Diverse Berichte

Geologie.

Allgemeines.

Krusch, P.: Zum Gedächtnis Felix Wahnschaffe's. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **66**. Monatsber. 65—80. 1914. 1 Porträt.)

Beyschlag, F.: Die preußische Geologische Landesanstalt, Entwicklung und Leistungen, Aufgaben und Ziele. (Zeitschr. f. prakt. Geol. **22**. 22—29. 1914.)

Treubert, F.: Erwiderung auf die gegen meine Hypothese erhobenen Einwände. (Centralbl. f. Min. etc. 1914. 241—245.)

Generalregister für das Geologische Centralblatt. Bd. 1—15. Berlin 1913.

Jahrestabellen chemischer, physikalischer und technologischer Konstanten und Zahlenwerte. **3**: Ergebnisse des Jahres 1912. Paris 1914.

Report on the progress and condition of the United States National Museum for the year ending June 30, 1913. Washington 1914. Smithsonian Inst. 201 p.

Heim, A.: Ein verbessertes Richthofen'sches „Horizontalglas". (Centralbl. f. Min. etc. 1914. 252—254. 1 Fig.)

Leiß, C.: Taschen-Universalinstrument nach Brunton. (Zeitschr. f. prakt. Geol. **22**. 16—18. 1914. 7 Fig.)

Higgins, D. F.: The Plane-Table in geologic Mapping with especial reference to graphic horizontal Control by intersection Methods. (Econ. Geol. **8**. 729—751. 1913. 66 Fig.)

Smith, W. S. Tangier: Some Graphic Methods for the solution of Geologic Problems. (Econ. Geol. **9**. 25—66. 136—152. 1914. 30 Fig.)

Dynamische Geologie.

Innere Dynamik.

Brouwer, H. A.: Over eene verhoogde werking van den Tangkoeban Prahoe in juli 1913. (Tijdschr. van het k. nederlandsch aardrijkskundig genootschap. (2.) **30**. 1913. 782—785. 2 Fig.)

— De Raoeng en zijn jongste eruptie. (Natuurk. Tijdschr. voor Ned.-Indië. **73**. 84—96. 1913.)

Tschirwinsky, P. N.: Sur la question de l'âge des eruptions volcaniques en Crimée. (Ann. géol. et min. de la Russie. **15**. 230—232. 1913.)
— Die Schlammvulkane der Halbinsel Kertsch. (Zeitschr. f. Vulkan. **1**. 2. Heft. 1914.)
— Vulkanische Aschen in tertiären und altquartären Formationen im Kaukasus. (Zeitschr. f. Vulkan. **1**. 2. Heft. 1914.)
Kranz, W.: Aufpressung und Explosion oder nur Explosion im vulkanischen Ries bei Nördlingen und im Steinheimer Becken. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **66**. Monatsber. 9—25. 1914. 3 Fig.)
Washington, H. S.: The volcanoes and rocks of Pantelleria. I.—III. (Journ. of Geol. **21**. 653—670, 683—713. 1913; **22**. 16—27. 1914.)

Äußere Dynamik.

Kaiser, E.: Die „Vergletscherung" der Neusibirischen Inseln. (Centralbl. f. Min. etc. 1914. 317—318.)
Högbom, A. G.: Über die norwegische Küstenplatform. (Bull. geol. Inst. Upsala. **12**. 41—64. 8 Fig. Upsala 1914.)
Doß, B.: Ein weiterer Erdwurf in Livland. (Dies. Jahrb. 1914. II. 52—60. 5 Fig. 1914.)
Baumgärtel, B.: Über möglicherweise bergschlagartige Erscheinungen in den Grubenbauen von Lautenthal im Oberharz. (Zeitschr. f. prakt. Geol. **22**. 38—39. 1914.)
Beger, P. J.: Eine Erscheinung von Bergschlag im Lausitzer Granit. (Zeitschr. f. prakt. Geol. **22**. 193—194. 1914.)
Leuchs, K.: Beobachtungen über fossile und rezente ägyptische Wüsten. (Geol. Rundschau. **5**. 23—47. 1914.)
Schreiber, K.: Herstellung und Abgabe von Nährgelatine zu Wasseruntersuchungen durch die k. Landesanstalt für Wasserhygiene in Berlin-Dahlem. (Zeitschr. f. prakt. Geol. **22**. 35—36. 1914.)
Waagen, L.: Die Thermalquellen der Stadt Baden in Niederösterreich. (Zeitschr. f. prakt. Geol. **22**. 84—97. 1914. 2 Fig.)
Altfeld, E.: Die physikalischen Grundlagen des intermittierenden Kohlensäuresprudels zu Namedy bei Andernach am Rhein. (Zeitschr. f. prakt. Geol. **22**. 164—170. 1914. 4 Fig.)
Forchheimer, Ph.: Hydraulik. Gr. 8. X u. 566 p. Leipzig 1914.

Radioaktivität.

Gockel, A.: Die Radioaktivität von Boden und Quellen. (Samml. Vieweg. **5**. 108 p. 10 Textbild. Braunschweig 1914.)

Petrographie.

Allgemeines.

Scheffer, W.: Das Mikroskop. (Aus Natur u. Geisteswelt. **35**. 100 p. 2. Aufl. Leipzig u. Berlin 1914.)

Schloßmacher, K.: Zur Erklärung der Becke'schen Linie. (Centralbl. f. Min. etc. 1914. 75—79. 2 Fig.)

Berek, M. und F. Jentzsch: Ein kleiner lichtstarker Monochromater, besonders für mikroskopische Beobachtungen. (Mitt. d. Leitz-Werke. **3**; Zeitschr. f. Instr.-Kunde. 1914. **34**. 47—51.)

Becher, S.: Über eine auf die Struktur des Echinodermenskelettes gegründete neue Methode zur Herstellung von polarisiertem Lichte. (Zool. Anz. **44**. 122—136. 8 Fig. 1914.)

Gesteinsbildende Mineralien.

Petrow, K.: Messung geringer Dispersionen der optischen Symmetrieachsen in monoklinen Kristallen. (Dies. Jahrb. Beil.-Bd. XXXVII. 457—494. 1 Taf. 21 Fig. 1914. Dissert. Berlin 1913.)

Brouwer, H. A.: On zonal amphiboles, in which the plane of optic axes of the margin is normal to that of the central part. (Akad. van Wetensch. Amsterdam. Proc. **16**. 1913. 275—279.)

Bauer, M.: Nephrit und Jadeit. (Handb. d. Mineralchemie. **2**. 5. 642—704. 1 Fig. Dresden-Leipzig 1914.)

Bergeat, A.: Nontronit von Gellivare (Lappland). (Centralbl. f. Min. etc. 1914. 105—108.)

Kristalline Schiefer. Metamorphose.

Daub, R.: Beiträge zur Kenntnis der Kontaktmineralien aus dem körnigen Kalke des Kaiserstuhls. Diss. Freiburg i. B. Basel 1912. 45 p.

Hugel, E.: Über den Dysanalyt von Vogtsburg im Kaiserstuhl. Diss. Freiburg i. B. 1912. 53 p.

Erdmannsdörffer, O. H.: Petrographische Untersuchungen an einigen Granit-Schieferkontakten der Pyrenäen. (Dies. Jahrb. Beil.-Bd. XXXVII. 739—765. 3 Taf. 4 Fig. 1914.)

Bautechnische Untersuchungen.

Hermann, O.: Gesteine für Architektur und Skulptur. 2. Aufl. des Anhanges aus O. Hermann: Steinbruchindustrie und Steinbruchgeologie. Berlin 1914.

Streit, F.: Die Granitindustrie des Fichtelgebirges. Ein Beitrag zur Klärung der volkswirtschaftlichen Verhältnisse im Königreich Bayern. München 1913. 116 p.

Morozewicz, J.: Der Tatragranit in bautechnischer Hinsicht. Lemberg 1914. 19 p. 2 Taf.

Kosmann, B.: Die Verbreitung der nutzbaren Kalksteine im nördlichen Deutschland. Berlin 1913. 363 p.

— Kalk für Kalksandsteine. (Tonindustriezeitung. 1914. No. 63, 64.)

Europa.

a) Skandinavien.

Quensel, P.: The Alkaline Rocks of Almunge. (Bull. Geol. Inst. Upsala. **12**. 129—200. 12 Taf. Upsala 1914.)

Kalb, G.: Petrographische Untersuchungen am Granit von Bornholm. Dissert. Greifswald. 8 Taf. 1 Fig. 48 p. 1914. (Mitt. d. Naturwissenschaftl. Ver. f. Neuvorpommern u. Rügen in Greifswald. **45**. 1913.)

---

b) Rußland.

Sustschinsky, P. P.: Über einen Graniteinschluß im Andesit beim Dorf Karakuba, Kreis Mariupol, Gouv. Ekaterinoslaw. (Ann. de l'inst. polyt. Novotcherkassk. 1914. **3**. (1.) 2. 16 p. 1 Taf.)

Arschinow, W. W.: On löwigite and other minerals from near Mt. Kinjal in the district of the Piatigorsk mineral springs in the Caucasus. Moskau 1913. 11 p. Petr. Inst. Lithogaea.

— On inclusions of anthraxolite (anthracite) in igneous rocks of Crimea. Moskau 1914. 15 p. Petr. Inst. Lithogaea.

Visont, C.: On the fluidal texture of some dike rocks from the neighbourhood of the granite stock of Turgojak in the Slatoust mining district of the Ural mountains. Moskau 1914. 14 p. Petr. Inst. Lithogaea.

---

c) Deutsches Reich.

Brauns, R.: Skapolithführende Auswürflinge aus dem Laacher Seegebiet. (Verh. Naturf. Ges. 1913. **2**. 592—594.)

Nacken, R.: Über die chemische Zusammensetzung des Syenits aus dem Plauenschen Grunde bei Dresden. (Centralbl. f. Min. etc. 1914. 183—185.)

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

Weinschenk, E.: Bodenmais—Passau. Petrographische Exkursionen im bayrischen Wald. 2. Aufl. 71 p. 6 Taf. 47 Fig. München 1914.

Ochotzky, H. und B. Sandkühler: Zur Frage der Entstehung des Pfahls im bayrischen Wald. (Centralbl. f. Min. etc. 1914. 191—192.)

Pietzsch, K.: Über das geologische Alter der dichten Gneise des sächsischen Erzgebirges. (Centralbl. f. Min. etc. 1914. 202—211, 225—241. 5 Fig.)
— Tektonische Probleme in Sachsen. (Geol. Rundschau. **5**. 161—174. 1914. 2 Fig.)
Zenetti, P.: Die Entstehung der schwäbisch-bayrischen Hochebene. Rede beim Antritt des Rektorates des k. bayr. Lyzeums Dillingen. 23 p. München 1914.

i) Schweiz. Alpen.

Gutzwiller, E.: Zwei besondere Typen von Injektionsgneisen aus dem Tessin. (Centralbl. f. Min. etc. 1914. 329—334.)

k) Österreich-Ungarn.

K. H. Scheumann: Petrographische Untersuchungen an Gesteinen des Polzengebietes in Nordböhmen. Insbesondere über die Spaltungsserie der Polzenit—Trachydolerit—Phonolith-Reihe. (Abh. k. sächs. Ges. d. Wiss. **32**. No. 7. 607—776. 34 Textfig. 1913.)

Die Arbeit wird eingeleitet durch eine geographische Übersicht des Polzengebietes (zwischen böhm. Mittelgebirge und Jeschken), der ein geologisch-tektonischer Teil folgt. Das Gebiet ist ein an Brüchen reicher Teil der sächsisch-böhmischen Quaderplatte, die hier von zahlreichen vulkanischen Tuffröhren und Gängen durchsetzt ist. Im Norden herrschen Phonolithkuppen vor, im Süden und Osten Basaltnecks und Gänge in Schwärmen und Zügen von vorherrschend SW.—NO.-Richtung, die mit ebenso streichenden Verwerfungen in Zusammenhang stehen.

Die Kreide des Gebietes gliedert sich in:

1. Untersenon = Emscher			Quadersandstein.
2. Ober-	Turon	*Cuvieri*- u. Skaphitenzone	Mergel.
3. Mittel-		*Brongniarti*-Zone	Quadersandstein.

Die Gesteine der Kreide sind ausführlich beschrieben: es sind in der *Brongniarti*-Stufe Sandsteine und Kalksandsteine, in der *Cuvieri*-Zone Tonmergel mit Sphärosiderit-, Pyrit- und Kalkkonkretionen und Kalksandsteine; in der Übergangszone zum Emscher herrscht ein Wechsel von Mergel und Sand. Der Emscher besteht aus kalkfreiem Quadersandstein, er ist auf das im Norden des Gebietes gelegene Senkungsfeld beschränkt. Alle Stufen haben die Tendenz, in N.- und NW.-Richtung in rein sandige Fazies überzugehen. Analysen von Sandsteinen (2), Tonmergeln (2) und Kalkkonkretionen (2) vervollständigen die Beschreibung.

Von den eruptiven Gesteinen schließt sich ein Teil räumlich und petrographisch an das Böhmische Mittelgebirge an, die basaltischen Bühlvulkane nördlich von Böhmisch-Leipa. Sie bauen sich auf aus Basalt-

tuffen mit Gängen, Adern, Stielen von festem Basalt. Decken, wie im benachbarten Mittelgebirge fehlen ganz. Auch die Tuffe sind keine subaerischen Oberflächengesteine, sondern stecken in Röhren: Tuffnecks. Ihre Anordnung zeigt keine Abhängigkeit von tektonischen Linien.

Die einzelnen Gruppen von Tuff- und Basaltnecks erfahren eine ausführliche Einzelbeschreibung. Petrographisch lassen sich in ihnen unterscheiden:

1. Nephelinbasalte.

2. Trachybasalte. Unter diesem Namen versteht Verf. basaltoide, nicht gabbroide Gesteine aus basischem Plagioklas, Augit, Olivin, Magnetit, mit geringen Mengen von Nephelin oder Rhönit, also das, was Rosenbusch als „Trachydolerite im engeren Sinne" bezeichnet. Zu unterscheiden sind augit- und feldspatreiche Typen.

3. Andesitische Trachydolerite.

4. Camptonite, z. T. mondhaldeitisch.

Die zweite Hauptgruppe eruptiver Gesteine tritt ausschließlich in Gangform auf. Es ist ein ganzes Gangsystem, das in SW.—NO.-Richtung auf einer Erstreckung von 30 km nachgewiesen ist. Femische Gesteine überwiegen im Norden und Osten des Gebietes (schmale Gänge mit „Teufelsmauer"-artiger Herauswitterung); salische nehmen die Mitte und den Südteil ein und bilden mehr plumpe, z. T. stockförmige Gänge. Kontaktwirkungen sind gering (Verkieselung, Vererzung). Das Alter der Gänge ist z. T. geringer als das der Necks, die sie an einzelnen Stellen durchsetzen, ihre Bildung ist ein einheitlicher Vorgang.

Die zahlreichen Gänge lassen sich zu lokalen Gruppen zusammenfassen, die im einzelnen ausführlich besprochen werden.

Die Ausfüllungsmasse der Gänge wird von Gesteinen gebildet, die einer sehr vollständigen Serie angehören; diese verläuft von trachytoiden Phonolithen über Hauynphonolithe, Trachydolerite, Biotit-Hauynbasalte, Melilithnephelinbasalte zu einem ultrabasischen melilithreichen Gestein, das den Namen Polzenit erhält. Diese Gesteine verdanken ihre ganze Mannigfaltigkeit einem Differentiationsvorgang, der, zeitlich fortschreitend, nacheinander die verschiedenen Typen schuf. Parallel mit diesem Vorgang verlief die Bildung der varistisch gerichteten Spalten, die, als intermittierender Vorgang, Querschnitte durch den jeweiligen Zustand des Magmas lieferte und der Beobachtung zugänglich machte. [Direkte geologische Beweise für diese Periodizität der Spaltenbildung sind allerdings nicht gegeben.]

Der petrographische Charakter dieser Gesteinsgruppe bietet manches Eigenartige.

Die Polzenite sind Übergangstypen zu alkaliperidotitischen Gesteinen, porphyrische bis doleritisch-körnige, graulichschwarze Gesteine ohne Augit und Feldspat, die als Hauptgemengteile Olivin, Melilith, Biotit oder Phlogopit, Magnetit, Hauyn, Nephelin mit etwas Chromit und Perowskit führen. Von den Alnöiten unterscheiden sie sich, abgesehen von der geologischen Position, durch ihren Mangel an Pyroxen und den konstanten Hauyngehalt. Der Olivingehalt kann $> 50\,\%$ werden und ist z. T. sicher intratellurischer Entstehung. Nicht ganz sicher ist das Vorkommen von Monticellit.

Es lassen sich mehrere Varietäten unterscheiden, u. a. solche mit spärlichem Augitgehalt. Einschmelzung von Sandstein kann den Gesteinscharakter sehr verändern.

Zunächst verwandt sind den Polzeniten olivinreiche Melilith-Nephelin- und Nephelinbasalte, auch die Glimmerhauynbasalte gehören noch zu den basischen Gliedern der Reihe.

Intermediär sind basaltoide Hauyntrachydolerite und phonolithoide Trachydolerite; auch Gauteit. Salisch sind: trachydoleritische und nephelinitoide Hauynphonolithe.

Die chemischen Verhältnisse der Gesteinsreihe ergeben sich aus nebenstehenden Analysen.

Die enge Zusammengehörigkeit der Gesteine ergibt sich nicht so sehr aus den Analysen (die zur Annahme zweier sehr benachbarter Reihen führen), als aus dem geologischen Verhalten (s. o.) und bestimmten gemeinsamen mineralogischen Eigentümlichkeiten, z. B. Hauynführung, Melilithgehalt u. a., wodurch sie sich von ihrer Umgebung unterscheiden. Das Stammagma besaß trachydoleritischen Charakter, der sich nicht nur in den intermediären Typen des Gebietes, sondern auch in den Grenzformen wieder findet; es mag Ähnlichkeit mit dem tephritisch-trachydoleritischen Stammagma des Mittelgebirges haben.

Aus diesem Magma spalteten sich die einzelnen Teile zu verschiedenen Zeiten ab; die Spaltungsfolge geht in bekannter Weise der Kristallisationsfolge parallel; der Vorgang ist der einer Kristallisationsdifferenzierung von außen nach innen infolge von Abkühlung.

Diese lieferte durch intratellurische Kristallisation der basischen Bestandteile zunächst das Polzenitmagma. Das Restmagma, reicher an SiO_2, vermag schon Augit an Stelle von Melilith zu bilden (Basalt-Trachydolerite), die Tendenz der weiteren Ausscheidung der basischeren Gemengteile führt zu den Phonolithen und würde schließlich die Bildung von Trachyten zur Folge haben. Es stehen dabei also stets zwei Magmenserien in einer gewissen Beziehung, die eine abgetrennt, die andere zurückbleibend. Die Kristallisationsbahn des Magmas entspricht dem von Becke für die Verhältnisse des Mittelgebirges angegebenen Schema (Min.-petrogr. Mitt. **22**. p. 241). Verf. nennt eine derartige Spaltungsreihe pexitrop. **O. H. Erdmannsdörffer.**

Mohr, H.: Geologie der Wechselbahn (insbesondere des großen Hartberg-Tunnels). (Denkschr. Akad. d. Wiss. Math.-naturw. Kl. Wien. **82**. 58 p. 1 geol. Karte. 7 Taf. 7 Fig. 1913.)

Mauritz, B.: Zwei neue Gemengteile im Syenite von Ditró. (Földtani Közlöny. **43**. 124—127. 1913.)

— Die trachytischen Gesteine des Fruska-Goragebirges in Slavonien. (Földtani Közlöny. **43**. 367—370. 1913.)

— Die Eruptivgesteine des Mecsek-Gebirges (Komitat Baranya). (Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ungar. geol. Reichsanst. **21**. 171—213. 1 Karte. Übertrag. a. d. ungar. Original.)

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.
SiO_2	58,41	57,94	50,10	54,71	50,61	50,80	47,76	44,69	44,50	43,62	38,57	37,14	35,65	30,05
TiO_2	Sp.	0,21	1,14	0,73	0,19	0,15	0,98	1,00	0,76	1,02	1,30	1,64	1,74	1,62
Al_2O_3	21,09	20,83	19,90	19,42	19,36	20,41	18,93	16,18	15,97	15,45	15,69	12,20	13,24	9,64
Fe_2O_3	1,52	1,60	4,02	3,21	5,28	3,13	3,34	4,88	5,22	4,94	8,60	4,73	6,68	2,12
FeO	0,92	1,38	1,98	1,50	3,07	5,36	5,18	6,93	6,99	6,65	9,09	7,74	7,64	9,10
MnO	Sp.	0,21	0,38	0,42	0,61	0,70	0,50	0,22	n. best.	0,40	0,24	0,22	0,29	0,99
MgO	0,21	0,31	0,90	2,08	2,29	2,48	4,80	6,52	7,31	7,56	8,62	15,88	14,38	16,15
CaO	1,32	1,72	4,04	4,45	6,39	6,40	7,45	10,41	9,60	9,63	9,29	12,78	13,17	17,65
Na_2O	7,07	6,92	8,61	4,53	5,36	3,44	5,87	3,58	3,62	3,91	5,10	3,50	3,64	2,91
K_2O	5,83	5,94	5,94	6,47	2,91	2,95	3,29	2,66	2,85	2,54	1,81	1,59	1,77	1,94
H_2O	2,82	2,28	2,07	2,62	2,45	—	1,01	2,41	—	2,25	0,93	1,26	1,02	3,72
P_2O_5	0,24	0,48	0,63	0,32	1,06	Sp.	0,52	0,56	0,63	0,83	0,47	0,47	0,86	0,91
SO_3	—	0,20	0,94	—	Sp.	—	0,42	0,33	0,52	0,32	—	0,23	0,23	0,56
CO_2	Sp.	Sp.	Sp.	0,53	0,78	—	—	0,49	—	0,75	0,12	1,08	0,47	3,58
Cl	—	—	Sp.	Sp.	0,08	0,08	Sp.	—	—	Sp.	—	—	0,03	Sp.
Glühverlust	—	—	—	—	—	2,67	—	—	3,10	—	—	—	—	—
	99,43	100,02	100,65	100,99	100,40	98,57	100,05	100,89	101,07	99,87	99,83	100,46	100,81	100,94

1. Trachytoider Phonolith, Typ. Münzberg I.
2. „ „ „ „ II.
3. Hauyn-Phonolith, Typ. Tachaberg.
4. Gauteit, Typ. Pihlberg I.
5. Sodalith-Trachydolerit, Typ. Pihlberg II.
6. „ dunkel, Typ. Pihlberg III.
7. Hauyn-Trachydolerit, Typ. Schauhübel.
8. Biotit-Hauynbasalt, Typ. Wesseln I.
9. „ „ „ II.
10. „ „ „ III.
11. Melilith-Nephelinbasalt, Typ. Budikov.
12. Polzenit, Typ. Modlibov I.
13. „ „ „ II.
14. „ „ Kleinhaida—Schwojka.

I) Balkan-Halbinsel.

G. Bontschew: Beitrag zur Petrographie und Mineralogie des Rilogebirges. (Zeitschr. d. bulgar. Akad. **2**. 176 p. 1 petrogr. Skizze. 2 Taf. Mikrophot. 1 Fig. 9 Landsch. Bulgar. m. deutsch. Ausz. Sophia 1912.)

Das Rilogebirge war bis jetzt in petrographischer wie in mineralogischer Hinsicht nicht erforscht. Die Erforschungen über die Geologie desselben enthalten auch einige spärliche Angaben über dessen Petrographie und Mineralogie. Das Rilogebirge, obwohl durch seine Höhe und seine massive Gestalt ein bedeutendes Alpenzentrum für Bulgarien und Balkaninsel, ist jedoch auch in geologischer Hinsicht noch nicht gründlich erforscht. Die Angaben über dessen Geologie, Petrographie und Mineralogie sind das Ergebnis einer wissenschaftlichen Forschungsreise von Samokov durch das Rilokloster bis zum Dorf Rilo und dem Flusse Struma und von Samokov durch den Sattel von Klisura bis Dupnica und Struma.

Das Rilo ist archäischen Ursprungs. Es besteht am meisten aus Granit und Gneisen, und zwar in seiner östlichen Hälfte mehr aus Granit, in der westlichen aber sind die Gneise vorherrschend. Außer dem Granit sind auch einige andere massige Gesteine wie Diorit bei Dupnica und dem Dorfe Rilo; Peridotite zwischen Čanak-Giol und den Urdina-Seen, ferner bei Carnej, östlich von Rilokloster, dann Quarzporphyr südlich von Dupnica und Porphyrite in den Schiefern des Klisurapasses und im Granit von Bistrica und Mermero in Form von dünnen Adern verbreitet.

Außerdem finden sich im Granit und in den benachbarten Schiefern auch viele pegmatitische und aplitische Adern.

Von den kristallinischen Schiefern haben Amphibolite und amphibolitische Schiefer die größte Verbreitung, und zwar in der Umgebung von Edigiol, Ostrogangipfel usw. Nach ihnen folgen Glimmerschiefer, Chloritschiefer, Graphitschiefer, Serpentin und körnige Kalksteine, jedoch in verschiedenen Richtungen zerstreut.

Der Gneis tritt in verschiedenen Varietäten auf, von denen Biotitgneis die größte Verbreitung hat.

Der Granit (den Granitit ausgenommen) und die anderen massigen Gesteine sind jünger als der Gneis und unter ihrem Einfluß hat sich derselbe bedeutend verändert. Diesen Einfluß des Granites auf den Gneis und auch auf die anderen Schiefer kann man am besten in Beliuluk (östlich von Rilokloster), Mermero, Edigiol, Bazardere und östlich von Popova-Šopka bemerken.

Durch diesen eruptiven Prozeß des Granites haben die kristallinen Schiefer ihre Zusammensetzung und Struktur bedeutend verändert. Amphibolite, Amphibolitschiefer, wie auch einige Gneise, zeigen deutlich an, daß sie anfangs keine typischen Schiefer waren, sondern daß sie als metamorphische Produkte aus den Dioriten, Gabbro und Graniten unter der Wirkung der tektonischen Prozesse entstanden sind. Es gibt aber unter ihnen auch solche, bei denen ihr sedimentärer Ursprung deutlich genug bemerkbar ist. Dieser Umstand führt zu der Ansicht, daß alle Gesteine des Rilogebirges nicht eine und dieselbe ältere archäische Abstammung haben, sondern daß man unter ihnen auch jüngere

archäische und sogar paläozoische metamorphische Gesteine (südlich von Govedarci, nördlich von den Dörfern Beli-Isker und Bania, Ovčarci, Risilovo) finden kann.

Das Rilogebirge hat von seiner Entstehung bis heute seinen kontinentalen Charakter bewahrt. Nur einige Teile desselben sind später unter das Wasser gekommen; deswegen kann man jetzt auf denselben mechanische Sedimente aufgeschichtet sehen. Diese kleinen Veränderungen haben Ende Tertiärs und im Quarternär stattgefunden.

Das Gebirge in dieser Gestalt und von Anfang an hoch genug (mittlere Höhe 1478 m), war ungeheuren Erosionen ausgesetzt, welche tiefe Einschnitte in Form von steilen Tälern hinterlassen haben.

Das Rilogebirge ist weder in älteren noch in jungen geologischen Perioden vulkanisch tätig gewesen. Die aplitischen, noch mehr die pegmatitischen Adern sind postvulkanische Produkte der intrusiven Graniteruptionen. Dünne Adern, die man hie und da bemerken kann, stammen von einer jüngeren Art der Eruptivgesteine, und zwar von Porphyriten, von Quarzporphyr; sie sind unbedeutend und stellen eine Art Apophysen vor.

Das Rilogebirge, einfach in geologischer Beziehung, zeigt eine Einfachheit auch in petrographischer und mineralogischer Hinsicht. Das petrographische Material, aus dem das Gebirge gebildet ist, hat große Flächenverbreitung, jedoch unbedeutende Mannigfaltigkeit. Das Material besteht nämlich aus den drei Hauptgesteinstypen: massige Gesteine, kristalline Schiefer und Sedimente. Folgende Gesteinsarten und Varietäten sind im Rilogebirge gefunden:

A. Massige Gesteine. 1. Granit, mit der körnigen, porphyrischen und halbschieferigen Struktur. Seine mineralogische Zusammensetzung ist folgende: Quarz, Orthoklas, Oligoklas, Biotit, Muscovit, Granat, Zirkon und Chlorit als Umwandlungsprodukt aus Biotit (Granit von Kirilova poljana, Kriva rijeka, Kobilino branišče). Neben erwähnten Mineralen erscheint noch Amphibol, Pyroxen, Zoisit, Epidot, Titanit, Apatit, Magnetit und Calcit (Granit von Bijeli uluk). Spez. Gew. 2,628 (Granit von Mermero 2,582). Unter I. findet man die chemische Analyse eines Granits von der Umgebung Pazar-dere.

2. Diorit ist als gemeiner (Dupnica), halbschieferiger und Gabbrodiorit entwickelt. Jener von Dupnica besteht aus Oligoklas und Amphibol (als Hauptbestandteile), dann aus Biotit, Apatit, Magnetit, Chlorit und Epidot. Diorit vom Dorfe Rilo besteht aus denselben Mineralien, außerdem aber noch aus Ilmenit und Titanit. Spez. Gew. = 2,916.

3. Quarzporphyr erscheint gangförmig an zwei Stellen im Rilogebirge, und zwar oberhalb Dupnica (Mineralbestandteile: Orthoklas, Plagioklas, Biotit umgewandelt in Chlorit, Quarz, Magnetit, Muscovit, Kaolin, Zirkon und Apatit; spez. Gew. 2,561), dann vom Gipfel der Dispejska planina (Mineralhauptbestandteile: Quarz, Orthoklas und Biotit mit Umwandlung in Chlorit. Spez. Gew. = 2,596).

4. Hornblendeporphyrit ist nach seinem Habitus dem Hornblendeandesit ähnlich. Als dünne Gänge erscheint er im kristallinen Schiefer. Als

Mineralbestandteile treten Hornblende, Feldspat und Quarz vor. Spez. Gew. = 2,826.

5. Peridotite mit körniger und halbporphyrischer Struktur; Mineralbestandteile: Olivin, Enstatit, Talk, Chlorit, schwarze Erzminerale (Magnetit, Chromit, Ilmenit), Antigorit und Hydroanthophyllit. Spez. Gew. = 2,85—2,913. Chemische Analyse siehe unter II.

B. Kristalline Schiefer. 1. Gneis ist als Biotit-, Plagioklasbiotit-, Hornblendebiotit-, Biotitchlorit-, Hornblende-, Muscovit-, zweiglimmeriger, ocelar-, baumartiger und Granitgneis entwickelt. Er ist sehr verbreitet. Am häufigsten sind Biotitgneise mit und ohne Granat; jene mit Muscovit sind ziemlich selten. Oft sind sie mit dünnen und dichten Quarz- und Pegmatitadern durchflochten. Spez. Gew. = 2,677 (Biotitgneis von Praška), 2,680 (Biotitgneis von Pazardere), 3,022 (Hornblendebiotitgneis von Pazardere), 2,572 (Ocelargneis vom Dorfe Dospei) 2,65 (Ocelargneis von Valogo).

2. Glimmerschiefer ist als Muscovitglimmerschiefer und Sillimanitglimmerschiefer entwickelt; der letztere mit spez. Gew. = 2,695 (von Derizmiica) und 2,907 (von Ovčarci).

3. Chloritschiefer.

4. Grünschiefer (aus Diorit).

5. Talkschiefer (mit einer chemischen Analyse, III., des Gesteines). Spez. Gew. 2,831.

6. Amphibolite erscheinen im Rilogebirge an vielen Punkten. Am häufigsten sind sie aber an der Pašinica planina, bei Černia vrt i Černia Iskr. Spez. Gew. = 3,011, 3,17, 2,961.

7. Aktinolit- und Amphibolitschiefer.

8. Serpentin (Antigorit) erscheint nur an einem Punkte im Rilogebirge, und zwar oberhalb des Dorfes Dolni Dospei (Kara Omerica). Spez. Gew. = 2,727—2,785. Chemische Analyse siehe unter IV.

9. Graphitschiefer.

10. Körnige Kalksteine (gemeine, cipolinartig und Ophycalcit) sind im Rilogebirge sehr beschränkt. Unter V. findet man eine chemische Analyse eines Marmors von Kirilova poljana östlich von Rilokloster.

C. Sedimentgesteine. 1. Breccien und Brecciokonglomerate. 2. Grussandige Gesteine. 3. Sandtonige Gesteine. 4. Papierschiefer. 5. Lignit.

Die erwähnten Materialien sind in Abhandlung makro- und mikroskopisch beschrieben und charakterisiert (p. 47—153).

In mineralogischer Beziehung ist das Rilogebirge arm an Mineralien. Hier findet man einige Minerale als Bestandteile der Gesteine und deren Adern und als kontaktmetamorphische Mineralien. Autor hat im Rilogebirge folgende Minerale konstatiert: Orthoklas, Plagioklas, Quarz, Glimmer (Biotit und Muscovit), Olivin, Hornblende, Aktinolith, Amiant, Asbest, Granat (Almandin, Kolophonit, spez. Gew. = 3,727, Hessonit, spez. Gew. = 3,538, Grossular, spez. Gew. = 3,50), Zoisit, Epidot, Orthit, Diopsid, Wollastonit (spez. Gew. = 2,709; unter VIII. chemische Analyse), Vesuvian (spez. Gew. = 3,275), Talk, Chlorit, Serpentin, Calcit, Pyrit, Sillimanit, Batrochit, Titanit, Apatit,

Zirkon, Hydroanthophyllit, Ilmenit, schwarzer Spinell. Charakteristische Eigenschaften aller erwähnten Minerale im Text angeführt. Unter VI., VII., VIII., IX. findet man chemische Analysen von Granat (VI., VII.), Wollastonit (VIII.) und Aktinolith (IX., spez. Gew. = 2,981—3,091).

I.		II.		III.	
SiO_2	69,49	SiO_2	38,89	SiO_2	50,18
TiO_2	0,42	Al_2O_3	6,50	MgO	28,54
Al_2O_3	15,11	Fe_2O_3	11,67	Fe_2O_3	9,69
Fe_2O_3	2,96	FeO	0,54	FeO	0,13
FeO	0,27	MgO	30,82	Al_2O_3	4,52
CaO	3,83	Glühverl.	11,58	Glühverl.	7,79
MgO	1,66		100,00		100,85
K_2O, Na_2O	6,00				
P_2O_5	0,20				
	99,94				

IV.		V.		VI.		VII.
SiO_2	38,45	$CaCO_3$	99,63	SiO_2	32,03	39,77
Al_2O_3	11,53	$MgCO_3$	Spur	Al_2O_3	6,60	19,91
Fe_2O_3, FeO	12,12	Fe_2O_3, Al_2O_3	0,26	Fe_2O_3	29,10	3,09
MnO	0,19	Unlösliches	0,14	MnO	13,03	0,26
Cr_2O_3	4,03		100,03	CaO	20,05	37,47
MgO	18,29				100,81	100,50
CaO	3,30					
Glühverl.	11,59					
	99,50					

VIII.		IX.	
SiO_2	50,71	SiO_2	56,40
CaO	48,27	Al_2O_3	5,80
Fe_2O_3	0,17	Fe_2O_3	4,61
Al_2O_3	0,14	FeO	0,12
	99,29	MgO	20,21
		CaO	13,25
			100,39

Fr. Tućan.

