch die mächtigen Porphyrschuttanschwemmungen, die aus der Schlucht von S. Bartolomé hervortreten, sprechen für ihr ehemaliges Vorhandensein.

Der Diorit endigt im Osten an der Schlucht des Rímac etwas unterhalb Matucana, und von dort bis zum Tarmatal besteht die Cordillere ausschließlich aus mesozoischen Gesteinen. Von Matucana bis Catapalca herrscht die typische Porphyritfazies (vierte Zone).

Diese porphyritischen Gesteine, die vom südlichen Chile bis zum nördlichen Peru im Aufbau des Gebirges eine so große Rolle spielen, haben folgende Entstehungsgeschichte: Seit dem Ende der Trias, während der Jura- und Kreidezeit wurde das westliche Gebiet der heutigen Cordillere von einem tiefen Meere eingenommen, dessen Boden in allmählicher Senkung begriffen war und der auf 4000 km Längs- und 60—80 km Breitenerstreckung der Schauplatz ungeheurer Eruptionen basischen Magmas war, das sich entweder in Form von Strömen und Decken oder in derjenigen loser Auswurfsprodukte ausbreitete. Dies vulkanische Material erscheint heute als Ströme, Konglomerate, Breccien, Sandsteine und geschichtete Tuffe. Mit ihm mischten sich in größerer Entfernung von den Eruptionszentren die normalen Sedimente, die als Einschaltungen in jenem erscheinen und durch Fossilführung die Altersbestimmung der ganzen Bildungen ermöglichen.

Die Gemengteile dieser mesozoischen Porphyrite sind: basischer Feldspat, Augit und Magnet- oder Titaneisen. Olivin ist selten; Quarz fehlt ganz. Das Gestein ist durchgängig zersetzt und enthält Kalkcarbonat, Eisenhydroxyd und grünliche sekundäre Mineralien, die meist die Feldspate oder das ganze Gestein färben. Adern von Calcit und Magneteisen sind häufig. Die Farbe des Gesteins ist dunkel, braun, grün oder grau.

Die vierte Zone besteht fast ausschließlich aus porphyritischen Konglomeraten, Sandsteinen und Tuffen. Sie nimmt die Westflanke und die Region der höchsten Erhebung der Cordillere ein. Hier und da, so zwischen Matucana und Tamboraque, erscheinen dünne Kalklagen zwischen dem vulkanischen Material. Sie sind aber fossilleer, so daß es fraglich ist, ob in der Zone Jura oder Kreide oder — was das Wahrscheinlichste ist — beide vertreten sind. Die Schichten sind mehr oder weniger gefaltet. W.-Fallen ist häufiger als O.-Fallen.

---

[1] Herr Steinmann hat mich gebeten hierzu folgendes zu bemerken: Die mikroskopische Untersuchung der „basischen Einschlüsse“ läßt es wahrscheinlich erscheinen, daß sie eher umgewandelte Porphyrite des Mesozoicums, als basische Ausscheidungen des Dioritmagmas sind.

Von Yauli ab treten an die Stelle der Porphyrite mehr und mehr gleichalterige Kalke, die bis Tarma anhalten. Sie bilden die fünfte Zone. Die Fossilien der zwischen die Kalksteine eingeschalteten Sandstein- und Tonlagen beweisen, daß hier eine mehr oder weniger vollständige Schichtenfolge vom Lias bis zur oberen Kreide entwickelt ist. Südlich von Tarma, zwischen Huasqui und Tarmatambo finden sich *Arietites*, *Terebratula*, *Pentacrinus* und *Pecten alatus* v. Buch. Die höheren, wahrscheinlich jurassischen Kalksteine sind fossilleer; dagegen pflegt die Kreide reicher an Versteinerungen zu sein. Im Neocom sind *Trigonia*, *Astarte*, *Pentacrinus* gefunden worden, im Gault der Umgebung von Morococha und Pariatambo *Ammonites Lyelli*, *A. acuto-carinatus*, *Crassatella*, *Protocardium* u. a. Obere Kreide mit Fossilien findet sich namentlich im Quínua-Tal östlich des Cerro de Pasco.

Die Schichten sind stark gefaltet und gefältelt. Sehr reich ist diese Zone an quarzführenden Andesiten und an den mit diesen in ursächlichem Zusammenhang stehenden Gold-, Silber- und Kupfererzlagerstätten. Besonders günstig für das Studium dieser Verhältnisse ist das Gebiet des Cerro de Pasco.

Östlich des Cerro de Pasco (der nördlich der beschriebenen Profiltrace liegt) streichen in SSO.—NNW.-Richtung Kalke, die z. T. reichlich Kieselknollen und (vielfach verkieselte) Fossilien führen. Im Cerro de Uliachin, südlich des Cerro de Pasco, finden sich in dunklen Kalken Versteinerungen der unteren Kreide. Diese Gesteine sind stark gefaltet und ebenso die Schiefer und Sandsteine, die ihre Unterlage bilden und wohl oberer Jura sind. An organischen Resten wurden darin nur unbedeutende Algenabdrücke entdeckt. Westlich des Cerro de Pasco tritt eine Bildung auf, die in dem Profil zwischen Oroya und Tarma fehlt: ein tertiäres Konglomerat aus ziemlich großen Geröllen mesozoischen Kalksteins (Kreidefossilien!). Es liegt diskordant auf den Schiefern von Pietras Gordas und auf den Kalken von Uliachin und ist lakustren Ursprungs. Sein Verbreitungsbezirk ist relativ klein.

In dies System gefalteter Schiefer, Kalke und Konglomerate wurden in der Tertiärzeit Eruptivgesteine, speziell Quarzandesite injiziert. Von letzterem Gestein erscheint eine große Masse in den Bergen von Pargas und Paraccha im Nordwesten des Cerro de Pasco, sie verschwindet im Südwesten unter Schiefern, um weiter im Süden in den Bergen von Colquijirca wieder aufzutauchen. Tuffe und dergl. Gebilde, wie man sie erwarten müßte, wenn das Magma die Erdoberfläche erreicht hätte, fehlen. Wahrscheinlich erstarrte es unter einer heute durch die Erosion entfernten Sedimentdecke. Einschlüsse des durchbrochenen Nebengesteins sind häufig.

Die Erzlösungen erschienen erst nach der Erstarrung des Andesits; denn die Erzimprägnation zeigt sich nicht nur in den Schiefern, Kalksteinen und Konglomeraten, sondern auch im Andesit selbst. Die mit Kieselsäure beladenen Erzlösungen haben die Gesteine in sehr verschiedener Weise beeinflußt. Sie bewirkten

in den Andesiten: Zersetzung der Silikate, Kaolinisierung des Feldspats, Bleichung des schwarzen Glimmers;

in den Schiefern und Sandsteinen: Imprägnation mit Quarz und Härtung.

In den Kalksteinen geht die Umwandlung am weitesten: Das kalkige Material ist durch kieseliges ersetzt, wobei die ursprüngliche Struktur des Gesteins nicht zerstört ist. Nur durch diesen Prozeß erklärt sich die Natur des „Cascajo", jenes eigenartigen harten Kieselgesteines, das außer den Erzen ein wenig unlösliche Tonerde aus den Kalksteinen führt. Im Hügel von Jaujaipata ist im Cascajo eine grobbankige Schichtung erhalten. Das Streichen ist hier NNW.—SSO., das Fallen O. Anderswo erkennt man eine brecciöse Struktur.

Während in der Mitte des Erzbezirkes die Ersetzung der Kalke durch den Cascajo fast vollständig ist, beobachtet man gegen die Peripherie zu einen Wechsel von hellem Kalk und dunklem Cascajo, so z. B. bei Pariajirca. Noch weiter nach außen, z. B. im Gebirge von Uliachin, hat der Kalk größtenteils seine ursprüngliche Beschaffenheit. In diesem Gebiet läßt sich auch feststellen, daß der Mineralisationsprozeß jünger als die Bildung des Kalkkonglomerates ist.

Gewisse Eigentümlichkeiten der Erzlagerstätte des Cerro de Pasco erklären sich mit Leichtigkeit daraus, daß der Cascajo eine durch die Kieselsäure und die Erze hervorgebrachte Pseudomorphose des Kalksteins ist. Bei genauer Untersuchung könnte man sicher die verschiedenen Schichten des normalen Kalksteins der Berge von San Juan (im Norden) und Uliachin (im Süden) durch das Erzgebiet im einzelnen hindurchverfolgen.

In den Schiefern und im Andesit tritt das Erz in Form von Adern auf, das meiste kommt im Cascajo eingesprengt oder in Form von Nestern vor.

Die gleiche Art des Auftretens wie im letzteren Fall läßt sich am Golderz von La Quinua, nordöstlich vom Cerro de Pasco, beobachten. Die goldführenden Quarze des Bergwerks El Carmen sind durch Substitution in den Dolomiten erzeugt, die das oberste Glied der obercretaceischen Schichtenfolge am Cerro de Chuquitambo bilden. An der Basis dieser Gesteinsserie liegen Kalke mit fossilführenden Mergeln, in denen u. a. *Ostrea callacta* vorkommt. Darüber folgen Sandsteine, Konglomerate und dann die Dolomite, und das Ganze wird von Andesitgängen durchsetzt.

Die Jura-Kreidezone hört etwas östlich von Tarma auf. Die dann beginnende sechste Zone ist die der Schiefer und Granite.

Östlich von Tarma liegt der Lias auf Sandsteinen und Konglomeraten von dunkelroter Farbe, Tonen, Dolomiten und Rauhwacken, Gesteine, in denen Gips, Anhydrit und Steinsalz auftreten. Diese Schichten sind fossilleer; sie liegen auf Silur. Da Devon und Carbon in der Cordillere einen ganz anderen Habitus besitzen, das Perm aber in Peru ganz fehlt, so handelt es sich bei diesen Bildungen höchst wahrscheinlich um Trias, zu der auch die salzführenden Schichten von San Blas (westlich des Lago de Junin) gehören dürften. Die fossilfreien Schiefer und Quarzite unter der

Trias dürften, nach ihrer Ähnlichkeit mit bolivianischen Vorkommen zu urteilen, oberes Untersilur sein.

Es folgen dann rote und grüne Schiefer und mächtige grüne Glimmerschiefer, welch letztere sicher vorsilurisch und die ältesten Sedimente der Cordillere sind. Bei Ucayapa liegen sie infolge einer (nach Westen einfallenden) Faltenverwerfung auf (wahrscheinlich) unterliassischen Kalken. Diese ruhen auf schwarzen, kieseligen Schiefern, Sandsteinen und Konglomeraten, die carbonisch sein dürften; denn in der Fortsetzung dieser Zone finden sich südöstlich von Tarma *Lonsdaleia* und *Productus*. [Auf dem Profil sind diese Schichten irrtümlich mit C statt mit c bezeichnet. Ref.] Diese Gesteine liegen auf grünem Glimmerschiefer, in dem eine spätere Granitinjektion auftritt. Im Osten stoßen an den Granit carbonische (?) Kalksteine, die keine Kontaktmetamorphose zeigen, so daß hier eine bedeutende Dislokation anzunehmen ist. Es folgen dann wieder Glimmerschiefer und Granite. Darin setzen zwischen Palca [im Profil Talca. Ref.] und Huacapistana zahlreiche, meist schmale Quarzporphyrgänge auf. Der Granit ist ein Granitit; ob er wie ähnliche Vorkommen in anderen Teilen der Cordillere untersilurisch ist, läßt sich schwer feststellen. Er wird von Aplit- und Pegmatitgängen begleitet. Wo an ihn der Glimmerschiefer grenzt, findet sich in diesem eine eigentümliche Kontaktzone mit Adern und Linsen von Quarz. Hart am Granit lagern sich Aplite konkordant in den Glimmerschiefer ein, und so entsteht ein Gneis, der teils aus metamorphosiertem Sedimentär-, teils aus aplitischem und pegmatitischem Material besteht.

Das beschriebene Profil kommt auf einer beigegebenen Tafel im Maßstab 1 : 250 000 (Höhen 1 : 125 000) zur Darstellung. Außerdem begleiten die Arbeit mehrere Profile aus dem Gebiete des Cerro de Pasco.

Otto Wilckens.

G. A. Waller: Notes on the geological structure of the west coast of Tasmania. (Rep. 10 Meet. Australasian Assoc. for the Adv. of Science. Dunedin 1904. 622—630.)

Die Westküste von Tasmanien besitzt einen komplizierten geologischen Aufbau. Da das Land wild und stark bewaldet ist, so seien geologische Untersuchungen mit mancherlei Schwierigkeiten verbunden. Folgende Formationen und Eruptivgesteine haben sich bis jetzt beobachten lassen:

1. Präcambrium: Quarzite, Glimmerschiefer, Gneis.

2. Untersilur: a) Gordon River-Group: Sandsteine, Konglomerate, Schiefer und Kalke, letztere mit reicher Fauna, b) Dundas-Group: Tonschiefer, Konglomerate, Kalke, Spuren von Graptolithen, c) Copper schist-Group: Tonschiefer und Porphyroide, schieferige Keratophyre, Syenite usw. Diese Zone tritt östlich der Dundas-Group auf. Ihr gehören die Kupferminen des Mount Lyell an.

3. Obersilur: Schiefer, Sandsteine, Kalke, gelegentlich Konglomerate, basische Tuffe und Melaphyr. Das Obersilur liegt im Gebiet des Heazlewood River diskordant über dem Untersilur.

4. Grobe rote Sandsteine und Konglomerate unbekannten Alters.

Während 1.—4. gefaltet sind, liegt 5. das Permocarbon meist horizontal. Es wird von säulenförmig abgesondertem, mesozoischem Diabas bedeckt.

Von Eruptivgesteinen treten Porphyroide, Melaphyre, Gabbros, Pyroxenite, Serpentine, Diabase, turmalin- und zinnführender Granit von paläozoischem Alter, mesozoischer Diabas und tertiärer Basalt auf.

Otto Wilckens.

D. Mawson: Preliminary note on the geology of the New Hebrides. (Rep. 10. Meet. Australasian Assoc. of the Adv. of Science. Dunedin 1904. 213—216. 2 Taf.)