Asien. Malaiischer Archipel.

Loewinson-Lessing, F.: Die Vulkane und Laven des zentralen Kaukasus. 1913. 336 p. 20 Taf. 2 Karten. St. Petersburg.

Horn: Über die Geologie des Kiautschougebietes. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **66**. Monatsber. 202—213. 1914.)

Högbom, B.: Contributions to the Geology and Morphology of Siam. (Bull. Geol. Inst. Upsala. **12**. 65—128. 1 Taf. 11 Fig. Upsala 1914.)

Kato, J.: Mineralization in the contact metamorphic ore deposits of the Ofuku Mine, Prov. Nagato, Japan. (Journ. of the Geol. Soc. of Tokyo. **20**. 13—32. 1913. Pl. X u. XI. 3 Textfig.)

Oyu, M.: On a Staurolite-garnet-mica-schist from Liau-tung. (Sc. Rep. of the Tôhoku Imp. Univ. Sendai, Japan. Second Series. I. No. 4. 65—70. 1913. Pl. XI. 2 Textfig.)

Kozu, S.: Riebeckite-bearing Soretite-trachyandesite and its Allied Glassy Variety (Monchiquite) from Kozaki, Prov. Bungo, Japan. (Sc. Rep. of the Tôhoku Imp. Univ. Sendai, Japan. 2nd Ser. I. No. 5. 75—81. 1914. Pl. XIII.)

Oyu, M.: On Some Occurrence of Andalusite in the Environs of Hitachi-mines. (Sc. Rep. of the Tôhoku Imp. Univ. Sendai, Japan. 2nd Ser. I. No. 5. 83—95. 1914. Pl. XIV—XVII. 1 Textfig.)

Bacher, C.: Über die Laven der kleineren Izu-Inseln. Ein Beitrag zur Petrographie Japans. München 1914. 38 p.

Brouwer, H. A.: Leucite-rocks of the Ringgit (East-Java) and their contact-metamorphism. (Akad. van Wetensch. Amsterdam. Proc. **15**. 1913. 1238—1245.)

Afrika. Madagaskar.

Kaiser, E.: Neue Nephelingesteine aus Deutsch-Südwestafrika. (Verh. Naturf. Ges. 1913. II. 595—598.)

Mesch, D.: Die Basalte des Kamerungebirges und des Gebietes zwischen Kamerungebirge und Elefantensee. Dissert. Berlin 1914. 81 p.

Ledoux, A.: Les roches cristallines du Kasaï (Congo-belge). I. Roches granitiques. (Ann. soc. géol. de Belgique. 1912—1913. Liège 1914. 177—210. Pls. IX, X.)

Nordamerika. Mexiko.

L. C. Glenn: Arkansas diamond-bearing peridotite area. (Bull. Geol. Soc. Amer. **23**. 1912. 726. [Ausz.])

An dem von Branner beschriebenen Peridotitschlot erfolgte wahrscheinlich Zirkulation von Thermalwässern. In seiner Umgebung finden sich zersetzte Peridotitbrocken, gemischt mit wohlgerundeten Quarzsandkörnern und Feuersteingeröllen, welches Trümmersediment unter Wasser abgelagert worden sein muß. Das Alter desselben läßt auch Schlüsse auf die Zeit des Emporkommens des Peridotites zu. In der diesbezüglichen Diskussion fügt Purdue hinzu, daß das Alter des Peridotites postuntercretacisch bis präobercretacisch sein muß, während das oben geschilderte Trümmergestein obercretacisch ist. **Wetzel.**

Zentral-Amerika. Süd-Amerika.

Quensel, P.: Die Quarzporphyr- und Porphyroidformation in Südpatagonien und Feuerland. (Bull. Geol. Inst. Upsala. **12**. 9—40. 12 Fig. Upsala 1914.)

Atlantisches Gebiet.

C. Gagel: Studien über den Aufbau und die Gesteine Madeiras. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **64**. 344—491. 5 Taf. 27 Fig. 1912.)

I. Geologische Ergebnisse.

G. Hartung hatte bekanntlich unter der Einwirkung von Lyell Madeira als Produkt allmählicher Aufschüttung vulkanischer Massen über einer großen Anzahl kleiner Eruptionspunkte angesprochen, die auf zwei annähernd in der Längsachse der Insel verlaufenden Spalten angeordnet sein sollten (dies. Jahrb. 1864. -493-), während A. Stübel im Gegensatz zu dieser Auffassung Madeira durch die Annahme der Verschmelzung zweier gewaltiger monogener Vulkanbaue (und den Resten eines dritten westlichen) erklärt (dies. Jahrb. 1863. 811, 1904. I. -197-, 1911. I. -381-). Zwei Studienreisen des Verf.'s führten ihn zu einer vermittelnden Auffassung, „allerdings mit größerer Annäherung an die Anschauungen Lyell-Hartung's"; die Betrachtung der durch die 200-Fadenlinie mit der Hauptinsel verbundenen südöstlich vorgelagerten Dezertas-Inseln und deren untermeerischen flachen Verbindungsrückens bestärken ihn in der Ansicht, „daß sich dieses langgestreckte Gebirge im wesentlichen über einen, bezw. zwei parallelen, langgestreckten Spaltenzügen allmählich aufgebaut habe", während andererseits die ungeheure zirkusförmige Hohlform des Gran Curral, die nur durch einen ganz schmalen Cañon mit dem Meere verbunden ist, als ein riesiger Krater (aber nicht als Erhebungskrater) und als Haupteruptionszentrum annähernd in der Mitte des Spaltenzuges aufgefaßt werden muß.

Zwar ist der Gran Curral durch die Erosion sehr stark umgestaltet — seine Randberge sind 1700—1860 m hoch, während die Bachsohle in ihm schon bis 520 m eingesenkt ist, sie bestehen ferner wesentlich aus losen Aschen, Tuffen und Schlacken, so daß die Erosion hier stark einwirken muß — aber die Grundanlage ist ein Krater: die Wände des gewaltigen Zirkus werden von Tuff- und Lavabänken zusammengesetzt, die vom Zentrum aus weg, d. h. nach außen fallen, der Boden und die Seiten werden von zahlreichen steil stehenden, mauerartig hervortretenden Gängen durchsetzt, je höher man emporsteigt, desto mehr nehmen die Lavabänke zu, kurz, das ganze Bild ist das des Innern eines Vulkanschlotes. Hingegen ist, wie Verf. im Gegensatz zu einer früheren Angabe ausdrücklich hervorhebt, kein Anzeichen für eine Caldera im Sinne Stübel's vorhanden, eine Möglichkeit, die er früher in seiner Arbeit über La Palma (dies. Jahrb. 1909. II. -77- ff.) nicht völlig in Abrede gestellt hatte.

Für die steile Schlucht, die den Curral mit dem Meere verbindet, die Ribeira dos Socorridos, möchte Verf. als erste Anlage eine vulkanisch gebildete Spalte annehmen, die Veranlassung zu sehr starker Erosionswirkung gegeben hat, von der die übersteilen Uferwände und die hierdurch hervorgerufenen Bergstürze Zeugnis ablegen.

Sodann lassen sich mehrfach die von Hartung und Lyell erkannten vier durch sehr deutliche Diskordanzen getrennten vulkanischen Komplexe nachweisen (Cabo Girão, östl. Funchal etc.), die durch dünne, an ihrer oberen Grenze rotgefärbte Tuffschichten getrennt sind und die gleichfalls für die Hartung'sche Auffassung sprechen. Diese Rotfärbung ist nicht, wie Hartung annahm, durch Einwirkung über die Tuffe geflossener Laven, also durch Rotbrennung entstanden — die roten Tuffschichten liegen z. T. gar nicht unter Laven, sondern unter frischen Tuffen, Aschen etc. —, sondern die roten Schichten stellen alte verwitterte Landoberflächen dar, die durch Rotlehmverwitterung ihre charakteristische Farbe erhalten haben (vergl. C. Gagel, Centralbl. f. Min. etc. 1910. 225 ff.).

Verf. bezeichnet somit die ganze Insel als zwar nicht monogen, aber doch als eine geologisch im wesentlichen einheitliche Bildung, die der sogen. jungen (bis in die vormiocäne Tertiärzeit zurückreichenden) Vulkanformation der atlantischen Inseln angehört, aber hier (im Gegensatz zu den Kanaren und Kap Verden) schon in vorhistorischer Zeit ihren Abschluß gefunden hat. Das Alter der Insel erscheint ihm ziemlich hoch: marines Miocän im Norden der Insel im Tal von São Vicente in 400 m Meereshöhe betrachtet er als Rest einer Ablagerung in dem damals schon vorhandenen Tal und nimmt an, daß „die Hauptmasse der Insel mitsamt dem größeren Teil des Tales von São Vicente älter als miocän, subaerisch gebildet und erst zur Miocänzeit tief versenkt ist — gerade so, wie es mit dem Calderadom und dem Gran Barranco auf La Palma der Fall ist, in dem ebenfalls alte marine Ablagerungen liegen" (p. 367).

II. Petrographische Ergebnisse.

1. Tiefengesteine. Das wohl interessanteste Ergebnis der erfolgreichen Untersuchungen des Verf.'s ist der Nachweis, daß holokristallin körnige, früher als Hypersthenite beschriebene und als altes Grundgebirge der Insel aufgefaßte Gesteine tatsächlich junge Intrusionen innerhalb der jungvulkanischen Ergußgesteine sind, die sich tief unterhalb der Oberfläche als stockförmige Lakkolithen und Gänge gebildet haben (vergl. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 55. -117—121-. 1903); es sind Essexite, theralithähnliche Essexite und nephelinsyenitartige Gesteine sowie basische und ultrabasische Randfazies dieser Gesteine, die petrographisch und geologisch den Essexiten im „Grundgebirge" der Insel La Palma (dies. Jahrb. 1909. II. -50-) durchaus entsprechen.

[Die Essexitnatur dieser Gesteine sowie ihre Zugehörigkeit zu den herrschenden trachydoleritischen Ergußgesteinen hatte L. Finckh an dem vom Verf. 1903 gesammelten Material (l. c. -119-) festgestellt.] Diese Gesteine finden sich an 3 bis 4 Stellen im Norden der Insel in der Umgebung von Porto da Cruz — hier liegt das größte und wichtigste Vorkommen an der Soca im Anfang der Ribeira de Massapez, ein 60 m hoher und 40—50 m breiter Lakkolith —, ferner bei Fayal und im Innern des Grande Curral.

Der Sokalakkolith hat die Trachydolerite, die ihn umgeben, offenbar kontaktmetamorph verändert, da sie auffallend splitterig und äußerlich ab-

weichend erscheinen; u. d. M. weisen besonders Glimmerneubildungen auf einen derartigen Vorgang hin. Petrographisch ist der Lakkolith nicht einheitlich; hellere, gewöhnlich feinerkörnige und dunklere, in der Regel gröberkörnige Massen wechseln ab, die Struktur schwankt zwischen divergentstrahlig körnig und richtungslos gleichkörnig; offenbar steht auch ein ultrabasisches Gestein mit ihm in einem genetischen Zusammenhange.

Neben farblosem Diopsid enthalten die Essexite ganz leicht violett gefärbten Titanaugit, der nur sehr unvollkommen auslöscht und nicht selten Ägirinränder aufweist; ein helles feldspatreiches Gestein enthält ein früher als Sodalith gedeutetes, jetzt wegen Fehlens von Chlor für Analcim nach Nephelin gehaltenes Mineral — das Gestein besitzt die unter A mitgeteilte chemische Zusammensetzung —, während ein dunkles, divergentstrahlig struiertes Gestein von der chemischen Zusammensetzung C tatsächlich Sodalith enthält. Die Gesteine führen ferner Barkewikit, der bisweilen in inniger Verbindung mit Biotit steht, der mit reichlichem Magnetit zusammen vorkommt und wohl durch Resorption aus dem Barkewikit entstanden ist. Das einzige bisher von hier bekannt gewordene und analysierte Stück, das entweder dem Lakkolith selbst oder einem Essexitgang aus der Ribeira de Massapez entstammt, hat Rosenbusch zu den Trachydoleriten gestellt (Elemente der Gesteinslehre. p. 437. Analyse No. 28 auf p. 433, 1910).

Ganz ähnlich sind die Gesteine eines zweiten Lakkolithen in der Ribeira das Voltas, gleichfalls im Norden der Insel, unweit Porto da Cruz, von dem ein helles, divergentstrahliges, Quarz führendes Gestein (Analyse B) mit viel Apatit und etwas Arfvedsonit und ein etwas Olivin führendes Gestein (Analyse D) näher untersucht wurde.

Andere Stücke aus der v. Fritsch'schen Sammlung von der Cova da Roda bei Fayal erwiesen sich als sehr nephelinreicher, feinkörniger, theralithischer Essexit; Vorkommen von dem Lombo dos Portaes am Gran Curral zeigen gleichfalls den Wechsel in Struktur und mineralogischer Zusammensetzung.

In nächster Nähe der Sokaessexite und mit diesen im genetischen Zusammenhang, wie auch selbständig in dem rechten Nebenbach der Ribeira de Massapez, der die Kuppe der Achada im Westen begrenzt, treten ganz dunkle, schwarzgrüne, ziemlich grobkörnige Gesteine mit deutlich porphyrischem Aussehen auf, die Verf. als ultrabasische Spaltungsprodukte (Randfazies oder randliche Apophyse) auffaßt, wofür auch ihre porphyrische Struktur spricht, und als Madeirit bezeichnet. Das analysierte Gestein aus dem Nebental der Ribeira de Massapez besteht im wesentlichen aus größeren Körnern von schwärzlichem Augit und grünlichem Olivin, zwischen denen, wie das Mikroskop zeigt, eine viel feinkörnigere, an Masse sehr zurücktretende Grundmasse liegt, bestehend aus recht kleinen Plagioklasen, Magnetitkörnchen und Zersetzungsprodukten wohl kleiner Augite. Die großen Augite sind vom Rande her stark resorbiert und angefressen. In dem frischeren Madeirit von der Soka (unterhalb des Essexit gelegen) sind die Ränder sowohl der farblosen Diopside (mit oder ohne Titanaugitmäntel) wie auch der großen Titanaugite in entsprechender Weise resorbiert und die kleinen Augite der Grundmasse noch frisch.

Verf. vergleicht diese Essexite mit den gleichfalls von ihm in der Caldera von La Palma gefundenen körnigen Massen (vergl. auch dies. Jahrb. 1909. II. -47- ff.); auch hier finden sich hellere und dunklere, gröber- und feinerkörnige, hypidiomorph und divergentstrahlig körnige Differentiationsprodukte. Die Analysen F und G beziehen sich auf hellere, Analyse H auf ein sehr dunkles Gestein, das trotz seines niedrigen SiO_2-Gehaltes wegen seines geringen MgO-Gehaltes und seines größeren Gehaltes an Al_2O_3 und an Alkalien mehr den basischen Essexiten als dem Madeirit sich anschließt. Im allgemeinen haben die Essexite von La Palma einen höheren Kalifeldspatgehalt; im einzelnen erwähnt Gagel unter den dunklen Essexiten durch unregelmäßig oder parallel gelagerte, große dicktafelige oder ganz dünntafelige Amphibole und Pyroxene charakterisierte Formen.

An die Beschreibung der körnigen Tiefengesteine schließt Verf. die Beschreibung körniger Olivinfelsbomben, die bis zu Apfelgröße, in dünne Lagen von schlackigem Feldspatbasalt eingehüllt, in einem stark zersetzten Tuff bei Porto Moniz liegen; er bezeichnet sie als „extremste, ultrabasische Spaltungsprodukte desselben Magmas, das die Essexite und Madeirite gebildet hat". Die Struktur wechselt auch innerhalb derselben Bombe zwischen holokristallin-miarolithisch und kompakt grobkristallin; manche bestehen nur aus Olivin, anderen mischt sich Pyroxen in großen Kristallen, vorwiegend diallagartiger Diopsid, gelegentlich auch rhombischer Pyroxen in nicht unbeträchtlicher Menge bei; für die Untersuchung der eigentümlichen Einlagerungen im Diallag muß auf das Original verwiesen werden (p. 403—407). Die Analyse einer Augit führenden Bombe (SiO_2 42,42, TiO_2 0,30, Al_2O_3 1,32, Fe_2O_3 4,27, Cr_2O_3 0,40, FeO 6,96, MgO 40,80, CaO 1,19, Na_2O 0,72, K_2O 0,45, H_2O 0,70, P_2O_5 0,10, S 0,04, Sa. 99,67, spez. Gew. 3,255, Anal.: Klüss) zeigt, da das Gestein außer Olivin und Diopsid mit den Einlagerungen nur Magnetit, Chromit und etwas Apatit enthält, daß entweder der Pyroxen oder seine Einlagerungen alkalihaltig sind. Auf den Nachweis des rhombischen Pyroxens weist Verf. besonders hin, weil diese nicht nur den Gesteinen von Madeira, sondern überhaupt den Alkalimagmen gewöhnlich fehlen.

2. Ganggesteine. Als Ganggesteine (im Sinne Rosenbusch's) treten im Gran Curral in der Nähe eines Essexitfundpunktes leukokrate Gesteine aus der Ganggefolgschaft der Essexite auf, von denen ein hellgraues, sehr feinkörniges, rauhes Gestein mit gewissen Alkalitrachyten vom Drachenfels resp. Domit verglichen wird: in einer aus tafelförmigen Feldspätchen aufgebauten Grundmasse liegen einzelne größere Feldspate sowie lange Säulen dunkel olivgrüner Hornblende (Analyse J). Ein anderes sehr feinkörniges, rauhes, hellbräunlichgraues Gestein mit zahlreichen Einsprenglingen von kleinen Sanidinen, Plagioklasen, Hornblendesäulchen und Augiten, gleichfalls aus dem Curral, stimmt mikroskopisch und chemisch (Analyse K) mit Gauteit überein. Aus den v. Fritsch'schen Sammlungen hat Finckh einen Kalkbostonit aus dem Curral bestimmt.

Im Anschluß werden Analysen von essexitischen Ganggesteinen mitgeteilt, die Verf. in der Caldera von La Palma im Barranco del Almendrero gesammelt hat: ein frischer, dunkel grünlichgrauer, porphyrischer Sodalithgauteit (Analyse L) und ein feinkörniger, hellbräunlicher, stark zersetzter Maenait (Analyse M).

Ferner werden unter dieser Überschrift Gänge von trachytoiden Trachydoleriten, typischen Trachydoleriten und olivinführenden basaltähnlichen ganz dichten Gesteinen beschrieben, „die auf das genaueste den Gesteinen der deckenförmigen Ergüsse entsprechen" und somit den Zusammenhang dieser Gänge mit den Decken auf Madeira erweisen.

Ergußgesteine. Madeira besteht nach einer Schätzung von Hartung, der sich Verf. anschließen kann, etwa zur Hälfte aus Aschen, Tuffen und Schlackenmassen, zur anderen Hälfte aus Lava in Strömen und Gängen; unter diesen überwiegen nach den Angaben des Verf.'s die echten Trachydolerite mit Einschluß der nephelinbasanischen Gesteine weit über die übrigen, unter denen wieder die ganz dunklen basaltoiden Gesteine eine viel größere Rolle spielen als die trachytoiden Trachydolerite und die auf Madeira völlig zurücktretenden Alkalitrachyte (als Ergußgesteine dem Verf. nur aus Handstücken v. Fritsch's bekannt).

Alle diese Gesteine bilden eine zusammenhängende Reihe und sind Spaltungsprodukte desselben essexitischen Magmas, das auch die Tiefengesteine geliefert hat; die Typen der Tiefengesteine kehren in den Ergußgesteinen wieder, nur für den Madeirit ist der Ergußtyp bisher nicht vorhanden. Während im allgemeinen die sauren Glieder der Reihe heller sind als die basischen, fanden sich doch auch ganz hellgraue Trachydolerite mit typischem Seidenglanz, die arm an SiO_2 sind (47—42 %); fast allen gemeinsam sind typische Alkaliminerale (Nephelin, Barkewikit, Titanaugit, teilweise auch Alkalipyroxene), Biotit und rhombischer Pyroxen fehlen fast gänzlich, Magnetit ist in den meisten Gesteinen reichlich vorhanden, sehr oft in Wolkenform als Rest resorbierter großer Amphibole. Weit verbreitet ist eine eigentümlich rauhe, fein poröse Beschaffenheit, häufig eine hellgraue bis fast weiße Verwitterungsrinde. Eine Gesetzmäßigkeit in der räumlichen Verteilung oder in der zeitlichen Aufeinanderfolge der sehr verschiedenen Typen ist nicht festzustellen: in den bestaufgeschlossenen Profilen kann man im Gegenteil regellosen und mehrfachen Wechsel heller und dunkler, saurer und basischer Gesteine mit Sicherheit nachweisen.

Unter den typischen und am weitesten verbreiteten echten Trachydoleriten werden 2 Typen unterschieden: graue, sehr gleich- und feinkörnige, fast dichte Gesteine mit starkem Seidenschimmer (durch Parallelstellung an sehr kleinen Feldspattäfelchen) und gleichfalls dichte, durch schlierige Anordnung fleckige, bezw. gesprenkelte Gesteine (auch oft mit Seidenschimmer); diese Gesteine können geradezu flaserige Textur annehmen, während andere dem Kinnediabas gleichen. Ein anderer, verhältnismäßig seltener Typus der Trachydolerite ist der Essexitporphyrit mit ziemlich großen, sehr dünnen Plagioklasen und kleinen Olivinen in dunkler, dichter Grundmasse; die Plagio-

klastafeln sind parallel angeordnet und liegen dicht nebeneinander (Ribeira de Massapez) oder unregelmäßig verteilt oder auch schwach divergentstrahlig angeordnet. Durch Zurücktreten der Plagioklaseinsprenglinge und Zunahme der Olivine und Augite an Zahl und Größe (mit Olivinen bis zu 10 mm im Durchmesser) sind die Essexitmelaphyre charakterisiert, die oft mit der Lupe erkennbaren Nephelin enthalten und sehr reich an Titanaugit sind, bisweilen in der Grundmasse fleckig (an die fleckigen Trachydolerite anklingend) entwickelt.

Die dunklen basaltoiden Gesteine sind ungemein feinkörnig bis dicht; ihr Extrem stellen seltene limburgitähnliche Gesteine dar.

Die hellen trachytoiden Trachydolerite (oft sehr mürbe mit sandigem Anfühlen) und die etwas festeren Trachyte sind nicht ganz so feinkörnig wie die dunkleren, die sehr selten einzelne Gemengteile, nur in Ausnahmefällen alle Gemengteile mit der Lupe erkennen lassen; sie sind sehr arm an farbigen Gemengteilen. Diese Trachydolerite bilden an der Achada bei Porto da Cruz eine erhebliche Quellkuppe; Sodalithtrachyt ist aus dem Boaventuratal als größerer Strom bekannt.

Den Analysen der untersuchten Gesteine werden kurze mikroskopische Beschreibungen beigefügt und ferner werden einige nicht analysierte Gesteine beschrieben; hervorgehoben sei hier die verhältnismäßig häufige Umwandlung des Olivin in Iddingsit, die Entstehung von Magnetitwolken mit fiederig angeordneten Rhönitkriställchen als Resorptionsprodukt von Amphibol und sehr schön entwickelte Sanduhrstruktur und schaliger Bau der Pyroxene, besonders der Titanaugite. Ob die mehrfach erwähnte und durch eine Abbildung einer Lumière-Photographie dargestellte eigentümliche „Farbenstaffelung“ von Augiten einiger Essexitmelaphyre auf ähnliche Ursachen zurückzuführen ist, ist nicht entschieden.

Die Zusammenstellung der Analysen scheint zunächst für die Ergußgesteine Unabhängigkeit der chemischen Zusammensetzung vom Alter zu zeigen; beispielsweise ist die Reihenfolge der (analysierten) Lavabänke im Curral, resp. Profil des Pico Serrado und Lombo Grande (ganz oben im Curral), von unten nach oben nach den in der Tabelle angewendeten Buchstaben, wobei a das sauerste und v das basischste Gestein bezeichnet: p, h, a, g, u, t, o, k, wobei sich zwischen h und a noch fast schwarze, olivinhaltige basische Gesteine (etwa o und r entsprechend) einschieben, und ähnliche hellere, aber sehr olivinreiche Gebilde zwischen a und g liegen. Ganz objektiv läßt sich folgendes feststellen: „Auf recht basische Gesteine folgen ziemlich saure, dann wieder basische bezw. sehr basische in mannigfachem Wechsel, bis nach Schluß der Haupteruptionsepoche die ganz sauren Trachyte und trachytoiden Trachydolerite des Boaventuratales und bei Porto da Cruz folgen“ (p. 453). Ganz zum Schluß folgen (bei Porto Moniz, Funchal) tiefdunkle limburgitartige (nicht analysierte) Gesteine. Diese Reihenfolge stimmt überraschend gut mit der von Brögger bei Tiefengesteinen beobachteten Regel: basisch—weniger basisch—sauer; „der plötzliche Sprung zurück nach basisch ist bei vielen Vorkommen bekannt, scheint aber ebenso häufig zu fehlen“.

Die Erörterung des chemischen Verhaltens aller Gesteine Madeiras führt zu dem Ergebnis, daß alle diese Gebilde, wie ihre mineralogische Zusammensetzung und ihr geologischer Verband zeigt, einem foyaitisch-theralithischen Magma entstammen, daß aber besonders in den Ergußgesteinen „offenbar Zwischenglieder zu den Kalkalkaligesteinen vorliegen, Differentiationsprodukte, die mit entsprechenden Kalkalkaligesteinen chemisch sehr große Ähnlichkeit haben, bezw. z. T. noch erheblich mehr Kalk und Magnesia enthalten als solche“ (p. 473). [Tatsächlich liegen von den 21 analysierten Ergußgesteinen 12 in der Osann'schen Projektion rechts von der Mittellinie, mithin auf der C F-Seite, aber es sind, wie Ref. hierzu bemerken möchte, sämtlich Analysen mit sehr hohen Werten für F resp. f — bei den meisten liegt f zwischen 15 und 17, nur bei vieren liegt er um 14 herum und bei einer einzigen sinkt er auf $11\frac{3}{4}$ — und gleichzeitig wird der Wert für a nirgends von dem Wert für c ganz zurückgedrängt. Offenbar spielt das Verhältnis a : c, wie Ref. schon mehrfach ausgeführt hat, wenn der Wert f sehr groß wird, keine entscheidende Rolle für das Wesen des Gesteins: daß in basischen Gesteinen, die so reich an Eisen und Magnesia sind, der Alkalikern überhaupt noch in nennenswerter Menge vorhanden ist, scheint chemisch für die Alkaligesteine in Gegensatz zur Alkalikalkreihe bezeichnend zu sein, und auch in der mineralogischen Zusammensetzung, wie sie Verf. als beweisend für Alkaligesteine schildert, zum Ausdruck zu kommen.] Die basischere Tendenz des Magmas von Madeira zeigt sich wohl auch in der Tatsache, daß hier die sauren Ergußtypen (Phonolithe etc.) der Haupteruptionszeit durchaus fehlen, während sie auf den Selvagens, den Kanaren und Kap Verden reichlich auftreten — sie finden sich nur erheblich jünger als die Hauptmasse der Gesteine als alkalireiche trachytoide Gesteine und Sodalithtrachyte im Norden der Insel und als Ganggefolgschaft der Essexite.

Absonderungsformen der Ergußgesteine. Säulenförmige Absonderung in allen möglichen Dimensionen der Säulen bis hinab zu griffelstengeligen Gebilden finden sich in großer Verbreitung bei den Ergüssen aller Gesteinstypen; bei mächtigeren Dicken ist nicht selten der obere Teil säulenförmig, der untere plattig abgesondert. Dünnplattige Absonderung scheint sich besonders bei den dunklen, olivinhaltigen und nephelinführenden Gesteinen zu finden; der trachytoide Trachydolerit am Ilheo bei Porto da Cruz (Analyse d), eine 10 m mächtige Decke, ist in ganz steilstehende Platten aufgelöst, die wieder in konzentrisch-schalig abgesonderte Kugeln zerfallen. Besonders auffallend ist die besonders bei grauen Deckengesteinen weit verbreitete kugelig-schalige Absonderung; die Kugeln erreichen bis 50—60 cm Durchmesser, die Dicke der Schalen, die zwiebelschalig einen faust- bis zweifaustgroßen Kern umschließen, wechselt von weniger als 1 cm bis zu 5—6 cm, die einzelnen Schalen sind von den Begrenzungsflächen aus verwittert.

Gesteine von der Insel Porto Santo. Von der NO. von Madeira gelegenen Insel Porto Santo, die Verf. nicht selbst besucht hat, liegt eine Aufsammlung von Gesteinen vor, die die Angabe Hartung's, daß hier „trachytische“ Gesteine viel verbreiteter als auf Madeira sind, durchaus bestätigt: unter den

Analysen der Tiefengesteine (Essexite) von Madeira und La Palma.

	Madeira					La Palma		
	Essexit Soka	Essexit Rib. das Voltas	Essexit Soka	Essexit Rib. das Voltas	Madeirit Rib. de Massapez	Essexit Barranco del Diablo	Essexit Barranco del Almendrero amargo	Essexit Barranco del Aqua agria
	A	B	C	D	E	F	G	H
SiO_2	52,47	49,87	45,69	45,04	40,07	48,85	44,50	40,80
TiO_2	1,57	2,60	1,30	3,67	2,35	2,30	1,72	3,44
Al_2O_3	15,84	14,98	17,02	16,41	8,95	16,53	13,23	14,77
Fe_2O_3	3,30	6,17	4,59	6,02	4,82	5,85	4,11	7,91
FeO	8,42	4,40	8,52	7,30	7,81	5,68	7,76	7,33
MnO	—	—	—	—	—	Spur	Spur	Spur
MgO	1,52	1,77	5,62	3,93	13,86	2,95	13,19	5,09
CaO	5,05	6,34	11,31	11,42	13,83	6,51	11,20	11,63
Na_2O	7,03	5,08	3,21	3,09	1,34	5,49	1,69	4,38
K_2O	2,52	2,04	1,07	0,93	0,56	2,91	0,74	2,14
H_2O	1,94	1,66	0,76	1,41	2,45	1,48	1,36	1,05
P_2O_5	0,14	0,74	0,57	0,47	0,35	0,83	0,22	0,88
SO_3	—	0,25	—	—	—	0,24	Spur	Spur
Cl	fehlt sicher	Spur	0,04	—	—	—	—	—
CO_2	—	3,22	—	0,36	3,78	—	0,36	0,05
S	0,09	0,76	0,08	0,13	0,04	0,21	0,10	0,18
Summe	99,89[1]	99,89	99,78[2]	100,18	100,21	99,83	100,18	99,65
Spez. Gew.	2,766	2,772	2,965	3,003	3,096	2,786	3,072	3,065
Anal.	Klüss	Klüss	Eyme	Eyme	Klüss	Eyme	Eyme	Eyme

[1] Nicht 100,01. [2] Nicht 99,91.

A = Essexit (Nephelinsyenit?) mit Analcim (wahrscheinlich nach Nephelin), helleres feinkörniges Gestein der Soka (Madeira).
B = Essexit (Quarzessexit), helleres Gestein von der Ribeira das Voltas (Madeira).
C = Essexit, dunkleres grobkörniges Gestein der Soka.
D = Essexit, dunkleres Gestein von der Ribeira das Voltas.
E = „Madeirit“ von der Ribeira de Massapez (Madeira).
F = Essexit, feinkörnig, mittelfarbig, intrusiv im tiefsten Grunde der Caldera von La Palma.
G = Essexit, grobkörnig, mittelfarbig, intrusiv im tiefsten Grunde der Caldera von La Palma.
H = Essexit, grobkörnig, dunkel, richtungslos körnig, intrusiv im tiefsten Grunde der Caldera von La Palma (herrschender Typus).

Handstücken herrschen die ganz hellen Trachyte (Alkalitrachyte) und die trachytoiden Trachydolerite vor, doch finden sich auch Proben von typischen Trachydoleriten und von dunklen basaltoiden Gesteinen. Auch hier treten grobkristalline Essexite auf, das schöne Gestein von der Ribeira de Zimbral stimmt völlig mit den Essexiten von Madeira überein.

Analysen der Ganggesteine von Madeira und La Palma.

	Madeira		La Palma	
	Trachytähnlich Curral J	Gauteït Curral K	Sodalithgauteït Barr. del Almendrero amargo L	Maenaït Barr. del Almendrero amargo M
SiO_2	65,43	57,67	48,23	51,38
TiO_2	0,19	0,40	1,90	1,45
Al_2O_3	17,20	19,17	18,41	15,91
Fe_2O_3	1,57	4,55	3,27	3,17
FeO	1,06	0,99	5,00	4,03
MnO	Spur	—	Spur	—
MgO	0,36	1,22	1,92	2,14
CaO	2,14	3,94	6,43	3,60
Na_2O	6,14	6,84	7,77	6,07
K_2O	3,78	3,35	3,16	3,33
H_2O	1,82	1,77	3,05	2,42
P_2O_5	0,16	0,34	0,47	0,42
CO_2	—	—	0,41	6,08
S	0,04	0,06	0,12	0,28 SO_3
Summe	99,89 [1]	100,30	100,14	100,28 [2]
Spez. Gew.	2,504	2,607	2,670	2,705
Anal.	Eyme	Eyme	Klüss	Klüss

J = Alkalitrachytähnliches Ganggestein, mächtiger Gang im Gran Curral, Madeira.
K = Gauteït, mächtiger Gang im Gran Curral, Madeira.
L = Sodalithgauteït, Gang im Barranco del Almendrero amargo in der Caldera von La Palma.
M = Maenaït, Gang im Barranco del Almendrero amargo in der Caldera von La Palma.

[1] Nicht 99,94.
[2] Nicht 100,38.

Analysen der Ergußgesteine Madeiras.

[Die römischen Zahlen hinter den Buchstaben bezeichnen die Reihenfolge der Gesteine in dem Profil Gran Curral (ganz unten) — Serrado — Lombo Grande, in der Tiefe mit I beginnend. Ref.]

	Trachydolerit	Gefleckter Trachydolerit	Trachytoider Trachydolerit		Trachydolerit (Nephelinbasanit?)	Trachydolerit (Nephelintephrit)	Trachydolerit	Trachydolerit	Essexitmelaphyr	Trachydolerit
	Serrado No. 10 des Profils	Rib. de Massapez	Porto da Cruz Achada	Ilheo	Ribeira frio	Punta do Sol	Serrado No. 6 des Profils	Serrado No. 12 des Profils	Punta Delgado	Curral Lombo Grande
	a = III	b	c	d	e	f	g = IV	h = II	i	k = VIII
SiO_2	55,54	52,75	52,40	51,78	47,70	46,44	46,08	44,86	44,50	44,40
TiO_2	0,71	0,94	1,60	1,05	2,54	2,90	2,73	2,52	2,61	2,77
Al_2O_3	18,20	18,29	19,27	18,68	17,32	16,30	17,39	16,18	13,85	15,40
Fe_2O_3	5,92	4,68	4,56	6,42	5,43	4,82	10,95	7,22	3,47	5,20
FeO	1,14	4,33	3,57	2,77	4,71	7,07	2,56	7,10	9,02	7,81
MgO	1,32	2,15	2,03	1,86	3,62	4,92	2,66	5,34	11,00	7,23
CaO	5,64	7,39	6,68	6,04	7,98	10,03	8,87	9,95	10,06	9,92
Na_2O	6,44	5,66	5,50	5,53	4,21	3,82	3,72	3,78	2,70	2,83
K_2O	2,30	2,29	2,03	2,34	2,45	1,44	1,38	1,39	0,92	1,19
H_2O	2,35	0,75	1,82	2,78	3,08	1,40	2,37	0,85	0,71	2,15
S	0,06	0,05	0,10	0,04	0,04	0,08	0,02	0,06	0,07	0,04
P_2O_5	0,56	0,71	0,52 Spur Mangan	0,71	0,99	0,82	1,11	0,92	0,84	0,77
Summe	100,18	99,99 [1]	100,08 [2]	100,00	100,07 [3]	100,04	99,84	100,17	99,75	99,71
Spez. Gew.	2,628	2,770	2,798	2,698	2,673	2,906	2,809	2,939	3,034	2,931
Farbe	hellgrau	grau gefleckt	ganz hellgrau	hellgrau	ganz hellgrau	dunkelgrau, schwach gefleckt	bräunlichgrau	schwarz	grau porphyrisch	dunkelgrau
Anal.	Eyme	Eyme	Klüss	Eyme	Eyme	Eyme	Eyme	Klüss	Klüss	Klüss

[1] Nicht 99,98. [2] Nicht 100,12. [3] Nicht 100,05.

	Essexit-porphyrit Ribeira de Massapez l	Gefleckter Trachydolerit (Nephelinbasanit?) Rabaçal m	Basanit? Feldspatbasalt Ribeira frio n	Basalt (Nephelinbasanit?) Curral Bocca dos Corregos o = VII	Gefleckter Trachydo'erit Gran Curral ganz tief unten p = I	Gefleckter Trachydolerit Chapanna q	Limburgitähnlicher Basalt Nephelinbasanit (?) Caniçal r	Trachydolerit (Übergang zu Limburgit) Caniçal s	Trachydolerit hell Serrado No. 1 des Profils t = VI	Trachydolerit dunkel Serrado No. 2 des Profils u = V	Basaltoïder Trachydolerit (Nephelinbasanit?) Calheta v
SiO_2	43,85	43,79	43,30	42,71	42,40	42,39	42,37	42,19	41,96	41,72	41,43
TiO_2	2,53	2,82	2,83	3,38	3,68	2,61	3,21	3,15	2,16	3,41	2,67
Al_2O_3 . . .	12,94	13,73	14,07	14,62	14,19	15,77	13,29	13,80	15,85	11,47	13,18
Fe_2O_3 . . .	2,70	3,37	5,53	3,12	6,14	5,89	3,79	5,52	7,64	4,04	6,95
FeO	10,51	10,20	7,17	9,34	7,69	8,66	10,24	8,87	7,24	10,58	7,31
MgO	11,90	9,46	9,62	8,91	9,02	7,44	10,76	8,55	8,45	12,55	11,91
CaO	9,49	10,54	10,87	10,68	11,08	9,40	11,17	11,39	9,54	10,82	10,74
Na_2O . . .	2,42	2,71	2,41	3,11	2,50	2,05	2,94	2,50	2,05	2,28	1,60
K_2O	1,06	1,25	1,12	1,55	1,43	1,24	1,17	1,21	1,17	1,22	0,93
H_2O	1,69	1,66	2,52	1,55	1,37	3,55	0,56	1,91	3,07	1,11	2,15
S	0,05	0,04	0,10	0,09	0,06	Spur	0,09	0,12	0,02	0,04	0,05
P_2O_5	0,61	0,67	0,65	0,74	0,67	0,78	0,57	0,72	0,88	0,66	0,66
Summe .	99,75	100,24	100,19	99,80 [1]	100,23	99,78	100,16	99,93 [2]	100,03	99,90	99,58
Spez. Gew. .	3,006	3,022	2,997	3,027	3,033	2,967	3,098	3,010	2,902	3,079	3,043
Farbe . . .	dunkelgrau, porphyrisch	dunkelgrau, gefleckt	fast schwarz	dunkelgrau	grau, gefleckt	grau, gefleckt	sehr dunkelgrau	dunkelgrau	hellgrau	sehr dunkelgrau	grau
Anal. . . .	Klüss	Eyme	Eyme	Eyme	Eyme	Eyme	Klüss	Eyme	Eyme	Eyme	Eyme

[1] Nicht 99,90. [2] Nicht 99,85.

a) Trachydolerit, hellgrau, sehr feinkörnig, rauh, Olivin selten, barkewikitische (?) Hornblende, fluidale Plagioklastäfelchen. Tief unten am Serrado (No. 10 des von oben mit der Zählung beginnenden zusammenhängenden Serradoprofils = III).

b) Gefleckter Trachydolerit, sehr fein- undgleich körnig, farbloser Diopsid, grünlicher Augit, schwach pleochroitisch; kleine leistenförmige Plagioklase streifen- und schlierenförmig zwischen den zusammengehäuften dunklen Bestandteilen. Ribeira de Massapez (Südabhang unter der Achada).

c) Trachytoïder Trachydolerit, hellgrau, sehr feinkörnig, starker Seidenschimmer, Fluidalstruktur, kleine Barkewikite. Achada (bei Porto da Cruz).

d) Trachytoïder Trachydolerit, u. d. M. sehr ähnlich c, bildet die oben erwähnte plattig kugelig abgesonderte Decke am Ilheo (bei Porto da Cruz).

e) Trachydolerit (Nephelinbasanit? L. Finckh), hellgrau, sehr feinkörnig, Seidenglanz, sehr schön säulenförmig abgesondert, mit Titanaugit und brauner Hornblende. Ribeira frio an der Station.

f) Trachydolerit (Nephelintephrit? L. Finckh), dunkelgrau, schwach gefleckt, sehr fein- und gleichkörnig; viele kleine Augite mit Felderteilung, die seltenen größeren Pyroxene sind von einer Wolke von Magnetitstaub erfüllt. Zwischen Punta do Sol und Maddalena do Mar.

g) Trachydolerit, No. 6 des Serradoprofils = IV, bräunlichgrau, sehr fein- und gleichkörnig, stellenweise schwach gefleckt. Mitten am Pico Serrado.

h) Trachydolerit, No. 12 des Serradoprofils = II, schwarz bis dunkelbläulichgrau, mit dünner grauer Verwitterungsrinde, mit großen, teilweise in Magnetit und Rhönit umgewandelten Amphibolen. Ganz unten am Fuße des Pico Serrado.

i) Essexitmelaphyr (L. Finckh), grau, etwas porös schlackig, rauh, mit zahlreichen, 4—6 mm großen Augit- und vielen kleinen Olivin-Einsprenglingen, viel Apatit. Punta Delgado am Wege nach São Vicente.

k) Trachydolerit, oberstes Gestein des Curralprofils (höher als No. 12 des Pico Serrado = VIII), dunkelgrau, dicht, bräunlichgraue Verwitterungsrinde, typischer Trachydolerit, weit verbreiteter Typus. Lombo grande, ganz oben im Curral.

l) Essexitporphyrit (L. Finckh), dunkelgrau, mit sehr feinkörniger, fast schwarzer Grundmasse und zahlreichen dünnen, bis 8 mm langen Plagioklastafeln, stark polysynthetisch verzwillingt, divergentstrahlig angeordnet, stellenweise „scherenartig“ miteinander verwachsen, so daß sie nur durch ganz dünne Keile von Grundmasse, besonders kleine Titanaugite getrennt sind und an einem Ende sich ganz berühren. Ribeira de Massapez.

m) Gefleckter Trachydolerit (Nephelinbasanit? L. Finckh), dunkelgrau, mit helleren Flecken, sehr fein- und gleichkörnig, säulenförmig abgesondert. Im Schliff ist die für das unbewaffnete Auge deutliche maschige Struktur nicht zu bemerken. Rabaçal.

n) Basanit? (L. Finckh) (Feldspatbasalt), fast schwarz, sehr olivin- und pyroxenreich, arm an Nephelin; spärliche große Amphibole. Ribeira frio.

o) Basalt, Nephelinbasanit? (L. Finckh), dunkelgrau, dünnplattig, mit heller, braungrauer Verwitterungsrinde, sehr feinkörnig; weit verbreiteter Typus.

p) Gefleckter Trachydolerit, typisch (L. Finckh), tiefstes Gestein des Curral-Profils = I, grau, dunkel schlierig gefleckt, feinkörnig, etwas schlackig-porös; die dunklen Flecke schlierig zwischen dünnen flachen, parallel angeordneten helleren Partien. U. d. M. in sehr feinkörniger Grundmasse undeutlich fluidal angeordnete Plagioklasleisten, sehr viel staubförmiger Magnetit, z. T. in den durch Resorption entstandenen Wolken, größere farblose und kleinere zart gefärbte Augite, Olivine etc. Sehr weit verbreiteter Typus. Ganz tief im Grunde des Gran Curral, unterhalb Nossa Senhora.

q) Gefleckter Trachydolerit, grau, feinkörnig, fein gefleckt; Olivine mit auffallend niedriger Interferenzfarbe, randlich oder gänzlich in braune bis orangegelbe Substanz (Iddingsit?) umgewandelt. Bei der Chapanna (NO.-Funchal) zwischen 850—1000 m Meereshöhe.

r) Limburgitähnlicher Basalt, Nephelinbasanit (?) (Finckh), sehr dunkelgrau, schwach heller gefleckt, sehr feinkörnig mit reichlichen, bis zentimetergroßen Olivinen und Augiten, vereinzelt sehr kleine Plagioklase. Caniçal (Bachgerölle).

s) Trachydolerit, Übergang zu den Limburgiten (Basanit?) Finckh, dunkelgrau, rauh, sehr feinkörnig, mit zahlreichen kleinen, aber gelegentlich bis zentimetergroßen Olivinen und schwarzen Augiten. Braune Verwitterungsrinde. Vom Rande eines der Ringe ganz zersetzten Gesteins (Centralbl. f. Min. etc. 1910. p. 225 ff.). Caniçal.

t) Trachydolerit, No. 1 des Serradoprofils = VI, hellgrau, fast dicht, ausgezeichnete Parallelstruktur der Plagioklastäfelchen, kleine Olivine (mit 1—2 mm großen Pyritwürfeln und kleinen, mit Eisenhydroxyd erfüllten Hohlräumen). Sehr weit verbreiteter Typus. 5—10 m mächtige Bank ganz oben auf der Eira di Serrado.

u) Dunkler Trachydolerit, No. 2 des Serradoprofils = V, sehr dunkelgrau mit heller Verwitterungsrinde, mit sehr zahlreichen Olivinen; weit verbreiteter Typus. 1 m mächtige Bank oben am Pico Serrado.

v) Basaltoïder Trachydolerit (Nephelinbasanit? Finckh), faustgroßer Kern einer zwiebelschaligen Kugel (siehe oben), grau, fein- und ziemlich gleichkörnig, mit vereinzelten größeren Olivinen. Oberhalb Calheta.

Die Abhandlung wird von zahlreichen sehr charakteristischen Landschaftsbildern, Profilen und Strukturbildern nach guten Photographien begleitet; besonders hervorzuheben ist eine Tafel mit der farbigen Wiedergabe von Lumière-Mikrophotographien (Essexit, Madeirit, Essexitmelaphyr, Olivinfelsbombe), ausgeführt von Prof. Scheffer (Zeißwerk). **Milch.**

Finckh, L.: Die Gesteine der Inseln Madeira und Porto Santo. Beiträge zur Kenntnis der Familie der Essexite und deren Ergußformen. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **65**. 1913. Abhandl. 4. 453—517.)

Pazifisches Gebiet.

C. Gagel: Beiträge zur Geologie von Kaiser-Wilhelms-Land. (Beitr. z. geol. Erforschung der Deutschen Schutzgebiete. 4. Berlin 1912.)

Die Arbeit stützt sich auf das von Neuhauss im Jahre 1910 gesammelte und das von älteren Expeditionen stammende Material.

Das Gebiet westlich und nordwestlich vom Huongolf hat Tiefengesteine, kristalline Schiefer und alte Ergußgesteine mit Tuffen geliefert, während die Nordküste reich ist an jungen Korallenkalken und anderen Sedimenten, sowie jungvulkanischen Gesteinen. Bemerkenswert sind hier junge gehobene Korallenkalkterrassen (besonders zwischen Finschhafen und König-Wilhelm-Kap), an denen sich Hebungen bis 1000, vielleicht sogar 1700 m nachweisen lassen. Die Fauna der tieferen Terrassen entspricht der dort noch lebenden, die höheren gehen bis ins Jungtertiär. Sie liegen in dünner Lage diskordant über z. T. steil aufgerichteten älteren Gesteinen, Kalken, Mergeln, Sandsteinen, jungvulkanischen Gesteinen mit Tuffen, Tuffiten und Breccien. Diese enthalten lokal Gerölle von Nummulitenkalk, sind also z. T. jünger als Eocän; andere sind vielleicht obere Kreide.

Diese Verschiedenheiten im Aufbau zu beiden Seiten des Huongolfes lassen auf eine mächtige, NW.—SO. streichende Störungszone schließen, die quer durch das sonst gehobene Gebiet verläuft. Auch die Lage der Bougainvilletiefe (9100 m) sowie das Auftreten zahlreicher und schwerer Erdbeben sprechen für diese Annahme.

Eigentümlich ist das Auftreten großer, geglätteter, anscheinend geschrammter Granitblöcke inmitten eines ganz aus Diabas bestehenden Gebietes in der Nähe von Kap Parsi; ob sie, wie Neuhauss annehmen möchte, glazial verfrachtet sind, ist nicht zu entscheiden.

Ein petrographischer Teil enthält die nähere Beschreibung der gesammelten Proben:

Eßbare Erden.

Von der Strecke Finschhafen—Augustafluß basaltische und andesitische Tuffe, z. T. foraminiferenführend; Basaltbreccien und Konglomerate.

Junge Eruptivgesteine der Nordküste: fragliche Trachyte, sehr reichliche Andesite (Augitandesite, Hornblendeandesite), Feldspatbasalte, Limburgite.

Ältere Eruptivgesteine westlich des Huongolfes: Diabase, Augitkersantit, Diabastuffe; Granite, Diorite, Dioritporphyrite, Gabbros, Diallagfels, Norite, Olivinfels, ein eigentümliches nephritartiges Gestein, vielleicht gepreßter Gabbro (Analyse).

Kristalline Schiefer: Gneis, Glimmerschiefer, Phyllite, Amphibolschiefer, Quarzitschiefer; Kontaktgesteine: Andalusitglimmerschiefer, Kontakttonschiefer; Talk- und Graphitschiefer, Granatfels, Granat- und Zoisitamphibolschiefer.

Von nutzbaren Mineralien werden erwähnt Kupfer, Gold und Braunkohlen. **O. H. Erdmannsdörffer.**

Z. Starzýnski: Ein Beitrag zur Kenntnis der pazifischen Andesite und der dieselben bildenden Mineralien. (Extr. du Bull. de l'Acad. d. Sc. de Cracovie. Math. et Nat. 1912. 657—681. 2 Taf. 1 Fig.)

Die vorliegende Arbeit befaßt sich mit einigen auf den Kommandeurinseln, einer kleinen Inselgruppe im Beringmeer zwischen Kamtschatka und den Aleuten, zahlreich vorkommenden Gesteinstypen. Verf. hat nicht nur den magmatischen Charakter der Gesteine bestimmt, sondern auch die Einsprenglinge und die Grundmasse analysiert.

Die untersuchten Handstücke sind ein Amphibolandesit, ein Augitandesit und ein nach dem Vorschlage von Morozewicz „Beringit" genanntes Gestein.

Besonderes Interesse beansprucht der Beringit. Er ist ein grauschmutziges, rauhes, brüchiges Gestein mit schwarzen, nadelförmigen Amphiboleinsprenglingen.

U. d. M. erkennt man rotbraunen Amphibol und eine graue, wenig durchsichtige Bindemasse, die aus meist unverzwillingtem Feldspat besteht. Magnetit und Apatit sind in größerer Menge vorhanden.

	I.	II.
SiO_2	52,54	41,74
TiO_2	2,95	4,24
P_2O_5	0,68	—
Fl_2	0,34	0,36
Al_2O_3	14,77	13,58
Fe_2O_3	4,68	6,94
FeO	3,57	6,16
MnO	Sp.	Sp.
CaO	8,06	12,99
MgO	5,37	9,68
K_2O	2,86	1,01
Na_2O	4,46	2,39
H_2O	0,98	0,25
	101,26	99,44
Spez. Gew.	2,794	3,195—3,200

I. Beringit. II. Amphibol des Beringits.

Ein Vergleich beider Analysen zeigt, daß Kalk zum weitaus größten Teil im Amphibol enthalten ist und nur wenig CaO zur Bildung von Anorthit übrig bleiben kann.

Der Amphibol ist ein Barkevikit von der Zusammensetzung

$$19\,Na_2Fe^{III}Si_4O_{12} + 25\,Mg_2Al_4Si_2O_{12} + 56\,(Ca, Mg, Fe^{II})_4Si_4O_{12}.$$

Die quantitative und mineralogische Zusammensetzung des Gesteins ist folgende:

58,8	Mol.-Proz.	Barkevikit,
13	„	Orthoklas,
26,3	„	Albit,
0,7	„	Anorthit,
1,2	„	Apatit,
1	„	Ilmenit,
2	„	freie Kieselsäure.

Das Gestein ist also eine Kombination von Barkevikit mit Alkalifeldspat, wäre demnach im weitesten Sinne ein Trachyt. Dem Aussehen und der Struktur nach entspricht es aber durchaus nicht den Trachyten, sondern man könnte es als vogesitisches Ganggestein bezeichnen. Da das Gestein aber ohne Zweifel ein Ergußgestein ist, so hat Verf. ihm einen besonderen Namen, „Beringit", gegeben nach dem auf der Beringinsel und betrachtet es als Effusivanalogon der alkalischen Vogesite. **G. Rack.**

Lagerstätten nutzbarer Mineralien.

Allgemeines.

Hatch, F. H.: Presidential Address. Inst. of Mining and Metallurgy. 1914. 27 p. 1 Tab.

— The Relation of Geology to Mining. (Econ. Geol. **9**. 205—235. 1914. 1 Taf.)

Lindgren, W.: Mineral Deposits. London 1913. 883 p. 257 illustr.

Richardson, Ch. H.: Economic Geology. London 1913. 320 p. Illustr.

Stutzer, O.: Die wichtigsten Lagerstätten der Nichterze. II. Heft. Kohle. (Allgemeine Kohlengeologie.) 29 Taf. 113 Textabbild. 345 p. Berlin 1914.

Penrose jr., R. A. F.: Certain Phases of superficial Diffusion in Ore Deposits. (Econ. Geol. **9**. 20—24. 1914.)

Rosenkränzer, F.: Über die Geschwindigkeit der Auflösung von Zinkblende und Bleiglanz in verdünnter Schwefelsäure. (Zeitschr. f. anorg. Chem. **87**. 319—334. 4 Fig. 1914.)

Lane, A. C.: Mine Water Composition, an Index to the Course of the Ore Bearing Currents. (Econ. Geol. **9**. 239—263. 1914. 1 Taf. 3 Fig.)

Golderze.

F. Slavik: Zur Kenntnis des Goldvorkommens vom Roudný. (Sitzungsber. böhm. Ges. d. Wiss. 1912. No. XII. 28 p. 3 Textbild. 1 Karte.)

Eingangs wird die Geschichte des Bergbaues am Roudný skizziert und die aus dem Mittelalter und dem Ende des XVIII. Jahrhunderts stammenden Bergbauüberreste auf Grund der Angaben aus 1790 mit den damaligen Gruben identifiziert, wobei einige Angaben Pošepný's richtiggestellt werden.

Geologisch besteht die Umgebung des Roudný aus vorherrschendem sillimanithaltigem Biotitgneis mit Kalkstein- und Kalksilikathornfelseinlagerungen, der zumeist W. streicht und unter einem mittelgroßen Winkel nach N. einfällt; er stellt nach des Verf.'s Meinung keinen Orthogneis dar, wie Krusch dafür hält, sondern ist wie die aus den östlichen Nachbargegenden von F. E. Suess und K. Hinterlechner beschriebenen analogen Gesteine ein Paragneis. Der Granit des Blaník, der in einer mächtigen Masse den Gneis durchsetzt und Aplitapophysen in ihn aussendet, ist ein stark turmalinhaltiger Zweiglimmergranit, bisweilen mit schön fluidaler Textur.

Die Goldlagerstätte des Roudný ist ein keilförmiger, durch vier Dislokationen von der Umgebung abgetrennter Ausschnitt, der wie die letztere aus Biotitgneis und den denselben durchsetzenden Muscovitaplitapophysen besteht, aber in diesen beiden Bestandteilen vielfach von Quarzgängen durchbrochen und von ihnen aus mit Quarz imprägniert, sericitisiert und vererzt ist. Die vier Dislokationen heißen: die Hangendkluft im N., Liegendkluft im SO., Michaelis- im SW. und Paulinenkluft im W. Da die Hangendkluft steiler einfällt als die beiden südlichen, nimmt die Mächtigkeit der Lagerstätte gegen die Tiefe zu ab. Die Goldführung beträgt 9—12 g/t, schwankt aber in weiten Grenzen 3—80 g/t. Gegen O. zu, d. h. gegen die Schnittlinie der Hangenden und Liegenden Kluft, reichert sich der Goldgehalt an; ebenso wird das Erz der Tiefe zu allmählich reicher. Das Gold ist stark silberhaltig (etwa zu einem Drittel). Am reichsten sind die eigentlichen Quarzgänge mit feinkörnigem Pyrit, dann die sericitisierten und verquarzten Aplite, dann ebensolche Gneise, während unveränderte Gneise mit frischem Biotit, Pyroxengesteine und jüngerer, z. T. auskristallisierter Pyrit fast goldfrei sind.

Entgegen der Ansicht von Krusch, daß die Aplite hier jünger wären als die Gänge und Imprägnationen von goldhaltigem Quarz, wird unter Hinweis auf die sehr häufige Breccienbildung und auf das Durchsetzen der Aplite vom Gangquarz das entgegengesetzte Altersverhältnis als richtig konstatiert.

Die Imprägnation des Nebengesteins mit goldhaltigem Quarz ist am Roudný so ungewöhnlich intensiv, daß die ganze Masse der Lagerstätte wie ein Stockwerk abgebaut wird. Sie wird von einer mehr oder weniger vollständigen Sericitisierung der zersetzbaren Gesteinsgemengteile begleitet.

Von den Gesteinen der Lagerstätte sind außer dem Gneis und dem roten Muscovitaplit besonders die bisher für Amphibolite gehaltenen Kalksilikathornfelse zu nennen, welche hauptsächlich aus einem u. d. M. fast farblosen Pyroxen und Granat bestehen und Produkte von sowohl endomorpher als

auch exomorpher Kontaktwirkung zwischen den Aplitapophysen und den Kalksteineinlagerungen darstellen.

Mineralogisch ist der Roudný wie andere Lagerstätten des Goldquarztypus ein recht armer Fundort. Es kommen hier von den Erzmineralien gediegen Gold, Pyrit, Markasit, Arsenopyrit und Sphalerit vor, als Gangart vor allem Quarz, dann Dolomit und in viel beschränkterem Maße Siderit, Calcit, Baryt, grüner oder violetter Fluorit und Turmalin; von den sekundären Produkten findet man hier Greenockit (selten), dichte Abarten von Muscovit und Gips. Das gediegene Gold wird besonders vom Arsenopyrit begleitet und hat fast immer die lichte Elektrumfarbe.

Die Struktur der Gänge ist zumeist feinkörnig-massig ohne deutliche Altersfolge; in den ziemlich spärlichen Drusenräumen kann man vier Generationen unterscheiden:

I. Quarz I. und stellenweise Fluorit,
II. Pyrit I., Markasit und Sphalerit,
III. Carbonate und Baryt,
IV. Quarz II., Pyrit II. und Gold.

F. Slavik.

A. Hofmann: Goldquarzgänge von Libčic bei Neu-Knín. (Abh. böhm. Akad. 1912. No. 23. 12 p. 2 Textfig. Böhmisch; deutsch. Résumé im Bull. intern. ders. Akad.)

Die Goldquarzgänge von Libčic, welche im Mittelalter bebaut, seither aber verlassen waren, treten am Kontakt von präkambrischem Schiefer mit Granit sowie im Quarzporphyr auf. In der letzten Zeit wurde in diesem Gebiete lebhaft geschürft und hoffnungserregende Ergebnisse der Schurfarbeiten haben bereits zur Inangriffnahme bergmännischer Tätigkeit geführt. Der wieder bewältigte Schacht liegt im Walde Hořice, W. von Libčic, und hat die Tiefe von 83,6 m erreicht. Der Quarzgang hat die Mächtigkeit von $\frac{1}{4}$—$\frac{1}{2}$ m und setzt im Biotithornfels auf, der das Produkt einer Kontaktmetamorphose des präkambrischen Schiefers durch den Porphyr ist. Die Proben ergaben einen hohen Goldgehalt des Quarzes, der in der Mehrzahl der Fälle zwischen 12 und 40 g/t schwankt, jedoch in einzelnen Proben bis 120, 132, 164, 198, ja 268 ansteigt. Das Verhältnis von Gold zu Silber sinkt nur in dem kleineren Teile unter 0,8 und geht sehr oft über 0,9.

Das Gold ist zum größten Teil als gediegenes oder in Pyrit verstecktes Metall zugegen, aber in kleinerer Menge sind auch Telluride vorgefunden worden, von denen jedoch nur der Petzit mit Reserve bestimmt werden konnte, während die übrigen durch ihre Kleinheit und Spärlichkeit sich einer näheren Untersuchung entziehen. Weitere Begleiter des Goldes sind: Pyrrhotin, Arsenopyrit, Chalkopyrit; als sekundäre Mineralien fanden sich Kalkspat, Gips, Chlorit und neu gebildeter Pyrit. Drusenräume wurden bisher nicht gefunden. **F. Slavik.**

A. Hofmann und F. Slavik: Über das goldführende Gebiet von Kasejovic. (Abh. böhm. Akad. 1912. No. 32. 1913. No. 19. 27 + 44 p. 1 + 3 Taf. 2 + 4 Textfig. Böhmisch; deutsch im Bull. internat. ders. Akad.)

Das goldführende Gebiet von Kasejovic umfaßt die etwa 36 km lange Zone, welche von Bělčic im NO. bis gegen Kramolín und Nepomuk im SW. verläuft; die Verbreitung der alten Pingen und Seifenhügel sowie die Lage der neueren Schürfe wird am beigegebenen Kärtchen (1 : 125 000) dargestellt.

Das Gold kommt teils vererzt, und zwar in Telluriden, sowie gediegen vor; die goldführenden Gänge durchsetzen Granit und Gneis und stehen mit der Eruption des ersteren in einem unleugbaren Zusammenhang.

Die Geschichte des Bergbaues reicht in das frühe Mittelalter zurück, wie Urkunden aus den Jahren 1336—1338 und Funde von tönernen Bergmannslampen und anderen Gebrauchsgegenständen beweisen. In den Jahren 1777—1805 wurden Wiederbelebungsversuche angestellt, deren Aktenmaterial in der Arbeit abgedruckt wird.

Die geologischen Verhältnisse der Kasejovicer Gegend wurden in den fünfziger Jahren des vorigen Jahrhunderts von V. v. Zepharovich beschrieben; derselbe unterschied zahlreiche Granitvarietäten, die sich jedoch als bloße Fazies eines einzigen Granitmassives herausstellen, und dieser Fazieswechsel des Granits übt keinen Einfluß auf die Goldführung aus. Die „Granitporphyre" v. Zepharovich's sind Dioritporphyrite mit sowohl Oligoklas als auch Biotit in beiden Generationen, keine Hornblende, aber bisweilen etwas farblosen Pyroxen enthaltend; sie durchsetzen gangartig den Granit im Osten und Süden von Bělčic. Die ebenfalls gangförmigen sogen. „Aphanite des Granitporphyrs" erwiesen sich im Gebiete von Kasejovic und Bělčic als feinkörnige Diabase und Diabasporphyrite. Der Granit selbst geht mehrfach in Granodiorit über; unter seinem aplitischen Ganggefolge wurden auch Pyroxenaplite beobachtet, die ihren abweichenden Charakter einer magmatischen Resorption von Kalkstein verdanken. Schließlich werden auch Gneise (Paragneise), Kalksilikathornfelse und Amphibolite von verschiedenen Stellen des Gebietes kurz beschrieben.

Die bergmännischen Aufschlüsse durch die neueren Schürfungen bei Újezdec (Barbarastollen und Na-Borcích-Schacht), zwischen diesem Orte und Schlüsselburg (Zlatá hora, d. h. Goldberg, und Na Skřipici) sowie bei Kasejovic selbst (Jakob-, Alois- und Johannesschacht) werden ausführlich beschrieben und die Ergebnisse der quantitativen Proben auf Gold angeführt. Nach diesen ist der Goldgehalt des Gangquarzes sehr wechselnd und erreicht in Ausnahmefällen bis über 30, ja in einem Falle 52 g pro Tonne bei einem ebenfalls sehr schwankenden Feingehalt. Eine Durchschnittsprobe mit größerer Menge ergab 16,5 g Gold und 12,0 g Silber pro Tonne; etwa die Hälfte des Goldes ist amalgamierbar.

Die eluvialen Lagerstätten sind sehr spärlich, alluviale Goldseifen jedoch weit und breit zerstreut, im SO. bis nach Blatná reichend, im Westen bis in das Úslavatal bei Nepomuk und Nekvasov.

Die Gangfüllung besteht aus Quarz, in welchem Pyrit, Molybdänit, Arsenopyrit, spärlich Pyrrhotin, Chalkopyrit und Antimonit eingesprengt sind, daneben, besonders im Westen bei Kasejovic, graue Flecke von makroskopisch feinschuppigen oder feinfaserigen bis ganz dichten Erzen. Diese wurden als Gemenge erkannt, in welchen mit einiger Sicherheit Nagyagit, Jamesonit und Bismutin erkannt wurden. Gediegen Gold, z. T. sicher primär und mit den sulfidischen Erzen gleichzeitig, kommt nur in winzigen Flimmern vor.

Im Gangquarz wurde ferner hier und da Rutil in säulenförmigen Kristallen, vereinzelt Apatit, Turmalin und sehr häufig der zumeist sekundäre Muscovit und Chlorit beobachtet; lokal fand man eine größere Menge von Wolframit; als Neubildungen treten Symplesit, Antimonocker, Brauneisenstein und ein grünlichgelbes, nontronitähnliches, erdiges Silikat auf.

Die Struktur des Gangquarzes ist allotriomorph, vielfach kataklastisch, der größte Teil der Erze kristallisierte in der letzten Phase der Quarzausscheidung aus, zugleich mit dem älteren Teil von Muscovit und Chlorit und mit einem Teil des gediegenen Goldes.

In genetischer Hinsicht ergibt sich das Resultat, daß die Gangfüllung hydrothermal ist und aus dem Granitmagma abstammt, sowie daß die Nebengesteine bei der Gangbildung stark mitgenommen wurden (Vorkommen von Gesteinsmineralien im Gangquarz, Umbildung der Nebengesteine zu greisenähnlichen Gebilden im Gneis von Kasejovic, Sericitisierung und Verquarzung von den durchsetzten Graniten). Ein Übergang der die Gesteinsmineralien (Muscovit, Rutil, Apatit) enthaltenden Gangteile etwa zu aplitischen Abspaltungen des Granitmagmas wurde nicht beobachtet.

Paragenetisch ist die Anwesenheit von Nagyagit und Wolframit von Interesse, der Typus des ganzen Gangkomplexes bleibt jedoch immerhin derjenige der pyritischen Goldquarzgänge; von auswärtigen Analogien sind diejenigen mit den goldführenden Gängen im Appallachengebirge sowie mit den Black Hills in South Dakota am nächsten.

Das Alter der genetisch an den mittelböhmischen Granit gebundenen Kasejovicer Gänge ist natürlich auch spätpaläozoisch.

Im ganzen gehören die Kasejovicer Goldquarzgänge demselben Gangkomplex wie die von Barvíř studierten Gänge von Eule und Neu-Knín, mit denen sie viele, bis ins Detail gehende Ähnlichkeiten aufweisen, während das Goldvorkommen vom Roudný bei Vlašim vielfach von ihnen abweicht und einer anderen Erzzone angehört, nämlich der vorwaltend Blei- und Silbererzgänge aufweisenden Zone, welche die Vorkommen der Umgebungen von Budweis, Tábor, Altvožic umfaßt. **F. Slavik.**

K. Wohnig: Der Goldbergbau von Bergreichenstein. (Jahresbericht der Realschule Bergreichenstein. 1911. 17 p.)

Ein geschichtlicher Überblick der bergmännischen Tätigkeit bei Bergreichenstein im Böhmerwalde während des Mittelalters (Blütezeit unter Karl IV. im XIV. Jahrhundert) sowie in späteren Zeiten (ausführlichere Angaben von den Jahren 1585, 1644, 1668 und 1713); im XVIII. Jahrhundert kam das Berg-

werk zum Erliegen und seitdem wurden nur mehrere Male Wiederbelebungsversuche gemacht. Zum Schluß schildert Verf. kurz die Verbreitung und das heutige Aussehen der Bergbauüberreste in jenem Gebiete und gibt eine Literaturübersicht, in welcher wir jedoch die wichtigen Arbeiten von Barvíř (Sitzungsber. k. böhm. Ges. d. Wiss. 1896. No. 35 und 1902. No. 54) vermissen.