Am Havannah Harbour auf Efate (Neue Hebriden) treten mächtige submarin gebildete Tuffe auf. Ihr Material ist meist weißer Bimsstein, es kommen auch feine, gelbliche Lagen vor, die fettig anzufühlen sind und dem Seifenstein von Fidschi ähneln. Diese Tuffe werden von gehobenen Korallenriffen überzogen. Sie bilden neue Terrassen und steigen bis 1270′. an den Hügeln im Süden der Undine Bay sogar bis über 2000′.

Auf Malekula wurde als Unterlage der Tuffe Nummulitenkalk in mehreren hundert Fuß Mächtigkeit beobachtet.

Auf Espiritu Santo wurde die Gruppe des Santo Peak erforscht. In diesem Gebiet werden drei diskordante Sedimentkomplexe von mehr oder weniger tuffigem Charakter intrudiert von andesitischen bis syenitischen Gesteinen und von einem Andesit-Agglomerat unterlagert. Am Wai Bubo ist das älteste Sediment ein gut geschichteter *Orbitoides*-Kalk von vermutlich eocänem Alter, ferner treten Radiolariengesteine und grobe, kalkige, marine Tuffe auf. Die Gesamtmächtigkeit dieser Schichten beträgt einige hundert Meter, ihr Fallen beträgt 50°. Darüber folgen sandige Gesteine mit 28°, und endlich Globigerinenschlamm mit 8° Fallen.

Ambryon ist eine Vulkaninsel. Der ursprüngliche Krater hat 7 Meilen Durchmesser, jetzt sind nur zwei kleine Krater nahe seinem Nordrand in Tätigkeit. Ausflüsse von Lava aus Spalten des alten Kegels sind zuletzt 1894 beobachtet.

An der Nordküste von Aoba besteht der Sand aus Partikeln von Magneteisen und Olivin.

Saure Gesteine fehlen sowohl den Neuen Hebriden wie den Banks-Inseln.

Otto Wilckens.

Florentino Ameghino: Les formations sédimentaires du Crétacé supérieure et du Tertiaire de Patagonie avec une parallèle entre leurs faunes mammalogiques et celles de l'ancien continent. (Annales del Museo nacional de Buenos Aires. **15**. 1906. 1—568. 358 Textfig. 3 Lam.[1])

Die umfangreiche Arbeit besteht z. T. aus dem Versuche, die Ansicht Wilckens' über das wahre Alter der patagonischen Stufe zu widerlegen, welche dieser Autor in das Miocän, Ameghino aber in das Eocän stellt. Autor hält auch hier wieder an seiner irrigen Meinung fest, daß alle unter dem Santacruzeno liegenden Horizonte von den Schichten mit *Proteodidelphys* bis zu jenen mit *Pyrotherium* inklusive noch zur Kreide gehören, obwohl hiergegen vor allem doch schon die Beobachtungen Tournouer's sprechen. Ameghino stützt sich u. a. auf das Zusammenvorkommen von Dinosauriern mit Säugetieren, obwohl doch die Möglichkeit nicht nur denkbar, sondern auch überaus wahrscheinlich ist, daß erstere sich in Patagonien infolge ihrer Abgeschiedenheit viel länger erhalten haben als auf der nördlichen Hemisphäre und daher sogar noch in die *Notostylops*-Fauna hinaufreichen könnten. Auf die Polemik und wirkliche oder vermeintliche Widerlegung der Anschauungen Wilcken's einzugehen ist hier nicht der Ort. Es soll hier nur bemerkt sein, daß die von Ameghino vertretene Parallelisierung mariner Schichten mit terrestrischen Bildungen wenigstens teilweise sicher berechtigt ist — so z. B. die Gleichaltrigkeit des wohlcharakterisierten Colpodonéen, welches Wilckens nicht anerkennen will, mit einem Teil der patagonischen Stufe. Die Widerlegung der Irrtümer Ameghino's in bezug auf Stratigraphie kann Ref. Wilckens überlassen. Es sei hier nur bemerkt, daß die von ihm abgebildeten Ostreen nichts weniger als ein sehr hohes Alter beweisen. Auch das Vorkommen einer *Linthia* in dem mit den *Notostylops*-Schichten gleichaltrigen Salamanquéen spricht mit Entschiedenheit für Eocän und nicht für Kreide.

Von einem archaistischen Charakter der *Notostylops*-Fauna kann nicht im entferntesten die Rede sein, denn soweit sich ihre Säugetiere mit solchen der nördlichen Hemisphäre vergleichen lassen, wie dies bezüglich ihrer Condylarthren sehr gut der Fall ist, erweisen sie sich entschieden spezialisierter und vorgeschrittener und somit geologisch jünger als ihre Verwandten in Nordamerika und Europa. Dies zeigt die fremdartige Differenzierung des Astragalus, der Verlust echter C, der allmähliche Übergang der Zahnformen von den I in die M, die frühzeitige Komplikation der P.

Wichtiger als die Widerlegung teils wirklicher, teils vermeintlicher Irrungen Wilckens' sind die folgenden Abschnitte, in welchen Verf. die Beziehungen der patagonischen fossilen Tierwelt zu den Faunen der übrigen Länder behandelt. Zuerst befaßt er sich mit der Verbindung Amerikas mit Afrika während der Kreide und der Tertiärzeit.

---

[1] Nachdem im vorigen Heft ein Referat von Wilckens über das Werk von Ameghino erschienen ist, bringen wir hier noch eine ausführliche Besprechung durch Schlosser, welche wesentlich vom mammalogischen Standpunkt ausgeht. K.

Nach Iherinc war Südamerika während der Kreidezeit mit Afrika verbunden, dieser Zusammenhang wurde dann aber im Eocän gelockert und im Mittelmiocän, wo nur mehr eine Inselkette dazwischen lag, gelöst. Er muß aber auch schon früher bestanden haben wegen des Vorkommens von *Mesosaurus (Stereosternum)* in Afrika und Brasilien. Ein weiterer Beweis hierfür ist die Verbreitung der Chromiden und Characiniden sowie der Dinosaurier. Hierfür spricht aber auch die Säugetierfauna Patagoniens. Von Nordamerika kann sie nicht gekommen sein, denn dieses Gebiet war von der Kreidezeit bis in das Miocän von Südamerika getrennt. Von Australien kann sie auch nicht stammen, denn dort hat es niemals Huftiere gegeben; wohl aber müssen die Huftiere Südamerikas gemeinsamen Ursprung haben mit denen der übrigen Kontinente. Man hat die Puerco- und Torrejon-Fauna für die älteste gehalten, weil hier die Huftiere noch nicht scharf von den Fleischfressern getrennt sind, in Wirklichkeit sind diese aber aus Huftieren hervorgegangen [also die verkehrte Welt, wenn eben Ameghino recht hätte, denn so und so oft beobachten wir die Umwandlung des echten Fleischfressergebisses in ein Omnivorengebiß. Ref.], wenn sie auch indirekt durch die Huftiere von den Microbiotheriiden abstammen, welche zugleich den Ausgangspunkt der Primaten, Nager und Edentaten darstellen. Aber alle Formen des Puerco — *Neoplagiaulax*, *Polymastodon*, Creodonten, Huftiere — sind spezialisierter als die patagonischen, für die Creodonten und Huftiere ergibt sich dies schon aus der Höckerdreizahl der oberen M, denn die Vierzahl ist das Ursprüngliche. [Folglich muß die gesamte Säugetierwelt aus der patagonischen entstanden sein!! Ref.] Aus Patagonien sind die Tiere nach Afrika und von hier über Eurasien nach Nordamerika gewandert.

Was nun die Entwicklung und zeitliche und räumliche Verbreitung der einzelnen Säugetierstämme betrifft, so legt Ameghino sich dies in folgender Weise zurecht:

Die Protungulata, kleine Tiere mit Krallen, mit Marsupialier-ähnlichem Schädel, mit vier I und vier bunodonten M, deren Typus die Caroloameghiniden sind, stellen die Mittelformen zwischen den Microbiotheriiden — *Proteodidelphys* — und den Condylarthren — *Pleuraspidotherium* — dar.

Prosimia. Aus den Notopitheciden Patagoniens, die auch mit den Typotheria und Hyracoidea verwandt sind, gehen die Hyopsodontiden — *Hyopsodus* ähnlich *Selenoconus* — und Adapiden hervor — *Adapis* ähnlich *Postpithecus* und *Othnielmarshia*.

Condylarthra. Auch diese treten in Patagonien viel früher auf als in der nördlichen Hemisphäre und stammen von den Protungulata. *Phenacodus* entsteht aus *Conaspidotherium* (= *Plesiphenacodus*, *Didolodus*, *Lonchoconus*, *Lambdaconus* etc.), *Euprotogonia* ist von hier ausgewandert [es verschwindet also jetzt wieder die von Ameghino selbst aufgestellte Gattung *Notoprotogonia*!]. Die Catathläiden (Periptychiden) gehen teils auf *Didolodus*, teils auf *Argyrolambda* — *Ectoconus* — zurück, *Catathlaeus* auf *Propteriptychus*, *Hemithlaeus* auf *Guilelmofloweria*, *Pantolambda*, welches Genus nichts mit den Amblypoden zu tun hat, auf *Ricardolydekkeria*.

Perissodactyla. Die drei Familien dieser Gruppe: Tapire, Rhinoceroten und Pferde, haben keinen gemeinsamen Ursprung. Die älteste Gattung, *Hyracotherium*, dürfte eine gerundete distale Astragalusfacette besessen haben wie die Condylarthra und Litopterna. Aus dem Astragalus der Litopterna ist der distal abgestutzte Astragalus der Perissodactyla entstanden.

Die Litopterna selbst gehen auf *Lambdaconus, Decaconus* etc. zurück, aus *Proterotherium* wird *Anchitherium, Palaeotherium* hat Ähnlichkeit mit *Epitherium* und *Diadiaphorus*. *Megalohyrax* aus dem Tertiär von Ägypten, der nichts mit den Hyraciden zu tun hat, ist kaum von *Deuterotherium* zu unterscheiden. *Hyracotherium* hat einen Vorläufer in *Prohyracotherium, Ectocion* in *Proectocion*.

Hyracoidea und Hippoidea. Die ersteren beginnen mit den patagonischen Archaeohyraciden, die auch mit den Typotheria verwandt sind. Die ägyptische Gattung *Sagatherium* erinnert an *Oldfieldthomasia*. Die Hippoidea gehen auf die Acoelodiden zurück, von denen die Gattung *Oldfieldthomasia* zu den lebenden Procaviiden und *Acoelodus* zu den Notohippiden führt. Die Gattung *Anchilophus* aus dem europäischen Eocän ist verwandt zu *Ernestohaeckelia* und zu *Rhynchippus* und aus ihr sind die Equiden entstanden, während aus den patagonischen Notohippiden *Pliohyrax* hervorgegangen ist.

Ancylopoda. Auch diese Ordnung stammt aus Patagonien. Sie erscheint in Europa schon im Eocän — *Schizotherium*, als Nachkomme von *Eochalicotherium*, in Nordamerika im Miocän, in Ägypten — *Arsinoitherium* — im Obereocän.

Amblypoda. Diese Ordnung geht auf die primitivsten Condylarthra zurück und beginnen mit *Pantostylops, Microstylops*, aus welchen sich *Trigonostylops, Albertogaudrya* etc. entwickeln, und *Astrapotherium*. Sie enden in der Pampasformation mit *Plicatodon*. Aus den Albertogaudryiden entstanden die Coryphodontiden und aus letzteren die Uintatheriiden, außerdem aber auch die Amynodontiden — *Cadurcotherium* in Europa, *Metamynodon* in Nordamerika. Aus gewissen südamerikanischen Vorläufern der Coryphodontiden haben sich auch die Lophiodontiden entwickelt. — An *Planodus* erinnern die I, an *Anagonia* die M. Mit *Helaletes* und *Systemodon* sind sie nicht verwandt.

Proboscidea. Auch diese Ordnung wurzelt in Patagonien. Aus Protungulata — *Caroloameghinia* — sind Condylarthra — *Asmithwoodwardia* — entstanden, aus diesen *Cephanodus, Paulogervaisia, Carolozittelia*. Von letzterer stammen *Propyrotherium, Pyrotherium*. Auf diese oder verwandte Formen gehen die ägyptischen Gattungen *Moeritherium, Barytherium* und *Palaeomastodon* zurück, auf das letztere die Gattung *Mastodon*, während *Dinotherium* sich eher an *Pyrotherium* als an *Barytherium* anschließt.

Artiodactyla. Die so charakteristische Form der distalen Astragalusfacette der Paarhufer läßt sich von jener des Astragalus gewisser patagonischer Condylarthra ableiten, z. B. von *Lambdaconus*, der auch im

Zahnbau viel Ähnlichkeit mit *Choeropotamus* hat. Für die Abkunft der Artiodactylen von patagonischen Formen spricht auch der Umstand, daß im Miocän von Monte Hermoso ein winziger primitiver Astragalus gefunden wurde — *Microtragulus.* [Es ist dies Miocän pleistocäner Löß und der Metatarsus sicher kein Artiodactylenmetatarsus, sondern wohl der eines Nagers. Ref.] Auch die Adiantiden könnten Verwandte von Artiodactylen sein, so *Proadiantus,* wenigstens der Anoplotheriiden und Xiphodontiden.

Tillodonta. Sie beginnen in Patagonien mit den Notostylopiden und erlöschen in Nordamerika mit der Gattung *Tillotherium.*

Dermoptera. Unter den Säugetieren der *Pyrotherium*-Schichten befindet sich die Gattung *Progaleopithecus,* der Vorfahre von *Galeopithecus.* [Die erstere Gattung basiert auf isolierten I und P und einem Unterkieferfragment eines Typotheriiden. Ref.]