F. Slavik.

Quiring, H.: Beiträge zur Kenntnis der niederschlesischen Goldvorkommen. (Zeitschr. f. prakt. Geol. **22**. 213—222. 1914. 2 Fig.)

Means, A. H.: Tourmaline bearing Gold Quartz Veins in the Michipicoten District, Ontario. (Econ. Geol. **9**. 122—135. 1914. 6 Fig.)

Eisenerze.

John: Die Eisenerzlagerstätten von Bilbao und ihre Bedeutung für die zukünftige Eisenerzversorgung Großbritanniens und Deutschlands. („Glückauf". 46. Jahrg. 1910. 2003—2013; 2045—2052. 1 geol. Karte.)

Die metasomatischen Eisenerzlagerstätten von Bilbao verdanken ihre hervorragende Stellung und wirtschaftliche Bedeutung unter den europäischen Eisenerzgebieten zwei Tatsachen: zunächst gestattet die Art des Vorkommens an der Oberfläche einen relativ einfachen und billigen Abbau. Außerdem ist die ungemein günstige Lage des Erzvorkommens in nächster Nähe des schiffbaren Rio de Bilbao für eine verhältnismäßig einfache Verladung und Verfrachtung auf dem Wasserwege nach England und Deutschland äußerst vorteilhaft.

Die Erze werden auf Bremsbergen zur Talsohle befördert und darauf auf Eisenbahnen zum Ufer des Rio de Bilbao gebracht, wo auf bequem angelegten Verladestellen eine rasche Umladung in die bereitliegenden Seedampfer erfolgt.

Die Erzmassen liegen in der Hauptsache in einem Gebiet gefalteter cretaceischer Sedimente, deren Streichrichtung parallel den Pyrenäen von NW. nach SO. verläuft.

Zu unterst treten versteinerungsarme, graublaue, gelbbraun verwitternde Sandsteine (Areniscas) mit eingeschalteten festen Kalksteinlagen auf. Darüber folgen feste, fossilführende Kalksteine (Caliza compacta) in dicken Bänken von wechselnder Mächtigkeit, häufig durchsetzt von Kalkspatadern. Diese Kalksteine sind die Träger der Eisenerzmassen. An Fossilien beherbergen sie: *Requienia Lonsdalei* Sow., *R. laevigata* d'Orb., *Orbitulina lenticularis* Lmk., *Rhynchonella irregularis* Pict., *Terebratula biplicata* Sow., *Monopleura trilobata* d'Orb. Auf die genetische Zusammengehörigkeit des Erzes mit diesen Kalksteinablagerungen weist schon das alte Sprichwort der baskischen Bergleute: „La caliza es la madre del mineral".

Auf diese beiden Stufen des unteren Gault in der Fazies des Urgo-Aptien legen sich Ablagerungen des Cenoman zunächst in Gestalt eines tonigen Kalksteins (Caliza arcillosa) mit Bruchstücken von *Acanthoceras Mantelli* Sow.

Darüber folgen Sandsteine mit *Pseudodiadema Blancheli* Desor., *Janira Faujasi* Pict. und *Cardium cenomanense* d'Orb., an die sich als Abschluß der Schichtserie Mergel mit *Pachydiscus peramplum* Mant. und *Acanthoceras Mantelli* Sow. schließen. Außerhalb des eigentlichen Erzbezirkes bei Algorta an der Ostseite der Bucht von Bilbao treten noch Sandsteine des Senon als oberstes Schichtglied der Kreideserie auf.

Von jüngeren Bildungen sind noch zu nennen: diluviale Tone im Tal des Rio de Bilbao unterhalb Bilbao und ferner Alluvionen in größerer Ausdehnung auf dem linken Ufer des Rio de Bilbao und an der Mündung des Sommorostro. Auf dem rechten Ufer des Rio de Bilbao treten außerdem die nicht zu dem eigentlichen Erzbezirk gehörigen Eruptivmassen (Ophit- und Trachytvorkommen) des Monte Axpe auf.

Die Lagerungsverhältnisse der im Eisenerzbezirk von Bilbao ausstreichenden Sedimente sind bedingt durch ein NW.—SO. verlaufendes Faltensystem. Im Westen, etwa in der Richtung Ortuella—San Pedro de Galdames, ist der hangende tonige Kalkstein des Cenoman unter einem Winkel von 30° nach NO. bezw. SW. geneigt, während im Osten am linken Ufer des Rio Cadagua zwischen San Pedro de Galdames und Alonsotegui eine steilere Schichtstellung der Faltenschenkel (60°) beobachtet wird. Auf dem rechten Ufer des Rio Codagua erscheinen mehrere enger zusammengedrängte Faltenzüge mit einem Schichteinfallen von 60°. Diesen letzteren gehören die östlich von Castrajana und Alonsotegui auftretenden Erzmassen an. Die bedeutendsten Erzvorkommen (Triano, Matamoros) liegen im nördlichen Teil des westlichen Hauptsattels. Die übrigen, weniger ausgedehnten Erzkörper sind ebenfalls an solche Stollen gebunden, an denen die erzführenden Kalke infolge der Faltenbewegung unter mehr oder weniger steilem Winkel zu Tage ausgehen.

Die Erzlagerstätten der Umgebung von Bilbao gliedern sich nach ihrer Entstehung in zwei Typen:

1. primäre,
2. sekundäre oder Trümmerlagerstätten.

Die primären Lagerstätten stellen epigenetische, durch metasomatische Verdrängung des zum unteren Gault gehörigen festen Kalksteins (Caliza compacta) entstandene Erzmassen dar. Der Sitz dieser metasomatischen Lagerstätten ist in der Regel die Grenzfläche zwischen den Kalksteinbänken und dem Sandstein, und zwar meistens an der Tagesoberfläche; nur auf den Lagerstätten von Triano und Matamoros wird das Erz an vereinzelten Stellen von einer dünnen Schicht des cenomanen tonigen Kalksteins bedeckt. In verschiedenen Gruben konnte eine Abhängigkeit des Erzvorkommens von einer Verwerfung festgestellt werden; ausnahmslos dann, wenn es sich um Erzmassen nicht am Rande, sondern innerhalb der antiklinal hochgerichteten Kalksteinsedimente handelt, wie z. B. in dem Triano-Bezirk.

Entsprechend dem allgemeinen Streichen der Faltenzüge zeigen auch die meist langgestreckten, linsenförmigen Lagerstätten eine ausgesprochen NW.—SO. verlaufende Streichrichtung. Bei einer durchschnittlichen Länge von 300 bis 500 m sind sie in der Regel gegen 100 m breit.

Die Mächtigkeit der verschiedenen Erzvorkommen schwankt zwischen 10—40 m, da die Ausbreitung der Erzmassen nach der Tiefe große Unregelmäßigkeiten aufweist.

Das unmittelbare Liegende der Erzkörper bildet stets eine 2—6 m mächtige Tonschicht, die dem Sandstein bezw. Kalkstein des unteren Gault aufliegt. Die Oberfläche des liegenden Kalksteins unterhalb der Erzmassen ist stets karrenartig zerfressen.

Die Lagerstätten des Bilbao-Bezirkes befinden sich in einer relativ hohen Lage (250—600 m) über dem Meeresspiegel.

Das Ausgangsmineral der Eisenerzlagerstätten war ursprünglich Spateisenstein. Durch Einwirkung der Atmosphärilien entstanden aus demselben Roteisenstein und Brauneisenstein. Dementsprechend findet sich heute der Spateisenstein nur in den tiefen Teilen der Erzmassen; Roteisenstein tritt dort auf, wo das Erz durch die hangende Tonschicht des Cenoman vor einer vollständigen Einwirkung durch die atmosphärischen Niederschläge bewahrt wurde, während Brauneisenstein nur an solchen Stellen gebildet werden konnte, an denen der primäre, oberflächlich ausstreichende Spateisenstein den umwandelnden Einflüssen der Atmosphärilien vollkommen ausgesetzt war.

Die hohe Lage der Lagerstätten über dem Grundwasserspiegel begünstigte die Einwirkung der Atmosphärilien in bedeutendem Maße, so daß die sekundäre Umwandlung des primären Spateisensteins bis in große Tiefe stattfinden konnte.

Folgende Eisenerzvarietäten werden im Bilbao-Bezirk unterschieden:

1. Spateisenstein (Hierro espatico)	Carbonato superior Carbonato inferior
2. Roteisenstein	Campanil Vena
3. Brauneisenstein	Rubio.

Der Carbonato superior ist spätig oder kristallinisch von gelblichweißer Farbe. Der Carbonato inferior ist grau und hat eine körnige Struktur. Der rote bis braunrote Campanil ist fest oder kristallinisch ausgebildet, während die intensiver rot gefärbte Vena eine weiche, erdige Masse darstellt. Der gelblich- oder rötlichbraune Rubio kann in sehr verschiedener Ausbildung auftreten: cavernös, stalaktitisch, glaskopfartig, zellig, traubig oder mulmig.

Zu den erwähnten Erzvarietäten ist noch folgendes zu bemerken: Im primären Spateisenstein treten nicht selten größere erzfreie Kalkpartien auf. Allmähliche Übergänge finden statt zwischen Kalkstein und Spateisenstein, ferner zwischen den verschiedenen Erzen unter sich und andererseits auch zwischen dem Kalkstein und den Erzen. Auf dem Spateisenstein beobachtet man bisweilen einen Anflug von Kupferkies, in dem mulmigen Brauneisenstein nicht selten Schwefelkieskristalle. Die Vena und ebenso die höheren, aus Brauneisenstein bestehenden Erzpartien werden mitunter von Tonlagen durchsetzt.

Am weitesten verbreitet ist das Ausgehende sämtlicher Lagerstätten des Bilbao-Erzbezirkes: der Brauneisenstein.

Durch Übergänge der drei genannten Erze entstandene Mischungen führen im Handel die Bezeichnung „Rubio avenado“.

Die folgenden, vom Verf. wiedergegebenen Analysen geben einen Überblick über die ausgezeichnete Zusammensetzung der Bilbao-Erze.

	Carbonato (Spateisenstein) superior %	Carbonato (Spateisenstein) inferior %	Campanil %	Vena %	Rubio %	Rubio avenado %
Metallisches Eisen .	41,474	38,780	52,749	56,809	51,065	54,959
Mangan	0,935	0,695	1,333	0,846	0,492	0,568
Phosphor	0,017	0,019	0,010	0,015	0,024	0,013
Schwefel	0,140	0,270	0,014	0,016	0,040	0,025
Magnesia	0,450	0,870	1,540	0,450	0,250	0,550
Kalkerde	1,700	1,560	5,530	1,310	0,500	0,850
Tonerde	0,170	0,300	1,840	1,200	1,700	1,250
Kohlensäure	33,633	32,957	0,093	0,100	0,850	0,650
Kieselsäure	6,590	8,990	5,300	6,210	9,750	7,120
Hydratwasser . . .	0,480	1,480	7,470	0,120	6,950	4,100

Eine zweite Art der Eisenerzlagerstätten bilden die Eisenerzseifen, die durch Verwitterungen und Zerstörung der oberflächlich ausstreichenden Teile der primären Lagerstätten als jüngere, sekundäre Trümmerlagerstätten anzusprechen sind. Diese abbauwürdigen, in der Regel aus mehr oder weniger stark abgerollten Bruchstücken von Brauneisenerz, seltener Roteisenerz bestehenden Seifenablagerungen führen im Bilbao-Bezirk die Bezeichnung „Chirta“. Ihre Mächtigkeit schwankt zwischen wenigen Zentimetern bis 5 m. In den meisten Fällen liegen diese Chirta-Ablagerungen in Vertiefungen der Tagesoberfläche unmittelbar auf den primären metasomatischen Lagerstätten; vereinzelt trifft man sie auch als Einlagerungen in den primären Lagerstätten. Wegen des überwiegenden Vorkommens an der Oberfläche direkt über den primären Lagerstätten muß man diese Chirta-Ablagerungen als eluviale Seifen bezeichnen. Zuweilen werden sie auch nach unten hin durch eine Tonschicht von wechselnder Mächtigkeit gegen die liegenden Lagerstätten begrenzt. Ihre Ausbreitung im Bilbao-Distrikt ist nicht unbeträchtlich. Außer diesen eluvialen Erzseifen werden auch fluviatile Erzseifenablagerungen mit deutlich ausgesprochener Schichtung in bedeutender Erstreckung im Erzrevier von Sommorostro beobachtet.

Die bergmännische Gewinnung dieser Seifenerze geschieht durch einen Waschprozeß, wobei die in der Chirta eingebetteten Erzstücke von dem einhüllenden Ton befreit werden.

Über die Verteilung und das Vorkommen der verschiedenen Erzvarietäten in den einzelnen Gruben gibt Verf. an Hand zahlreicher Detailprofile Aufschluß.

Die Entstehung der Eisenerzlagerstätten von Bilbao hängt zusammen mit tektonischen Bewegungen zur Tertiärzeit. Gleichzeitig mit der Emporfaltung der Pyrenäen entstanden auch als deren Ausläufer die Falten-

züge des heutigen Erzbezirks von Bilbao. Bei diesen gebirgsbildenden Vorgängen bildeten sich naturgemäß auch Risse, Spalten und Verwerfungen in dem gefalteten Vorland, und zwar parallel den Faltenzügen, d. h. in der allgemeinen Streichrichtung NW.—SO. Auf solchen Klüften drangen die Trachyt- und Ophitmagmen des Monte Axpe auf dem rechten Ufer des Rio de Bilbao empor und andererseits auch Minerallösungen besonders auf den Faltungsspalten und Schichtfugen zwischen dem liegenden Sandstein und festen Kalkstein des unteren Gault. Da der dichte Sandstein ein Vordringen der Lösungen in die Tiefe unmöglich machte, wurde der hangende feste Kalkstein des unteren Gault der Einwirkung dieser Minerallösungen in besonderem Maße ausgesetzt. Die an Kohlensäure und Eisencarbonat gesättigten Lösungen lösten das leicht zerstörbare Calciumcarbonat auf und setzten an dessen Stelle Spateisenstein ab. Die zirkulierende Bewegung dieser Minerallösungen spiegelt sich wider in der bereits oben erwähnten korrodierten Oberfläche der unter dem Erz liegenden Kalksteinbänke. Die auffallende Tatsache, daß die größte Mächtigkeit der Erzmassen stets in nächster Nähe von Verwerfungen zu beobachten ist, beweist, daß der Spateisenstein durch Lösungen, die ihren Weg auf diesen Verwerfungen nahmen, ausgeschieden wurde. In ungestörten Schichtpartien fand das Emporddringen der Minerallösungen auf den Schichtfugen zwischen dem Sandstein und dem festen Kalkstein des unteren Gault statt.

Da die Bildung der metasomatischen Erzlagerstätten im Anschluß an die Entstehung der Pyrenäen im Miocän anzunehmen ist, so waren die zutage tretenden Erzmassen während der Zeit vom Miocän bis zum Alluvium der Einwirkung der atmosphärischen Niederschläge ausgesetzt. In diese Zeitspanne muß demnach die sekundäre Bildung des Roteisensteins und Brauneisensteins fallen.

Ferner muß man annehmen, daß im Jungtertiär durch Zertrümmerung der oberflächlich ausstreichenden Erzmassen die Chirta-Ablagerungen gebildet wurden. Gleichzeitig und besonders auch in jüngerer Zeit müssen auch noch bedeutende Umlagerungen stattgefunden haben. Denn nur so läßt sich die bereits oben erwähnte und z. T. auch in Bohrungen nachgewiesene auffallende Wechsellagerung von Chirta, Ton, festem Erz und andererseits auch das Auftreten von Tonlagen im Brauneisenerz erklären. Verf. führt diese Umlagerungen zurück auf die gewaltigen Wassermengen, die zur jungtertiären Zeit — nach den jungtertiären Bildungen in der Umgebung der Pyrenäen zu schließen — aus dem Binnenland dem Golf von Viscaya zuströmten und auch den Eisenerzbezirk von Bilbao überflutet haben müssen. Nach der Bildungsweise lassen sich demnach im Eisenerzbezirk drei Typen von Lagerstätten aufstellen:

1. metasomatische
2. sekundär umgewandelte } Lagerstätten.
3. umgelagerte

Eine vollkommen andere Anschauung über die Bildung der Bilbao-Eisenerzlagerstätten wurde früher von Wedding vertreten. Seine Theorie wurde aber bereits durch Krusch in einem Referat (Zeitschr. f. prakt. Geol. 5. 1897. p. 254) mit Erfolg widerlegt.

Eine geologische Übersichtskarte (1 : 75 000) mit Angabe der Besitzverhältnisse der verschiedenen Minengesellschaften ist diesen interessanten Untersuchungen beigefügt. **P. Grosch.**

Nicolai, G.: Die norwegischen Eisenerze. (Zeitschr. f. prakt. Geol. **22**. 49—83. 1914. 20 Fig.)

Harder, E. C.: The „Itabirite" Iron Ores of Brazil. (Econ. Geol. **9**. 101—111. 1914. 2 Fig.)

Kohlen. Erdöl.

E. Scheibener: Die diluvialen Kohlenlager Savoyens. (Zeitschr. f. prakt. Geol. **19**. 1911. 312—316.)

Verf. bringt die Resultate der verschiedenen Autoren in einen historischen Zusammenhang und versucht auch ein Verzeichnis der Flora der Schieferkohlen Savoyens aufzustellen. **A. Sachs.**

F. G. Clapp: Geological relations of oil pools situated in regions of monoclinal structure. (Bull. Geol. Soc. Amer. **22**. 1911. 737. [Ausz.])

Verf. stellt als typische Vorkommen die Ölfelder des südöstlichen Ohio hin, einer Gegend von monoklinalem Bau, in welcher sie an Störungslinien gebunden sind. In der großen Mehrzahl der Fälle sammelt sich das Öl in einem Sandhorizont an Stellen, wo ein ausgesprochener Wechsel im Einfallen der Schichten statt hat, oder wo ein Grabenbruch hindurchzieht.

Ein Diskussionsbeitrag von C. W. Washburne betont, daß man in der Praxis das tektonische Moment bei der Lage der Ölfelder mehr berücksichtigt habe, als manche von stratigraphischen Gesichtspunkten ausgehende Geologen. In Florence, Colorado, ist der Ölgehalt lediglich auf Störungslinien beschränkt, ohne feststellbare Abhängigkeit von irgendwelchem stratigraphischen Wechsel der Gesteinsschichten und ihrer Orientierung gegenüber der Erdoberfläche.

Anderseits gibt es auch Felder, die in Synklinalen gelegen sind.

Wetzel.

G. Thiel: Das Asphaltkalkgebiet des Pescaratales am Nordabhange der Majella (Abbruzzen). (Zeitschr. f. prakt. Geol. **20**. 1912. 169—197.)

Die Asphaltlager der Majella sind infolge der Imprägnation von Kalken durch leichtflüssige Kohlenwasserstoffe entstanden, deren Verdunstungs- und Oxydationsrest der Asphalt darstellt. Das Erdöl stammt aus der Tiefe. Das Asphaltlager von Santo Spirito liefert ein sich vorzüglich zur Bereitung von Stampfasphalt eignendes Material, die Lager von Acqua fredda und Fonticelli Material mit sehr leicht extrahierbarem Bitumen, die übrigen Lager im allgemeinen gute Mittelsorten. **A. Sachs.**

F. Glöckner: Zur Entstehung der Braunkohlenlagerstätten der südlichen Lausitz. („Braunkohle". 1912. No. 42—45. 30 p.)

Verf. beschreibt im einzelnen die Senftenberger Flöze, die Lagerstätten des Flachlandes der nordsächsischen Lausitz und die des Zittauer Beckens. Im Senftenberger Oberflöz hat Verf. bemerkenswerte Beobachtungen über die Setzung oder Sackung der Braunkohle angestellt. Aus dem Zittauer Revier ist Glanzkohle eingehend untersucht worden. Diese wird an der Hand von A. Böhm's Analysen als fossiler Dopplerit erkannt und mit dem Namen Zittavit belegt. Der Entstehung nach werden autochthone, primär und sekundär allochthone Lagerstätten unterschieden. Als autochthon werden nach Potonié's Definitionen erkannt die Lager von Schmeckwitz, Bernsdorf bei Kamenz, Merka—Crosta—Luttowitz, Wetro—Guhra—Pannewitz (Hauptflöz und Flöz 2), Senftenberger Unterflöz (zwei allochthone in drei autochthone eingebettet); als primär allochthone die des Zittauer Beckens, von Wiesa bei Kamenz, Flöz 3 von Wetro—Guhra—Pannewitz. Sekundär allochthon sind die Lager von Kleinsaubernitz bei Baruth, das Senftenberger Oberflöz (Aufschluß Ilse, nördlicher Teil) und die allochthonen Schichten des Senftenberger Unterflözes.

Stremme.

F. G. Clapp: Occurrence of petroleum associated with faults and dikes. (Bull. Geol. Soc. Amer. **23**. 1912. 728. [Ausz.])

Verschiedene Vorkommen von Petroleum längs Verwerfungen und Gängen werden geologisch beschrieben im Rahmen einer allgemeinen systematischen Ordnung der Öl- und Gasansammlungen. **Wetzel.**

D. White: Resins in palaeozoic coals. (Bull. Geol. Soc. Amer. **23**. 1912. 728. [Ausz.])

Harze finden sich in den meisten Kohlen, nicht bloß in tertiären. Die Konzentration, und damit praktisch die Menge, kann sehr verschieden sein. Neue Funde von Harz in paläozoischen Kohlen des Mississippitales und aus Montana lassen vermuten, daß die Harze in alten Kohlen ebenso reichlich vorhanden sind wie in jungen. **Wetzel.**

P. Tschirwinsky: Über die gangähnliche Bildung aus der Steinkohlengrube „Nadeschda" bei der Stadt Alexandrowsk-Gruschewsky (Dongebiet). (Ann. géol. et minéralog. de la Russie. 1912. **14**. 166—169. 5 Fig. Russ. mit deutschem Res.)

Eine Verwerfungskluft dieser Grube ist mit einer Breccie aus Bruchstücken eines carbonischen Sandsteins ausgefüllt, die durch gut ausgebildete Kristalle von Pyrit, Baryt (zonar, geringe Beimengung von $Sr\,SO_4$) und Calcit (mit Kohlenstaub als mechanische Beimengung) verkittet werden.

Im Anthracit und in den Schiefern des Dongebiets kommen im übrigen nur erzfreie Quarzgänge vor, außerdem noch die meist in diesen Gesteinen vorhandenen Pyritkristalle und -Knollen. **H. Schneiderhöhn.**

Weithofer, K. A.: Die Bedeutung der roten und grauen Gesteine im Schichtprofile der Steinkohlenablagerungen. (Zeitschr. f. prakt. Geol. **22**. 33—34. 1914.)

Donath, Ed. und A. Rzehak: Zur Kenntnis einiger Kohlen der Kreideformation. (Zeitschr. f. prakt. Geol. **22**. 1—12. 1914.)

Stoller, J.: Das Erdölgebiet Hänigsen—Obershagen in der südlichen Lüneburger Heide. (Archiv f. Lagerstättenforschung u. Lagerstättenkarten. **14**. Berlin 1914. 2 Taf.)

Berg, G.: Die schottischen Ölschiefer. (Zeitschr. f. prakt. Geol. **22**. 98—103. 1914. 3 Fig.)

Gould, Ch. N.: Petroleum in Red Beds. (Econ. Geol. **8**. 768—780. 1913.)

Hirschi, H.: Petrolgeologisches aus der Republik Columbia. (Zeitschr. f. prakt. Geol. **22**. 36—38. 1914. 2 Fig.)

Europa.

a) Skandinavien.

F. T. Mesdag: Einige Notizen über Mineralien von den schwedischen Lagerstätten Gellivare, Luossavaara und Sjangeli. (Zeitschr. f. prakt. Geol. **20**. 1912. 163—164.)

Es handelt sich bei Gellivare um Aplom, bei Luossavaara um Phosphorit und Magnetit, bei Sjangeli um Epidot. **A. Sachs.**

P. Tschirwinsky: Bericht über den XI. internationalen geologischen Kongreß zu Stockholm im August 1910, nebst kurzer Beschreibung des geologischen Baues der besuchten Lagerstätten und Beschreibung der eingesammelten Kollektionen. (Ber. a. d. Inst. f. angew. Min. u. Geol. d. Alexei-Don'schen Polytechnikums in Nowotscherkassk. 1912. **1**. 236—297. 24 Fig. Russ. mit deutsch. Res.)

Der Bericht ist in der Absicht zusammengestellt, daß er ein Hilfsbuch für die Studierenden des Don'schen Polytechnikums beim Studium der mittelschwedischen Erzlagerstätten dienen kann. Er berücksichtigt die auf der Exkursion C_4 des Kongresses besuchten Lagerstätten.

Die Beschreibung lehnt sich naturgemäß an die Führer zu den Exkursionen an, nur Grängesberg wurde etwas eingehender behandelt, und die Ansichten des Verf.'s gegen die magmatische Ausscheidung der dortigen Erze ausführlich wiedergegeben. **H. Schneiderhöhn.**

---

c) Deutsches Reich.

Gangkarte des Siegerlandes 1 : 10 000. Lief. 3. Blätter: Birken, Wissen, Niederhövels, Hamm, Gebhardshain. Berlin 1914.

Sachs, A.: Weitere Mitteilungen über die Bildung schlesischer Erzlagerstätten. (Centralbl. f. Min. etc. 1914. 186—190.)

Stauffacher, J.: Der Gangdistrikt von Altenberg in Schlesien auf Grund eigener Aufnahmen der Oberfläche und der unterirdischen Aufschlüsse. (Zeitschr. f. prakt. Geol. **22**. 12—15.)

Kraemer, R.: Die Mineralien der St. Kreuzer Erzgänge. Dissert. Straßburg 1914. 61 p.

---

h) Italien.

F. C. Müller: Die Erzlagerstätten von Traversella in Piemont. (Zeitschr. f. prakt. Geol. **20**. 1912. 209—240.)

Die Gebirge der Umgebung von Traversella bauen sich vorwiegend aus kristallinen Schiefern auf. Carbonatische Gesteine fraglichen Alters durchziehen das Gebiet. Nach der Gebirgsfaltung durchbrachen saure Eruptivgesteine dioritischer Natur die geschichteten Bildungen. In ihrer Gefolgschaft wurden die Kontakterze abgesetzt. Posteruptiven Alters sind die Erzgänge, da sie in gleicher Weise Eruptivgestein wie kristalline Schiefer durchdringen. Die Kontaktlagerstätten finden sich ausschließlich innerhalb carbonatischer Schichten. Die Kontakterze bevorzugen offensichtlich die oberen Teufen und reichern sich namentlich unter hangenden kristallinen Schiefern an. Die Kontaktlager führen neben Sulfiden als wichtigstes Erz Magnetit. Den Gängen sind nur sulfidische Erze namentlich des Eisens und Arsens eigen. Auch ist bei ihnen die Gangart ausschließlich quarzig. **A. Sachs.**

---

k) Österreich-Ungarn.

Granigg, B. und J. H. Korritschoner: Die geologischen Verhältnisse des Bergbaugebietes von Mieß in Kärnten. (Zeitschr. f. prakt. Geol. **22**. 171—194. 1914. 8 Taf. 6 Fig.)

---

l) Balkan-Halbinsel.

M. Lazarevic und **E. Kittl**: Die Wismutgänge von Aljin-Dol und Jasikova. (Zeitschr. f. prakt. Geol. **20**. 1912. 280—287.)

Die im Gabbrogebiet Ostserbiens auftretenden Wismuterzgänge erstrecken sich auf größere Areale. Bei Aljin-Dol tritt ein Diabasgang auf, der den gangfüllenden Eisenspat durchschneidet, während der Quarzgang von Jasikova nirgends Diabasdurchbrüche aufweist. Der Wismutglanz scheint mit dem Eisenspat nicht in derselben Bildungsperiode ausgeschieden zu sein. Beachtens-

wert ist, daß auch die Quarzgänge von Jasikova, wenn auch in geringen Mengen, Eisenspat enthalten. Das Zusammenvorkommen von Wismuterz in den Kupferkies und Carbonspäte führenden Gängen der basischen Eruptivgesteine scheint ein sehr häufiges zu sein. Außerdem bilden Wismut- und Arsenminerale eine fast konstante Paragenesis in den meisten Wismutlagerstätten, die sowohl an saure als auch an basische Eruptivgesteine gebunden sind. Fernerhin ist in carbonspätigen Erzlagerstätten die Niveaubeständigkeit der sulfidischen Zone außerordentlich variabel und zumeist auf die oberen Teufen beschränkt. Eine weitere Untersuchung der in Rede stehenden Lagerstätten wäre nicht aussichtslos, infolge der wirtschaftlichen Verhältnisse aber erscheint ein Bergbau unmöglich. **A. Sachs.**

H. Preiswerk: Über den geologischen Bau der Region der Schlammvulkane und Ölfelder von Berca und Beciu bei Buzeu in Rumänien. (Zeitschr. f. prakt. Geol. **20**. 1912. 86—95.)

Es wird zunächst ein stratigraphischer Überblick, weiterhin eine Beschreibung der Tektonik gegeben, sodann werden die Lagerungsverhältnisse der Ölschichten besprochen. **A. Sachs.**

B. A. Wendeborn: Die Kupfererz- und Limonitlagerstätten von Madjan-Pek in Serbien. (Zeitschr. f. prakt. Geol. **20**. 1912. 266—280.)

Nach einem Überblick über Literatur und Geschichte des Bergbaues werden besprochen:

1. Kupferhaltige Quarzandesitlagerstätten;
2. kupferhaltige Limonitlagerstätten;
3. Krauklagerstätten („Krauke" stellen ein Produkt dar aus Gangarten des umgebenden Nebengesteines und aus Kupfer- und Eisenmaterialien);
4. Pyritlagerstätten (die in einem späteren Aufsatz eingehender behandelt werden sollen).

Die Lagerstätten sind entweder primäre (kontaktmetamorphe) oder sekundäre (metasomatische) Bildungen. **A. Sachs.**

Asien. Malaiischer Archipel.

Weigel, O.: Über einige Erzlagerstätten am Sichota-Alin in Ostsibirien. (Dies. Jahrb. Beil.-Bd. XXXVII. 653—738. 6 Taf. 9 Fig. 1914.)

Smith, W. D.: The Mineral Resources of the Philippine Islands for the Year 1912. (Bureau of Sc. Manila 1913. 76 p. 7 Taf. 4 Fig.)

Nord-Amerika. Mexiko.

Ziegler, V.: The Minerals of the Black Hills. (South Dakota School of Mines. Dep. of Geol. and Min. Bull. **10**. 250 p. Rapid City, South Dakota 1914.)

Allen, R. C.: Relative to an Extension of the Menominee Iron Range eastward from Waucedah to Escanaba, Michigan. (Econ. Geol. **9**. 236—238. 1914. 1 Taf.)

Robinson, H. H.: The San Franciscan Volcanic Field, Arizona. (U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. **76**. 1913. 213 p. 14 Taf. 36 Fig.)

Fuller, M. L.: The Geology of Long Island, New York. (U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. **82**. 1914. 231 p. 27 Taf. 205 Fig.)

Gale, H. S.: The Origin of Colemanite Deposits. (U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. **85** A. 1913. 9 p.)

Bastin, E. S.: Geology of Pitchblende Ores of Colorado. (U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. **90** A. 1914. 5 p. 2 Taf.)

Mineral Resources of the United States. Calendar Year 1912. Part I. Metals. 1079 p. 3 Taf. 13 Fig. Part II. Nonmetals. 1218 p. 8 Taf. 11 Fig. (U. S. Geol. Surv. Washington 1913.)

Bauer, C. M., G. S. Rogers and C. F. Bowen: Coal and Lignite Fields in Montana. (U. S. Geol. Surv. 1914. Bull. **541** H. 88 p. 7 Taf. 3 Fig.)

Lloyd, E. R.: Cannonball River Lignite Field, North Dacota. (U. S. Geol. Surv. 1914. Bull. **541** G. 51 p. 2 Taf. 1 Fig.)

Analyses of Coal Samples from Various Fields in the United States. (U. S. Geol. Surv. 1914. **541** K. 38 p.)

Smith, P. S.: The Noatak-Kobuk Region, Alaska. (U. S. Geol. Surv. 1914. Bull. **536**. 170 p. 15 Taf. 1 Fig.)

Prindle, L. M.: A geologic Reconnaissance of the Circle Quadrangle, Alaska. (U. S. Geol. Surv. 1913. Bull. **538**. 82 p. 13 Taf. 2 Fig.)

Umpleby, J. B.: Some Ore Deposits in Northwestern Custer County, Idaho. (U. S. Geol. Surv. 1913. Bull. **539**. 104 p. 10 Taf. 4 Fig.)

White, D.: Contributions to Economic Geology (Short Papers and Preliminary Reports). 1912. Part I. Metals and Nonmetals except Fuels. (U. S. Geol. Surv. Bull. **540**. 1914. 563 p. 11 Taf. 60 Fig.)

Brooks, A. H. and others: Mineral Resources of Alaska: Report on Progress of Investigations in 1912. (U. S. Geol. Surv. 1913. Bull. **542**. 318 p. 10 Taf. 7 Fig.)

Schultz, A. R.: Geology and Geography of a Portion of Lincoln County, Wyoming. (U. S. Geol. Surv. 1914. Bull. **543**. 141 p. 11 Taf. 8 Fig.)

Nickles, J. M.: Bibliography of North American Geology for 1912 with Subject Index. (U. S. Geol. Surv. 1913. Bull. **545**. 192 p.)

Diller, J. S.: Mineral Resources of Southwestern Oregon. (U. S. Geol. Surv. 1914. Bull. **546**. 147 p. 11 Taf. 26 Fig.)

Knopf, A.: The Darvin Silver-Lead Mining District, California. (U. S. Geol. Surv. 1914. Bull. **580** A. 18 p. 3 Fig.)

Butler, B. S.: Notes on the Unaweep Copper District, Colorado. (U. S. Geol. Surv. 1914. Bull. **580** B. 7 p.)

Hunter, J. F.: Some Cerusite Deposits in Custer Co., Col. (U. S. Geol. Surv. 1914. Bull. **580** C. 13 p. 2 Fig.)

Mc Leish, J.: Annual Report of the Mineral Production of Canada during the Calendar Year 1913. (Mines Branch Can. 1914. 339 p.)

Ells, R. W.: Rapport sur l'Ile Graham, Colombie Britannique. (Comm. Géol. Can. 1914. 48 p. 2 Taf.)

O'Neill, J. J.: St. Hilaire (Beloeil) and Rougemont Mountains, Quebec. (Geol. Surv. of Can. Mem. **43**. Geol. Ser. 1914. 108 p. 1 Taf,)

Keele, J.: Clay and Shale Deposits of New Brunswick. (Geol. Surv. of Can. Mem. **44**. Geol. Ser. 1914. 94 p. 16 Taf. 7 Fig.)

Wilson, W. J.: Reconnaissance géologique le long de la ligne du Chemin de fer Transcontinental National dans l'ouest de Quebec. (Comm. Géol. Can. Mem. **4**. 1914. 64 p. 6 Taf.)

Mc Innes, W.: Rapport sur une partie des Territoires du Nord-Ouest du Canada egouttée par les rivières Winisk et Haut Attawapiskat. (Canada, Div. de la Comm. Géol. 1914. 65 p. 5 Taf.)

Wilson, A. W. G.: Rapport sur une traverse passant par la partie meridionale des Territoires du Nord-Ouest du Lac Seul au Lac Chat en 1902. (Canada, Div. de la Comm. Géol. 1914. 27 p.)

Kalmus, H. T.: Preparation of Metallic Cobalt by reduction of the Oxide. (Canada, Mines Branch. 1913. 36 p. 8 Taf. 4 Fig.)

Parks, A.: Rapport sur les Pierres de Construction et d'Ornement. (Canada, Div. des Mines. **1**. 1913. 437 p. 77 Taf. 21 Fig.)

Dowling, D. B.: Rapport d'une exploration de la Rivière Ekwan, des Lacs Sutton Mill et d'une partie de la Côte Occidentale de la Baie James. (Comm. géol. du Can. 1914. 68 p. 2 Taf. 6 Fig.)

Lindeman, E.: Magnetite Occurrence a long the Central Ontario Railway. (Canada, Dep. of Mines. 1913. 23 p. 9 Taf. 19 Karten.)

— Austin Brook Iron-bearing District New Brunswick. (Canada, Dep. of Mines. 1913. 15 p. 6 Taf. 5 Fig.)

Haanel, B. F.: Rapport sur l'utilisation de la Tourbe pour la production de la force Motrice. (Canada, Dep. of Mines. 141 p. 27 Taf. 17 Fig.)

Malcolm, W.: Oil and Gas Prospects of the Northwest Provinces. (Geol. Surv. of Canada. 1913. Mem. **29**. 99 p. 12 Taf.)

Bancroft, J. A.: Geology of the Coast and Islands between the Strait of Georgia and Queen Charlotte Sound, B. C. (Geol. Surv. of Canada. 1913. Mem. **23**. 152 p. 18 Taf. 6 Fig.)

Jennison, W. F.: Rapport sur les gisements de Gypse des Provinces Maritimes. (Canada, Div. des Mines. 1913. 181 p. 39 Taf. 19 Fig.)

Topographische Geologie.

Deutschland.

R. Michael: Die geologischen Grundlagen des Bergbaus in Ostdeutschland. (Verh. d. XII. Allgem. Deutschen Bergmannstages. Breslau 1913.)

Bemerkenswert sind aus der ganz allgemeinen Übersicht nutzbarer Lagerstätten die folgenden Angaben über den Untergrund Ostdeutschlands:

Die Schichten der Kreideformation bilden eine in ihrer Mächtigkeit wechselnde Decke. Nördlich von Posen hat man bei Sielec in 850 m Teufe die Kreide noch nicht durchbohrt. In Ostpreußen liegt sie, wie die Tiefbohrung Heilsberg nachwies, normal über dem Jura. In der Provinz Posen ist die Juraformation vielfach direkt unter Tertiär und Diluvium, also ohne überlagernde Kreide, angetroffen worden. Die größte Juramächtigkeit wurde bisher in der Bohrung Friedrich bei Hohensalza [d. h. in der Nähe eines Salz-Ekzems. Ref.] mit über 1000 m festgestellt.

In dem 2150 m tiefen Bohrloch Schubin, dem zweittiefsten der Welt, nordwestlich von Hohensalza, liegt eine 1600 m mächtige Schichtenfolge von Trias in ungestörter Aufeinanderfolge über kalihaltigen Zechsteinsalzen, die mit 500 m Mächtigkeit noch nicht durchbohrt worden sind. Nur wenige Kilometer südlich sind die gleichen Salze in der Linie Wapno, Hohensalza und Gora in schmalen Partien auf Spalten [ekzematisch] bis zur Tagesoberfläche emporgedrungen. Der südlichste Punkt, an welchem bisher die Zechsteinformation erbohrt worden ist, liegt unmittelbar südlich von Breslau, bei Kraika.

Die im Bohrloch Schubin erbohrte Triasformation verbindet die Muschelkalkaufschlüsse der Rüdersdorfer Scholle mit dem Muschelkalkgebiet Oberschlesiens. Südlich und östlich von Breslau ist gleichfalls Trias, ebenso nördlich bei Gr.-Zöllnig, hier insbesondere das jüngste Glied, der Keuper und der obere und mittlere Muschelkalk, bei Oppeln dann der gesamte Muschelkalk erbohrt worden. **Frech.**

F. Friedensburg: Das braunkohlenführende Tertiär des Sudetenvorlandes zwischen Frankenstein und Neisse und die Altersfrage der schlesischen Braunkohlen. (Jahrb. d. k. preuß. geol. Landesanst. **35**. Teil I. Heft 1. 1914.)

Durch die abgedeckte Übersichtskarte in 1 : 200 000 und die Beilagen der Spezialaufnahmen von Lentsch, Sörgsdorf sowie durch das Profil der Hauptmulde von Lentsch hat die Übersicht jetzt einen besonderen Wert erhalten.

Leider ist die Altersbestimmung nicht recht gelungen, d. h. Verf. ist auf dem Standpunkt stehen geblieben, welchen die gleichnamige Dissertation einnahm. Die Verf. der paläontologischen Monographie der schlesischen Braunkohlenpflanzen, deren zusammenfassende Publikation allerdings noch aussteht, sind einstimmig zum Schluß eines untermiocänen Alters der Flora gelangt, wie es ja auch mit vereinzelten Ausnahmen von allen Forschern für die vom

Samland nach Süden und Westen verbreitete Hauptmasse der deutschen Braunkohlen angenommen wird. Mit der obermiocänen Öninger Flora hat die schlesische Flora nichts zu tun.

Wegner's mit Unrecht abgelehnte Darstellung des Oppelner Landschneckenmergels ist allein für sich, ganz abgesehen von der paläobotanischen Untersuchung, ausschlaggebend für die Altersbestimmung. Bei Oppeln kommen in verschiedenen Schichten sowohl bei Neudorf wie unterhalb der Stadt in einer Zementgrube Landschneckenmergel mit einer reichen Säugetierfauna vor. Die Verdienste, die sich Wegner durch die genauen Untersuchungen dieses reichsten ostdeutschen Miocänvorkommens erworben hat, können nicht hoch genug angeschlagen werden. Dagegen sind in dem vom Verf. untersuchten Gebiet bestimmbare organische Reste nicht vorgekommen.

Dem Alter nach entspricht diese Oppelner Fauna dem höchsten Miocän, d. h. der Fauna von Simorre, Sansan und Georgensmünd. Da diese oberste Miocänzone und andererseits die schlesischen Braunkohlen in der Oppelner Gegend bei Frauendorf, Saarau, Rauske' einen petrographisch verschiedenen Charakter tragen, müssen sie älter sein als das aus umgelagerter Kreide, d. h. aus dem unmittelbaren Liegenden bestehende Obermiocän. Da nun irgendeine petrographische Beziehung zwischen den aus Ton und Sand bestehenden Begleitschichten der Braunkohle einerseits und den obermiocänen Mergeln andererseits nicht besteht, hat eine gänzliche Umgestaltung der Oberflächenform Oberschlesiens zwischen der Braunkohlenzeit und dem Vorkommen der obermiocänen Säugetiere stattgefunden. Auch dieses lange Zeitintervall deutet also darauf hin, daß die Braunkohlenbildung wesentlich älter ist, als die Säugetierfauna. Die Ausführungen der Arbeit sind somit in diesem Sinne zu berichtigen.

Ein großes, zusammenhängendes Tertiärbecken beginnt im Westen des Gneisrückens der Reichenbacher Gegend und verbreitet sich von hier aus im Süden der Sudeten und zwischen den Gebirgsschollen von Nimptsch und Münsterberg—Strehlen weiter in östlicher und südöstlicher Richtung. Die Ablagerung ist von Peterwitz, westlich von Frankenstein bis nach Neisse ununterbrochen zu verfolgen. In südöstlicher Richtung nehmen die Tertiärschichten an Mächtigkeit zu. Jedenfalls gehört die Münsterberger Mulde zu dem Tertiärbecken des Neisse-Systems und nicht zu dem der Ohle, die das Gebiet dieser Mulde heute entwässert.

Bei seiner Erstreckung von Westen nach Osten erfährt das Becken eine allmähliche Vertiefung. Es ist auf drei Seiten geschlossen, die Tertiärablagerungen heben sich überall heraus und überschreiten bei Peterwitz, Baumgarten, Reichenstein, Sörgsdorf, Lentsch und Frömsdorf die 300 m-Höhenlinie über NN. Dagegen liegen die Ansatzpunkte der Bohrungen bei Neisse, die ein über 150 m mächtiges Tertiärprofil ergaben, in einer Höhe von 180—190 m.

Die Ablagerungen beginnen mit der teilweise umgelagerten kaolinischen Zersetzungszone des Grundgebirges, auf der sich eine Folge von Kiesen, Sanden, tonigen Sanden und Tonen mit eingeschalteten Braunkohlen aufbaut. Außer dem aus Granit entstandenen Kaolin ist alles Material teils in rascher Anhäufung (Kiese und grobe Sande), teils in langsamer Sedimentation (fette Tone) zu-

sammengeschwemmt. Der schnelle Wechsel in horizontalem und vertikalem Sinne beweist die Entstehung der Ablagerung durch häufige Überflutungen des Beckens. In allen Schichten finden sich eingeschwemmte Lignite.

Mächtige Kohlenvorkommen finden sich stets an dem Rande des Beckens. Mit der Vertiefung der Mulden und Täler und der Zunahme der Gesamtmächtigkeit keilen die Flöze bis auf Spuren aus. Die Erscheinung mag verschiedene Ursachen haben. Die losgeschwemmten Stämme und sonstigen Holzteile waren nur nach kurzem Transport noch genügend dicht gehäuft beisammen; nach längerem Transport verfaulten sie oder verstreuten sich. In Anbetracht der Häufigkeit von Lignit entstanden jedenfalls Kohlenflöze nur durch das Zusammentreffen mehrerer glücklicher Umstände. Dafür spricht ihr selbst in den Randzonen im Verhältnis zur Gesamtausdehnung seltenes Vorkommen.

Frech.

W. Kegel: Der Taunusquarzit von Katzenelnbogen. (Abhandl. d. k. preuß. geol. Landesanst. N. F. Heft 76. 1—162. Mit Taf. 1—6. Berlin 1913.)

Verf. hat es unternommen, jenes Quarzitvorkommen geologisch und paläontologisch zu untersuchen, das sich unterhalb Limburg in einigem Abstand von der Lahn auf ihrem südlichen Ufer findet.

Diesem Quarzit, der zum größeren Teile bereits von C. Koch und E. Kayser als Taunusquarzit erkannt oder vermutet worden war, konnte eine sehr interessante Fauna abgewonnen werden, die in derselben bezeichnenden Zusammensetzung an einer Reihe von Fundpunkten wiederkehrt. Dadurch stellt sich der Quarzit weit entschiedener, als es auf den bisherigen Karten zum Ausdruck kam, als ein einheitlicher Zug von gleichem Alter und gleichem tektonischen Verhalten dar.

In dieser Tierwelt gelang es dem Verf., eine Anzahl von Arten nachzuweisen, die einstweilen nur aus den älteren Devonbildungen bekannt geworden sind. Als solche nennt er *Spirifer primaevus*, *S. Bischofi* var. *rhenana*, *S. hystericus*, *S. parvejugatus*, *S. excavatus*, *Stropheodonta Sedgwicki*, *S. herculea*, *Athyris avirostris*, *Rensselaeria crassicosta*, *R. strigiceps*, *Pterinea Paillettei*, *Myalina crassitesta*, *Cypricardella subrectangularis*, *C. bicostula*, *Sphenotus soleniformis*, *Tentaculites grandis* und *Homalonotus ornatus*. [Daneben werden p. 36, 148 und 151 auch eine Anzahl von neu aufgestellten und auf den Katzenelnbogener Quarzit beschränkten Arten als stratigraphische Leitformen bezeichnet, deren Wert für die Altersbestimmung sich aber erst noch anderwärts zu erweisen hat.] Da somit bis auf drei *(Rhynchonella Pengelliana*, *Grammysia taunica* und *Murchisonia taunica)* alle wichtigen Arten des typischen Taunusquarzits nachgewiesen werden konnten, sieht Verf. den gesicherten paläontologischen Beweis für die Auffassung erbracht, daß der in einzelnen Teilen bisher noch immer fragliche, in anderen Teilen fehlgedeutete Quarzit nunmehr endgültig als Taunusquarzit zu gelten hat, und zwar als die Vertretung der oberen Abteilung dieser Stufe.

An dieses Ergebnis knüpft Verf. weitreichende Betrachtungen an. Der Katzenelnbogener Quarzit stellt nunmehr das nördlichste Vorkommen von Taunus-

quarzit auf der rechten Rheinseite dar. Aus jüngeren Schichten taucht er wie eine Insel auf, in weitem Abstand zwischen den ihm gleichalterigen Bildungen des Nordens und Südens, zwischen dem Taunusquarzit des Taunuskammes und den faziell so weit abweichenden Siegener Grauwacken des nördlichen Schiefergebirges. In sehr beachtenswerter Weise stellt nun Verf. den untersuchten Quarzit als ein Bindeglied zwischen den Grenzfällen der beiden Faziesgebiete dar, wie es aus theoretischen Gründen nur irgend erwartet werden könnte. Petrographisch zeigt sich ein Übergang, indem sich in den im ganzen durchaus als Taunusquarzit ausgebildeten und als solcher zu bezeichnenden Quarzit örtlich braune, an die Siegener Schichten erinnernde Sandsteine und Grauwacken einschalten. Und dem entspricht eine paläontologische Übergangsstellung, indem die Tierwelt viel reicher als in dem typischen Taunusquarzit erscheint und die bezeichnenden Arten der Siegener Schichten enthält. Darin zeigt sich ein Anhalt für die Lage der Grenze zwischen den beiden Faziesgebieten; sie wird in geringer Entfernung nördlich des Quarzitzuges angenommen. Ein besonderes Verdienst des Verf.'s ist es, daß er zur Erläuterung dieser Verhältnisse ein Übersichtskärtchen entworfen hat, auf dem — u. E. zum ersten Male in dieser Weise — die Verbreitung der verschiedenen Faziesentwicklungen des älteren Unterdevons im Rheinischen Schiefergebirge dargestellt wird.

Eine Karte im Maßstab 1 : 100 000 und einige Profile veranschaulichen die Auffassung, die Verf. von der Tektonik gewonnen hat. Der Quarzitzug erstreckt sich danach in einer Länge von 27 km von Nastätten über Katzenelnbogen bis nach Nauheim bei Limburg. Er bricht im Westen am Marienfelser Becken und im Osten am Emsbachtal an Querspalten ab und wird auch selbst von solchen durchsetzt. Während er mitten in der Lahnmulde verschwindet, setzt er ohne wesentliche Veränderung über die Rupbachspalte hinweg. Dieser kommt also die bisher angenommene grundlegende Bedeutung nicht zu. Auf beiden Seiten wird der Zug in seiner ganzen Erstreckung von Schiefern begleitet, die als Hunsrückschiefer gedeutet werden. Die Karte bietet daher auf den ersten Blick auch weiterhin das Bild einer einfachen Aufsattelung, wie sie bisher angenommen wurde. Die Feldaufnahme führte den Verf. aber zu der Vorstellung, daß der Quarzitzug samt der ihm im SO normal aufliegenden Schieferdecke als eine Scholle auf eine andere, von dem nördlichen Schieferzug dargestellte Scholle überschoben worden ist. Beobachtet konnte die Überschiebungsfläche nicht werden. Das Vorhandensein einer Überschiebung wird vielmehr daraus abgeleitet, daß der Quarzit in der Hauptsache einsinnig nach SO einfällt und daß der Schiefer nicht mit der ganzen, ihm theoretisch zukommenden Mächtigkeit erscheint. [Auch die starke und enge Faltung, welche die Schiefer nördlich des Quarzits im Hasenbachtal stellenweise zeigen, könnte in diesem Sinne gedeutet werden.] — Im östlichen Teile des Zuges verwickelt sich das Bild, indem Längsstörungen den Quarzit wiederholt zum Ausstreichen bringen. Die Entstehung der streichenden Störungen wird zusammen mit der Überschiebung in das Carbon, die der Querstörungen in das Tertiär verlegt.

In diesem Zusammenhang wird als ein weiteres stratigraphisches Ergebnis die Auffindung einer kleinen Fauna in sandigen Einlagerungen des Hunsrückschiefers angegeben, die Verf. glaubt als eine charakteristische Siegener Fauna

deuten zu können. Sie setzt sich zusammen aus *Homalonotus rhenanus*, *Beyrichia* cf. *nassoviensis*, *Tentaculites grandis*, *Cucullella* sp., *Chonetes sarcinulata*, *Rensselaeria strigiceps* und *Trigeria* n. sp. aff. *Guerangeri*. Hieraus wie aus entsprechenden Vorkommen der Ardennen wird der Schluß gezogen, daß dem Hunsrückschiefer im Gegensatz zu der von A. Fuchs geäußerten Ansicht wenigstens z. T. ein Siegener Alter zugeschrieben werden müsse.

Die Fauna des Katzenelnbogener Quarzits, die über 100 Arten in günstiger Erhaltung geliefert hat, ist die der unterdevonischen Flachmeerbildungen, was auch mit dem Vorkommen von Wellenfurchen und Kreuzschichtung im Quarzit in Einklang steht. Es überwiegen dementsprechend die Zweischaler, die, obwohl an Stückzahl auffallend spärlich, die Hälfte dieser Tierwelt ausmachen. Beachtenswert für so alte Bildungen ist das Auftreten flacher, dünnschaliger Formen von *Aviculopecten*, von denen *A. (Orbipecten) rotundo-alatus* und *A. (Orbipecten) biscissus* neu aufgestellt werden. Diese Arten werden an Stelle der bisher zu *Orbipecten* gerechneten Formen als die ersten sicheren Vertreter dieser Untergattung im rheinischen Unterdevon bezeichnet. Für *Kochia capuliformis* Koch wird eine Trennung der Formen der Tiefstufe von denen der Koblenz-Stufe angedeutet, wodurch die Muschel den verlorenen stratigraphischen Wert wieder erhalten würde. Aus dem sehr eingehenden paläontologischen Abschnitt seien weiter nur noch folgende n e u e Arten und neue Beobachtungen aufgeführt: *Avicula convexa* n. sp., *Limoptera* n. sp., *Plethomytilus taunicus* n. sp., bei welcher Gelegenheit der Gattungsbegriff von *Myalina* und *Plethomytilus* erörtert wird. Ferner *Modiomorpha speciosa* mut. nov. *taunica*, *M. Herrmanni* n. sp., *Ctenodonta (Palaeoneilo) Beushauseni* n. nom., *C. (Palaeoneilo) elegantula* n. sp., *C. (Palaeoneilo) candida* n. sp. Für *C. elongata* Maurer wird der Name *C. (Palaeoneilo) suspecta* und für *C. elegans* Tornquist *C. Tornquisti* vorgeschlagen. *Myophoria inflata* mut. n. *primaeva*, *Cypricardella procurta* n. sp., *Goniophora cornu copiae* n. sp. Mit *Prothyris carinata* n. sp. ist diese Gattung zum ersten Male in älteren als mitteldevonischen Schichten bekannt geworden. *Orthonota costata* n. sp., *Grammysia orbicularis* n. sp. Bemerkenswert ist das Auftreten eines *Anodonta*-ähnlichen Zweischalers, der *Amnigenia rhenana* Beush. nahegestellt wird.

Die Brachiopoden sind ärmer an Arten, aber reich an Einzeltieren. N e u sind *Stropheodonta Sedgwicki* var. n. *rudis* und *Spirifer Bischofi* A. Roem. var. n. *rhenana*. Besonders häufig ist *Orthis (Dalmanella) circularis* Sow. und *Tropidoleptus rhenanus (carinatus)*. Eine eingehende Studie gilt dem Formenkreis der wichtigen und umstrittenen Gattung *Rensselaeria* Hall. Dabei stellen sich die amerikanischen Formen als eine selbständige Gruppe dar, für die der Name *Rensselaeria* s. str. verbleibt, während die deutschen Arten *crassicosta* Koch und *strigiceps* F. Roem. als eine neue Untergattung *Rhenorensselaeria* abgetrennt werden. *Trigeria* mit dem deutschen Typ *T. Gaudryi* Oehlert (= *R. confluentina* Fuchs) wird als eine weitere Untergattung — und zwar eine solche von altertümlichem Wesen — ebenfalls dem Gattungsbegriff *Rensselaeria* s. lat. untergeordnet. Die systematische Stellung aller hierher gehörigen Arten und die danach mögliche Vorstellung von den

Abstammungsverhältnissen der einzelnen Gruppen werden durch schematische Darstellungen erläutert.

Unter den Gastropoden fanden sich als neue Arten *Bellerophon (Bucanella) regius* n. sp., *B. (Ptomatis) gigas* n. sp. und *Pleurotomaria Crecelii* n. sp. Cephalopoden, Bryozoen, Crinoiden und Korallen bieten nichts Besonderes. Unter den Fischresten fand Verf. den bisher im älteren Unterdevon nur aus dem Taunusquarzit bekannt gewordenen *Machaeracanthus* sp. Kayser wieder und beschreibt ihn als *M. Kayseri* n. sp.

Die Trilobiten sind durch die für das sandige Unterdevon bezeichnenden Gattungen *Homalonotus* und *Cryphaeus* vertreten: *Homalonotus (Digonus) rhenanus* Koch, *H. (D.)* aff. *gigas* F. A. Roem. (der echte *H. gigas* ist bisher nur aus dem jüngeren Unterdevon überzeugend nachgewiesen worden) und *H.* sp. div. *Cryphaeus Drevermanni* Rud. Richter; *C. Richteri* n. sp., der als der älteste Vertreter der *Kochi*-Reihe neu beschrieben wird; *Cryphaeus* sp. und *C. intermedius* n. sp. Diese kleine Form mit winzigen Schwanzanhängen wird als ein Nachkomme von *C. atavus* W. E. Schmidt und als ein Bindeglied zwischen *Acaste* und den ausgesprochenen Cryphäen vorgestellt. — Die Ostracoden sind vertreten durch *Kloedenia Kayseri* n. sp., die merkwürdige, mit ihren Nachkommen in einer Entwicklungsreihe verfolgte *Beyrichia nassoviensis* n. sp. und die bisher nur vom Bosporus bekannte *B. Roemeri* Kayser.

Die Beziehungen dieser Fauna sind trotz des angegebenen Alters zu dem jüngeren Unterdevon größer als zu dem ältesten, der Gédinne-Stufe. Sie hat mit dem Unterkoblenz noch 40 und mit dem Oberkoblenz noch 25 Arten gemein.

[Die besprochene umfangreiche Arbeit enthält demnach eine Fülle von geologischen und paläontologischen Einzelbeobachtungen. Namentlich die eingehende Behandlung der neuen Fauna füllt eine Lücke aus, da im Gegensatz zu den übrigen Unterdevonfaunen gerade die des Taunusquarzits noch in keiner zusammenfassenden Monographie bearbeitet worden ist. Die allgemeine Bedeutung der Schrift liegt aber nach dem Gesagten in der vom Verf. vorgetragenen Auffindung eines Zwischengebietes zwischen den beiden Hauptfazies des rheinischen älteren Unterdevons. Denn daraus müßten sich für die Paläogeographie wie für den Gebirgsaufbau des Schiefergebirges weitere Ergebnisse von Belang ableiten lassen.] **Rud. Richter.**

Alpen.

F. Frech: Über den Gebirgsbau der Alpen. (Peterm. Geogr. Mitt. 1908. Heft 10—12. Mit Karte, 21 Abbild. u. 10 Prof.)

[Die Abfassung dieser Arbeit liegt bereits gegen 6 Jahre, z. T. sogar noch länger zurück, ein Zeitraum, in dem die Alpengeologie bekanntlich recht bedeutende Fortschritte gemacht hat; daher ist es nur natürlich, daß manches bereits überholt ist. Trotzdem bleibt dieser Versuch, eine knappe Zusammenfassung vom Gebirgsbau der ganzen Alpen zu geben, sehr beachtenswert, um so mehr, als er nicht auf den heute allgemein üblichen Bahnen wandelt. Dies

sei die Erklärung dafür, daß die — bisher unterbliebene — Besprechung jetzt nachgeholt wird.]

Daß Verf. wichtige Gebirgsgruppen der Ostalpen — die karnische Hauptkette, die Radstädter Tauern, den Ortler, die westlichen Zillertaler, Stubaier Alpen und die Tribulaungruppe — kartiert und beschrieben hat, ist bekannt; aber auch abgesehen von diesen eingehend untersuchten Gebieten werden die meisten Teile der Ost- und Westalpen auf Grund eigener Anschauung geschildert und beurteilt.

Der I. Hauptabschnitt über die „Bildungsgeschichte der Alpen" erörtert zunächst die allgemeinen Grundfragen der Tektonik und geht dann zur Darlegung der Tatsachen über, welche dafür sprechen, daß das Alpengebirge aus drei in ihrer Entstehung verschiedenen Elementen, den Westalpen, den nordöstlichen und den südöstlichen Gebirgen zusammengeschweißt sei. Auf dieser Grundlage wird in zwei weiteren Abschnitten auseinandergesetzt, daß der verschiedenen Vorgeschichte auch ein verschiedener Aufbau der Ostalpen (II) und der Westalpen (III) entspricht.

Am Beginne des I. Abschnittes also treffen wir, wie erwähnt, eine kurze Darstellung der Gebirgsentstehung im allgemeinen, und zwar werden zwei große Typen unterschieden, Stauungs- (Faltungs-) Gebirge und Zerrungsgebirge, deren mechanische Entstehungsbedingungen in knapper Form behandelt werden. Bei der Betrachtung der „Theorien über die Alpenfaltung" werden, nach einem historischen Rückblick auf die Hebungstheorie, die uns vor allem durch Suess und Heim vertrauten Vorstellungen entwickelt und zum Schlusse auch die wesentlichsten Begriffe der Deckenlehre erklärt. Daran schließt sich eine Übersicht über „die Phasen der Gebirgsfaltung", und zwar werden in einer zunächst allmählichen Steigerung folgende Grade unterschieden:

1. Oberschlesische Phase (oder Parma), flache, oval begrenzte, schildförmige Auftreibungen;

2. Daghestanische Phase, flache oder steile, vorwiegend stehende Falten in häufiger paralleler Wiederholung und unbestimmter Orientierung (Plis hésitants Termier);

3. Juraphase, gedrängtere, vielfach gleichsinnig geneigte (isokline) Falten, hier und da mit einheitlich orientierten Überschiebungen (aus 2. unmittelbar hervorgehend);

4. Sonnwendphase, gleichsinnig geneigte (isokline) Falten mit zahlreichen kleinen Überschiebungen (Schuppen) und vielfach mit bedeutender Entwicklung der Reibungsbreccien;

5. Glarner Phase, einheitliche, in einer Richtung erfolgende Überfaltung (ebenso in Chablais und im alten Steinkohlengebirge Nordfrankreichs); bei der Zerstörung der liegenden Falten durch Erosion entstehen die Überschiebungsschollen oder Klippen der Nordschweiz;

6. Brennerphase[1], von einer zentralalpine Fächerstruktur zeigenden Achse gehen nach außen wiederholte Überschiebungen (oder Schuppen) aus.

[1] [Falls die Brennerregion im Sinne der Deckenlehre (Termier) durch einheitliche Überschiebung zu erklären ist (d. h. als Glarner Phase), so müßte für den oben beschriebenen Typus eine andere Bezeichnung gesucht werden.]

Die verschieden orientierten Überfaltungen zeigen verschiedene Intensität und gehören verschiedenen Faltungsperioden an. Die Brennerphase stellt also keine Steigerung des vorangehenden Typs dar.

Auf diese einführenden Abschnitte folgt die Bildungsgeschichte zunächst der Ostalpen, dann der Westalpen, wobei die verschiedene Entstehung beider vom Paläozoicum bis ins jüngste Tertiär Punkt für Punkt nachgewiesen wird — für die Westalpen nach einer Übersicht von W. Kilian. Auf Grund der Bildungsgeschichte kann man demnach unterscheiden:

A. Die Ostalpen, deren Hauptfaltung dem zweiten Teile des Oligocäns angehört; außerdem ist eine altmiocäne, aber keine jung- oder postmiocäne Aufrichtung nachgewiesen.

B. Die Westalpen mit allgemeiner mittelcarbonischer Faltung, mit einer dyadischen, auf den Westen beschränkten Aufrichtungsphase und einer tertiären Hauptfaltung, die in das jüngere Miocän fällt.

Im Osten zeigen:

A. 1. Die nördlichen Alpen (Zentralalpen und nördlichen Kalkalpen) eine mittelcretacische Faltung. Die nordöstlichen Alpen setzen sich mit ihrer Flysch- und Zentralzone in den Karpathen fort.

A. 2. Die südöstlichen Alpen, von denen ein Teil (Dinariden) mit wenig veränderten Merkmalen nach Bosnien, Albanien, Mittelgriechenland und bis in den Peloponnes sich fortsetzt, sind durch eine sehr energische mittelcarbonische und altmiocäne Gebirgsbildung gekennzeichnet.

Der II. Hauptabschnitt behandelt den Gebirgsbau der Ostalpen, und zwar zunächst die Flyschzone. Hierbei bietet sich Gelegenheit, das Deckenproblem für die Ostalpen ganz im Prinzip zu erörtern: Gegen die ostalpinen Decken (Haug, Steinmann) spricht die verschiedene fazielle Entwicklung der süd-, zentral- und nordalpinen Trias sowie die Beobachtungen Geyer's, nach denen die im Inneren der Kalkalpen in altem Relief lagernde Gosau lückenlos in den Sandstein der Flyschzone übergeht. Bei der Besprechung der nördlichen Kalkalpen werden die beiden Typen — Faltentypus im Westen, Schollentypus im Osten — in ihrem tektonischen und morphologischen Gegensatz eingehend behandelt. Es folgt ein Abschnitt über die nördlichen Schieferalpen, in dem die Entwicklung der Steinkohlenformation gegen die ostalpinen Decken ins Feld geführt wird — im Süden Fusulinenkalk, im Norden kontinentale Fazies. Daran schließt sich eine naturgemäß nur flüchtige Skizze der östlichen Zentralalpen: Radstädter Tauern, Gailtaler Gebirge, Hohe Tauern, Brennerregion, Ötztaler Alpen. Den Schluß bilden die südöstlichen Kalkalpen, die karnische Hauptkette und das Bruchnetz der Südalpen.

Der III. Hauptabschnitt, der die Mitwirkung von H. Schardt und W. Kilian zeigt, ist dem Gebirgsbau der Westalpen (einschließlich des Grenzgebiets) gewidmet. Da wir von Osten kommen, wird zunächst das Grenzgebiet der Ost- und Westalpen behandelt, und zwar im Anschluß an die Arbeiten von Steinmann und seinen Schülern sowie von Frech und Hammer („Der Gebirgsbau des Ortler"), Spitz und Dyhrenfurth (Engadiner Dolomiten). Die lokaltektonische Anschauung und die Theorie der großen Überschiebungen werden in gedrängter Übersicht einander gegenübergestellt, ohne daß Verf.

aber — für das Grenzgebiet — bestimmt Partei ergreift. Dagegen werden „die großen Überschiebungen der Schweiz" als einwandfrei bewiesen anerkannt; Verf. schließt sich hier — Glarner Überschiebung, Vierwaldstätter Klippen, Préalpes romandes, Simplon — im wesentlichen den bekannten Anschauungen Schardt's an. Bei der Besprechung von „Faltenjura, Schweizer Molassenland und Alpenrand" wird mit Nachdruck betont, daß dort, wo die faltende Kraft noch nördlich des eigentlichen Alpenwalles ein zweites Faltengebirge emportürmen konnte und wo gleichzeitig eine Umbiegung der Hauptrichtung eintrat, auch in der Hauptzone die stärksten Äußerungen der gebirgsbildenden Kräfte, d. h. die großen Überfaltungen erfolgten. Das italienische „Seengebirge" zwischen Garda- und Langensee, die Fortsetzung der Südtiroler Kalkalpen, wird bekanntlich bei im allgemeinen flacher Lagerung durch zahlreiche Sprünge zerlegt. Um so bemerkenswerter sind die gegen Süden gerichteten Bewegungen, vor allem die „kamunische Überschiebung" Baltzer's am Iseosee, die gegen eine Verlegung der Wurzelzonen in die Poebene ins Feld geführt wird. „Die französischen Alpen und ihr Zusammenhang mit den Schweizer Kalkalpen" werden im Anschluß an W. Kilian behandelt, und zwar zunächst die Plis hésitants der subalpinen Ketten und dann die nappes à racines externes, während Schubmassen mit inneren Wurzeln nicht anerkannt werden. Die Überfaltungen der französischen Alpen sind demnach weder so ausgedehnt noch so kompliziert wie in der Schweiz. Es folgt die Besprechung der „Zentralmassive des Westens", also der äußeren Zone, der inneralpinen Sedimentzone und der inneren Zone. Besonders bemerkenswert ist nach Ansicht des Ref. eine Zusammenstellung von Ablenkungen des Streichens (SO) in der inneren Zone bezw. der ostalpinen Zentralzone.

Nachdem wir die Westalpen so bis zum Col di Tenda verfolgt haben, lernen wir noch „das östliche Ausstrahlen der Alpen" kennen, den Zusammenhang mit den Karpathen, dem kroatisch-slavonischen Gebirgssystem und den Dinariden. Dagegen überdecken die ungarischen Mittelgebirge zwischen Wien und Budapest — ähnlich wie die Südtiroler Dolomiten — ein altes, nur z. T. im Fünfkirchener Gebirge zutage tretendes Massiv; Faltung fehlt hier so gut wie ganz und die Dislokation der vorwiegend obertriadischen Dolomite und Kalke erfolgt durch Brüche.