Sarcobora. In diese Superordo vereinigt Ameghino alle Fleischfresser ohne Rücksicht plazental oder eplazental. Die primitivsten, die Pedimana, teilen sich in die Didelphiden des Tertiärs und in die cretaceischen Microbiotheriiden. Die ersteren lebten vom Eocän bis Miocän auf der nördlichen Halbkugel. Aus den Microhiotheriiden sind die Sparassodonta hervorgegangen und aus diesen teils die australischen Raubbeutler, teils die Creodonta — so aus *Procladosictis* oder *Pseudoborhyaena* die Gattung *Pterodon* und aus *Acrocyon* die Gattung *Hyaenodon.*

Diprotodonta plagiaulacoidea mit großem I stammen von Säugetieren mit normalem I ab. Die echten Plagiaulaciden der nördlichen Hemisphäre sind schon frühzeitig erloschen, ohne Nachkommen zu hinterlassen, die des Laramie bed und Cernayen gehen auf patagonische Formen zurück. Die primitiveren unter diesen letzteren sind die Garzoniiden, Caenolestiden, Epanorthiden und Abderitiden, deren M fast noch jenen der Microbiotheriiden gleichen. Die Caenolestiden sind die Ahnen der australischen Diprotodonten, die Garzoniiden die der Allotheria — Polydolopiden, [die aber in Wirklichkeit schon lange vor jenen auftreten in den *Notostylops*-Schichten, während ihre vermeintlichen Ahnen, die Garzoniiden, erst in den *Pyrotherium*-Schichten erscheinen. Ref.]

Aus den Polydolopiden haben sich *Meniscoëssus, Ptilodus* und *Neoplagiaulax* und aus *Propolymastodon Polymastodon* entwickelt. Eine Unterordnung der Allotheria, die Promysopidae, war sowohl der Ausgangspunkt der Polymastodontiden als auch der der Nager. Die ältesten echten Nager — *Cephalomys* — zeigen im Bau des Milchmolaren noch Ähnlichkeit mit dem hypertrophierten vierten Backenzahn der Polydolopiden. Von den Promysopiden stammen aber auch wahrscheinlich die Lagomorphen ab, denn im Miocän von Monte Hermoso gibt es eine primitive Gattung *Argyrolagus,* die sogar noch zwei untere I besitzt [der unter diesem Namen abgebildete Unterkiefer, aus dem Löß!, ist wohl der eines Icochilinen. Ref.].

Edentata. Auch diese Ordnung ist in Südamerika zu Hause. Dies gilt auch für die Gattung *Orycteropus,* welche heutzutage in Afrika lebt. Sie geht auf *Dasypoda* zurück und hat bereits in den *Notostylops*-Schichten einen Vorläufer *Archaeorycteropus,* während die Maniden mit den Myr-

mecophagiden verwandt sind. Auch die Naniden sind südamerikanischen Ursprungs. Aber nicht nur diese beiden Familien, sondern auch die Dasypodiden sind im europäischen Tertiär vertreten. Alle Edendaten gehen auf die Peltateloidea zurück.

Die Wanderungen zwischen Südamerika und Europa während der mittleren Tertiärzeit.

Die Brücke zwischen Afrika und Südamerika bestand nicht nur zur Kreidezeit und am Anfang des Tertiärs, sondern auch noch, obschon verschmälert, im Eocän und als Inselkette selbst noch bis zum Mittelmiocän. In dieser letzten Periode konnten freilich nur mehr Wanderungen kleinerer Tiere stattfinden. Während aber früher nur südamerikanische Tiere auswanderten, kamen jetzt auch altweltliche Formen nach Südamerika. Unter den von der neuen nach der alten Welt vordringenden Formen trifft man nur solche, welche in der oberen Kreide von Südamerika fehlen und hier erst im Eocän erscheinen und daher erst ein wenig später in der alten Welt auftreten. Die aus der alten Welt stammenden sind solche, welche dort im Eocän und Oligocän entstanden sind. Sie erscheinen in Südamerika erst in etwas jüngerer Zeit. Als wichtigste Beispiele führt Verf. folgende Familien an:

Die Didelphyidae, welche in Europa schon im Eocän und namentlich im Oligocän auftreten, stammen von Microbiotheriiden ab, sie unterscheiden sich von ihnen unter anderem durch die Kürze des vor dem C befindlichen Kieferteils. In Patagonien treten sie erst im Santacruzeno auf.

Insectivoren fehlen in der Gegenwart in Südamerika vollständig, wohl aber gibt es im Santacruzeno einen Insectivoren, *Necrolestes*, der sogar noch 4 I besitzt und mit der afrikanischen Gattung *Chrysochloris* verwandt ist, welche auf keinen Typus der nördlichen Hemisphäre zurückgeführt werden kann und daher wie *Necrolestes* von den patagonischen Microbiotheriiden abstammen muß. Eine Zwischenform ist *Nemolestes* aus der Kreide von Patagonien. — [Der abgebildete Zahn kann schon wegen seiner Größe keinem Insectivoren oder Microbiotheriiden angehören, es ist vielmehr ein Bruchstück eines Sparassodontenmolaren. Ref.]

Die Creodonta sind den Sparassodonta sehr ähnlich, aber diese letzteren sind Marsupialier. Die Entwicklung der Creodonta ist in der nördlichen Hemisphäre erfolgt, mit Ausnahme der Hyacodontiden, welche auch im Mitteltertiär von Südamerika gelebt haben. [Der abgebildete Astragalus von „*Parahyaenodon*“ ist aber der eines Caniden und stammt aus dem Löß von Monte Hermoso, der Zahn von „*Hyaenodon americanus*“ von Paraná gehört, soferne er nicht einem Feliden zugeschrieben werden muß, einem Sparassodonten an. Ref.] Die Hyaenodontiden gehen auf die Gattung *Acrocyon* des Santacruzeno zurück [der aber ein Sparassodonte ist und absolut nichts mit den Hyaenodontiden zu tun hat. Ref.].

Die Carnivora haben sich aus Creodonten entwickelt, und zwar in der nördlichen Hemisphäre [wie gnädig ist hier Ameghino! Ref.]. In Südamerika erscheinen sie ziemlich spät, erst im Oligocän oder Miocän. Es sind dies Procyoniden, *Cyonasua, Amphinasua* und *Pachynasua*. Sie zeigen

noch primitivere Merkmale als die Subursiden der nördlichen Halbkugel, *Thlascyon* aus dem Oligocän von Nordamerika ist kein Suburside, sondern ein Canide, und gehen auf Microbiotheriiden zurück. Von Südamerika sind sie nach Europa gelangt. Auch die Bären treten in Südamerika schon im Oligocän auf, *Paractotherium*, und gehen auf die dortigen Subursiden zurück, aus welchen sich die primitiveren europäischen Formen, wie *Ursavus*, entwickelt haben. Sie haben ihren Weg über Afrika genommen. Die südamerikanischen Caniden sind primitiver als die der nördlichen Halbkugel. Von dem oligocänen *Dynocynops* von Paraná stammt die afrikanische Gattung *Lycaon* ab. Auch die Amphicyoniden erscheinen in Südamerika schon im Oligocän.

Von den Artiodactyla sind zwar die Tylopoden erst spät von Nord- nach Südamerika gelangt, aber für die Cerviden ist dies schon nicht so sicher, denn im Miocän von Monte Hermoso gibt es hier schon eine mit ihnen verwandte Gattung *Microtragulus* und die Dicotylinen scheinen sich überhaupt in Südamerika entwickelt zu haben. Die Gattung *Listriodon* ist entweder hier entstanden und nach der alten Welt ausgewandert oder umgekehrt, jedenfalls hat sie die Landbrücke zwischen Südamerika und Afrika benützt. Was Ameghino als *Listriodon cinctus* und *bonaerensis* abbildet, hat natürlich nicht das geringste mit dieser Gattung zu schaffen, ja es ist sogar fraglich, ob es sich bei *L. cinctus* um einen Artiodactylen handelt. Die famose Gattung *Microtragulus* hat Ref. schon oben besprochen.

Sirenia sind in der Gegenwart in Südamerika und Afrika durch die nämliche Gattung *Manatus* vertreten, weil sie der zwischen beiden Kontinenten bestehenden Landbrücke gefolgt sind. Im Eocän finden sich Sirenen sowohl in der alten Welt als auch in Nordamerika. In Südamerika erscheinen sie erst im Oligocän nach dem Versinken der Landbarriere.

Nager. Diese Ordnung stammt von Diprotodonten, den Allotheria ab, von denen sie sich in der oberen Kreide abgezweigt haben. Nach Europa gelangten sie im Cernayséen, *Decticadapis*, *Plesiarctomys*, nach Nordamerika erst im Mitteleocän (Wasatch bed), *Paramys*. Sie haben in der Gestalt des Unterkiefers und in der Zahnform sowie durch die Anwesenheit einer Masseterperforation große Ähnlichkeit mit den Polydolopiden und Tromysopiden. Die zahlreichen Nager des europäischen Eocän und Oligocän erinnern lebhaft an die des patagonischen Eocän [recte Miocän. Ref.]. Die Castoriden stellt man immer zu den Sciuromorphen wegen der Abwesenheit eines Masseterforamens, weil dies ein primitives Merkmal sein soll, in Wirklichkeit ist aber gerade der Besitz eines solchen der ursprüngliche Zustand. Abgesehen von diesem Merkmal besteht jedoch zwischen Sciuromorphen und Hystricomorphen kein fundamentaler Gegensatz. Schon *Castor* und *Myocastor* sind schwer zu unterscheiden. Noch näher aber stehen sich die fossilen Formen, z. B. *Steneofiber* und *Neoreomys*, *Steneofiber sigmodus* und *Scleromys*, alle drei Gattungen gehen wohl auf die Gattung *Luanthus* im Colpodonéen zurück. Ebenso existieren verwandtschaftliche Beziehungen zwischen der afrikanischen Gattung *Anomalurus* und den patagonischen Acaremyinen, denn sowohl die Schädel als

auch die Zähne sind sehr ähnlich. Auf die Acaremyinen gehen auch die *Myomorpha* zurück und ebenso stammen auch die Dipodiden von Hystricomorphen ab [*Alactaga* ist sehr ähnlich der Gattung *Asteromys* aus den *Pyrotherium*-Schichten, die in Europa gefunden ohne weiteres als *Theridomys* bestimmt würde. Ref.]. Die Hystriciden haben sich von Patagonien aus verbreitet, wo sie mit *Eosteiromys* in den *Pyrotherium*-Schichten beginnen. *Proatherura* aus dem Miocän von Monte Hermoso wird zu der südasiatischen Gattung *Atherura* gestellt. Der afrikanische *Pedetes* stammt von *Cephalomys* aus den *Pyrotherium*-Schichten ab. Die noch jetzt in Südamerika lebenden Octodontiden haben sowohl Vertreter in Afrika, *Aulacodus* ähnlich *Capromys*, als auch im europäischen Tertiär, *Ruscinomys*. Die afrikanischen Gattungen *Petromys* und *Ctenodactylus* stammen von *Pthoramys* und *Plataeomys* ab. Die europäischen Theridomyiden haben mit den Loncherinen und Capromyinen das weite Masseterforamen gemein, *Adelomys* erinnert an *Spaniomys*, *Theridomys aquatilis* an *Petodon* aus dem Colpodonéen, *Th. sideroolithicus* [miocän nach Ameghino, in Wirklichkeit echt eocän. Ref.] an *Protacaremys*. Die Viscaniiden sind in Europa durch *Archaeomys* verwandt mit *Scotaeumys* im Santacruzeno; *Cuvierimys* verwandt mit *Briaromys* in dem Oligocän (recte Pliocän) von Paraná vertreten, ebenso haben in Europa Caviiden existiert, *Issiodoromys* ähnlich *Eocardia*, aber wie *Hedimys* mit bewurzelten und mit Schmelzinseln versehenen Zähnen. Diese alten Caviiden schließen sich aber auch an die Theridomyiden und Cephalomyiden an. Die südamerikanischen Caviiden und Formen müssen die Stammeltern sein, denn sie sind älter und gehen auf die dortigen Cephalomyiden zurück. Eine direkte Verbindung zwischen Nordamerika und Südamerika kann während des Tertiärs nicht existiert haben, die Hystriciden sind erst im Pliocän dahin gelangt.

Prosimiae und Affen. Halbaffen sind in der Kreide von Patagonien sehr häufig, werden aber dann immer seltener. Leider fehlen sie fast ganz in den *Pyrotherium*-Schichten. In der patagonischen Stufe sind sie durch die kleine Gattung *Clenialites* vertreten, deren Zähne an die von *Microsyops* und *Plesiadapis* erinnern [in Wirklichkeit ist das Original nur ein Kieferfragment eines Garzoniiden. Ref.]. Von *Clenialites*-ähnlichen Formen stammen wahrscheinlich auch alle übrigen Prosimiae, sowie die Affen ab. Im Santacruzeno treffen wir von Prosimiae die Gattungen *Homocentrus* und *Eudiastatus* [wohl Unterkieferfragment eines Typotheriers? Ref.]. Die eocänen Prosimiae der nördlichen Hemisphäre gehen jedoch schon auf die der patagonischen Kreide zurück. Affen fehlen im Tertiär von Nordamerika vollständig, dagegen erscheinen sie in Europa im Miocän. Sie können nur aus Südamerika stammen, denn nur hier hat es im Eocän Affen gegeben, *Homunculites*, *Pitheculites*. Der Oberkiefer gehört einem Abderitiden, das Unterkieferfragment einem Garzoniden an, der obere M von *Homunculites* ist auch zum mindesten sehr problematisch [der Unterkiefer ist ein Fragment eines Epanorthiden. Ref.]. *Homunculites* hat im Zahnbau Ähnlichkeit mit *Macacus* und den Cercopitheciden überhaupt. Im Santacruzeno werden die Affenmerkmale sehr deutlich bei den Gattungen

Homunculus, Pitheculus und *Anthropops*. Sie haben nur $\frac{2.1.3.3}{2.1.3.3}$ und sind die Ahnen aller alt- und neuweltlichen Affen. An die ersteren schließen sich diese Gattungen im Schädelbau, Nasenregion, an. Auch besitzen sie schon Merkmale des Menschen, hohe vorn abgeplattete Symphyse, geschlossene Zahnreihe, kleine vertikale I, kleiner C, obere P klein und einwurzelig, die Kleinheit der P im Verhältnis zu den M, die Anwesenheit eines unpaaren dritten Höckers in der Hinterhälfte der unteren M, die Größenabnahme der M von vorne nach hinten, die Lage der drei M unterhalb der Augenhöhle, die Verkürzung der Schnauze, die Abwesenheit von starken Supraorbital-Wülsten und die Lage der Frontalia oberhalb der Augenhöhle. Die von Ameghino hervorgehobene Ähnlichkeit der Extremitätenknochen hat natürlich keine Bedeutung, denn die von ihm abgebildeten Knochen gehören Typotheriden an. Es soll übrigens nicht verschwiegen werden, daß *Homunculus, Anthropops* und *Pitheculus* wohl wirklich Primaten sind.

Über die Abkunft des Menschen äußert sich Verf. in folgender Weise:

Vor allem muß man mit der Annahme brechen, daß der Mensch von arborikolen Formen abstammen könnte, die arborikole Lebensweise ist vielmehr kein primitiver Zustand, sondern eine sekundäre Anpassung, was auch für die Prosimiae und Primaten gilt. Auch diese sind aus vierbeinigen Sohlengängern entstanden, wie die Beschaffenheit ihres Astragalus zeigt. Alle sind dann vierbeinige Zehengänger und zuletzt zweibeinige Sohlengänger geworden und zwar ist diese Anpassung bei den Anthropomorphen später erfolgt als bei den übrigen Affen. Auch die lange Schnauze, die starken Supraorbitalwülste und der Scheitelkamm sowie der Supraoccipitalkamm, die in Lage des Hinterhauptsloches hinter der Schädelbasis, die Größe der C und andere „pithekoide" Merkmale sind keine primitiven Eigenschaften. Kein Vorläufer des Menschen hat einen Scheitelkamm besessen, weder die Clenialitiden noch auch die Homunculiden; „der Mensch ist nicht ein vervollkommneter Affe, sondern die Affen sind bestialisierte Menschen." Die Menschen und Affen haben verschiedene Wege in der Entwicklung eingeschlagen. Auch der Neandertaler und *Pithecanthropus* sind nicht Stadien auf dem Wege zum Menschen, sondern Nebenlinien. Die Vorläufer des Menschen sind die Cebiden, unter welchen besonders *Saimiris* ihm am ähnlichsten ist, und diese gehen wieder auf die Homunculiden zurück.

Auch die Cynopithecinen und Anthropomorphen haben in der Jugend im Schädelbau noch große Ähnlichkeit mit den Cebiden. Die Menschenschädel aus dem Unterpliocän von Argentinien sind viel primitiver, keine vorspringende Glabella als der Neandertaler, aber es fehlen ihm noch die Supraorbitalwülste, vom *Homo sapiens* unterscheidet sich dieser *Homo pampaeus* durch die viel niederigere Stirn. Im Oberpliocän von Argentinien ist beim Menschen die Wölbung der Stirn schon bedeutend und nur wenig geringer als beim heutigen Menschen. Der miocäne Mensch von Monte Hermoso [Löß! Ref.] repräsentiert wohl schon eine besondere Gattung. Im Oligocän ist die Gattung „*Homosimius*" mit den Cercopitheciden

nach der alten Welt ausgewandert. Anthropomorphen sind erst viel später erschienen. Ihre Trennung von den Hominiden ist bereits in der alten Welt erfolgt. Da es schon im Miocän von Argentinien Menschen gegeben hat, so könnte der Mensch in Amerika unabhängig von dem der alten Welt entstanden sein.

Hierauf folgt ein Kapitel über den Einfluß der Barriere zwischen dem Nord- und Südatlandischen Ozean auf die Verteilung der marinen Faunen, das hier unbedenklich übergangen werden kann, sowie eine Übersicht über die Verteilung der einzelnen Gattungen auf die verschiedenen aufeinanderfolgenden Faunen. Daß die Reihenfolge, welche Ameghino einhält, die richtige ist, möchte auch Ref. nicht im mindesten bezweifeln, wohl aber ist er wesentlich anderer Ansicht über das relative Alter dieser Faunen. Von der Einfügung zahlloser neuer, zum größten Teil problematischer Gattungen und der Unterscheidung von neuen gekünstelter jüngerer Tertiärfaunen abgesehen, bringen diese Fossillisten nichts Neues, Ref. kann daher auch diesen Abschnitt übergehen und auf frühere Berichte verweisen, hinsichtlich der Details in den für uns wirklich wichtigen Abschnitten muß er dagegen folgendes bemerken:

Die Annahme, daß die Huftiere von den Microbiotheriiden abstammen, die nichts anderes als nahe Verwandte der Didelphiden sind, bedarf keiner ernstlichen Widerlegung. Ebensowenig wird ein Kenner den Quadrituberkulärtypus der Molaren für die primitivste Zahnform halten.

Protungulata hat es niemals gegeben. Am wenigsten kämen als solche die Caroloameghiniden in Betracht, die nichts weiter sind als echte Marsupialier.

Wie die mit einfachen P versehenen Prosimia aus den Nothopitheciden mit schon ziemlich komplizierten P entstanden sein sollen, ist dem Ref. unfassbar. Die letzteren haben lediglich Bedeutung als die primitivsten Typotheria.

Daß die von Ameghino zu den Condylarthren gestellten Gattungen *Didolodus, Lambodoconus* auch wirklich zu diesen gehören, ist sehr wahrscheinlich, nur sind sie eben die Nachkommen und nicht die Ahnen von Condylarthren der nördlichen Halbkugel.

Die Gattung *Pantolambda* ist zweifellos der Vorläufer aller Amblypoden.

Die Litopterna sind natürlich nicht Stammformen von Perissodactylen, sondern nur diesen analog entwickelte Nachkommen von südamerikanischen Condylarthren.

Daß die Archaeohyraciden mit den Typotheria verwandt sind, ist selbstverständlich auch die Ansicht des Ref. Dagegen können sie als hypselodonte Formen nie und nimmer die Stammformen der brachyodonten Hyracoidea sein.

Die Notohippiden sind nichts anderes als eine Seitenlinie der *Toxodontia*, mit den „Hippoiden", wie Ameghino die Equiden nennt, und mit *Pliohyrax* haben sie nicht das geringste zu schaffen.

Eine Ordnung der Ancylopoda existiert überhaupt nicht, denn die Chalicotheriiden sind Perissodactylen und „*Artionyx*" ist, weil nur die

Extremität von *Agriochoerus*, ein Artiodactyle. Für die vermeintlichen südamerikanischen Ancylopoda gilt der von Ameghino selbst gebrauchte Name „*Entelonychia*". *Arsioitherium* gehört zu den Amblypoda.

Daß die Amblyopoden auf die nördliche Hemisphäre beschränkt sind und weder zu den Pantostylopiden noch auch zu den Albertogaudryiden Beziehungen haben, bedarf keiner weiteren Ausführung. Ebensowenig haben die Amynodontiden und Lophiodontiden mit südamerikanischen Formen zu tun.

Über die Herkunft der Proboscidier wissen wir nur so viel, daß sie mit den Sirenen am nächsten verwandt sind; nicht aber mit Amplypoden, zu welchen *Carolozittelia* und *Pyrotherium* als Nachkommen von *Pantolambda* gehören.

An die Verwandtschaft der Artiodactylen mit den Litopterna wird wohl außer Ameghino doch niemand glauben.

Die Tillodontia sind auf die nördliche Hemisphäre beschränkt, die Notostylopiden haben, weil zu *Entelonychia* gehörig, mit ihnen nicht das mindeste zu schaffen.

Inwieferne Beziehungen zwischen den Sparassodonta und den Creodonta bestehen, läßt sich nicht mit Bestimmtheit ermitteln, da dies mit der ungemein schwierigen Frage zusammenfällt, ob die Placentalier überhaupt von Marsupialiern abstammen. Um so sicherer wissen wir jedoch, daß südamerikanische Sparassodonta auf keinen Fall die Ahnen von Creodonten sein können.

Was die plagiauloiden Diprotodonta im Sinne Ameghino's betrifft, so ist dies überhaupt eine ganz unnatürliche, die Multituberculaten der nördlichen Hemisphäre sind die Vorfahren der patagonischen Polydolopiden, hingegen sind die Caenolestiden, Garzoniden und Epanorthiden Nachkommen von *Didelphys*-ähnlichen Marsupialiern, die Herkunft der Abderitiden ist schwer zu ermitteln. Wenn Verwandtschaft der Nager mit den Promysopiden besteht, so ist sie nur eine sehr entfernte, insoferne diese vielleicht einen Überrest der Ahnen der Nager darstellen.

Die Peltateloidea sind eine überaus problematische Gruppe. Von Beziehungen zwischen Südamerika und dem eigentlichen Afrika, denn der nördlich der Sahara gelegene Teil von Afrika war stets tiergeographisch ein Teil von Europa, was aber die Fauna aus dem Obereocän und Oligocän von Ägypten betrifft, so darf man sie ohnehin nicht afrikanisch nennen, solange nicht ihre weitere Verbreitung nach Süden nachweisbar ist, sind überaus problematisch, und beruhen höchstens auf der vermeintlichen Verwandtschaft der Hyracoidea mit den Typotheria. Aber selbst die Spaltung in diese beiden Ordnungen fällt mindestens schon in den Anfang des Eocän. Was Patagonien von den Pyrotherium- und Santacruz-Schichten an scheinbar mit Afrika gemein hat — Mikrofauna und Primaten, stammt nicht aus dem eigentlichen Afrika, sondern aus Europa und dem dazu gehörigen Nordwestafrika, und ist eher bloss mittels eines Archipels, als mittels einer zusammenhängenden Landbrücke nach Südamerika gekommen, und zwar im Oligocän und Miocän. Die Raubtiere, Paarhufer, Unpaarhufer und

Proboscidier hingegen sind von Nordamerika im Pliocän in Südamerika eingewandert. „Was Ameghino Oligocän und Miocän heißt, ist in Wirklichkeit Pliocän bezw. Pleistocän.“

Daß tatsächlich Verwandtschaft zwischen den südamerikanischen und europäischen Nagern besteht, ist auch die Ansicht des Ref., nur sind die letzteren eben die primitiveren und zugleich geologisch älteren und daher die Vorfahren der ersteren. Ebenso stammen die erst im Miocän in Patagonien auftretenden Primaten aus der alten Welt, wohl aus Afrika, das ja wiederholt im Tertiär vorübergehend mit Europa verbunden war und ebenso auch wahrscheinlich im Miocän durch jene unvollkommene Landbrücke mit Südamerika zusammenhing. Bezüglich der Verwandtschaft des Menschen mit den Cebiden stimmt Ref. allerdings mit Ameghino überein, dagegen ist er über primitive Merkmale und über das Alter der fossilen südamerikanischen Menschenreste etwas anderer Ansicht.

Ref. sieht sich zum Schluß zu der Bemerkung genötigt, daß er sich in Zukunft überhaupt nicht mehr mit der Lektüre und Widerlegungen der Ameghino'schen Irrtümer befassen, sondern sich lediglich darauf beschränken wird, über etwaige neue wohlcharakterisierte, von diesem Autor beschriebene Formen zu berichten. **M. Schlosser.**

Stratigraphie.

Silurische Formation.

J. V. Želizko: Das Untersilur in der Umgebung von Radotín und Groß-Kuchel. (Sitzungsber. d. k. böhm. Ges. d. Wiss. Prag. 1906. 8. Böhmisch.)

Der Autor behauptet, daß die glimmerigen Grauwackenschiefer in den Talabhängen in der Gegend zwischen Radotín und Groß-Kuchel (südsüdwestlich von Prag), welche bisher in der Literatur zu Barrande's Stufe D—d_5 des Untersilurs gerechnet waren, in Wirklichkeit zu D—d_4 gehören. Seine Behauptung stützt er auf paläontologische und petrographische Gründe. Die Versteinerungen, die er aus den durchforschten Schichten angibt, weisen deutlich auf die Zaboťaner Schichten (D—d_4).

B. Zahálka.

Devonische Formation.

J. V. Želizko: Über das erste Vorkommen von *Conularia* in den Krušná Hora-Schichten (D—d_{1a}) in Böhmen. (Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. 1906. 127—130.)

Verf. beschreibt *Conularia imperialis* vom Čilinaberg bei Rokycau aus den Quarzgrauwacken der Krušná Hora-Schichten (D—d_{1a}), in welchen diese Gattung bisher nicht gefunden wurde. Dieselbe, von Barrande im

Syst. silur. beschriebene Spezies, wie von PERNER festgestellt ist, stammt aus D—$d_{1\gamma}$. Weil nach einigen Autoren der Horizont D—d_{1a} zur *Olenus*-Stufe gerechnet wird, wäre dies hier der erste Fall, daß eine *Conularia* im Cambrium Europas gefunden wurde. **B. Zahálka.**

F. Smyčka: Beitrag zur Kenntnis der Devonfauna bei Čelechovic für das Jahr 1905. (Anzeiger des naturwiss. Klubs in Proßnitz. 1906. 5. Böhmisch.)

Von Korallen werden beschrieben: *Aulopora minor, Syringopora moravica, Coenites* cf. *escharoides, Zaphrentis, Cyanthophyllum hypocrateriforme, heterophyllum.* Von Brachiopoden wird aus älterem Material *Rhynchonella ascendens* konstatiert. **B. Zahálka.**

Carbonische Formation.

Holzapfel: Steinsalz und Kohle im Niederrheintal. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1899. 50—51.)