Daran schließt sich eine Zusammenstellung der „Gliederung der Alpen" und endlich eine „Schlußbetrachtung", welche die leitenden Ideen der ganzen Arbeit nochmals in knapper, übersichtlicher Form zusammenfaßt. Besonders beherzigenswert ist nach Ansicht des Ref. die Mahnung, immer noch die Autochthonie als die Regel, die Überschiebung als die Ausnahme anzusehen und nicht einzelne Modehypothesen zu bevorzugen, die die Mannigfaltigkeit des Aufbaues der Alpen zu verschleiern suchen.

Die farbige Karte der geologischen Grundlinien der Alpen ist sehr klar und übersichtlich, die Abbildungen finden sich z. T. bereits in älteren Arbeiten des Verf.'s.

G. Dyhrenfurth.

Rußland.

N. Wyssotzky: Die Platinseifengebiete von Iss- und Nischny-Tagil im Ural. (Mém. du Com. Géol. Livr. 62. 1913. 2 Bde. 694 p. Text, 33 Taf. u. 6 Karten im Maßstab ca. 1 : 40 000. Mit deutschem Auszug.)

Dieses umfangreiche Werk enthält eine außerordentlich gründliche Durchforschung der wichtigen und geologisch interessanten Platingebiete im zentralen Ural, nebst einer genauen petrographischen Untersuchung der überaus mannigfaltigen sauren, basischen und hyperbasischen Eruptivgesteine, welche dieses Gebiet von jeher zum gelobten Land der Petrographen stempelten. Neben den Arbeiten von Fedoroff, Krasnopolsky, Duparc u. a. muß dieses Werk als grundlegend für die Petrographie des Urals angesehen werden.

Das untersuchte Gebiet liegt im Gouvernement Perm und gehört orographisch zur Hauptwasserscheide des Urals, geologisch zu seinem östlichen Abhang. Die nach Westen abtließenden Flüsse gehören zum System der Tschussovaja, Nebenfluß der Kama, die östlichen zum System der Tura (Nebenfluß des Obj). Es lassen sich in dem ganzen Gebiet 4 meridionale Hauptzonen unterscheiden, deren Verteilung mit der Faltungsrichtung zusammenhängt und die auch morphologisch mehr oder weniger deutlich hervortreten. Es sind das: 1. Die Zone der Glimmerschiefer, welche eine auf langen Strecken ununterbrochene Bergkette bildet, die ein mehr oder weniger weiches Relief besitzt und etwa 550 m Höhe erreicht; geologisch ist sie ziemlich einförmig. In dieser Zone liegt gewöhnlich die Wasserscheide; stellenweise verengt sie sich stark, wobei dann die Wasserscheide in die nächstöstliche 2. Zone der Tiefengesteine übergeht. Hier herrscht eine große Mannigfaltigkeit des Baues und, dementsprechend, ein stark gegliedertes, von tiefen Einschnitten unterbrochenes Bergterrain. Hier werden auch die größten Höhen des Gebietes erreicht (Katschkarar 800 m). Die Widerstandsfähigkeit einiger basischer Gesteine bedingt oft ziemlich schroffe Reliefformen. 3. Es folgt im Osten die Hügelzone des Osthanges (sogen. Streifen der Uwale), ein welliges, niederes Hügelland, in dem die Höhen selten zu regelmäßigen Bergketten angeordnet sind. Eine lang währende Denudation hat diese Zone stark eingeebnet, im Osten mag auch die alttertiäre Meerestransgression wirksam gewesen sein. Zur Eiszeit war die Oberfläche eher noch flacher als heute. Tektonisch und petrographisch ist diese Zone sehr kompliziert; es herrschen Ergußgesteine (Porphyrite, Diabase etc.) vor, zwischen denen Fetzen von stark disloziertem Devon liegen. 4. Als 4. Zone wäre noch der westliche Streifen devonischer Ablagerungen zu erwähnen, der aber nur stellenweise in das Gebiet eingreift. Der antiklinale Bau mit meridionalem Streichen bedingt eine Gliederung in langgestreckte, parallele Kämme von einförmigem Aussehen.

Von den Tälern der Gegend kann allgemein gesagt werden, daß im Westen Schichtflüsse, im Osten Folgeflüsse vorherrschen.

Die zentrale Tiefengesteinszone wird von einer großen Zahl meist basischer, quarzfreier Tiefengesteine zusammengesetzt. Nur im Nischny-Tagilsker Gebiet tritt im Osten ein Streifen quarzhaltiger Gesteine (Diorite

und Hornblendegranit) auf, der im Issgebiet oberflächlich nicht sichtbar ist; ein ähnlicher Streifen saurer Tiefengesteine wiederholt sich dann weiter im Osten, jenseits des Grabens der östlichen Devon- und Porphyritzone; dieser Streifen ist auch nördlich, im Issgebiet vorhanden, liegt dort aber außerhalb der Blattgrenze. Unter den quarzfreien Gesteinen der zentralen Zone kann man eine feldspathaltige und eine feldspatfreie Gruppe unterscheiden. Petrographisch sind hier alle Übergänge zwischen ultrabasischen, reinen Olivingesteinen und leukokraten Gabbros, bezw. sogar Quarzdioriten vertreten, so daß scharfe Grenzen oft kaum zu ziehen sind. Übereinstimmend damit ist auch das geologische Auftreten der einzelnen Gesteine, so daß an einer Herkunft aus einem gemeinsamen Magmaherd nicht zu zweifeln ist. Die ultrabasischen, feldspatfreien Gesteine bilden eine Reihe von ziemlich bedeutenden stockförmigen Massen, die mehr oder weniger N—S gestreckt sind und in zwei parallelen, ebenfalls N—S streichenden Streifen angeordnet sind, welche innerhalb der etwas saureren, riesigen Gabbromassive liegen. Der westliche Streifen liegt unweit der Westgrenze der Tiefengesteinszone und besteht aus vier ellipsoidischen Massiven, in denen die Gesteine je nach ihrer Basizität mehr oder weniger deutlich konzentrisch angeordnet sind. Im Kern lagern, als ultrabasisches Spaltprodukt, große Dunitmassen, welche das wichtigste Muttergestein des Platins darstellen. Der Dunit besteht im wesentlichen aus zuerst ausgeschiedenem Chromeisen und hypidiomorphem Olivin, welcher oft, besonders unter dem Einfluß der Gebirgsbildung, stark serpentinisiert ist. Das Chromeisen tritt oft auch in Schlieren auf. Das Platin scheint in geringer Menge als primäres Ausscheidungsprodukt im ganzen Gestein verteilt zu sein und reichert sich stellenweise an. Es ist jedenfalls nicht pneumatolytischer Entstehung, wie von anderer Seite behauptet wurde. Außerdem tritt es als allotriomorpher Bestandteil innerhalb der Chromitadern und Schlieren auf; eine Gesetzmäßigkeit in der Verteilung der größeren Platinausscheidungen kann nicht beobachtet werden; nur allgemein scheint die erste Art des Vorkommens an der Peripherie, die zweite im Zentrum der Massive zu herrschen. Die Dunitkerne werden gesetzmäßig von den nächstsauren Pyroxeniten umgeben, die ziemlich schmale Ringe um das Zentralmassiv darstellen; unter diesen herrschen im allgemeinen Olivin-Diallagite vor, wenn auch im einzelnen eine große Mannigfaltigkeit zu beobachten ist. Die Pyroxenite verbinden den Dunit mit den weiter peripherisch gelegenen melanokraten Gabbros.

Im zweiten, östlichen Streifen fehlen die Dunitkerne; an ihre Stelle treten als am meisten basisches Gestein Magnetitolivinite auf, in denen, im Gegensatz zu den Duniten, der Olivin idiomorph ausgeschieden ist, während der Magnetit das Zement bildet; der Gehalt des letzteren schwankt zwischen 15 %—39 %. An dieses Gestein schließen sich eine Reihe von zusammengesetzten Peridotiten, welche einerseits durch Aufnahme von stets wachsenden Mengen von Augit und Hornblende zu reinen Diallag- und Hornblendegesteinen, andererseits wieder durch Führung von Feldspäten zu melanokraten Gabbros überleiten; man unterscheidet unter den Peridotiten solche mit sideronitischer (sehr magnetitreich), gabbroider und poikilitischer Struktur. Den äußeren, breiten Ring bilden mannigfaltige Pyroxenite (Diallagite, Olivindiallagite, Hornblendediallagite, Hypersthenpyroxenite, Biotitpyroxenite, Plagioklaspyroxenite), welche wiederum

zu den Gabbros der weiteren Umgebung überleiten. Als Gänge und Schlieren sind die Pyroxenite auch sowohl in den feldspatfreien Gesteinen als in den Gabbros und quarzfreien Dioriten verbreitet.

Die Hornblendite treten nur als kleinere Schlieren in den Pyroxeniten auf. Es werden nun in Rücksicht auf die Lagerungsverhältnisse, den Chemismus und den mineralogischen Bestand all diese ultrabasischen Gesteine, in Übereinstimmung mit Rosenbusch, Loewinson-Lessing, Duparc u. a., als äußerste Spaltprodukte desselben gabbroiden Magmas aufgefaßt, wobei Verf. annimmt, daß zunächst die Gabbros und Diorite eindrangen und dann, im Zusammenhang mit der carbonischen Faltung, die Intrusion der hyperbasischen Spaltprodukte erfolgte. Die großen, umrandenden quarzfreien Feldspatgesteine sind in bezug auf ihre Lagerung nach dem gleichen Prinzip angeordnet, wie die soeben besprochenen hyperbasischen Produkte; im Kern (Westen) lagern die basischen Glieder einer fortlaufenden Reihe, die nach Osten zu immer saurer wird und über melanokrate, mesokrate, leukokrate Gabbrotypen zu quarzfreien Dioriten leitet. Nach der Mineralführung können als Haupttypen Olivingabbro, Forellenstein, normaler Gabbro, Norit, Biotitgabbro, Hornblendegabbro unterschieden werden; die Grenze gegen Diorite ist dann praktisch kaum durchzuführen. In bezug auf Textur und Struktur herrschen große Verschiedenheiten (gebänderte, massige, taxitische Textur, hypidiomorphkörnige, porphyrartige, kataklastische Struktur). Eine mittlere Korngröße herrscht vor, doch treten auch feinkörnige Abarten (Beerbachite, Hornblendemikrogabbro) auf.

Eine starke dynamometamorphe Beeinflussung ist sehr weit verbreitet. Z. T. bleibt sie nur mechanisch, z. T. sind kristalline Schiefer von kristalloblastischem Gefüge entstanden, die nach dem Vorherrschen von Granat, Augit, Hornblende, Zoisit, Epidot, Plagioklas oder Chlorit in einzelne Gruppen getrennt werden. Auch gangförmig treten Gabbrogesteine auf.

Es folgen nach Osten Gesteine aus der Familie der quarzfreien Hornblendediorite und der Syenitdiorite. Quarzhaltige Tiefengesteine sind weniger verbreitet und beschränken sich im wesentlichen auf den Nischny-Tagilsker Bezirk. Es handelt sich um Quarzdiorite (Glimmer, Augit, Hornblende) und um Hornblendegranit. Auch hier ist die Grenze gegen die quarzfreien Diorite nicht scharf und wieder lagern die sauersten Glieder im Osten. Verschiedenartige aplitische Gänge sind häufig zu beobachten.

Die sehr verbreiteten Ergußgesteine sind an die Glimmerschieferzone (Wasserscheide) im Westen und an die östliche Devonzone (Vorhügelzone) gebunden. Es herrschen bei weitem Porphyrite, als effusives Äquivalent der Gabbro- und Dioritfamilie vor; außerdem sind in geringerer Menge Quarzkeratophyre als Ergußform des granitischen Magmas vertreten. Ergußgesteine der feldspatfreien Reihe (Pikrite) fehlen. Unter den Porphyriten herrscht eine große Mannigfaltigkeit; nach der Acidität der Feldspäte kann man eine Gruppe von Paläoandesiten und von Paläodiabasen unterscheiden. Strukturell wiegen Gesteine von tholeitischem und andesitischem Habitus vor. Pyroxenporphyrite sind am meisten verbreitet. Erwähnung verdienen zwei kleinere stockförmige Vorkommen von mittelkörnigem ophitischem und von quarzhaltigem Diabas.

Häufig wird eine starke dynamometamorphe Umwandlung (Epidiabase) beobachtet. In Gängen wurden quarzhaltige und quarzfreie Porphyrite und ein Hornblende-Granitporphyr beobachtet. Die Art des Vorkommens in der westlichen und östlichen Zone ist sehr verschieden. Im Westen ist der Gesteinscharakter einförmig — es herrschen hier diabasische Gesteine vor. Fast durchweg sind hier die Ergußgesteine stark umgewandelt, oft nur als Grünschiefer erhalten. Auch Tuffe treten auf. Der Beginn der Eruption fällt in die untere Devonzeit; als Beweis dienen Schalsteine — gemischte Gesteine halb sedimentären, halb tuffogenen Charakters, die an der Basis der unterdevonischen Phyllitserie lagern. Auch weiter im Norden sind Diabaskomponenten aus dem Basiskonglomerate der Phyllitserie bekannt (Duparc).

Im Osten war die eruptive Tätigkeit viel intensiver und hat länger angedauert. Der Beginn fällt auch in die Devonzeit, so sind Tuffe z. T. zwischen devonischen Kalken eingelagert. Ein großer Teil der Ergüsse hat aber erst später längs den im jüngeren Paläozoicum gebildeten Dislokationsspalten stattgefunden. Die Gesteinszusammensetzung ist im Osten viel reichhaltiger. Dynamometamorphe Umwandlungen treten nicht so häufig auf als im Westen. Im Issgebiet beschränken sie sich auf die Nähe der großen Bruchlinie, welche den Tiefengesteinshorst von der östlichen Vorhügelzone abtrennt. Im Nischny-Tagilsker Gebiet ist die Metamorphose stärker. Unter den Tuffen sind solche mariner und terrestrischer Entstehung bekannt. Im allgemeinen spielen hier Deckenergüsse eine größere Rolle als im Westen, wo ein gangförmiges Vorkommen überwiegt.

Ganz allgemein kann man danach zwei große Eruptionsperioden unterscheiden: die erste ist frühdevonisch — Ablagerung des sogen. herzynischen Kalkes D_1^1 c und fällt mit dem Beginn der meridionalen Faltenbildung zusammen; der Charakter der Tuffe läßt eine submarine Entstehung vermuten. Die Eruptionen haben bis zum Mitteldevon angehalten und ihre Produkte wurden im Oberdevon (D_3^1—D_3^3) zusammen mit den Sedimenten einer starken Dislokation unterworfen. Das ergossene Magma gehört zu den Pyroxenporphyriten, und zwar begann die eruptive Tätigkeit mit saureren Ergüssen, die später immer basischer wurden. Während der Zeit der carbonischen Meerestransgression (C_1—C_2) herrschte Ruhe und erst im Obercarbon setzte die eruptive Tätigkeit wieder ein, wohl im Zusammenhang mit den in die gleiche Zeit (Obercarbon—Permocarbon) fallenden osturalischen Dislokationen. Auch hier begannen die Ergüsse mit den saureren Gliedern (Quarzkeratophyre) und gingen dann über die sauren dioritischen zu den basischen (Diabas-) Porphyriten über. Die von zahlreichen Tuffen begleiteten Ergüsse dieser Periode trugen kontinentalen Charakter. Die den Keratophyren entsprechenden syenit-dioritischen Tiefengesteine fallen auch zeitlich mit ihnen zusammen, denn auch sie enthalten eingeschmolzene Reste von devonischem (D_2^2) Kalk.

Von Sedimentgesteinen sind in dem untersuchten Gebiet nur Paläozoicum und Posttertiär vertreten. Als ältestes Gestein tritt im Westen (Zone der Wasserscheide) ein Glimmerschieferkomplex auf, der wohl auf einem Gneissockel lagert. Es handelt sich um Muscovit, Chlorit-Muscovit und Talk-Sericit-

schiefer, in denen Verf. in Übereinstimmung mit Karpinsky u. a. die dynamo- und kontaktmetamorph umgewandelten sandigen Ufersedimente des von Osten transgredierenden Obersilur—Unterdevon-Meeres sieht. Sie sind unterhalb des herzynischen Kalkes D_1^1 c gelegen, streichen NNW—NNO und sind in steile, meist nach Westen überkippte Falten gelegt. Diskordant darüber lagert die unterdevonische, schwach metamorphe Phyllitserie (Flachseesedimente), welche nach Westen in unveränderte Ablagerungen der Stufe D_1^1 g übergeht; in ihren unteren Teilen ist stellenweise der marmorartige „herzynische Kalk" (D_1^1 c) zu beobachten. Diese Serie wird von sericitischen Phylliten, Tonphylliten, sericitischem Sandstein, sericitischem Talkschiefer, kohligem Sericit- und Quarzitschiefer zusammengesetzt. In ihrem unteren Teil lagern in der Nähe des Kontaktes gegen die dynamometamorphen Tiefengesteine die oben erwähnten Schalsteinschiefer; es sind das fast ganz dichte Gesteine mit gelegentlichen Einsprenglingen von Aktinolithnadeln. U. d. M. erweisen sie sich als sehr feines Gemenge von Quarz und Feldspat mit einem Filz von Hornblende, Chlorit, Epidot und Glimmer. Andere Varietäten zeigen eine sehr feine Schichtung. Die Phyllitserie streicht auch NW, zeigt aber im allgemeinen kleinere Fallwinkel als die Kr.-Schiefer. Über ihr lagert im Westen das obere Unterdevon (D_2^1), in dem man von oben nach unten unterscheidet: 1. dunkle dolomitische Kalke mit „*Calomopora*" *fibrosa* und Crinoiden; 2. Tonschiefer; 3. Tonsandstein; 4. Kieselschiefer; 5. Kieselsandstein. Diese westliche Devonserie bildet im ganzen eine NNW bezw. NNO streichende Antikline, in deren Kern die Glimmerschiefer liegen, während am Westhang normales Devon, am Osthange die Phyllite und Schalsteine lagern; eine intensive Faltung im kleinen kompliziert dieses Bild. Die Faltungsperiode hat lange angedauert, da die jüngeren Sedimente wesentlich flacher lagern als die älteren. Gegen die Tiefengesteine im Osten ist die Zone durch eine große Verwerfung abgetrennt; doch sind stellenweise innerhalb der Tiefengesteine noch Reste von Synklinenwurzeln des Devons zu erkennen. Im Gegensatz zu dieser vorwiegend faltenden Gebirgsbildung sind in der östlichen Vorhügelzone auch zahlreiche Verwerfungen vorhanden; mit diesen stehen, wie erwähnt, die großen Deckenergüsse in Zusammenhang, und so ragen hier die devonischen Sedimente nur als Fetzen oder Inseln zwischen den Porphyriten heraus. Der Sockel, auf dem hier das Devon ruht, ist nicht bekannt. In engem Zusammenhang mit Tuffen treten hier nur Kalke der Stufe D_1^1 c (Unterdevon) und Quarzite auf. Die feinkörnigen, etwas metamorphen Kalke sind Ablagerungen einer tieferen See als im Westen und enthalten eine ziemlich reiche Fauna (*Pentamerus procerulus*, *P. linguiferus*, *P. integer*, *P. uralicus*, *P. optatus*, *P. galeatus*, *P. striatus*, *P. pseudoknighti*, *Atrypa linguata*, *A. verrucula*, *A. Kuschvensis*, *Merista tectiformis*, *Spirifer turjensis*, *S. indiferens*, *S. strigoplocus*, *Phacops fecundus*, *Bronteus speciosus*, *Aristozoe regina* (inkl. *Bactropus longipes*), *Favosites Goldfussi* u. a. m. Fossilliste p. 87—92 der Originalarbeit). Die Lagerung der Quarzite war nicht einwandfrei festzustellen; stellenweise scheinen sie über den Kalken zu liegen, dort wo am Kontakt mit den Porphyriten die Kalke verkieselt und zu Jaspishornfelsen umgewandelt sind. Die Kalke bilden im allgemeinen eine flache Antiklinale von meridionalem Streichen, die aber durch zahlreiche Verwerfungen in der Längs- und Querrichtung kompli-

ziert wird. Im südlichen Teil des Nischny-Tagilsker Bezirkes werden die Kalke durch kieselige und tonig-kieselige Schiefer ersetzt.

Jüngere Sedimente fehlen im ganzen Gebiet; im Oberdevon war der Ural zunächst Insel; mit der Palaeodyas beginnt die lange kontinentale Phase, da ja keine von den nachfolgenden großen Transgressionen (Jura, Alttertiär, Kaspistufe) dieses Gebiet erreicht hat. Dieser Bedingung ist die ungeheuer tiefe Abtragung der zentralen Teile zu verdanken; die Tiefengesteine wurden von ihr schon während der Artastufe erreicht (nach Karpinsky). So sind uns die ältesten Platinseifen, welche sich bildeten, als die Dunite an die Oberfläche kamen, nicht erhalten geblieben. Erst als mit dem Wasserreichtum der Eiszeit eine verstärkte Erosion einsetzte, bildeten sich die noch jetzt erhaltenen oberen Terrassen der Haupttäler; in der nachfolgenden Steppenzeit flaute die Erosion ab und setzte erst in jüngerer Zeit wieder stark ein — als Produkt die unteren Talbodenseifen hinterlassend.

Ein großer Abschnitt der Arbeit ist der genauen Untersuchung der Lagerstätten nutzbarer Erze gewidmet, vor allem dem Platin, dessen bedeutendste Lagerstätten ja in den beschriebenen Gebieten liegen. Es kommt hier auf primärer und sekundärer Lagerstätte vor. Die primären Lagerstätten liegen innerhalb der ultrabasischen Tiefengesteine, wobei die Menge mit dem Tiefengesteinscharakter und der Basizität zunimmt; es kommen also vor allem die Dunite, in weit geringerer Menge die Pyroxenite und melanokraten Gabbros in Betracht. Das Platin in den Duniten kommt in Verbindung mit Eisen vor (nach der Zusammensetzung Fe_2Pt_3 bis Fe_2Pt_9); außerdem enthält es wechselnde Mengen von Platinmetallen (Palladium, Rhodium, Iridium, Osmium), Kupfer, Nickel, Gold, Silber, Blei etc. Das Platin der Pyroxenite ist reiner, aber viel seltener; eine praktische Bedeutung haben diese primären Lagerstätten wegen ihrer Zufälligkeit und fehlenden Gesetzmäßigkeit bisher nicht erlangt. Viel wichtiger sind die sekundären Lagerstätten — die Seifen des Iss und seiner Nebenflüsse (Gesamtlänge 130 km) und der Flüsse Martjan, Wissim, Sissim, Tschausch, Bobrowka, Tschernaja, im Nischny-Tagilsker Bezirk (Gesamtlänge 102 km). Unter den Seifen unterscheidet man die älteren, diluvialen Terrassenseifen und die jüngeren Talbodenseifen. In den letzten ist die Verteilung des Platins in vertikaler und horizontaler Richtung nicht gleichmäßig; die ergiebige Schicht ist die unterste, nicht über 1 m mächtige Sandschicht, welche unter tonigen Sanden und Konglomerat auf dem Anstehenden lagert. In horizontaler Richtung sind in der Sandschicht stets platinreichere Bänder vorhanden, welche der schnellsten Strömung entsprechen. Die Korngröße ist natürlich in unmittelbarer Nähe der Dunitmassive am größten (der größte Klumpen wog 24 r. Pf.). Hier haftet am Platin noch oft das Muttergestein, weiterhin in den Seifen ist es in Gestalt feiner Blättchen vorhanden und nur im Stromstrich kommen größere Körner vor. Der Platingehalt (auf 100 Pud = 4000 r. Pf.) schwankt ziemlich stark; in der Nähe der Dunitmassive ist er natürlich am höchsten; als Durchschnittswerte kann man 1—10 Sol. auf 100 Pud angeben, oft erheblich weniger. Die Terrassenseifen sind reicher, weisen aber eine ungleichmäßigere Verteilung des Platins auf. Ziemlich ergiebig ist auch das platinhaltige Eluvium, d. h. der Schutt innerhalb der Dunitmassive. Die Gesamtausbeute im Jahre 1908

betrug im Nischny-Tagilsker Bezirk 40½ Pud, im Issbezirk 208½ Pud (nach offiziellen Angaben). Genaue Angaben über die relative Platinführung sind im ausführlichen deutschen Resumé der Originalarbeit enthalten.

Das Gold wird nur neben dem Platin in weit geringerer Menge aus den Seifen gewonnen; es stammt z. T. aus den Peridotiten, Pyroxeniten und Gabbros, seine Menge ist aber hier nur sehr gering; mit der Abnahme des Platingehaltes nach unten nimmt das Gold zu und erreicht die höchsten Werte im Verbreitungsgebiet der Porphyrite, wo es z. T. aus den Quarzgängen stammen mag. Von weiteren nutzbaren Mineralien seien Chromeisen, Magneteisen, silberhaltiger Bleiglanz und Spuren von Kupfererzen erwähnt — eine praktische Bedeutung kommt bisher keinem von diesen zu. Von Edelsteinen wären die schönen und wertvollen grünen Granate zu nennen, die neben Gold und Platin aus den Seifen gewonnen werden; sie sind an das Vorkommen der grauen Dunitserpentine gebunden.

Es sei noch erwähnt, daß ein dritter, umfangreicher Teil der Arbeit eine sehr ausführliche petrographische Bearbeitung aller im Gebiet vorkommenden Gesteinsvarietäten enthält, die durch eine sehr große Zahl von Analysen ergänzt wird. Es liegt leider außer dem Bereich der Möglichkeit, auf die vielen interessanten und wertvollen Einzelbeobachtungen im Rahmen eines kurzen Referates einzugehen. **S. v. Bubnoff.**

Asien.

Hugo Grothe: Meine Vorderasien-Expedition 1906 und 1907. Bd. II. Mit 62 Abbild. auf 16 Taf. u. im Text sowie mehreren Kartenskizzen u. Plänen. Leipzig 1912.

Nachdem über die von Broili mustergültig ausgeführte paläontologische Bearbeitung der Funde Grothe's in dies. Jahrb. 1913. II. -472- berichtet worden ist, sei kurz darauf hingewiesen, daß in dem II. Teile des Reisewerkes sich auch Abschnitte über Tektonik (p. 83), „Geologisches" (p. 87 ff.) und Stratigraphie (p. 93—105) finden. Der historisch-philologisch vorgebildete Verf. hat die Mühe nicht gescheut, sich auch geologisch zu orientieren und bietet auf Grund seiner Literaturstudien sowie vor allem auf Grund der Broili'schen Beschreibung eine ganz brauchbare geologische und morphologische Übersicht seines Reiseweges im Antitauros. Trotzdem wird man sein Bedauern, daß die „Mitnahme eines Geologen aus pekuniären Gründen unmöglich war", dahin ergänzen müssen, daß Forschungsreisen in naturwissenschaftliches Neuland von Naturforschern und nicht von philologisch-historischen Gelehrten zu machen sind. Ein Naturforscher wird durch photographische Aufnahmen einer künftigen historisch-archäologischen Expedition wirksam vorarbeiten, ja sogar kunsthistorische Untersuchungen direkt ermöglichen, während die noch so sorgfältig gemachten geologischen Aufsammlungen eines Philologen stets das Bedauern hinterlassen, daß dies Neuland nicht von einem Fachmann untersucht worden ist. Sieht man von diesem generellen Einwand ab, so wird man der Hingebung, mit der

Verf. seinen mannigfachen Aufgaben gerecht zu werden suchte, weitgehende Anerkennung nicht versagen.

Für die Auffassung des sogen. Antitauros bildet naturgemäß die vom Ref. ausgeführte Gliederung des eigentlichen oder Hohen Tauros [die Verf. nicht mehr berücksichtigen konnte] den Ausgangspunkt.

„Über die Benennung der einzelnen Taurusketten selbst herrscht," wie Verf. hervorhebt, „in der Literatur noch keine Einheitlichkeit. Als ‚Nordtaurus' bezeichnet Naumann den kilikischen Taurus, bezw. die südlichsten Ketten desselben als ‚Südtaurus'. Den Namen ‚armenischer' Taurus will Schaffer getilgt haben, da er keine tektonische Einheit darstellt. Die Geographie kann jedoch einer Gliederung nach Gesichtspunkten der Orographie, die das länderkundliche Moment berücksichtigen, nicht entraten. v. Zahn möchte gar die Bezeichnung ‚Antitaurus' streichen und sie durch ‚nördliche Tauruszone' ersetzt wissen." [Was „Orographie" und „länderkundliches Moment" besagen sollen, ist hier völlig unklar. Ref.]

Abweichend vom Tauros scheint dagegen die — nach dem Verf. nach „NW gerichtete Hauptfaltungsrichtung" zu sein. [Doch liegt hier eine unrichtige Schlußfolgerung aus den geologischen, vom Verf. benutzten Lehrbüchern vor. Weil in diesen zutreffend für die Alpen die Außenseite als die Zone stärkerer Faltung, die Innenseite als die der Einbrüche angesehen wird und auch im Antitauros Brüche im SO vorwiegen, glaubt Grothe diese Anschauung einfach übertragen zu können. Er übersieht dabei, daß im SO die Ausläufer der syrischen Bruchregion (Ghâb etc.) in das Gefüge des Tauros eindringen, mit dessen Aufrichtung und Entstehung sie jedoch nichts zu tun haben. Ref.]

Broili erkannte in den als Antitauros zusammengefaßten Ketten neben vereinzeltem Untersilur vor allem Devon (mit einem Augengneisvorkommen im Bimbogha-dagh), ferner Untercarbon (nach Tschihatcheff) sowie bei Seitun und im Beirut-dagh Serpentin (der als „jungvulkanisch" bezeichnet wird, aber mit dem alttertiären Vorkommen des kilikischen Tauros und Amanos ident sein dürfte), endlich Oberkreide, Eocän und am Außenrand Miocän.

Hiernach dürfte der Antitauros die Fortsetzung der kilikischen Tauroszone (III), der kilikischen Hügel (IV) und des amanischen Giaur dagh [1] (V) darstellen. Die im allgemeinen geringere, nur im Bimbogha dagh 3000 m erreichende Höhe und das Auftreten etwas älterer Formationen — Devon nebst untergeordnetem Kohlenkalk statt Kohlenkalk mit untergeordnetem Devon im Tauros — deutet darauf hin, daß die Abtragung im Antitauros weiter vorgeschritten ist als im Tauros selbst.

In dem Vorhandensein dreier Phasen der Gebirgsentwicklung stimmen Tauros und Antitauros überein; eine spät- oder nacheocäne Faltung und eine postmiocäne Gebirgsbildung (nicht Faltung) werden, wie schon Blanckenhorn mit Recht betont [2], von der ersten präcretacischen Gebirgsbildung an Bedeutung übertroffen.

---

[1] Es gibt im Antitauros noch einen anderen Giaur dagh; der Chynsir dagh könnte die Fortsetzung des Kappadokischen Tauros bilden.

[2] und auch aus der Schilderung der Jarpunebene bei Grothe („horizontale Kreide über gefaltetem Devon") direkt hervorgeht.

Demnach ist der Antitauros die stärker abgetragene und daher niedrigere, aber unmittelbare nordöstliche Fortsetzung der drei mittleren Zonen des Tauros (kilikischer Tauros, kilikische Hügel, amanischer Giaur dagh). Die Einzelheiten der Abgrenzung der drei Zonen sind von einer genaueren Aufnahme zu erwarten; zu einer zusammenfassenden Bezeichnung „Antitauros" liegt kein Grund vor. **Frech.**

Alfred Philippson: Reisen und Forschungen im westlichen Kleinasien. IV. Heft: Das östliche Lydien und südwestliche Phrygien. (Peterm. Mitt. Ergänzungsh. No. 180. Gotha 1914.)

Die geographischen Bestandteile Ioniens und des westlichen Lydien, die drei großen Gräben des Hermos, Kayster und Mäander mitsamt den sie umrahmenden und trennenden Gebirgen (siehe Heft II) setzen sich in das Gebiet hinein fort, das in dem vorliegenden IV. Hefte geschildert wird. Jedoch erreicht der mittelste dieser Gräben hier sehr bald sein Ende. Die beiden anderen aber nähern sich einander, indem der nördlichste Graben eine südöstliche Richtung einschlägt. Doch wird er hier nicht mehr vom Hermos durchflossen, der aus dem nördlicheren Hügellande in den Graben eintritt, sondern von seinem unbedeutenden Nebenfluß Kogamos. Infolge dieser Richtungsveränderung des Hermos—Kogamos-Grabens gewinnt das Hügelland im Norden desselben, das sich nordwärts bis zu der Gebirgsreihe Temnos—Dindymon (siehe Heft III) erstreckt, im östlichen Lydien bedeutend an Ausdehnung, während sich südlich jenes Grabens die Gebirge Tmolos und Messogis in spitzem Winkel vereinigen. An dem gemeinsamen Ostende dieser beiden Gebirge wird der Hermos—Kogamos-Graben von dem Becken von Hierapolis, einer Erweiterung des Mäandertales, nur noch durch geringe Höhen getrennt.

Die Grabenebene des großen Hermos—Kogamos-Grabens hat, von oberhalb Inegöl bis unterhalb Magnesia, in annähernd ostwestlicher Richtung eine Länge von etwa 150 km, d. i. die halbe Länge der oberrheinischen Tiefebene. Man kann sie in zwei gleichlange Abschnitte teilen.

Der östliche, obere Abschnitt reicht bis Salichli, unweit des alten Sardes. Auf dieser in Heft IV behandelten Strecke ist der Graben einfach, ungeteilt und verläuft in der Richtung WNW. Er beginnt als schmaler Zipfel beim Eintritt des Bostan-Tschai aus dem Kyrktschinar-Derbent und erweitert sich allmählich bis Inegöl auf etwa 4 km, dann schnell auf 9 km, welche Breite er bis Salichli mit geringen Schwankungen beibehält, um dann plötzlich auf 12 km Breite zu wachsen. Der Abstand des Grundgebirges dagegen schwankt zwischen 9 und 20 km. Große Verwerfungen im Tertiär der Südseite des Grabens, Schrägstellung des Tertiärs der Nordseite beweisen unzweideutig die tektonische Entstehung der Ebene als Grabenbruch; die Fortdauer ihrer Bildung bezeugen die heftigen Erdbeben.

Erst wenig oberhalb von Salichli betritt von der Nordseite her der stets wasserreiche Hermos, aus engem Erosionstal kommend, die Grabenebene, in der er sich nach Westen wendet und erzeugt hier gleich einige erhebliche Sümpfe. So ist die Grabenebene in diesem oberen Abschnitt völlig unabhängig von

dem Flußnetz des Landes; auch das ist ein Beweis für ihre junge tektonische Entstehung.