Referat über einen Vortrag HOLZAPFEL's in der Sitzung der Deutschen Geologischen Gesellschaft am 4. Januar 1899, von dem in der Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. f. 1899. **51.** p. 10 nur der Titel „Über Bohrungen in der Trias und Carbon am Niederrhein" angeführt ist. Neben Nachrichten über die damals neu festgestellte Fortsetzung der Kohlenflöze Westfalens bis nach Erkelenz und Holländisch-Limburg sind vor allem die Mitteilungen über Dyas und Trias bei Wesel im Hangenden des Steinkohlengebirges und Liegenden des aus Oberoligocän und miocänen Glimmersanden bestehenden Tertiärs von Interesse. Der hangende Teil dieses am Niederrhein in stellenweise 300—400 m Mächtigkeit durchsunkenen „roten Gebirges" besteht in 200 m Mächtigkeit aus fein- bis mittelkörnigen Sandsteinen, die zum Buntsandstein gestellt werden. Es folgen im Liegenden zunächst rote, zu unterst auch mehr graue, oft sandige Schiefertone mit Einlagerungen und Schnüren von Gips und Anhydrit, danach weißliche Dolomite mit schwachen Zwischenlagen eines plattigen Dolomites, der an den „Plattendolomit" Thüringens erinnert, alsdann wiederum rote Letten mit Gips, Anhydrit und Steinsalzlagern, die bis über 300 m anschwellen. Die Auflagerung von Steinsalz auf den Schichtenköpfen des Carbons konnte in Bohrkernen unmittelbar beobachtet werden. **Stille.**

F. Laur: Le terrain houiller en Lorrain française. (Compt. rend. **139.** II. 1904. 1048—1049.)

In der Verlängerung des Saarbrückener Steinkohlenbeckens stieß man bei Pont-à-Mousson in Französisch-Lothringen nach Durchbohrung von Keuper, Muschelkalk, oberem Buntsandstein und Vogesensandstein auf Kohle.

Die Analyse ergab:

Feuchtigkeit	1,88
Flüchtige Teile	36,12
Asche	13,23
Feste Kohle	48,77
Sa.	100,00.

Zeiller's Untersuchung der Fossilien ergab, daß man sich in der westfälischen Etage befindet, und zwar in der mittleren Stufe des Saarbrückener Beckens, die 90 übereinanderliegende Flöze führen soll; es wird sich also wohl im Liegenden auch die untere Stufe mit ihren 117 Flözen finden. So wird des Verf.'s Hypothese (von 1900) über die Verlängerung des Saarbrückener Beckens in der Richtung Neunkirchen—Pont-à-Mousson bestätigt, die auf Grund der Bergeron'schen Ausführungen über die hercynischen Falten entstand, indem Verf. in jener Richtung eine Carbonfalte vermutete, die den drei Falten Essen—Douvre, Villé—Autun und Ronchamp—Creusot parallel verliefe. Jene Carbon-Antiklinale würde etwa 20—30 km weit von Pont-à-Mousson bis Nancy streichen, bis nördlich von Commercy verlaufen, unter die Pariser Kreide einfallen und im westlichen Frankreich wieder emportauchen; das ergäbe eine Länge von ca. 600 km. Der Kohlenbergbau in Französich-Lothringen wird wohl eine beträchtliche Ausdehnung annehmen. **Johnsen.**

Triasformation.

Th. Tschernyschew: Über die Entdeckung von oberer Trias im nördlichen Kaukasus. (Bull. Acad. Imp. d. sciences. St. Pétersbourg 1907. 277—280. Russisch.)

W. J. Worobiew, der im Sommer 1906 auf einem Gletscher des Kaukasus den Tod fand, hat an drei Stellen obertriadische Schichten entdeckt, die eine reiche Brachiopoden- und Bivalvenfauna geliefert haben. Das vollständigste Profil wurde in der Nähe des Berges Tchatsch am Oberlaufe der Sochraja, eines Nebenflusses der Bjelaja, beobachtet. Hier liegen im Bachbett Schiefer mit *Koninckina Telleri* Bittn. und *Nucula strigillata* Goldf., darüber im Gehänge eine Serie von grauen und roten Kalken mit *Pseudomonotis ochotica* Keys., *Terebratula pyriformis* Suess, *Waldheimia* aff. *nubica* Suess, *W. reflexa* Bittn., *Spiriferina Suessi* Winkl., *Spirigera Manzarinii* Bittn., *Sp. oxykolpos* Emmr., *Retzia superbescens* Bittn., *Rhynchonella levantina* Bittn., *Rh. Fuggeri* Bittn.

An den beiden anderen Lokalitäten sind nur die höheren Kalksteinbänke aufgeschlossen. Sie enthalten hier außer den schon genannten und mehreren neuen Arten noch *Amphiclinodonta Katzeri* Bittn., *A. Suessi* Hofm., *Rhynchonella fissicostata* Suess, *Terebratula turcica* Bittn. und *Spiriferina* aff. *koessenensis* Zugm.

Die Schiefer mit *Koninckina Telleri* weisen auf eine Vertretung der karnischen Stufe hin. Die Fauna der Kalke, die zu den Kössener Schichten und der Obertrias von Mysien die nächsten Beziehungen zeigt, ist als obernorisch oder rhätisch anzusprechen. Beachtenswert ist das Zusammenvorkommen der bezeichnenden alpinen Brachiopoden mit *Pseudomonotis ochotica*.

Durch diese sehr interessante Mitteilung erscheint das Vorkommen obertriadischer Schichten im nördlichen Kaukasus zum ersten Male sichergestellt. **Diener.**

J. P. Smith: The stratigraphy of the Western American Trias. (Sonderabdr. aus d. Festschrift z. 70. Geburtstage von A. Koenen. Schweizerbart'scher Verlag. Stuttgart 1907. 377—434.)

Mit Rücksicht auf die ausführlichen Referate über zwei Arbeiten des Verf.'s, die die Triasbildungen des westlichen Nordamerika behandeln (dies. Jahrb. 1906. II. -98- u. -299-), kann die Besprechung der vorliegenden Publikation kürzer gefaßt werden.

Die marine Trias ist beschränkt auf einen Golf, der vom Pazifischen Ozean in das Gebiet des Great Basin eintrat. Untere marine Trias kennt man im östlichen Kalifornien und südöstlichen Idaho, mittlere in Kalifornien, Nevada und vielleicht in O. Oregon, obere im nördlichen Kalifornien, auf Vancouver, Queen Charlotte-Insel, Britisch-Columbia und Alaska. Die Meeresbildungen dieses Golfes sind vom Grand Canyon bis Britisch-Columbia umgeben von einem Gürtel roter Sandsteine, die brackischen, limnischen und Kontinentalablagerungen dieser Epoche entsprechen.

Das vollständigste Profil der unteren Trias ist jenes im Paris Canyon (Idaho). Hier kann man drei faunistisch getrennte Abteilungen: *Meekoceras* beds (75 m mächtig), *Tirolites* beds (15 m) und *Columbites* beds unterscheiden. Die Fauna der *Meekoceras* beds zeigt nahe Beziehungen zu den ältesten Triasfaunen des Himalaya und Ostsibiriens, jene der *Tirolites* beds dagegen eine auffallende Übereinstimmung mit der Fauna der oberen Werfener Schichten des alpinen Gebietes. Es muß zu jener Zeit eine andere Verbindung mit dem mediterranen Triasmeer als über Ostindien gegeben haben. Die *Columbites*-Schichten endlich haben eine ärmliche Fauna geliefert, die mit jener aus den Olenek-Schichten Nordsibiriens am nächsten verwandt ist.

Zur Zeit der mittleren Trias tritt an Stelle der engen faunistischen Beziehungen zu Asien allmählich ein Überwiegen mediterraner Beziehungen. Verf. glaubt, daß eine Verbindung über Mexiko (Trias von Zacatecas) und den Atlantischen Ozean gesucht werden müsse. Die älteste Fauna der mittleren Trias liegt in den *Parapopanoceras* beds Kaliforniens mit Beziehungen zu arktischen und mediterranen aber nicht zu indischen Faunen. Viel reicher ist die mittlere Trias von Nevada (West Humboldt range). Aus der Zone des *Ceratites trinodosus* sind hier über 100 Spezies bekannt, davon mehr als $\frac{1}{4}$ identisch oder sehr nahe verwandt mit Formen des

alpinen Muschelkalkes. Doch sind in dieser Fauna auch Beziehungen zu Indien deutlich ausgesprochen.

Auch die Fauna der karnischen Stufe (*Tropites subbullatus* beds) ist mit der alpinen näher verwandt als mit der indischen. Amerika dürfte als das Entstehungszentrum der *Subbullatus*-Fauna anzusehen sein, die von hier nach Osten in das alpine Gebiet eingewandert ist, denn die Vorläufer von *Tropites* finden sich in der mittleren Trias von Nevada. Auch kommt *Tropites* in Amerika noch mit *Trachyceras* zusammen vor, während in Europa die letztere Gattung schon ausgestorben war, als *Tropites* erschien.

Die norische Stufe ist durch die Fauna der *Pseudomonotis ochotica* gekennzeichnet, die in der Umrandung des Pazifischen Ozeans weit verbreitet ist. Beachtenswert ist der Vergleich der Verbreitung dieser triadischen Form und jener der rezenten *Purpura lapillus*.

Es folgt eine kurze Übersicht der jüngeren sedimentären Bildungen im westlichen Nordamerika. Vom Pliocän an stellen sich immer engere Beziehungen zwischen den Meeresfaunen von Japan und der amerikanischen Westküste ein. **Diener.**

Juraformation.

M. Remeš: Miscellaneen aus dem mährischen Tithon. (Anzeiger des naturwiss. Klubs in Proßnitz. 1906. 11. Böhmisch.)

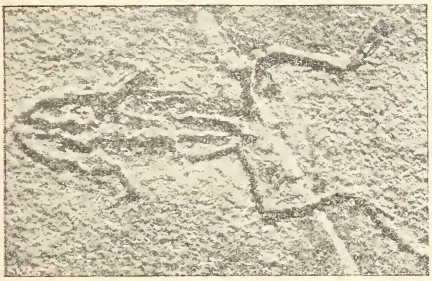
Der Autor gibt das Verzeichnis der tithonischen Fossilien aus folgenden Fundorten an: der Gemeindesteinbruch in Stramberg, „Hurka" bei Sawersdorf, Tichá, Kurovic. **B. Zahálka.**

P. Lory: Sur les couches à *Phylloceras Loryi* des Alpes occidentales. (Bull. Soc. Géol. France. 4. Sér. 4. 641—643. 1904.)

Dem Verf. ist es gelungen, durch Beobachtungen in der Umgebung von Grenoble die stratigraphische Lage der „Kalke mit *Phylloceras (Sowerbyceras) Loryi* M.-Ch. sp." festzustellen. Am subalpinen Rande (d. h. dem Ostrand der subalpinen Ketten) bestehen diese Schichten aus einer Wechsellagerung von knolligen und massigen Kalkbänken, in denen zwei fossilreiche Horizonte, einer an der Basis und einer in den oberen Partien, auftreten. Der ganze Komplex entspricht der Gesamtheit der Horizonte der *Reineckia Eudoxus* und *R. pseudomutabilis*, der *Waagenia Beckeri* und der *Oppelia lithographica*, wie sie in der Umrandung des Zentralplateaus auftreten, also dem oberen Kimmeridge und dem unteren Portland. **Otto Wilckens.**

Louis Mariano Vidal: Sur la présence de l'étage Kiméridgien au Montsech (Province de Lérida, Espagne) et découverte d'un Batracien dans ses assises. (Mem. de la Real Acad. de Cencias y Artes de Barcelona. 4. No. 18. 1902. Mit Abbild.)

In der Mitte der Provinz Lerida im Gebirge von Montsech schaltet sich zwischen liassische und cretaceische Ablagerungen eine mächtige Kalkablagerung über eine dicke Bank von Dolomit ein, welch letztere die Bänke des Lias überlagert. Versteinerungen wurden bis jetzt weder im Dolomit und im Kalk gefunden und man erklärte die Dolomite für Lias. Die darüber liegenden kalkigen Sedimente hielt der Autor infolge ihrer lithologischen Eigenschaften, die ungemein den lithographischen Schiefern von Solnhofen gleichen, ebenfalls noch für jurassischen Alters. Diese Ansicht ist nun durch Auffindung von Fischresten und Pflanzenabdrücken in einem neuen Bruch bestätigt worden, welche anscheinend wirklich diese Ablagerungen in Spanien in das Niveau von Solnhofen stellen. Die Fisch-



Palaeobatracus Gaudryi Vidal (nat. Größe) aus dem oberen Jura von Montsech, Provinz Lerida, Spanien. Die vergrößerte Abbildung Vidal's ist hier auf die natürliche Größe reduziert.

reste wurden von E. Sauvage und die Pflanzenabdrücke von R. Zeiller bearbeitet, ihre Resultate sind bereits im Druck. Die Überreste eines kleinen Vogels sind leider verloren gegangen.

Nach den Angaben von Sauvage, Zeiller und F. Meunier setzt sich die Fauna aus folgenden Formen zusammen.

Fische: *Lepidotus* sp., *Lepidotus Ihergetis* Sauvage, *Propterus Vidali* Sauvage, *Caturus Tarraconensis* Sauvage, *Microdon* aff. *Egertoni* Thiollière, *Leptolepis Voithi* Ag., *Aethalion Vidali* Sauvage, *A. gigas* Sauvage.

Cicadeen: *Palaeontina Vidali* F. Meunier, Larve eines Neuropteren.

Pflanzen: *Sphenopteris* cf. *microclada* Saporta, *Zamites* cf. *acerosus* Saporta, *Pagiophyllum circinicum* Saporta, *Pityophyllum flexile* R. Zeiller, *Pseudoasterophyllites Vidali* R. Zeiller.

Zu diesen hier genannten Formen kommt noch die Gattung *Palaeobatracus,* welche der Autor nach Gaudry, den er um seine Meinung konsultierte, *Palaeobatracus Gaudryi* nennt.

Dieser Fund ist daher von großem Interesse, da die ältesten bisher bekannten Frösche nach Cope aus dem Eocän von Wyoming stammen.

Das Stück — es handelt sich um ein ganzes Individuum — ist nur im Abdruck im lithographischen Stein erhalten geblieben, alle Knochen sind während des Fossilisationsprozesses verloren gegangen. Die Wirbel selbst sind undeutlich, dagegen ist der charakteristische Coccyx und das langgestreckte Ileum sehr deutlich zu erkennen. Nach Gaudry ähnelt er hauptsächlich *Palaeobatracus gracilis* H. v. Meyer aus der mitteloligocänen Braunkohle von Sieblos [in der Rhön, nicht Giebles, wie der Autor sagt. Ref.]. Seine Extremitäten sind weniger schlank wie die der lebenden Anuren, namentlich ist dies bei den Hinterextremitäten der Fall, die weniger lang sind als bei den bekannten Arten.