Der westliche, untere Abschnitt des Grabens ist ausgezeichnet durch seine mehrfache Verzweigung. Der Hauptzweig, der vom Hermos durchflossen wird, ist von Osten nach Westen gerichtet. Er verschmälert sich bei Sardes zunächst abermals auf 7 km (ungerechnet das Tertiär), wächst dann wieder als Ebene von Kassaba (48 km lang) bis auf 15 km am Ostende des Sipylos. Hier ist seine westliche Fortsetzung um die ganze Breite dieses Gebirges nach Norden verschoben, so daß der Südrand des Sipylos in die Fortsetzung des bisherigen Südrandes des Grabens, der Nordrand des Sipylos in die Fortsetzung des bisherigen Nordrandes des Grabens fällt. Hierbei verengt sich der Graben auf 8 km, weitet sich aber sofort wieder aus zu der großen dreieckigen Ebene von Magnesia, die eine Spitze nach NO sendet.

Noch mehr als der östliche ist der westliche Teil des Grabens mit seinen Verzweigungen unabhängig von dem geologischen Bau und der Streichrichtung seiner Umgebung. Diese wird hier von der SW—NO streichenden Grenze des kristallinen Gebirges im Osten, des ostägäischen Faltengebirges (aus Paläo- und Mesozoicum) im Westen durchzogen: die Grabenbrüche greifen rücksichtslos hindurch.

Es ergibt sich also für alle Teile dieses Grabensystems eine sehr junge Entstehung nach Ablagerung der dortigen Jungtertiärschichten und eine völlige Unabhängigkeit von der vorjungtertiären Tektonik.

Der Hermos durchströmt ungefähr die Mittellinie des Hauptgrabens, im Schwemmland stark mäandrierend, aber meist in festem Lehmbett gesammelt, mit tiefer, reißender Strömung.

In dem weiten Hochlande des oberen Mäander und des Banas-Tschai-Gebiet tritt das vorjungtertiäre, gefaltete Grundgebirge nur in einzelnen Flecken zutage, die an Ausdehnung weit zurückstehen gegen das Jungtertiär. Es besteht im südwestlichen Teile, am Rande der Ebene von Hierapolis, aus dunklem Glimmerschiefer und Marmor. Im Marmor kommt Smirgel vor, der an zwei Orten abgebaut wird. Das alles spricht dafür, daß wir hier den östlichen Rand der großen lydisch-karischen kristallinen Masse vor uns haben, an deren Westrand Philippson ebenfalls Marmor mit Smirgel feststellte (siehe Heft II, p. 97). Das Streichen der Schichten ist im Süden WNW, am Banas NNO, also an beiden Stellen um einen rechten Winkel verschieden, wie das ja auch im Innern der Masse so häufig vorkommt.

Auch östlich hiervon erscheinen in den Gebirgen des Tschai keine vollkristallinen Gesteine mehr, sondern Phyllite, Grünschiefer, Quarzite, also halb metamorphosierte Sedimente, neben unveränderten Grauwacken, Quarzkonglomeraten und schwarzen geschichteten Kalken. Die ganze Serie hat durchaus paläozoischen Habitus; Fossilien sind freilich nicht darin gefunden worden. Das Streichen ist hier ganz überwiegend WNW. Dagegen bauen sich weiter im Nordosten die Gebirgsmassen des Burgas- und Ak-Dag bis zum Ahar-Dag hin wieder mehr aus kristallinen Gesteinen auf.

Viel günstiger wie für das Grundgebirge liegen hier die Verhältnisse für das Verständnis der jungtertiären Ablagerungen. 1. Zu unterst

liegen die mächtigen flyschartigen, hier gelblichen oder grauen Sandsteine.

2. Weiter im Westen finden wir als tiefstes des Tertiärs Sandsteine und Sande von weißer oder grauer Farbe. Sie liegen hier konkordant unter der oberen Abteilung. Durch ihre Konchylien erweisen sie sich als zugehörig zum allgemeinen Süßwassertertiär Kleinasiens.

3. Über den Sanden folgt ein System von geschichteten weißen Mergeln, mergeligen Sanden und Kalken, ebenfalls mit Süßwasserkonchylien. Überall, wo diese Schichten an der Oberfläche liegen, wird letztere von einer Decke fester, löcheriger, dickbankiger Kalke von verschiedener Mächtigkeit gebildet. Es ist sehr wahrscheinlich, daß diese durch eine großartige Krustenbildung und Versinterung erst nachträglich ihre Festigkeit erhalten hat.

4. Die vulkanischen Massen (Andesite und Trachyte), die auch mit untergeordneten Tuffen verbunden sind, folgen erst über den weißen Mergeln und Kalken oder durchsetzen sie. In den tieferen Schichten fehlen alle vulkanischen Einlagerungen oder Gerölle. Hier gehört also der Vulkanismus, ebenso wie nördlich des oberen Hermos, dem jüngsten Abschnitt des Tertiärs an. Es sind Ruinen großer zusammengesetzter Vulkane, bestehend aus Schloten und Deckenergüssen, welch letztere teils große Tafeln bilden, teils durch Erosion in einzelnen Kuppen aufgelöst sind. Bemerkenswerterweise sind diese Vulkane auf den Norden des Gebietes beschränkt. Südlich von der Linie Takmak—Sandykly fehlt der Vulkanismus vollständig.

Den Abschluß nach oben bilden lockere rote Sande, Konglomerate und Schotter, jünger als die Vulkane. Sie treten in unserem Gebiet in weiterer Verbreitung auf als in irgend einer der bisher beschriebenen Landschaften. Sie erreichen oft erhebliche Mächtigkeit und bilden ausgedehnte Tafeln, immer an der Oberfläche, aber doch keine allgemein verbreitete Decke. Sie sind augenscheinlich an die Nähe der älteren Gebirge und der Vulkanruinen gebunden, aus deren Detritus sie sich zusammensetzen. [Diese am Taurus vom Ref. als Tekir-Nagelfluh bezeichneten roten quartären Schichten scheinen also schon in Lydien und Phrygien zu beginnen.] Die Mächtigkeit des gesamten Tertiärs ist mindestens 500 m.

Die Tertiärscholle der Banas-Ova, das Hauptstück unseres Gebietes, ist eine der größten des westlichen Kleinasien und erstreckt sich von NO nach SW in einer Länge von 120 km. Die Schichten des Tertiärs liegen in der Banas-Ova im allgemeinen nahezu horizontal, werden aber von bedeutenden Verwerfungen durchsetzt. Die Brüche begannen schon während der Ablagerung des Tertiärs, haben sich aber z. T. noch nach der Herstellung der Plateauoberfläche fortgesetzt.

Die Plateauoberfläche ist eine Abtragungsfläche, denn sie schneidet nicht nur manche Brüche, sondern zuweilen auch eine merkbare Neigung der Schichten eben ab. Die Oberfläche erscheint, von weitem gesehen, als eine weite einheitliche Ebene; ihre Farbe ist meist weiß oder auch rot, dort wo die oberen Sande liegen.

Von SW, von den Gräben des Hermos und Mäander, erscheint die Banas-

Ova als Hochland, und zwar als ein randlicher Teil des großen inneren Hochlandes von Kleinasien.

Über die Gebirge von Denisli und das Becken von Hierapolis. Die Gebirge von Denisli, bestehend aus der langen Kette des Buba-Dag und dem Klotzberg Chonas-Dag, bilden einen Wall von altem Faltengebirge, der mit der orographischen Richtung W—O das Becken von Hierapolis südlich abschließt und es trennt von den benachbarten Tertiärtafeln und Hochebenen von Asi-Kara-Agatsch, Tschukurköi, Davas und Karadjasu. Mit drei schmalen Ausläufern steht das Gebirge in geologischem Zusammenhang mit den Faltengebirgen des Aktsche- und Avdan-Dag im Süden, während es sonst von Tertiär umgürtet ist.

Es sind recht wechselnde Gesteinszonen, welche diese Gebirge zusammensetzen: 1. Die älteste tritt im Westen auf. Hier, östlich bis zum Gipfel des Buba-Dag und am Nordabhang bis gegen Denisli hin, besteht das Gebirge aus dunklem Glimmerschiefer, auch Granatglimmerschiefer, Gneisschiefer, Graphitquarzitschiefer; darin tritt untergeordnet Kalkglimmerschiefer und Marmor (bei Gere) auf.

2. Über den kristallinen Schiefern lagert diskordant eine mächtige Decke von grobkörnigem, weißem und bläulichem Marmor, die vielleicht durch eine Überschiebungsfläche von den Schiefern getrennt sein könnte. Auch in diesem Marmor treten einzelne Züge von Glimmerschiefer auf.

3. Der Marmor des Buba-Dag fällt nach Süden am Dam Karadschören hinunter unter schwarze und grüne Phyllite mit Zügen halbkristallinen Kalkes, welche einer jüngeren, weniger metamorphosierten Stufe angehören.

4. Grauer, massiger Kalk, über den Phylliten oder mit ihnen verzahnt, bildet die östliche Fortsetzung des Buba-Dag: den Fyndyk-, Bedre-Dag und Topalan, auch eine Zone am Südabhang des Gerziler-Dag bis Dam-Karadschören hin; ferner den Nordabhang des Chonas-Dag. Diese Kalke dürften dem Paläozoicum angehören. Ob auch die Kalke des Sapandscha-Dag hierzu zu rechnen sind, ist nicht bekannt. Mit ihnen eng verbunden sind grünliche oder schwärzliche Tonschiefer, Grauwacken und weinrote Kalkschiefer.

5. Über diesen Schiefern und Kalken lagert im höheren Teil des Chonas-Dag und auf seinem Südabhang eine mächtige Kalkdecke, welche wieder aus schieferigen oder dünnplattigen, z. T. rötlichen Kalken, streifigen Dolomitschiefern besteht.

Die Faltung ist in diesen Gebirgen sehr stark, besonders in den Schiefern, und die Streichrichtung ist wechselnd und meist unabhängig von der ostwestlichen orographischen Richtung. Sie ist westlich von Kadiköi NO—N; von da an in den Glimmerschiefern des Nordabhangs ziemlich regelmäßig OSO bis (untergeordnet) ONO, mit allgemeinem Einfallen nach Süden. Im ganzen genommen überwiegt das nordöstliche Streichen. Es ist wahrscheinlich, daß sowohl die Marmordecke des Buba-Dag als die Kalkdecke des Chonas-Dag nach Norden über die Schiefer überschoben sind. Es scheint die Ostgrenze der lydisch-karischen Masse durch eine Überschiebung derselben über das sedimentäre Gebirge bezeichnet zu sein. Angesichts des nordwestlichen Streichens des Sultan-Dag, des letzten Taurus-Ausläufers, scheint demnach

das lydisch-karische und das Taurus-Streichen senkrecht aufeinander zu stehen.

Das Jungtertiär des Stufenlandes von Denisli, wozu wir auch das Tertiär nördlich Seraiköi hinzuziehen, ist stratigraphisch besonders bemerkenswert durch die marinen, beziehentlich brackischen Ablagerungen, die uns im kleinasiatischen Jungtertiär hier zum erstenmal entgegentreten.

Sie bestehen aus grauen und gelben Sanden und Konglomeraten, aus Poros (Kalksandstein) und Einlagerungen von weißem, fossilleerem Ton und enthalten eine artenarme, aber individuenreiche Konchylienfauna. Sie setzen den niedrigeren Streifen des Stufenlandes von Denisli am Rande gegen die Ebene zusammen. Sie überlagern diskordant das stärker gestörte Süßwassertertiär, sind also jünger als dieses. Nach einer vorläufigen Mitteilung von Prof. P. Oppenheim dürften sie nicht älter als pontisch, also Unterpliocän sein.

Das Süßwassertertiär, an mehreren Stellen fossilführend, unterscheidet sich von den grauen und gelben Meeresablagerungen durch die schneeweiße Farbe.

Die Brüche, die den Nordostrand der Ebene von Hierapolis begleiten, sind ausgezeichnet durch eine Reihe von warmen Quellen, welche mächtige Kalksinterbildungen ablagern. Im Mäandertal oberhalb der Ruinen von Tripolis treffen wir eine Gruppe dieser Quellen, die ansehnliche Sinterkegel im Talboden aufgebaut hat. Viel auffallender ist die berühmte Sinterterrasse von Hierapolis.

Die Ebene von Hierapolis ist der tiefste Teil des großen Einbruchs. Ihr östlicher Teil, die Türkmen-Ova, erstreckt sich von Osten nach Westen 18 km lang, bei einer Breite von 2 km. Ihr Boden besteht aus mächtigen Sinterbildungen und ist durch diese auf 350—400 m (im östlichen Zipfel bis 500 m) erhöht. Ihr Hauptfluß, der Kütschük-Menderes („Kleiner Mäander"), der Lykos d. A., kommt vom Hochlande im Osten herunter; sein Wasser setzt keinen Sinter ab, so daß er sich unterhalb des alten Kolossai eine tiefe Schlucht in den Sinter eingeschnitten hat, um die Höhenstufe zu überwinden. **Frech.**

Stratigraphie.

Allgemeines.

Emile Haug: Traité de géologie. Zwei Bände in 4 Lieferungen (fascicule). 135 Illustrationstafeln. 485 Textbilder. Paris 1908—1911.

Wenn im Zeitalter der Maschinenschrift und des Diktaphons die Zusammenstellung eines großen Handbuches (2024 p.) einiges an seiner Schwierigkeit verloren hat, so ist die Frage nach der Gründlichkeit der Durcharbeitung eines Riesenstoffes um so berechtigter. In dieser Hinsicht stellt das Werk E. Haug's, dem Nachfolger von Hébert und Munier-Chalmas auf dem Lehrstuhle der Sorbonne, eine ganz außergewöhnliche Arbeitsleistung dar. Die Klarheit der Darstellung und der Disposition sind hier ebenso wie in

anderen Arbeiten des Verf.'s vorhanden. Die ungemeine Gründlichkeit in der Benutzung auch der nichtfranzösischen Literatur (in der Verf. vor allem seinem Vorgänger Lapparent unbedingt überlegen ist) dürfte wohl als ein Erbteil der ersten von E. Haug in Deutschland verbrachten Studien- und Wanderjahre angesehen werden. [Sind doch die Erstlingsarbeiten von E. Haug (über mesozoische *Chaetetes*, *Harpoceras* und das Neocom der Puezalp im Enneberg) deutsch und z. T. in diesem Jahrbuche veröffentlicht worden.] Der Ref., dessen Lethaea etwa gleichzeitig mit dem Erscheinen des vorliegenden Werkes durch den Tod dreier hervorragender Mitarbeiter, Koken's[1], R. Hoernes' und Wahnschaffe's, schwer beeinträchtigt worden ist — darf dem Verf. zu dem in verhältnismäßig kurzer Zeit gelungenen Abschluß aufrichtig Glück wünschen.

In der Darstellung nimmt die historische Geologie (Bd. II p. 539—1921) mit Recht den durchaus überwiegenden Raum ein. Die allgemeine Geologie (1—538) trägt demgegenüber mehr den Charakter einer — sehr gelungenen — Übersicht. Beiden Teilen sind vorzügliche Textbilder und ebenso photographische Tafeln von Landschafts- oder Fossilienaufnahmen (auf Glanzpapier) gemeinsam. Nirgends sind die alten Klischees übernommen, welche sonst in den meisten älteren Handbüchern französischer und deutscher Sprache in unverminderter Geschmacklosigkeit wiederkehren. Vielfach schöpft Verf. in seinen eigenen vielseitigen Arbeitsgebieten.

In der historischen Geologie ist durch sehr starke Verwendung des Petitdruckes eine ungemeine Konzentration des Inhaltes erreicht worden, während von der umfassenden Verwendung synchronistischer Übersichten Abstand genommen wurde. Kleine Tabellen und Karten sind dagegen um so zahlreicher. Überall macht sich das Bestreben nach objektiver, auch andere Meinungen berücksichtigender Darstellung wohltuend fühlbar.

Das Riesenmaterial, vor allem das stratigraphische, ist mit großer Sorgfalt und Umsicht verarbeitet. Ref., der beruflich Veranlassung hat, zahlreiche Lehrbücher durchzusehen, entsinnt sich nicht, die erste Auflage eines Handbuches gesehen zu haben, die auch in allen Einzelangaben so vollkommen korrekt gewesen wäre, wie das Haug'sche Werk. Beispielsweise hat Ref. selbst überhaupt nur einen Druckfehler[2] sinnstörender Art gefunden, p. 1377 8. Zeile: eocrétacées (statt richtig neocrétacée); beiläufig ein Beweis dafür, daß die Bezeichnung paläocretacisch der an neo- anklingenden eocretacisch vorzuziehen ist.

Von dem reichen Inhalt der ersten Abteilung, der die allgemeine Geologie behandelt, gibt am besten eine Aufzählung der Kapitelüberschriften einen Begriff. Daß in der Tektonik die Deckenlehre eine ausgiebige Berücksichtigung findet, ist bei der bekannten Stellungnahme des Verf.'s selbstverständlich. Man darf jedoch sagen, daß seit 1908 sich eine mehr objektive und kritische Auffassung so allgemein Bahn bricht, daß hier von kritischen Bemerkungen abgesehen werden kann. Der I. Band umfaßt folgende Kapitel:

---

[1] Dieser Todesfall hat auch die verspätete Anzeige des vorliegenden Werkes bedingt, dessen Besprechung der verewigte Herausgeber des Neuen Jahrbuchs sich seinerzeit vorbehalten hatte.

[2] Das Druckfehlerverzeichnis, in dem auch obiges Erratum berücksichtigt ist, nimmt — für 2020 Seiten — kaum mehr als eine Seite in Anspruch.

1. Le cycle des phénomènes géologiques. 2. Morphologie générale de la Terre. 3. La vie sur les continents. 4. Provinces botaniques et zoologiques. 5. Caractères physiques du milieu marin. 6. Les conditions d'existence des êtres marins. 7. Distribution géographique des êtres marins. 8. La formation des sédiments. 9. La diagenèse. 10. Les combustibles minéraux. 11. Les faciès. 12. Les géosynclinaux et les aires continentales. 13. Le métamorphisme. 14. Les plissements. 15. Déformations intimes des roches dans les mouvements orogéniques. 16. Mouvements verticaux de l'écorce terrestre. 17. Les éruptions volcaniques. 18. La structure des appareils éruptifs. 19. Fumerolles et sources thermales. 20. Structure et composition des roches d'origine interne. 21. Distribution géographique des volcans. Théories de volcanisme. 22. Les tremblements de terre. 23. Les eaux souterraines. 24. Action des agents atmosphériques. 25. Action des eaux courantes. 26. Les glaciers. 27. Les actions litorales. 28. Les déplacements des lignes de rivage. 29. Les théories orogéniques.

Aus dem zweiten, die historische Geologie umfassenden Teil sei hervorgehoben, daß in der allgemeinen Anordnung eine gewisse Ähnlichkeit mit der Lethaea nicht zu verkennen ist. Nach einer kurzen Übersicht der Abgrenzung jeder Periode wird ihr organischer Charakter, sodann sehr ausführlich — meist in Petitdruck — die geographische Verbreitung geschildert. Den Schluß bildet eine allgemeine, Vulkanismus, Gebirgsbildung und die durch Karten unterstützte Paläogeographie behandelnde Übersicht der betreffenden Formation.

Silur und Cambrium sind so, wie es in den deutschen Handbüchern der Fall ist, getrennt; das obere Paläozoicum wird als „Système Anthracolithique" zusammengefaßt. Da jedoch Dyas (Permien) und Carbon gesondert behandelt werden, tritt diese Abweichung wenig hervor.

Von der Trias wird entsprechend dem französischen Gebrauch das Rhät abgetrennt und dem Lias zugewiesen, jedoch nicht wie vielfach in französischen Zeitschriften mit dem Hettangien zusammen zu einem Infralias vereinigt. In der Übersicht der Fauna des Rhät, welche Verf. gibt, überwiegen triadische Typen. Nicht erwähnt wird die Korallenfauna, deren gut bekannte, alpine Vertreter den engsten Zusammenhang zwischen der Fauna des Rhät und der der Zlambachschichten erkennen lassen und somit — bei der großen Bedeutung der Riffbildung — auch für die Zurechnung der Stufe in Betracht kommen. An und für sich ist die Behandlung des Rhät als Übergangsstufe ebenso deutlich gesondert wie in den betreffenden Kapiteln der Lethaea, so daß tatsächlich nur die Überschrift — Obertrias oder Lias — verschieden ist.

Der Jura wird in zwei sous-systèmes Lias (einschl. des Aalenien, d. h. des Braunen Jura α) und Système oolithique geteilt. Anschauliche Fazieskärtchen erleichtern das Verständnis.

In der Klimafrage der Jurazeit nimmt Verf. eine vermittelnde Stellung zwischen Neumayr und seinen Gegnern ein; er glaubt nicht drei, wohl aber immerhin zwei Klimazonen — eine polare und eine sehr breite äquatoriale — unterscheiden zu können. Allerdings ist eine Hauptstütze dieser Anschauung — der Nachweis von Jahresringen in dem fossilen Holz von König-Karls-Land — dadurch erschüttert, daß die Altersstellung dieses Fundes ganz zweifelhaft geworden ist; nach Burckhardt ist es tertiär. In bezug auf die Abgrenzung

von Kreide und Jura stützt sich Verf. auf die in der Lethaea niedergelegten klassischen Untersuchungen von Kilian. In der Gliederung der Kreide wird die Ausscheidung eines Mesocrétacique vorgeschlagen, das Albien, Cenoman und Turon umfaßt. Wenn auch diese Gruppe natürlich ist, so kann doch das Senon nicht als gleichwertig mit der Unterkreide (Eocrétacée = Palaeocretacicum Kilian, d. h. Valanginien bis Aptien) angesehen werden. Auch wird die Bedeutung der cenomanen Transgression nicht durch die ähnlichen vorangehenden geringfügigen Erscheinungen verdunkelt.

Die Behandlung der Oberkreide im Sinne der deutschen Handbücher (= Mesocrétacée ohne das Albien + Neocrétacé) ist deshalb wichtig, weil hier zum ersten Male eine ebenso kritisch durchgearbeitete wie umfassende Darstellung dieser wichtigen Formationsabteilung vorliegt. Aus der Systematik sei erwähnt, daß das Coniacien Coquand's genau dem Schlüter'schen Emscher entspricht, während das „Emschérien" von Lapparent noch das Santonien, d. h. das Untersenon der deutschen Nomenklatur mit umfaßt. Dann würde das Campanien der französischen Nomenklatur etwa als Mittelsenon, das Maestrichtien (= Dordonien Coquand) als Obersenon zu bezeichnen sein, während das Danien in Norddeutschland fehlt.

Als eine — nach Erscheinen des Werkes — bekannt gewordene Ergänzung sei an das Vorkommen von Wealden (mit Kohlen und Cyrenen) in Sze-tschwan erinnert, das in gewissem Sinne eine ganz ähnlich entwickelte kohlenführende Formation Japans, die Ryoseki-Gruppe mit dem Wealden Europas verbindet. Die Beschreibung der untercretacischen Saurier des Tendaguru ist ebenfalls erst nach Abschluß des Bandes veröffentlicht. Aus der amerikanischen Kreide sei hervorgehoben, daß hier — zum ersten Male in einem Handbuch — die Altersdeutung der Texaskreide richtig dargestellt ist. Nur die Trinity group ist untercretacisch (= Aptien).

Auch für die Gosauformation wird eine exakte Gliederung nach Grossouvre Felix u. a. durchgeführt, wonach vom Oberturon an eine vollständige Serie bis zum Maestrichtien, also dem Obersenon, vorliegt, während das Danien fehlt.

In den paläogeographischen Karten der älteren und jüngeren Kreidezeit fällt die geringfügige Ausdehnung der Meere auf, die als schmale Zonen Riesenkontinente umfließen. Für einen nordatlantischen, einen sino-sibirischen, einen afrikano-brasilischen und einen australo-indischen Kontinent sprechen verschiedene, z. T. ausschlaggebende Gründe. Dagegen scheint dem Ref. der pazifische Kontinent nicht nur das eine Fragezeichen zu verdienen, das er aufweist, sondern vielmehr völlig unwahrscheinlich zu sein: — Irgendwo muß das Meerwasser geblieben sein, da die bekannten Meeressedimente der Kreidezeit vorwiegend den Flachsee- oder den bathyalen Bildungen entstammen. Während in den älteren (1908—1910) erschienenen 3 Bänden der rasche Fortschritt der Wissenschaft schon Ergänzungen und Nachträge notwendig macht, ist der letzte 1911 erschienene Band, der Tertiär und Quartär behandelt, selbstverständlich am meisten up to date.

Das ganze Werk bildet eines der unentbehrlichsten Hilfsmittel zur Übersicht und gleichzeitig zum Nachschlagen in der immer gewaltiger anschwellenden Masse der Einzelbeobachtungen. **Frech.**

Silurische Formation.

Rudolf Ruedemann: The Lower Siluric shales of the Mohawk Valley. (New Yorke State Museum. Bull. **162**. Albany 1912.)

Die Gliederung des oberen Untersilurs im Mohawk-Tale (Staat New York) erfolgte früher auf rein petrographischer Grundlage. Man unterschied von oben nach unten:

Frankfort shale: Schiefer (kalkig) und Sandsteine,
Utica shale: Schwarze Schiefer (nicht Kalk),
Trenton limestone: Dünnplattige Kalke.

Grabau sprach dann (1910. Compt. Rend. Kongreß Stockholm) die Anschauung aus, daß der Trentonkalk und die Uticaschiefer gleichalterig seien.

Hier setzt Ruedemann's Abhandlung mit einer eingehenden paläontologischen Untersuchung der Profile des Mohawk-Tales ein. Er zeigt, daß der Trentonkalk des oberen Mohawk-Tales durch Graptolithenschiefer des unteren Mohawk-Tales vertreten werde, daß diese aber n i c h t gleichalterig mit den echten Uticaschiefern sind.

Bei Canajoharie (unteres Mohawk-Tal) sind dem unteren Trentonkalk Graptolithenschiefer eingelagert und im Hangenden folgen ebenfalls Graptolithenschiefer, die in drei Zonen eingeteilt werden (von oben nach unten):

4. Zone mit *Climacograptus spiniferus*, *Diplograptus vespertinus* Ruedemann, *Lasiograptus eucharis* Hall., *Triarthrus becki* Green.
3. Tone mit *Lasiograptus eucharis* Hall, *Lingula curta* Hall, *Schizocrania filosa* Hall, *Trocholites ammonius* Hall, *Thriarthrus becki* Green.
2. Tone mit *Glossograptus quadrimucronatus cornutus* Rued., *Corynoides calicularis* Nicholson, Ostracoden, *Triarthrus becki* Green.
1. Zone mit *Diplograptus amplexicaulis* Hall, *Corynoides calicularis* Nicholson, Ostracoden und Lamellibranchiaten wie *Pterinea (Prolobella) trentonensis* etc.

Die dominierenden Formen der echten Uticaschiefer von Utica, wie *Climacograptus typicalis* Hall und *Glossograptus quadrimucronatus* Hall fehlen. Diese von Ruedemann als „Canajoharie shales" bezeichneten Schichten sind mindestens mit den beiden tiefsten Zonen dem unteren Trentonkalk (Zone der *Prasopora simulatrix*) gleichalterig.

Im Hangenden der Canajoharieschichten folgte im unteren Mohawk-Tale die Schenectady-Formation. Sie wurde früher als den Frankfort-Schiefern gleichalterig angesehen, da sie als Schiefer und Sandsteine (von großer Mächtigkeit) ausgebildet ist. In ihrer Fauna stellen sie ein Bindeglied zwischen der echten Uticafauna und Canajohariefauna dar, wie die folgenden Fossilien zeigen: *Diplograptus vespertinus* Rued., *Climacograptus typicalis* Hall, *Lasiograptus eucharis* Hall, *Leptobolus insignis* Hall, *Trocholites ammonius* Conrad, *Triarthrus becki* Green, *Trinucleus concentricus* etc. Auf die Schenectadyschichten beschränkt sind *Dictyonema multiramosum* Rued., *Taeniaster schohariae* Rued. etc. Dazu tritt eine interessante Eurypteridenfauna mit den Gattungen *Pterygotus*, *Eurypterus*, *Dolichopterus* und *Hughmilleria*.

Die Uticaschiefer selbst fehlen im unteren Mohawk-Tale und sind vielleicht überhaupt nicht abgelagert. Die Frankfortschiefer, welche an der namengebenden Lokalität im oberen Mohawk-Tale sich faunistisch nur wenig von den Uticaschiefern unterscheiden, sind im unteren Mohawk-Tale durch die „Indian Ladder shale" vertreten. Ihre Fauna ist durch das Fehlen der Eurypteriden und *Climacograptus typicalis* Hall, *Triarthrus becki* Green usw. von der Schenectadyfauna unterschieden.

Den Abschluß der gut ausgestatteten Arbeit bildet ein paläontologischer Teil, in dem folgende neue Gattungen und Arten aufgeführt werden:

Algen: *Sphenophycus* Ruedemann, *Cyatodictya tubularis* Rued.; Graptolithen: *Dicranograptus multiramosus* Rued., *D. nicholsoni* Hopk. var. *parvulus* Rued., *Diplograptus (Mesograptus) mohawkensis* Rued., *Dipl. (Amplexograptus) macer* Rued.; Seesterne: *Edrioaster saratogensis* Rued., *Taeniaster schohariae* Rued.; Brachiopoden: *Plectambonites centricarinatus* Rued.; Lamellibranchiaten: *Whiteavesia cincta* Rued., *W. cumingsi* Rued., *Orthodesma* (?) *subcarinatum* Rued., *Whitella elongata* Rued., *Clidophorus foersteri* Rued., *Cl. ventricosus* Rued., *Ctenodonta declivis* Rued., *Ct. prosseri* Rued., *Ct. radiata* Rued., *Ct. recta* Rued., *Ct. subcuneata* Rued., *Lyrodesma schuckerti* Rued., *Solenomya insperata* Rued., *Saffordia ulrichi* Rued.; Gastropoden: *Cyclonema cuslingi* Rued., *Hyolithes pinniformis* Rued.; Cephalopoden: *Orthoceras arcuolineatum*, *O. hudsonicum* Rued.

R. Wedekind.

Devonische Formation.

R. Wedekind: Die Goniatitenkalke des unteren Oberdevon von Martenberg bei Adorf. (Sitzungsber. d. Ges. Naturf. Freunde. Berlin 1913. Heft 1. 23—77.)

Es werden vorwiegend die Verhältnisse berücksichtigt, welche in stratigraphischer und paläontologischer Hinsicht der bekannte Aufschluß Martenberg bei Adorf bietet, um für weitergehende stratigraphische Arbeiten einen Ausgangspunkt zu gewinnen. Im ersten Teile wird eine paläontologische Gliederung der *Manticoceras*-Stufe — diese Bezeichnung wird der einer „*Intumescens*-Stufe" vorgezogen — versucht.

Die tiefste Zone I α[1] war bereits durch Frech's und Denckmann's Untersuchungen hinreichend bekannt. Die Gattungen *Pharciceras* Hyatt und *Koenenites* Wedekind sind bezeichnend. Die Zone I β ist durch *Manticoceras nodulosum* Wedekind und andere Arten der Gruppe des *Manticoceras calculiforme* Beyr. charakterisiert. Hier erscheint bereits *Beloceras multilobatum* Beyrich und *Denckmanni* Wedekind, von denen der letztere auf diese Zone beschränkt ist. In der folgenden Zone I γ wird *Beloceras multilobatum* Beyr. sehr häufig. Beschränkt auf I γ ist *Manticoceras cordatum* Sandberg. und

[1] Das Oberdevon wird vom Verf. in verschiedene Stufen, I, II usw., geteilt.

carinatum Sandberg. Den Abschluß der Zonenfolge bildet die Zone des *Crickites Holzapfeli* Wedekind.

Der paläontologische Teil setzt mit einer Revision der Gattungen ein, die nach dem Bau der Lobenlinie definiert werden. *Gephyroceras* Hyatt, *Manticoceras* Hyatt, *Koenenites* Wedek., *Timanites* Mojsisov., *Pharciceras* Hyatt bilden eine kontinuierliche Reihe, die gemeinsam durch bikonvexe Anwachsstreifen als Manticoceratinae den Crickitinae Wedek. mit den Gattungen *Crickites* Wedek. und *Probeloceras* Clarke gegenübergestellt werden. Nur die Arten der Gattungen *Manticoceras*, *Beloceras* und *Crickites* werden auf Grundlage von Beyrich's und Sandberger's Originalen besprochen. Neu sind folgende Arten: *Manticoceras bullatum*, *crassum*, *adorfense*, *Schellwieni*, *Drevermanni*, *inversum*, *galeatum*; *Gephyroceras Sandbergeri*, *bickense*, *nodulosum*; *Crickites exspectatum* und *Holzapfeli*. **R. Wedekind.**

R. Wedekind: Beiträge zur Kenntnis des Oberdevon am Nordrande des Rheinischen Gebirges. 2. Zur Kenntnis der Prolobitidae. (Dies. Jahrb. 1913. I. 78—95.)

Bei Balve sind zusammen mit *Clymenia annulata* Mstr. sp. Goniatiten häufig, welche auf den ersten Blick einem *Cheiloceras* oder auch *Aganides sulcatus* Mstr. ähnlich sind. Sie haben aber gerade (lineare) Anwachsstreifen und einen auf den Seiten (lateral) — *Cheiloceras* und *Aganides* einen auf der Naht (umbonal) — gelegenen primären Laterallobus. Für diese Formen wird die Gattung *Postprolobites* aufgestellt. Sie umfaßt die folgenden, nach dem Windungsquerschnitt unterschiedenen Arten: *Postprolobites Yakowlewi* Wedek., *medius* Wedek. und *Frechi* Wedek. Die Gattung *Postprolobites* wird als unmittelbarer Nachkomme von *Prolobites* aufgefaßt und diese wird wiederum an die Gruppe des *Goniatites cancellatus* Arch. und Vern. (= *Parodiceras* Wedek. non Hyatt) angeschlossen.

Ein Schlußabschnitt bringt eine Übersicht über die Gliederung des Oberdevon nach Goniatiten und Clymenien. **R. Wedekind.**

Fr. Frech: Ammoneae Devonicae (Clymeniidae, Aphyllitidae, Gephyroceratidae, Cheiloceratidae). [Fossilium Catalogus. I: Animalia. Editus a F. Frech. Pars. 1.] Berlin 1913.

Der erste Teil des Fossilium Catalogus, I: Animalia, bringt eine wünschenswerte Zusammenstellung der devonischen Goniatiten und Clymenien. Dem systematischen Teile vorausgeschickt ist ein leider etwas unvollständiges Literaturverzeichnis. Es fehlt die 1909 erschienene Arbeit von P. E. Raymond: The Fauna of the upper Devonian in Montana, und auch die von Loewinson-Lessing: Les Ammonées de la zone à *Sporadoceras Münsteri*. Brüssel 1909.