Maße:

Schädel: Länge	10 mm, Breite 9 mm
Rumpflänge	15 „
Humeruslänge	15 „
Femurlänge	9 „
Tibialänge	10 „
Tarsus 1. Reihe	5 „

[Dieser Fund von *Palaeobatracus* in sicher oberjurassischen Sedimenten ist von höchstem Interesse, zumal die Gattung gegenüber den tertiären Arten so gut wie gar keine Veränderungen aufzeigt und der Ausdruck Gaudry's auf den Fund hin, den ihm der Autor zeigte: „Vraiment la science paléontologique est encore très jeune“, nur zu sehr zutrifft. Ref.] **Broili.**

Kreideformation.

M. Remeš: Die oberen Kreideschichten in Klogsdorf bei Freiberg in Mähren. (Zeitschr. des mähr. Landesmuseums. Jahrg. VI. Brünn 1906. 7. Böhmisch.)

In der Umgegend von Freiberg in Mähren, wo bisher hauptsächlich Eocänschichten kartiert wurden, stellte der Autor einen neuen Fundort von Kreideschichten fest, welche er ihrer paläontologischen und petrographischen Beschaffenheit wegen zum Horizonte der Friedeker Baculitentone der mährischen oberen Kreideformation rechnet; dieser Horizont soll den Fritsch'schen Priesener Schichten der böhmischen Kreideformation äquivalent sein. **B. Zahálka.**

J. F. Whiteaves: *Uintacrinus* and *Hemiaster* in the Vancouver Cretaceous. (Amer. Journ. of Sc. (4.) **18.** 1904. 287—289.)

Auf Vancouver und Salt Spring Island in der Georgia-Straße wurden in der Nanaimo group Steinkerne einer *Uintacrinus*-Art, die wahrschein-

lich mit dem in der Niobrara-Stufe vorkommenden *U. socialis* zu vereinigen sind, sowie *Hemiaster vancouverensis* n. sp. gefunden. Letztere Form wird nicht abgebildet; von der einzigen, bisher aus der nordamerikanischen Kreideformation beschriebenen Art *H. Humphriesianus* unterscheidet sie sich durch geringere Höhe und breit eiförmigen Umriß. **Joh. Böhm.**

R. Etheridge jr.: Two undescribed Pelecypoda from the Lower Cretaceous of Queensland in the Collection of the Australian Museum. (Records of the Australian Museum. 4. Sydney. 1901—03. 201—206. Taf. 34, 35 u. Textfig. 21.)

Eine größere Anzahl von untercretaceischen Koniferenholz-Bruchstücken erwiesen sich nach allen Richtungen von den Röhren einer großen neuen *Teredo*-Art, *T. vastitas*, durchzogen, deren Durchmesser am vorderen Ende 1 Zoll und mehr, am hinteren Ende $\frac{2}{8}$—$\frac{5}{16}$ Zoll beträgt; die größte Länge maß 6 Zoll.

Wegen seiner ungenügenden Erhaltung ließ sich das Holz nicht mit den aus den jungtertiären Goldseifen Australiens beschriebenen *Spondylostrobus Smythii* v. Müll. und *Phyllocladus Mülleri* Schenck — möglicherweise sind diese beiden Arten nur eine — in Beziehung bringen. Da aus den eingangs erwähnten Holzresten hervorgeht, daß Koniferen zur Unteren Kreide-Epoche in Australien existierten, ist es nicht unwahrscheinlich, daß jene beiden Arten Reste cretaceischer Ablagerungen, die zerstört wurden, sind.

Zum Schluß wird noch *Pholadomya terra-reginae* n. sp., ebenfalls der Kreideformation angehörig, beschrieben. **Joh. Böhm.**

W. Anderson: The Upper Cretaceous rocks of Natal and Zululand. (Third and final Report Geol. Survey Natal and Zululand. 1907. 47—64.)

Nachdem die Geologische Landesanstalt von Natal und Zululand nach dreijährigem Bestande aufgelöst worden, gibt ihr verdienstvoller Leiter in vorliegendem Aufsatze eine Übersicht über die Erfunde in den Kreideablagerungen, deren Feststellung und Ausbeute die geologische und paläontologische Wissenschaft großenteils seiner rastlosen Tätigkeit verdankt. Eine Reihe wertvoller Monographien über die in jenen Ablagerungen enthaltenen Faunen sind, nachdem bereits eine im zweiten Bande der Anstalt veröffentlicht wurde, unten referiert worden.

In der Kapkolonie ist die untere Kreideformation als Uitenhage Series von Port Elizabet und dem Becken des Sunday River bekannt und tritt die obere Kreide im Pondoland zutage; Baily (1855), Griesbach (1871) und Woods (1906) haben den fossilen Inhalt der letzteren einer sorgfältigen Bearbeitung unterzogen.

In Natal erscheint das Senon von der Mündung des Umhlengeni bis zu der des Umpenyati mit schwachem Einfallen gegen Süden hin in Gestalt

von wechsellagernden kalkigen Schiefern, Konglomeraten und sandigen Kalksteinen. Die Konglomerate verschwinden gegen den Umpenyati hin, und hier sind die Ammoniten häufig. Zwar sind die unteren Schichten fossilreicher als die oberen; eine Gliederung erscheint jedoch undurchführbar. Petrographisch und paläontologisch stimmen sie mit denen des Pondolandes überein. An der Mündung des Boboi zwischen dem Umpenyati und Umtavoona liegen sedimentäre Gesteine diskordant auf Granit, sie gehören wahrscheinlich demselben Horizont wie die am Umpenyati an.

In einer Bohrung am Bluff (Durban) wurden zwischen Granit und 300 m mächtigen kalkigen Sandsteinen von wahrscheinlich tertiärem Alter Kreideschichten von ebenfalls 300 m Mächtigkeit festgestellt.

Im Zululande kommen Ablagerungen der Kreideformation nur in kleinen Aufschlüssen und in weiten Abständen vor. Der südlichste ist an der Umhlatugi Lagune gelegen, wo in einer Bohrung unter 90 Fuß Sand ein sandiger Kalkstein festgestellt wurde, dessen Fossilien mit denen des 20 engl. Meilen entfernten Umkwelane Hill, Isitesa Lake, an der Südseite des Umfolosi, übereinstimmen. Sichere Aufschlüsse derselben Formation treten in 40 engl. Meilen Entfernung vom Umkwelane Hill im Manuan Creek, am Einfluß des Umsinene in die False Bay, an mehreren Stellen zutage. Das Gestein ist ein tonigkalkiger feinkörniger Sandstein von bräunlicher Farbe mit spärlichen Versteinerungen. Nahe dem Zusammenfluß des Manuan und Umsinene werden 70—100 Fuß mächtige kalkigsandige Schiefer und Sandsteine von festen kalkigen Sandsteinen, die von zerbrochenen Schalen erfüllt sind, überlagert. Aus den Schiefern wittern die Fossilien heraus; Crick hat sie als solche vom Nordende der False Bay beschrieben. Aufschlüsse von Kreidegesteinen sind noch 50 Meilen landeinwärts bei Crossly's store am Südende der Lebombo Range bekannt.

Ferner dürfte ein Teil der nach Erskine zwischen der Lucia Bay und dem Zambesi zutage tretenden Kalksteine und sandigen Schichten der oberen Kreideformation angehören. Von der Delagoa-Bai hat neuerdings Kilian das Vorkommen von Aptien angegeben. **Joh. Böhm.**

Tertiärformation.

H. Menzel: Tertiär und Tektonik im Norden von Hildesheim. (Festschr. A. v. Koenen gewidm. Stuttgart 1907. 175.)

Nach kurzer Schilderung der Triassättel bei Hildesheim und Hotteln—Wehmingen, der Kreide bei Sarstedt und des Tertiärs bei Gödringen wird auf Grund der Ergebnisse der neueren Kalibohrungen gezeigt, daß die Ostflügel der Triassättel Hotteln—Wehmingen und Marienrode—Giesen den Westrand einer großen Mulde bilden, daß in den Gemarkungen von Ahrbergen, Sarstedt (Süd), Bareten, Rössing und Groß-Giesen unter dem Diluvium und Tertiär fast stets Gips und Anhydrit, dann Steinsalz mit Kalisalzen folgen bis zu einer Verwerfung, die von den Giesener Bergen

nach Bareten verläuft, und im Norden eine solche, die südlich von Sarstedt nach Osten verläuft.

Die Tertiärschichten liegen aber unmittelbar auf Zechsteinbildungen oder Buntsandstein oder selbst auf Kreide, allerdings stellenweise stark gestört, und enthalten vielfach Gerölle von Buntsandstein und Muschelkalk neben Milchquarz, Kieselschiefer und Grauwackestückchen, sowie Toneisenstein; sie liegen auf Abrasionsflächen älterer Schichten, die durch vor-oligocäne Störungen stark disloziert worden sind. **von Koenen.**

W. Schottler: Über einige Bohrlöcher im Tertiär bei Lich in Oberhessen. (Notizbl. d. Ver. f. Erdkunde u. d. geol. Landesanst. zu Darmstadt. 4. Heft 26. 49.)

Es werden die Profile von 6 Bohrlöchern bei Lich mitgeteilt, welche z. T. unter dem Lößlehm bis zu einer Tiefe von 76 m verschiedene Decken von basischem und saurem Basalt und Basalttuffe durchteuft haben, dann „jüngeres Tertiär", bunte Tone mit Basalttuffen, ferner Cyrenenmergel, oben tonig mit Braunkohlen, unten sandig, und endlich Rupelton, kalkarm, z. T. reich an Foraminiferen, von welchen 17 Arten angeführt werden.

von Koenen.

F. Hornstein: Neues vom Kasseler Tertiär. (Monatsber. d. deutsch. geol. Ges. 1906. 4. 114.)

Am Königstor in Kassel ist in zwei Baugruben marines Oberoligocän neben Basaltkonglomerat resp. zwischen Röt und Diluvium gefunden worden, und es wird eine Liste von 44 Arten Fossilien daraus mitgeteilt, der Basalttuff näher beschrieben, der kugelig-schalige Absonderungen enthält. Endlich wird das Vorkommen von *Pholadomya Puschi* und *Aporrhaïs speciosa* im Rupelton bei Kaufungen und von *Vaginella depressa*-Steinkernen im Oberoligocän erwähnt. **von Koenen.**

M. Blanckenhorn: Oberpliocän mit *Mastodon arvernensis* auf Blatt Ostheim v. d. Rhön. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. f. 1901. Berlin 1902. 364—371.)

In dieser kurzen, aber wichtigen Notiz werden Zähne von *Mastodon* besprochen, welche in den sogen. Ostheimer Sanden sich gefunden haben und nach den Bestimmungen H. Schröder's zu *M. arvernensis* gehören. Die nunmehr als Pliocän erkannten Sande unterlagern die diluvialen Kiesschotter der Gegend in ziemlicher Mächtigkeit (sichtbar 7—9 m). Auch die Sande und Tone von Willmars (bisher fossilleer) dürften hierher gehören. Die Vertiefung der Täler reicht hier weit ins Pliocän zurück.

E. Koken.

G. Fliegel: Pliocäne Quarzschotter in der niederrheinischen Bucht. (Jahrb. k. preuß. geol. Landesanst. f. 1907. **28.** (1.) 92.)

In der niederrheinischen Bucht wurde die Ablagerung der großen Schottermassen der „diluvialen Hauptterrasse" dadurch begünstigt, daß in dem großen Senkungsfelde noch Schollenbewegungen stattfanden. Darunter, aber über den untermiocänen Braunkohlen liegen die bekannten weißen Quarzschotter und Sande von Duisdorf, deren Alter und Verbreitung auf den Höhen durch E. Kaiser dargelegt wurde. In der niederrheinischen Bucht fehlt ihnen jede Beimengung von Basalt, Grauwacke etc., sowie von Glimmer, der in den Braunkohlensanden verbreitet ist. Es herrscht bald weißer Sand, bald Kies vor, dessen Gerölle nur gerundete Kanten haben. Die verkieselten Fossilien, in den Sanden nur in kleinen Bruchstücken, stammen wohl großenteils aus Schichten des Oxford, ein *Quenstedticeras Mariae* aber aus dem oberen Kelloway. In Verbindung mit dem Schotter treten Tone mit Toneisenstein und Pflanzenresten auf (*Acer*, *Populus*, *Fagus*, *Laurus*, *Castanea* etc.).

Weiter wird dann die Verbreitung, Höhenlage und Schichtenfolge der Schichten geschildert und auf einem Kärtchen dargestellt, dann ihre Entwicklung am Gebirgsrande und in der Mitte der niederrheinischen Bucht, die Herkunft des Materials und endlich das Alter als Pliocän, wie schon durch E. Kaiser nachgewiesen wurde. **von Koenen.**

Erich Kaiser: Pliocäne Quarzschotter im Rheingebiet zwischen Mosel und Niederrheinische Bucht. (Jahrb. k. preuß. geol. Landesanst. f. 1907. **28.** (1.) 57.)

Auf den Hochflächen des Schiefergebirges auf beiden Seiten des Rheintales finden sich zahlreiche größere oder kleinere Lager von Quarzgeröllen und Sanden ohne Fossilien, z. T. durch Kieselsäure etc. verkittet. Die meist weißen Quarzgerölle rühren von Stengelquarzen her, dazu kommen aber noch Lyditgeschiebe, welche sich von den Kieselschiefergeröllen meist durch das Fehlen von Quarzadern unterscheiden, und mit diesen stets „Oolithe" von Chalcedon, entstanden durch Verkieselung von Kalk, ferner nicht selten Hornstein und Achat.

Die Kieseloolithschotter in der Moselgegend bis Bonn sind gröber, die auf dem Vorgebirge und in der niederrheinischen Bucht meist recht feinkörnigen enthalten dann abgerollte Fossilien, seltener oberhalb Bonn etc. Bis in die Gegend von Remagen bilden diese Schotter eine Terrasse, welche bei Linz 205—240 m hoch liegt, bei Bassenheim 300—320 m hoch, und sinken bei Remagen unter die diluvialen Schotter der Hauptterrasse hinab, bedecken aber die untermiocänen Braunkohlenbildungen und zeigen auch einzelne tektonische Störungen. Eine Reihe einzelner Vorkommen wird beschrieben.

Zum Pliocän gehören auch weiße Quarzschotterlager im unteren Ahrtale, welche bei 210 m Höhe liegen und außer Milchquarz gerollte

Quarzkristalle, Basalt, Grauwacken und Quarzite des benachbarten Unterdevon enthalten.

Die SO.—NW.- und S.—N.-Störungen, welche die Lagerung und Erhaltung der älteren Schotter und Braunkohlenbildungen, häufig in Gräben, bedingen, gehören der oberen Miocänzeit an, während die Kieseloolithschotter deutliche Flußterrassen eines pliocänen Flusses sind und Geschiebe lokaler Herkunft enthalten, auch über den Basalten liegen. Sie enthalten fast einfarbiges helles Material, die diluvialen Hauptterrassenschotter dagegen ein sehr buntes, auch haben diese talabwärts eine viel gleichmäßigere Neigung.

Es wird dann die Herkunft der Kieseloolithschotter besprochen, ihr Verhältnis zu ähnlichen Bildungen an der Maas etc. Ähnliche Gesteine finden sich auch in den Dinotheriensanden des Mainzer Beckens. Die gerollten Fossilien entstammen dem Terrain à chailles der Schweiz und sind vollständig entkalkt, ebenso wie die Schotter.

[Vergleichbar wären immerhin auch die hellen Schotter und Sande, welche in Verbindung mit Lehmen, mit *Mastodon* etc. im Fulda-Gebiet bei Fulda und Hersfeld und auch sonst in größerer Verbreitung auftreten. Ref.] **von Koenen.**

C. Gagel: Über das Alter und die Lagerungsverhältnisse des Schwarzenbecker Tertiärs. (Jahrb. k. preuß. geol. Landesanst. 1906. **27**. (3.) 392.)

Die untereocänen Tone von Hemmoor enthalten, ebenso wie die von Schwarzenbeck und Boesbank Gesteine neben harten, blauen und violetten Schichten, und harten grauen Geoden und Phosphoriten auch Lagen von Basalttuffen, welche stets von unten nach oben immer feinkörniger werden und den im Diluvium Schleswig-Holsteins, Pommerns und der Mark vorkommenden Geschieben ganz gleichen. Zwischen den Tufflagen fand sich aber *Lamna elegans* und *Fusus* cf. *trilineatus* Sow., und der Ton von Schwarzenbeck liegt als Geschiebe auf oberem Geschiebemergel. Eine grüne kieselige Bank ist sehr ähnlich Gesteinen, die bei Heiligenhafen etc. beobachtet worden und mindestens teilweise für oberste Kreide gehalten worden sind (die dänischen „Grünsande“ hat Ref. seinerzeit zum Paleocän gestellt). **von Koenen.**

Gagel: Über das Vorkommen des Untereocäns (Londonton) in der Uckermark und in Vorpommern. (Monatsber. deutsch. geol. Ges. 1906. 11.)

Die Tone von Hemmoor und Schwarzenbeck zeichnen sich aus durch vielfach wechselnde bunte Färbungen in rot, braun, violett, blau, grün, gelb etc., durch Lagen von Basalttuffen, Mangel an Kalkgehalt, harte, große Toneisensteingeoden und kleine, braune Phosphoritnieren. Es wird nun gezeigt, daß sich dieselben Gesteine teilweise auf Fehmarn, bei Liepgarten, Trittau, Jatznick bei Pasewalk, Pisede bei Malchin, Strasburg (Uckermark),

Boock bei Löckenitz finden, daß dazu auch die Tone der Greifswalder Oie, vom Limfjord und Kleinen Belt, sowie der sogen. Moler gehören und vermutlich auch noch andere Vorkommnisse, so in Bohrlöchern bei Demmin und Treptow a. Tollense. Größere Verbreitung bis nach Meseritz und Freienwalde haben die Toneisensteine im Diluvium. Öfters sind die untereocänen Tone mit dem mitteloligocänen Septarienton, dem „Rupelton", verwechselt worden. **von Koenen.**

O. Schneider und F. Soenderop: Marines Mitteloligocän und ?Alt-Tertiär bei Belgard in Pommern. (Jahrb. k. preuß. geol. Landesanst. **27.** 2. 199.)

Auf Meßtischblatt Boissin treten vielfach zwischen Ristow und Zarnefanz eisenschüssige, fossilreiche, stark gestörte Sandsteine zutage neben weißem Quarzsand und Kies mit Braunkohlenschmitzen (wohl Miocän).

Bei Nassow, nördlich Belgard wurden unter 25 m Diluvium und über der Kreide (90—100 m) fette graue Tone mit *Valvatina* erbohrt, wohl Mitteloligocän. In dem Sandstein wurden außer einigen Krebsen 13 Arten Mollusken gefunden, ganz vorwiegend Bivalven, aber auch *Fusus multisulcatus*, also Mitteloligocän, ähnlich dem Stettiner Sandstein.

von Koenen.

P. Oppenheim: Über das Miocän in Oberschlesien. (Monatsber. d. deutsch. geol. Ges. 1907. 2. 43.)

Verf. beanstandet eine Anzahl der Bestimmungen von Formen aus dem Bohrloche von Lorenzdorf, welche Quaas veröffentlicht hatte (Jahrb. k. geol. Landesanst. Berlin. **27.** 2), den Ausdruck „Cerithienschichten" etc. und folgert aus einer Reihe von Bestimmungen, daß die Fauna den Grunder Schichten des Wiener Beckens entspricht, so daß in Oberschlesien zu unterscheiden wären: 1. Hornerschichten (ungenügend bekannt), 2. Schlier mit Gips und Steinsalz, 3. Grunder Schichten, brackisch, 4. Tegel und Kalk der II. Mediterranstufe, 5. Eisensteine und Braunkohlen mit *Anodonta* und *Prox furcatus*. **von Koenen.**

A. Quaas: Über eine obermiocäne Fauna aus der Tiefbohrung Lorenzdorf bei Kujau (Oberschlesien) und über die Frage des geologischen Alters der „subsudetischen" Braunkohlenformation in Oberschlesien. (Jahrb. k. preuß. geol. Landesanst. **27.** 2. 189.)

Aus Tegelschichten eines Bohrloches bei Lorenzdorf von 200 m an, besonders von 374—396 m Tiefe stammen Fossilien, von denen 32 Arten Mollusken, 3 Foraminiferen etc. aufgeführt werden. Einzelne mittelmiocäne Arten könnten den darunter erbohrten Schichten entstammen, und die ganze „halbbrackische" Fauna wird mit den „Cerithienschichten" des Wiener Beckens, den „Hernalser Tegel" parallelisiert, als Obermiocän,

aber in typisch mediterraner Ausbildung. Die darüber liegenden 180 m Quarzsande und Tone der „subsudetischen" Braunkohlenformation würden somit dem obersten Miocän oder selbst schon dem Pliocän angehören müssen. **von Koenen.**

A. Quaas: Über eine obermiocäne Fauna aus der Tiefbohrung von Przecislaw, östlich Oswiecim (Westgalizien). (Jahrb. k. preuß. geol. Landesanst. f. 1906. **27**. 2. 196.)

In 357,9—362 m Tiefe fanden sich in dem Bohrloch von Przecislaw zahlreiche Fossilien, wenn auch nur in 9 Arten, die große Übereinstimmung mit denen des Bohrloches vom Lorenzdorf zeigen und charakteristisch für das Obermiocän des Wiener Beckens sind. **von Koenen.**

J. V. Želizko: Die Tertiärablagerungen bei Wolin in Südböhmen. (Sitzungsber. d. k. böhm. Ges. d. Wiss. Prag. 1906. 5. Böhmisch.)

Verf. hat in der nächsten Umgegend von Wolin zwei bisher unbeschriebene Fundorte konstatiert, wo die Miocänablagerungen zugänglich sind. Es sind isolierte Partien des Budweis-Wittingauer Miocänbecken. Die Sedimente bestehen aus Sand und feinem Ton. Im Sande fand Verf. neben Quarzbruchstücken, kaolinisiertem Feldspat und Bruchstücken der Urschiefer, welche überhaupt aus der nahen Umgegend stammen, Stücke von Serpentinopal, Magnesit, Hornstein und Pyroxengesteinen, von denen die zwei ersten aus entfernteren Gegenden hierher geschwemmt wurden, während der ursprüngliche Standort der beiden letzteren unbekannt ist. Die erwähnten Bestandteile verwandeln sich durch ihre Zersetzung in Ton. **B. Zahálka.**

J. Slaviček: Älteres Tertiär in der Umgebung von Neutitschein. (Anzeiger des naturwiss. Klubs in Proßnitz. 1906. 12. Böhmisch.)

In der Publikation sind einige Eocänfundorte beschrieben, in denen die oberen hieroglyphischen Schichten festgestellt worden sind; es sind namentlich diese Fundorte: Klogsdorf, Liebisch, Senftleben. Bei dieser Gelegenheit löst der Autor die Frage des Ursprungs von bekannten verkieselten Spongien und Korallen, die als Geschiebe im mährischen Diluvium vorkommen. Was die verkieselten Spongien und Korallen von Liebisch anbelangt, sollen dieselben unstreitig erratisch sein und aus der nordischen Kreide stammen. Dagegen gelang es dem Autor in Klogsdorf außer im Diluvialsande verkieselte Calcispongien auch in ihrem ursprünglichen Lager zu finden; es sind die oberen hieroglyphischen Schichten, in denen sie hier vorkommen. Trotzdem ist das Alter dieser Fossilien nicht entschieden, weil die Arten, welche in Klogsdorf gefunden wurden, eher auf Kreide als auf Tertiär deuten. **B. Zahálka.**

F. Smyčka: Über Miocänablagerungen auf Devonkalksteinen bei „Čelechovská kaple“ (Rittberg) unweit Proßnitz (Mähren). (Anzeiger des naturwiss. Klubs in Proßnitz. 1906. 6. Böhmisch.)

Östlich von Čelechovic, bei „Čelechovská kaple“, in einem schmalen Tale, welches in Devonkalksteinen ausgehöhlt ist, sind Miocänschichten erhalten, die Ablagerungen eines schmalen Meerbusens vorstellen, welcher zur Miocänzeit vom Osten hierher reichte. Die Beschaffenheit der Tertiärablagerungen ist durch mehrere Bohrungen sichergestellt worden. Unter dem Diluvialtone liegt eine Schicht rötlichen tonigen Sandes mit Quarzit- und Kalksteingeröllen, durchschnittlich 2 m mächtig, unter dieser eine Schicht weißgrauen Sandes, durchschnittlich 3 m mächtig, und zu unterst folgen mergelige Tone, die schon auf den Devonkalksteinen lagern.

B. Zahálka.

O. van Ertborn: Tableau comparé de l'Échelle française et générale du groupe tertiaire avec la Légende officielle de Belgique et de la légende libre de l'auteur. (Bull. de la Soc. belge de Géol. etc. Mém. **21**. 1. 1907. 199.)

Die Monolithen von Genck und andere Vorkommnisse werden als Sandsteine des Diestien angesprochen. Nördlich vom Bolderberg liegen 50 m Sande ohne Fossilien zwischen dem Rupelton und dem Boldérien. Die grauen Tone des Asschien sind noch nicht sicher gedeutet; das Tongrien supérieur wird Hénisien benannt, das Sparnacien und Laudenien in das Paleocän versetzt. **von Koenen.**

L. Carez: Observations sur la classification du Tertiaire inférieur de l'Ariège et de la Haute-Garonne. (Compte-rendu d. Séances Soc. géol. de France. **10**. 71. 1907.)

Berichtigung einer irrigen Angabe von Doucieux, welche dieser von Roussel übernommen hatte. **von Koenen.**

A. Briquet: Sur l'Origine des Collines de Flandre. (Ann. Soc. géol. du Nort. **35**. 1906. 273.)

Es wird eine Anzahl von Verwerfungen angeführt, welche im Tertiärgebirge Flanderns auftreten und teils älter, teils jünger als das dort auftretende Pliocän sind und den Lauf der Flüsse bedingen [wie ja auch in Deutschland. Ref.]. **von Koenen.**

L. Cayeux: Structure et Origine des Grès du Tertiaire parisien. (Etudes des gîtes minéraux de la France. 1906. Résumé par H. Douxami, Ann. Soc. géol. de Nord. **35**. 357. 1906.)

In den verschiedensten Schichten des Pariser Beckens treten Sandsteine auf, teils eigentliche Quarzite, bei denen Sande durch kieselsäurehaltiges Wasser verkittet sind, teils Kalksandsteine, welche durch die Atmosphärilien umgewandelt sind, teils verkieselte Kalke, Dolomite, Gipse etc., teils Umwandlung von Kieselsäurewasser organischen Ursprungs. Mikroorganismen kommen dabei kaum in Frage. Das Material rührt großenteils von den kristallinischen Schiefern und Quarziten der Ardennen her. **von Koenen.**

Henry Douvillé: Stratigraphie des couches de Gaas. (Bull. Soc. géol. de France. (4.) 4. 7. Séances. 500.)

Bei Gaas folgen über den 8—10 m Kalk und Mergel mit *Natica crassatina* und *Euspatangus ornatus* Süßwassertone mit denselben Fossilien wie über dem Kalk von Castillon (Bordeaux) und Sandsteine mit *Nummulites Bouillei, N. vascus* und *N. intermedius* = den oberen Schichten von Biarritz, sowie *Lepidocyclina*, so daß sie zum Stampien zu stellen wären, die darunter liegenden Kalke und Mergel dagegen zum Sannoisien (Calcaire de Brie) und das Wemmelien von dem Rocher de la Vierge = dem Calcaire de St. Ouen. **von Koenen.**

Munier-Chalmas: Note sur la Zone d'Anvers (Bartonien inférieur). (Bull. Soc. géol. de France. (4.) 4. 7. Séances. 503.)

Die Oberfläche des oberen Lutétien hat in der Gegend von Anvers zahlreiche Bohrlöcher von Lithophagen und wird vom Bartonien, 7 m Sande und Sandstein mit wenig Fossilien, aber *Eutassa Duchartrei* Wat. bedeckt. Die Sandsteine werden ausgebeutet und darüber folgt der fossilreiche Sand und Kies. Die Gerölle stammen zu einem kleinen Teil aus dem Sénonien und dem Lutétien sup., ferner aus sandigem Kalk des Bartonien, der anstehend nicht bekannt ist, teilts brackisch, teils marin, und aus dem Sandstein. Von umgelagerten Fossilien finden sich außer Feuersteinkernen von Seeigeln der Kreide Formen aus allen Schichten des Eocän. Die Austern sind teils vereinzelt, mit großer Fläche aufgewachsen, teils in Gruppen, nur mit dem Wirbel aufgewachsen, wie solche noch im Bereich tiefer Ebben auftreten. Die sonstigen Arten entsprechen aber meistens größerer Meerestiefe und enthalten viele *Voluta* etc.

Es werden dann die zahlreichen Stellen angeführt, von denen die gleichen Schichten bekannt sind und ihre verschiedene Entwicklung der drei Abteilungen besprochen. **von Koenen.**

J. Boussac: Une grande Nummulite de Biarritz. (Bull. Soc. géol. de France. (4.) 4. 7. Séances. 554.)

Es wird ein großer Nummulit aus der Gruppe des *Nummulites aturicus* aus den Schichten der Villa Bruce vorgezeigt, welcher den Nachweis liefert daß dies der Horizont des *N. striatus* ist. **von Koenen.**

J. Boussac: Sur le terrain nummulitique à Biarritz et dans le Vicentin. (Bull. Soc. géol. de France. (4.) 4. 7. Séances. 555.)

Der Kalk von Byreblanque enthält *Nummulites crassus, N. complanatus, N. Brongniarti* etc., ebenso wie die Schichten von La Gourèpe und entspricht den Schichten von S. Giovanni Ilarione und dem sandigen Kalk von Pederiva (Lutétien sup.), dann folgt der Horizont des lac de Mouriscot und der Lady Bruce mit *N. aturicus* und *N. striatus* = Fandon und Ronca = Anversien, ferner die 500 m mächtigen blauen Mergel an der Côte des Basques ohne den echten *N. striatus*, sondern einer kleineren Form (*N.* cf. *contortus* Desh. bei Douvillé) und zu oberst die Schichten von Cachaou und der Perspective Miramar mit *N. vascus, N. intermedius, N. Bouillei, Spiroclypeus, Alveolina, Orthophragmina* = Ludien.

Die blauen Mergel entsprechen den Priabona-Schichten (Bartonien). Es sind wesentlich Berichtigungen der Angaben von Oppenheim, und es folgt eine Übersichtstabelle der mittleren und oberen Nummulitenbildungen in den verschiedenen Becken Frankreichs und im Vicentinischen.

von Koenen.

Quartärformation.

E. C. Andrews: Some interesting facts concerning the glaciation of south-western New Zealand. (Rep. 10. Meet. Australasian Assoc. for the Adv. of Science. Dunedin 1904. 189—205. 11 Taf.)

Verf. beschreibt die Hängetäler, die geradlinigen Talwände, die verengten Mündungen der Sunde, kurz das ganze glaziale Relief des südwestlichen Teils der Südinsel von Neuseeland, dessen Charakter in so frappantem Gegensatz zu den geomorphologischen Typen Australiens steht. Bezüglich des Alters der neuseeländischen Eiszeit steht die Ansicht Hutton's, der ihre Maximalentwicklung ins Pliocän verlegt, im Gegensatz zu derjenigen v. Lendenfeld's, v. Haast's und v. Hochstetter's, die sie für postpliocän halten. Dieser letzteren Meinung schließt sich auch Verf. an. Die Reste des Plateaus, welches das Resultat des letzten, dem jetzigen vorausgehenden Erosionszyklus darstellt, liegen heute in 6000—7000′ Höhe. Im Eocän wurden in dies Plateau tiefe Täler eingeschnitten, die z. T. mit oligocänen Ablagerungen erfüllt sind, woraus auf eine Senkung zu schließen ist. In der Eiszeit wurden die Täler zur Bahn für die Gletscher, die ihre Form wesentlich beeinflußten. Die Annahme einer postglazialen Senkung hält Verf. nicht für nötig, um die bedeutende Tiefe der Sunde zu erklären. Solange nicht mehr als $\frac{9}{10}$ des Volumens eines Gletschers unter dem Wasserspiegel liegen, wird seine korrodierende Tätigkeit dadurch, daß sein Tal von Wasser erfüllt ist, nicht beeinträchtigt.

Otto Wilckens.

G. A. Waller: Notes on recently observed evidences of glaciation on the west coast of Tasmania. (Rep. 11. Meet. Australasian Assoc. for the Adv. of Science. Dunedin 1904. 613—617. 1 Taf.)

Im Quellgebiet des Ring River treten mächtige Moränenbildungen auf. Die Straße Williamsford—Rosebery schneidet typische Grundmoränen an. Am Pieman River liegen solche Bildungen 200′ über dem jetzigen Flußniveau und 700—800′ über dem Meere. Im Gebiet des Henty River schneidet die Zechan—Strahan-Eisenbahn zahlreiche Geschiebeablagerungen wahrscheinlich glazialen Ursprungs an. Nordwestlich von Zechan, am Oonah-Hill, beobachtet man Moräne, deren Geschiebe z. T. geschrammt sind. Es handelt sich sicher um posttertiäre Ablagerungen.

Otto Wilckens.

Marie Pavlow: Selenodontes posttertiaires de la Russie. IX. Études sur l'histoire des Ongulés. (Mém. de l'Acad. imp. de Sc. de St. Pétersbourg. (8.) **20**. 1906. 1—95. 8 pl.)

Die meisten hier beschriebenen Wiederkäuerreste stammen von Tiraspol im Gouv. Cherson aus weißen und gelben Sanden, in welchen Säugetierreste nicht selten sind. Am häufigsten ist hier *Elephas meridionalis* oder *antiquus*, die übrigen Säugetierreste verteilen sich auf: *Rhinoceros* sp., *Bos primigenius* Boj., *Bison priscus* v. Mey., *Cervus* n. sp., *C. elaphus fossilis* Fisch., *C. euryceros* Ald., *Alces latifrons* Dawk.

Von Conchylien kommen in diesen Sanden vor: *Paludina diluviana, P. vivipara* var. *crassa, Unio batavus* var. *reniformis, Cyrena (Corbicula) fluminalis* und *Sphaerium solidum*. Die Ablagerung dürfte mit den Sanden von Mosbach und dem Forest bed von Cromer und Norfolk gleichalterig, also altplistocän sein.

Die hier beschriebenen Arten sind:

Alces latifrons Dawk., Geweihfragment und Unterkiefer von Tiraspol, und Geweih von Zagwodinskaia im Gouv. Tobolsk. Das Geweih unterscheidet sich von dem von *A. latifrons* und *fossilis* durch die lange Stange, die Zähne sind viel größer.

A. fossilis v. Mey., ein Schädel, Geweihe, Kiefer, Wirbel und Extremitätenknochen aus dem Torf von Métistsche im Gouv. Moskau, ein Schädel von Missa, Gouv. Kasan, ein Kiefer aus dem Gouv. Jekaterinoslawl und ein Geweih aus dem Gouv. Charkow.

A. savinus Fisch., ein Schädel von Missa a. d. Kama. Der Augensproß steht hier dicht am Rosenstock wie bei *Cervus euryceros*.

C. eurycerus Ald. (*C. giganteus* Blum., *megaceros* Hart.), zwei Schädel von Tiraspol, ein Skelett aus dem Gouv. Perm — in Jekaterinenburg aufbewahrt. Schädel und Skeletteile aus der Wolga in den Gouv. Astrachan und Kasan. Ein junger Schädel aus dem Löß des Gouv. Rjäsan.

C. verticornis Boyd Dawk., ein Schädelstück mit Geweih aus dem Löß von Geremino, Gouv. Kaluga.

Cervus n. sp., ein Geweih aus den Sanden von Tiraspol von ungewöhnlicher Größe, am ähnlichsten noch dem von *C. euryceros.*

C. elaphus fossilis Fisch. aus den Sanden von Tiraspol (*priscus* Kaup, *antiquus* Pohl.), geologisch ältere Form.

C. elaphus primigenius Kaup, Schädel von Mansurowo, Gouv. Kasan, und Geweihe aus den Gouv. Kasan, Samara und Extremitätenknochen aus der Wolga. Unterkiefer aus dem Fluß Kula im Gebiet der Lena, mit welchem Reste von Mammut und *Saiga* gefunden wurden.

C. tarandus fossilis Ow., Geweihe, Kiefer, Knochen aus dem Gouv. Samara (Schriastschewka), Kasan und Simbirsk, mit gerader dickerer und mehr abgeplatteter Stange als beim lebenden Ren.

Saiga tatarica fossilis Lart. ist in Sibirien in posttertiären Ablagerungen bis zum 72. Breitegrad vertreten, aus Rußland kennt man diese Antilope von Odessa, von Sarepta; aus dem Gouv. Kasan und aus dem Gouv. Astrachan — bei Aschtuba — hat man Schädel mit Hornzapfen, ebenso aus der Gegend von Jekaterinenburg. Von Afvitoria gora in Sibirien liegt ein Oberkiefer vor.

Bison priscus. Von dieser Art befindet sich ein schönes Skelett aus der Tura, im Gouv. Tobolsk und mehrere Schädel aus Sibirien im Museum von Tumen. Aus den Sanden von Tiraspol stammen einige Knochen, viele Schädel und Knochen besitzt die Sammlung in Kasan, teils von den Ufern der Kama, der Oleva und des Ural, teils von Alesino, Gouv. Wiatka, teils von Boltaeva, Gouv. Ufa, von Chorotschewka, Gouv. Samara, sowie aus dem Gouv. Simbirsk. Auch in dem Gouv. Moskau, Poltawa und Kasan und in Litthauen hat man Reste dieser Art gefunden, ebenso in dem Gouv. Orenburg, Perm und Rjasan und bei Tobolsk und Jekaterinenburg.

Bos primigenius Boj. ist viel seltener. In Kasan befindet sich ein Schädel aus dem Gouv. Samara, andere Schädel, in Riga aufbewahrt, stammen von Kakenhof in Livland. In Skandinavien und England ist *B. primigenius* viel häufiger als *Bison.*

Bos taurus fossilis ist vertreten durch Zähne von Tripolié und Tscholopié am Dnjepr.

Ovibos fossilis Rüt. (*Bos Pallasii* Kays., *canaliculatus* Fisch. v. Waldh.) ist im europäischen Rußland selten, aber häufig in Sibirien. Ein Schädel wurde bei Moskau gefunden, ein anderer im Distrikt Solikamsk, Gouv. Perm, zwei weitere bei Sbranky in Volhynien. Später kamen auch zwei Schädel bei Witebsk zum Vorschein. Die hier beschriebenen Reste — ein Schädel und Extremitätenknochen — stammen von den Ufern der Jena.

Die vielen Abbildungen, welche z. T. auch minder häufige Knochen darstellen, sowie das umfangreiche Literaturverzeichnis machen die Arbeit sehr wertvoll. **M. Schlosser.**

Marie Pavlow: Description des mammifères fossiles, receuillis durant l'éxpédition polaire Russe en 1900—1903. Resultats scientifiques de l'Expedition Russe en 1900—1903 sous la direction du Baron E. Toll. (Mem. de l'Acad. imp. de St. Pétersbourg. (8.) **21**. 1906. 34 p. 4 pl. Russisch. Französisches Resumé in Bull. de l'Acad. des Sciences. St. Pétersbourg 1906. 199—203.)

Die hier beschriebenen Säugetierreste stammen zum größten Teil von der Insel Kotelny, einige von den Inseln Neusibirien, Faddeewski, Stolbowoie und von der Halbinsel Bykowski.

Auf der Insel Kotelny am Ufer des Balyktasch ist die Schichtenfolge von unten nach oben:

1. Fossiles Eis.
2. Sande und Lehm mit Moosen- und Gramineenlagern.
3. Lehm mit Torf mit *Betula nana, Salix, Equus, Bison* und Mammut.
4. Lehm mit Torf mit *Salix*-Zweigen und Blättern und mit vielen Resten von *Cervus* und *Ovibos*.
5. Mergel mit *Yoldia arctica* — 30 m über den Meeresspiegel reichend.
6. Alluviale Gebilde.

Die meisten Reste verteilen sich auf *Equus caballus*, weniger zahlreich sind jene von *Bison priscus*, *Bos taurus*, *Ovibos fossilis*, *Cervus tarandus*, *C. canadensis*, *Elephas primigenius* und *Phoca*. Auch Vogelreste kommen dort vor. Von *Equus* liegen außer Extremitätenknochen auch mehrere Schädel vor, an welchen die Zähne auffallend starke Schmelzfältelung zeigen und daher denen von nordamerikanischen — *excelsus, intermedius* — und asiatischen Arten — *sivalensis, namadiscus* — ähnlich sehen. Die Anwesenheit von Hirsch neben Renn bietet nichts überraschendes, denn Hirsche kommen auch heutzutage während des Sommers in diesen Gegenden vor. Die Mammutreste befinden sich hier auf sekundärer Lagerstätte, auf der Insel Liachon dagegen direkt auf dem fossilen Eis. Fremdartig ist ein hypselodonter Zahn mit z. T. sehr großen Schmelzinseln und Zement von Kotelnij, wo auch Jungtertiär vorhanden ist. [Es scheint dies doch ein Zahnfragment von *Elephas antiquus* oder *meridionalis* zu sein. Ref.] Die übrigen Säugetierreste haben postglaziales Alter.

M. Schlosser.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

Jahr/Year: 1907

Band/Volume: 1907_2

Autor(en)/Author(s):

Artikel/Article: Diverse Berichte 1207-1301