Die dem systematischen Abschnitt zugrunde gelegte Gruppierung schließt an Frech's Abhandlung „Über devonische Ammoneen" an und berücksichtigt

auch die neueren Arbeiten. Den Abschluß bildet ein Abschnitt über die „stratigraphische Entwicklung der Ammoneen im Devon“ und ein Index.

Das kleine Heft ist für alle, die sich mit Goniatiten und Clymenien beschäftigen, unentbehrlich. **R. Wedekind.**

T. Dybczyński: Les Ammonites du Dévonien superieur de Kielce en Pologne. Note préliminaire. (Kosmos. **38**. 1913. Mit 2 Taf.)

Aus dem unteren Oberdevon von Kielce wird eine artenreiche Goniatitenfauna beschrieben. Der Schwerpunkt der kleinen, leider in polnischer Sprache geschriebenen Arbeit liegt in der Beschreibung der beiden neuen Goniatitengattungen *Protornoceras* und *Polonoceras*. Die Gattung *Protornoceras* umfaßt ± scheibenförmige Goniatiten mit einer sehr einfachen Lobenlinie, welche nur einen flachen Seitensattel, einen sehr flachen Laterallobus und einen schmalen Außenlobus zeigt. Eine weitere Eigentümlichkeit, die sie von *Tornoceras* Hyatt unterscheidet, liegt in dem offenen, mäßig weiten Nabel. Zu *Protornoceras* werden acht neue Arten (*P. aphyllitiforme*, *bilobatiforme*, *Kielcense*, *mirabile*, *ornatum*, *polonicum*, *Siemiradskii* und *Zuberi* gestellt. Die Gattung *Polonoceras* umfaßt enggenabelte Tornoceraten, bei denen der gerundete Laterallobus gegen die begrenzenden Sattel kantig abgesetzt ist. Hierher werden die beiden neuen Arten *Polonoceras latum* und *planum* gestellt. An weiteren neuen Arten werden *Tornoceras lateroconcavum*, *T. Lewinskii* und *pseudobilobatum*, *Beloceras acutodorsatum* (neue Art?), *Dimeroceras Koutkiewiczi* beschrieben.

[Nach der Fossilliste handelt es sich um Goniatiten der *Manticoceras*-, *Cheiloceras*- und *Prolobites*-Stufe. Die Selbständigkeit der Gattung *Polonoceras* erscheint mir zweifelhaft. Ref.] **R. Wedekind.**

Carbonische Formation.

Erich Krenkel: Faunen aus dem Untercarbon des südlichen und östlichen Tian-Schan. Wissenschaftliche Ergebnisse der Reise von Prof. Dr. G. Merzbacher im zentralen und östlichen Tian-Schan 1907/08. (Abhandl. d. k. bayr. Akad. d. Wiss. Math.-phys. Kl. **26**. 8. Abhandl. 1913.)

Die wesentlich dem oberen Untercarbon angehörenden reichen Faunen des südlichen und östlichen Tian-Schan werden von E. Krenkel ausführlich, aber nur mit wenigen Abbildungen beschrieben. Es fällt daher schwer, sich über die angeblich in das Obercarbon und die Dyas hinaufreichenden Arten ein Urteil zu bilden. Allerdings hebt Verf. hervor, daß er mit der Bearbeitung aus äußeren Gründen nicht fertig geworden sei. Die Fundorte sind schon von E. Suess erwähnt: Basch-Sugun, Chodschür-no-ussun, Yuldus, Borobogussun, Utsch-Turfan. Neu ist eine interessante Art: *Productus Gröberi*. Im übrigen gehen die Anschauungen des Verf.'s aus der Vergleichung mit dem englischen Untercarbon hervor, die daher auch hier wiedergegeben sein möge:

Übersicht über die Gliederung des englischen Untercarbons.

Von Vaughan als „Obercarbon“ bezeichnet	Pendleside	*Posidonomya-Becheri*-Zone (P) Subzone mit *Glyphioceras spirale* Subzone mit *Productus striatus*, *Nomismoceras rotiforme* <
Oberes (Visé-Stufe)	Kidwellian	*Dibunophyllum*-Zone (D) D_3 β mit *Michelinia tenuisepta* D_3 α mit *Zaphrentis* aff. *Enniskilleni* D_3 (Subzone mit *Cyathaxonia rushiana*) D_2 (Subzone mit *Lonsdaleia floriformis*) D_1 (Subzone mit *Dibunophyllum* Θ)
Unter-Carbon (Avonian)		*Seminula*-Zone (S) S_2 (Subzone des *Productus Cora*) S_1 (Subzone des *Productus semireticulatus*)
		Cannia-Zone *Syringothyris*-Zone (C) *Zaphrentis*-Zone (Z) Z_2 (Subzone der *Schizophoria resupinata*) Z_1 (Subzone des *Spirifer* aff. *clathratus*) *Cleistopora*-Zone (K) K_2 (Subzone der *Spiriferina octoplicata*) K_1 (Subzone des *Productus bassus*)
Untere (Tournai-Stufe)	Clevedonian	*Modiola*-Zone (M)

Im südlichen Tian-Schan, wo das ganze Carbon am mächtigsten und vollständigsten entwickelt ist, lassen sich vielleicht — allerdings vorläufig nur auf petrographischer Grundlage — zwei Unterstufen innerhalb der *Dibunophyllum*-Zone trennen:

Die untere besteht aus bunten Tonschiefern und Sandsteinen mit Einlagerungen von Kalk (= Kurumduk-Schichten); auch sie führt bereits *Productus giganteus* Sow. var. *edelburgensis* Phill.; die obere besteht aus kieseligen Kalken, Kalken und Dolomiten (= Safarbai-Schichten).

Gröber gliedert das Carbon des südlichen Tian-Schan in:

3. Obercarbon { = Musduk-Schichten.
   { = Kekelik-bel-Schichten.
2. „Mittel“-Carbon = Kepening-Schichten.
1. Oberes Untercarbon = Safarbai-Schichten.

Das Verzeichnis einiger wichtigen, dem oberen Untercarbon (besonders der *Dibunophyllum*-Zone) Englands und des Tian-Schan gemeinsamen Arten zeigt die weite — großenteils ja bis Schantung und Sze-tschwan reichende — Verbreitung der meisten Arten:

Cyathophyllum Murchisoni E. u. H.
Lonsdalia aff. *floriformis* Flem.
Syringopora ramulosa Goldf.
Lithostrotion irregulare Phill.

Dibunophyllum aff. ψ Vaugh.
Schizophoria resupinata Mart.
Productus giganteus Sow. (mit Var.)
— *hemisphaericus* Sow.
— *pustulosus* Phill.
— *punctatus* Mart.
— *longispinus* Sow.
— *semireticulatus* Sow.
— *Martini* Sow.
— *costatus* Sow.
— *scabriculus* Mart.
— *aculeatus* Mart.
— *spinulosus* Sow.
— *mesolobus* Phill.
Productus Cora d'Orb.
— *striatus* Fisch.
Productus undatus Defr.
Chonetes hardrensis Phill.
— *papilionacea* Phill.
Orthothetes crenistria Phill.
Spirifer bisulcatus Sow.
— *duplicicosta* Phill.
Martinia glabra Mart.
Reticularia lineata Mart.
Athyris cf. *Roissyi* l'Ev.
— *expansa* Phill.
Cyrtina septosa Phill.
Camarophoria globulina Phill.
Rhynchonella acuminata Mart.
— cf. *pleurodon* Phill.
Dielasma hastatum Sow.

Frech.

K. Lissitzin: Bericht über geologische Untersuchungen im Donschen Bassin und Moskauer Kohlenbecken. (Geol. Inst. des Alexei'schen Don'schen Polytechnikums in Nowotscherkassk. 1912.)

Die im Jahre 1911 vom Verf. im Dongebiet ausgeführten Untersuchungen haben ergeben, daß die oberen Teile des Untercarbon von Lebedew's C_1^4 an, welche *Cyath. Murchisoni* und in großer Menge die dem *D. turbinatum* verwandten Vertreter der Gattung *Dibunophyllum* enthalten, auf Grund ihrer Korallenfauna zu der *Dibunophyllum*-Zone (Ob. Viséstufe) der englischen Einteilung gehören. In der Zone C_1^2 Lebedew's wurden auch Formen gefunden, die dem *Spirifer tornacensis* nahestehen, einer Art, die zuerst von Lebedew für das Dongebiet angegeben wird und für die Tournaistufe des westlichen Europa charakteristisch ist.

Dem Verf. erscheint es zulässig, die Stufe C_1^2, welche längs dem Flusse Kalmius eine große Mächtigkeit erreicht, in mehrere Horizonte zu zergliedern, die sich durch ihre Fauna unterscheiden: $C_1^{2\,1}$, $C_1^{2\,2}$, $C_1^{2\,3}$, $C_1^{2\,4}$, $C_1^{2\,5}$. In $C_1^{2\,4}$ wurde *Productus sublaevis* angetroffen, ein für den oberen Teil der sogen. „*Caninia*-Zone" (C^2) charakteristisches Fossil, das nach der englischen Einteilung im unteren Teile der Viséstufe vorkommt. [Näher als die Vergleichung mit England läge die Beziehung auf Schlesien. Auch hier kennzeichnet — bei Neudorf unweit Silberberg — *Productus sublaevis* die Basis der Viséstufe. Die Abbildung des Verf.'s ist zwar undeutlich, dürfte aber doch die richtige Bestimmung gewährleisten. Ref.]

Im Gouvernement Tula, Kreis Odoief, in der Nähe von Filimonowa, fand Verf. ein Bruchstück von *Aspidoceras* aus der Gruppe des *A. liparum*. Obgleich Hopliten der Zone mit *A. acanthicum* für Mittelrußland angegeben wurden, so wurde doch *Aspidoceras* im Kimmeridgien östlicher vom Gouvernement Nijni-Novgorod bisher nicht beobachtet. **Frech.**

Triasformation.

A. de Toni: Illustrazione della Fauna Triasica di Valdepena (Cadore). (Mem. Ist. geol. della R. Univ. di Padova pubbl. dal Prof. G. Dal Piaz. **2**. Padova. 1913. 113—194. 6 Taf. 8 Textfig.)

Am Südabhange des Col Andoi, östlich von Lorenzago, befindet sich bei der Lokalität Valdepena, eingeschaltet in Sandsteine und Schiefer der ladinischen Stufe, eine kleine Linse von grauen und roten, Ammoniten führenden Kalken der Hallstätter Entwicklung, ähnlich wie am Gipfel des Clapsavon. Longhi hat bereits in den Jahren 1899 und 1902 eine große Anzahl von Arcesten und Gymniten von dieser Lokalität beschrieben. de Toni liefert in der vorliegenden Monographie eine vollständige Monographie der Fauna.

Die wichtigste Rolle in der Fauna von Valdepena spielen die Cephalopoden (50 unter 70 Spezies). Sie tragen den Typus einer Wengener Fauna in unverkennbarer Weise an sich. Die Verwandtschaft mit den Wengener Faunen des Clapsavon und der *Tridentinus*-Kalke des Bakony ist eine sehr weitgehende. Die meisten wichtigen Leitformen des Wengener Niveaus sind auch in den Hallstätter Kalken von Valdepena vertreten. Dagegen sind die Beziehungen zur Esinofauna nur sehr lose. Neben echten Wengener Formen findet sich nur eine ganz beschränkte Anzahl von solchen, die aus der anisischen Stufe oder aus den Buchensteiner Schichten noch in die Fauna von Valdepena heraufgehen.

Als n e u werden beschrieben: *Arpadites arietiformis*, *Protrachyceras tetranodosum*, *Joannites Dieneri*, *Pinacoceras Dalpiazi* (aus der Verwandtschaft des *P. Damesi*), *Syringoceras* n. sp. Interessant ist das Vorkommen von *Protrachyceras Spitiense* Dien., das hier zum erstenmal außerhalb des Himalaya in den Südalpen nachgewiesen erscheint. *Proarcestes caminensis* Longhi wird mit Recht zu *Joannites* gestellt.

Die Zahl sicher bestimmbarer Lamellibranchiata beträgt 12. Unter ihnen befindet sich *Daonella Lomelli*, das bekannte Leitfossil der Wengener Schiefer. Als n e u werden beschrieben: *Mysidioptera Bassanii*, *Mysidia Taramellii* und zwei generisch nicht sicher zu fixierende Arten, von denen die eine an *Macrodon*, die andere an *Pachycardia* mit Vorbehalt angeschlossen wird. Die letztere, *Pachycardia dubiosa*, könnte vielleicht auch bei *Pomarangina* Dien. einen Anschluß finden.

Unter vier Brachiopodenarten wurden zwei *(Spirigera erubescens* und *Rhynchonella (Norella) Gortanii)* als n e u erkannt.

Stratigraphisch wichtig ist die Feststellung der linsenförmigen Natur der Hallstätter Kalke, die eine heteropische Einlagerung in den umgebenden Sandsteinen und Schiefern der ladinischen Stufe darstellen. Gegenüber den gewaltsamen Versuchen, jedes Nebeneinandervorkommen faziell verschiedener Bildungen durch tektonische Vorgänge zu erklären, sind solche Feststellungen von nicht zu unterschätzendem Wert. **Diener.**

Tertiärformation.

G. F. Dollfus: Les argiles tertiaires du bassin de Paris. (Compt. rend. sommaire Séances Soc. géol. de France. 1914. No. 5. 42.)

Die vielfarbigen Tone des Sparnacien und die Sand und Gerölle führenden Tone der Sologne enthalten gegen 60% SiO^2 und 22—27% Al^2O^3, aber nur geringe Mengen K^2O, Na^2O, MgO, CaO und Fe^2O^3, während die grünen Tone und Mergel des Tongrien gegen 50% SiO^2, 20% Al^2O^3, aber ca. 5% K^2O, ebensoviel MgO, meist über 1% CaO und 7—10% F^2O^3 enthalten. Die Tone des Massif central sind reich an Magnesium und Eisen und könnten auch von der Zersetzung von Basalt, Phonolith etc. herrühren. **A. von Koenen.**

G. F. Dollfus: Origine des sédiments des couches tertiaires du bassin de Paris. (Compt. rend. somm. Séances Soc. géol. de France. 1914. No. 5. 44.)

Es wird die Herkunft der einzelnen Gesteine des Pariser Beckens besprochen, von denen die ältesten von Norden stammen, der Calcaire grossier sich z. T. auf Kosten der Kreide gebildet hat, im Tongrien große Sümpfe entstanden, das Stampien, die Quarzkörner sind von Norden, die Kieselgerölle wohl vom Süden gekommen. Das Kasselien und Aquitanien enthalten z. T. die Reste zerstörter Jurabildungen und das Burdigalien gleicht den alten Tertiärbildungen.

von Koenen.

G. F. Dollfus: Observations complémentaires sur l'Argile verte tongrienne du bassin de Paris. (Compt. rend. somm. Séances Soc. géol. de France. 1914. 8. 69.)

Die Marne verte erstreckt sich von Douains bei Vernon, wo sie 2 m mächtig 130 m über dem Meere liegt, nach Osten 175 km bis Champaubert bei Vertus, wo sie 3—4 m mächtig ist und 235 m hoch liegt, und von Villers-Cotterets (Marne), 195—200 m hoch, nach Süden 130 km bis Guillerval südlich Etampes (39 m hoch). Oben ist sie durch Wechsellagerung mit dem Calcaire de Brie verbunden, aber gut getrennt von dem weißen Mergel mit *Limnea strigosa*, und unten ist die Trennung von den Marnes à Cyrènes. Im Süden ist sie heller und reicher an Kalk, im Südosten enthält sie auch Kalkplatten. Öfters enthält sie Knollen von Kalkspat und Cölestin, so bei Ménilmontant, Fresnes, Bagneux. Diese Knotenschicht wird bei Fontenay-aux-Roses 2 m mächtig.

von Koenen.

J. Salmon: Esquisse géologique du bassin lacustre de Saint-Omer. (Ann. Soc. géol. du Nord. **42**. 4. 248.)

Wie einige (stark überhöhte) Profile zeigen, durchschneidet das Aa-Tal bis zur Kreide und unter dem Diluvium meist Schichten des Landenien oder Yprésien.

von Koenen.

R. Sandegren: Block av Páleocen från Maglehem i Östra Skåne. (Sveriges Geologiska Undersökning. C. No. 255.)

Im Sommer 1913 fand Verf. in einer Sandgrube bei Maglehem im östlichen Schonen 3 Geschiebe von grauem, paläocänem Gestein, ähnlich dem von Kopenhagen und Rugaard in Jütland und z. T. mit denselben Fossilien. Es ist dies eine Stütze für Grönwall's Ansicht, daß das Feuersteinkonglomerat, die sogen. Wallsteine Norddeutschlands, ein Uferkonglomerat des Paläocäns ist, das sich weit nach Südosten in Rußland findet. Eine Liste der Fossilien und endlich der Literatur ist beigefügt. **von Koenen.**

F. W. Harmer: The Pliocene Mollusca of Great Britain. I. Bg. 1—200. Pl. I—XXV. Palaeontographical Society (1913) 1914.

Rund 50 Jahre nach dem Erscheinen von S. Wood's Crag Mollusca wird jetzt dieselbe Fauna wieder beschrieben und abgebildet, aber mit guten Lichtdrucktafeln trefflicher Zeichnungen, wesentlich in derselben Reihenfolge der Gattungen, um Vergleiche zu erleichtern, aber unter den neueren Gattungsnamen. Es wird die Einteilung (Brit. Ass. Dover 1899) mitgeteilt:

	Upper Pliocene.	
Icenian	Crag of Waybourne, Belough Chillesford Beds (estuarine) Norwich Crag (marine) upper and lower	
Butleyan	Red Crag of Butley, Bawdsey etc.	Amstelien of Holland
Newbourneyan	Red Crag of Newbourn, Waldringfield etc.	Amstelien of Holland
Waltonian	Red Crag of Beaumont and Little Oakley	Rederlien in pard
	Red Crag of Walton-on-Naze	Scaldisien, zone à *Chrysodomus contrarius*
Boytonian	Coralline Crag of Boyton, Ramsholt (part)	Casterlien, zone à *Isocardia cor.*
Gadgravian	Coralline Crag of Gedgrave and Sutton	Casterlien, zone à *Isocardia cor.*
	Lower Pliocene.	
Lenhamian	Lenham Beds Boxstone Fauna	Diestien

Die Arbeit umfaßt also auch alle quartären Sachen und z. T. auch miocäne Frankreichs etc., ist somit weit umfassender, als die von S. Wood, und gibt die Fundorte im Auslande sorgfältig an, von denen auch einzelne abgebildet werden. *Ancilla Nysti* wird ein kleines, verschwemmtes Stück von Little-Oakley genannt, das mit den holländischen und belgischen miocänen *A. obsoleta* ant. übereinstimmt, neu sind *Nassa Dautzenbergi* von Walton-on-Naze, *N. Dollfusi*, *N. venusta*, *N. Woodwardi*, *N. Kennardi*, *N. pumila*, *Purpura derivata*, *Triton*

Woodi, *Trophon Lamplughi*, *Searlesia* n. g., *S. Björnsoni*, *S. Ravni*, *S. Cyeni*, *S. Lundgreni*, *S. Harrisoni*, *S. elegans*, *S. proxima*, *S. Nordmanni*, *Anomalosipho Bellii*, *Neptunea ignota*, *Sipho minimus*, *S. elegans*. Außerdem wird noch eine Anzahl Varietäten unterschieden. **von Koenen.**

Paul Harder: De oligocaene Lag i Jaernbanegennemskaeringen ved Aarhus Station. (Danmarks geologiske Undersögelse. II. Raekke. No. 22. Kopenhagen 1913. Mit 9 Taf. u. einem französ. Résumé.)

Westlich vom Bahnhof Aarhus wurden zu unterst sehr feine, dunkle, glaukonitische, tonige Sande aufgeschlossen, in denen sich mitteloligocäne, meist schlecht erhaltene Fossilien fanden. Dann folgte, wohl hinter einer Störung stärker aufgerichtet und überkippt, unten mit Toneisenstein- etc. Geröllen, dunkler, fetter Ton mit Glaukonitkörnern und gut erhaltenen Oberoligocänfossilien, ferner glimmerreicher Sand, unten dunkel, oben heller und mit Tonschichten, und dann hellere, gröbere, glimmerreiche Sande, darüber Diluvialsande und Geschiebelehm. Ausführlich werden die Gesteine und ihre Lagerung beschrieben und dann die Fossilien, die dann abgebildet werden, im ganzen 116 Arten, wovon 57 dem Mitteloligocän angehören und 87 dem Oberoligocän. Neu benannt werden: *Pecten Erslevi*, *Nucula donaciformis*, *Neaera Mörchi*, *Cirsotrema crispata*, *C. textilis*, *Fusus scabriculus* Phil. var. *subsingularis*, *Mitra Ravni*. **von Koenen.**

D. v. Linstow: Über Äquivalente der Stettiner Sande in Anhalt und Sachsen. (Jahrb. d. k. preuß. geol. Landesanst. **34**. I. 1. 168.)

Die östlichste Bohrung am Kaiserbad bei Schmiedeberg in Sachsen hat unter terrestrischem Untermiocän mehrfach feste Toneisensteine mit Glaukonit, wechselnd mit dunklen oder hellen Sanden mit Glaukonit oder Tone mit Kalk und Glaukonit ergeben, andere Aufschlüsse weiter nach Nordwesten haben z. T. über dem Rupelton (Septarienton) ähnliche Toneisensteinlagen ergeben, in neuester Zeit bei Libbesdorf bei Köthen, aber auch unter dem Rupelton, so daß sich für das Mitteloligocän in Anhalt und Sachsen ergibt: 1. Glaukonitsand und Toneisenstein, vereinzelt graue Tonmergel, 2. Rupelton, 3. Magdeburger Sande, fossilreich. **von Koenen.**

J. Leukart: Note sur la *Scutella gibberosula* Marcel de Serres. (Bull. Soc. géol. de France. 2 série. 1. **13**. 148.)

Bei seiner Beschreibung von *Scutella gibberosula* hatte M. de Serres den Fundort und den Horizont nicht angegeben. 1837 hatte Desmoulins dann Cadenot (Vaucluse) als Fundort angegeben, und dies ist wohl der richtige, während bei Barri sich nichts Ähnliches findet. **von Koenen.**

J. Dunesto de la Chavanno: Note sur l'Oligocène de la vallés de la Besbre (Allier). (Bull. Soc. géol. de France. **13**. 224.)

Im Bassin von Roanne hatte Depéret im Oligocän unterschieden: 1. Kies und Konglomerat von Pavreux und Vougy (unteres Sannoisien), 2. Tone und Sande von Briennon und Mayolet mit *Entelodon magnum* und *Anthracotherium alsaticum* (Sannoisien sup.), 3. sandige Tone von Bénissons-Dieu und Mably mit *Aceratherium Filholi*, *A. albigense* und *Anthracotherium bumbachense* (Stampien inf.), 4. Trümmerkalk mit demselben *Anthracotherium* bei Digoin etc. (Stampien moyen). Die obersten Schichten fehlen oder sind fortgewaschen. Im Besbretal finden sich nun sandige Schichten und Sandsteine mit *Tapirus*, *Viverra minuta* und *Rhinoceros minutus*, welche aber von mächtigen Kalken und Mergeln überdeckt werden und weiter südlich sich bis Varennes-sur-Tèche erstrecken; sie enthalten namentlich *Helix Ramondi* Brongn. und *H. eurabdota* Font., scheinen im Osten direkt auf dem alten Massiv von Bert zu liegen und im Westen verschwinden sie unter Phryganenkalken und Mergeln mit *Helix arvernensis* und Phryganen. Die Becken von Bénissons-Dieu und von Roanne haben jedenfalls z. T. zusammengehangen, wenn auch in ersterem oberes Stampien und Aquitanien, im letzteren auch oberes und unteres Sannoisien auftreten. **von Koenen.**

Cossmann et Peyrot: Conchologie néogénique de l'Aquitaine. Suite. (Actes Soc. Linn. de Bordeaux. **66**. 2. 121. 1912.)

Neu benannt und abgebildet werden: *Crassatella Raulini*, *C. Emiliae*, *Carditopsis inspinata*, *C. Koeneni*, *Astarte incrassata* Br. mut. *sallomacensis*, *A. Degrangei*, *A. aturensis*, *A. Mayeri*, *Cardita Sallomacensis*, *C. Raulini*, *C. salbricensis*, *C. ruginosa*, *C. Johannae*, *C. hippopaea* Bast. var. *merignacensis*, *Venericardia helvetica*, *V. ignorata*, *V. Linderi*, *V. Jouanneti* var. *ponderosa* et var. *bearnensis* et *consobrina*, *Pteromeris unidentata* Duj. mut. *helvetica*, *Nucula Benoisti*, *N. aturensis*, *N. oligodonta*, *N. Sacyi*, *N. burdigalica*, *L. Biali*, *L. percalva*. **von Koenen.**

M. Leriche: Les poissons paléocènes de Landana (Congo). Les gisements de poissons paléocènes et éocènes de la côte occidentale d'Afrique. (Ann. du mus. du Conge belge, Sér. III. Tome I. Bruxelles 1913. 69—101. Mit 3 Taf.)

Die Steilküste von Landana, in der portugiesischen Kolonie von Kabinda nahe der Kongomündung hat neben den von E. Vincent studierten Molluskenresten, über welche hier bereits eingehender referiert wurde, auch eine Anzahl von Fischzähnen geliefert. Von diesen ist das Interessanteste eine Zahnplatte von Rochen, welche der von E. Stromer für eine Art des Eocäns von Togo neu aufgestellten Gattung *Hypolophites* angehört, sich aber artlich unterscheidet. Eine weitere Zahnplatte, wie einzelne Kieferreste, gehören der Gattung *Myliobatis* selbst an (*M. dispar* n. sp.). Unter den Haien findet sich ein Zahn von *Ginglymostoma*, einer ebenfalls im Eocän von Togo vertretenen Gattung, ferner

Odontaspis macrota Agassiz in seiner Mutation *striata* Winkler, welche im Montien des Pariser Beckens und des Hennegaus auftritt und sich ebenfalls in Togo vorfindet. Endlich Zähne der cretacischen, bis in das Montien heraufsteigenden Art *Lamna appendiculata* Agassiz. Diese Fischreste erscheinen nun in Landana in zwei Komplexen: einem älteren an der Basis der Steilküste, der aus schwarzen Tonen gebildeten Schicht No. 11 in dem von Diderrich gelieferten, auch den Betrachtungen von Vincent zugrunde gelegten Profile, und aus der Schicht No. 4 ziemlich an der Höhe des Profils, welche aus einem weißen, in nierenförmigen Stücken abgesonderten Grobkalke besteht. In den Tonen der Schicht 11 an der Basis des Profiles findet sich nun die cretacische *Lamna appendiculata* und die paläocene *Odontaspis macrota* vereinigt, zusammen mit einer *Myliobatis*-Art von sehr primitivem Charakter. Diese Schicht ist für den Verf. Montien. Der obere Grobkalk dagegen, in welchem die Gattungen *Hypolophites* und *Ginglymostoma* vorkommen, wahrscheinlich Landénien. In einem zweiten Abschnitte seiner so verdienstvollen Untersuchungen betrachtet Verf. die übrigen Tertiärbildungen Westafrikas, aus welchen Fischreste vorliegen, und zwar beginnt er mit dem Süden. Hier haben sich in der Umgegend von Mossamedes bei Giraûl gelegentlich eines Bahnbaues eine Reihe von Fischresten gefunden, welche von Priem studiert wurden. Verf. ist geneigt, diese Schichten wegen der Anwesenheit von *Otodus obliquus* zum Yprésien, also zu den Sanden von Cuise, zu ziehen. Ein weiterer Fund von Fischresten liegt in der Umgegend von Benguella bei Catumbella vor. Es handelt sich hier um einen sehr fragmentarischen Zahn, welchen Priem zu *Carcharodon auriculatus* de Blainv. gezogen hatte. Wenn diese Bestimmung durch weitere Funde ihre Bestätigung fände, so würde es sich hier um typisches Eocän handeln, doch ließe sich bei der Langlebigkeit dieser vom Yprésien bis in das Bartonien herauf verbreiteten Form ein genaues Niveau nicht feststellen. Was das Alttertiär von Togo anlangt, so wurden dessen Wirbeltierreste vor einiger Zeit von Stromer näher studiert, welcher zu dem Resultate gelangt, die Ablagerungen von Adabion, Djagbati und Tabligbo gehörten demselben Horizonte an und seien mitteleocänes Lutétien. Im Gegensatze dazu hält Verf. Adabion, welches noch keine Carcharideen besitzt, für älter als die beiden anderen Fundpunkte, in welchen diese Familie bereits ihre Vertretung findet. Adabion soll dem Landénien angehören, Djagbati und Tabligbo dem typischen Eocän, ohne daß dem letzteren ein näherer Horizont angewiesen wird. Die Fischreste des Senegalgebietes endlich, von denen dem Verf. anscheinend nur wenig vorgelegt wurde und unter denen er *Odontaspis macrota* Ag., *O. cuspidata* Ag., *Myliobates* sp., *Galeus* sp., *Cylindracanthus* sp. näher bestimmte, sind sicher typisches Eocän, doch wagt hier Verf. angesichts der Lückenhaftigkeit des Materials noch keine sichere Entscheidung über die verschiedenen Horizonte.

Die Forschungen von Leriche, dessen Kompetenz in derartigen Fragen unbestritten ist, sind hochwichtig einmal im Hinblick auf die Altersbestimmungen von Vincent, die sie in verschiedenen Punkten bestätigen und ergänzen, dann aber auch für die Altersbestimmung des Tertiärs von Togo. Es mag dahingestellt bleiben, ob der Kalk von Adabion, aus welchem dem Ref. eine reiche Evertebratenfauna zur Bearbeitung übergeben wurde, Landénien oder Yprésien,

Paleocän oder Untereocän ist. Lutétien, Mitteleocän, wie Stromer annahm, ist er auch nach seinen niederen Tierresten keinesfalls. Es ist zu bedauern, daß Leriche sich über das Eocän von Kamerun nicht näher geäußert hat, für dessen höheres Alter Ref. des wiederholten eingetreten ist. Es liegen auch hier Fischreste vor, welche zu den Gattungen *Torpedo* und *Myliobatis* gehören und welchen O. Jaekel seinerzeit ein jungtertiäres Alter glaubte zusprechen zu sollen, obgleich dieses im auffälligsten Gegensatze zu den durch die Molluskenfauna gelieferten Resultaten stehen würde. **P. Oppenheim.**

R. v. Klebelsberg: Beiträge zur Kenntnis der alttertiären Evertebratenfauna Ägyptens. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **65**. 1913. 373—384.)

Der Aufsatz enthält die Bestimmung alttertiärer Evertebraten, meist von Mollusken, aber auch einiger Seeigel und Crustaceen, welche Stromer v. Reichenbach 1910/11 in Ägypten aufsammelte. Wie Verf. selbst betont, bringen diese Bestimmungen nichts prinzipiell oder wesentlich Neues, vor allem aber keine neuen Arten. Die wenigen aus anderen Eocänbereichen bereits bekannten, aber aus Ägypten noch nicht beschriebenen Typen, wie der im Cotentin äußerst seltene *Capulus Dubusi* Cossm. et Piss. und *Pirula tricarinata* Lk. werden weder abgebildet noch näher beschrieben, obgleich es doch recht interessant gewesen wäre, die Züge hervorzuheben, durch welche sich die letztere Art von der vom Ref. aus den gleichen Schichten beschriebenen *Ficula Rai* trennen ließe. Vor allem wäre nach Ansicht des Ref. eine derartige nähere Ausführung und eventuell Verteidigung derjenigen Bestimmungen notwendig gewesen, durch welche eine Anzahl von bisher für die lybische Stufe äußerst charakteristischen und auf diese beschränkten Arten sich plötzlich noch in den Mokattám hinein fortsetzen würden. **P. Oppenheim.**

William Healey Dall: On a brackish water pliocene fauna of the southern coastal plain. (Proc. of the United States Nat. Mus. **46**. 225—237. T. XX—XXII. Washington 1913.)

Der Hauptfundpunkt dieser brackischen, z. T. schon früher von T. H. Aldrich beschriebenen Fauna ist das Steilufer des Satilla River in der Nähe von Atkinson im Staate Georgia. Die Mollusken finden sich hier im Verein mit Knochen, den Platten von Schildkröten und Krabbenresten. Die Fauna hat sich dann weiter bei Brunnengrabungen in Louisiana (Alexandria) gefunden, in einem Falle in ziemlich bedeutender Tiefe; bei Burkeville (Texas), wo die Formation an verschiedenen Punkten ansteht, unter Beimengung von Vogelknochen und verkohlten Holzstücken. Hier besteht die Formation in einem harten, unregelmäßig auswitternden Kalkstein im Zusammenhang mit einem schwarzen Tone. Der letztere läßt sich in zerstreuten Ausbissen mehrere Meilen östlich von der Grenze zwischen Texas und Louisiana verfolgen. Die Bedingungen des Absatzes dieser brackischen Schichtenreihe waren wohl nicht unähnlich denen, welche heute an manchen Teilen der Küste des Golfes von

Mexiko beobachtet werden können. Es waren wahrscheinlich Lagunen, in welche die Ströme kleine Süßwassergastropoden und gelegentlich die Schalen von Unionen herbeiführten, während andererseits das Meer Zutritt besaß und den Salzgehalt auf einem Punkte hielt, welcher Austern und Anomien und ihren Begleitformen die Lebensbedingungen schuf. Gelegentlich haben heftigere Stürme rein marine Schalen dort hineingeworfen, oder es mögen diese letzteren auch von wandernden Fischen, denen sie zur Nahrung gedient hatten, mit den Exkrementen ausgestoßen worden sein. Die kleinen Süßwassergastropoden finden sich mehr in dem weicheren Mergel des Satilla River, während sie in den gröberen Sedimenten der westlicheren Punkte fehlen und statt ihrer Austern verbreiteter sind. Cerithien und Melaniaden sind überall gleichmäßig vorhanden.

Neben den lebenden Formen *Rangia cuneata* Gray und *Ostrea virginica* Gmelin und der auch im Pliocän von Florida weit verbreiteten *Mulinia sapotilla* Dall wie einigen schon früher von Aldrich aus der gleichen Formation mitgeteilten Formen, werden an neuen Arten beschrieben und abgebildet: *Heterodonax Alexandra*, *Unio Sandrius*, *U. alixus*, *U. musius*, *Potamides Matsoni*, *Cerithiopsis ? Burkevillensis*, *Pachycheilus anagrammatus*, *P. suavis*, *Turritella Satilla*, *Isapis obsoleta*, *Syrnola Thelma*, *Paludestrina Aldrichi*, *P. curva*, *P. cingulata*, *P. turricula*, *P. milium*, *Pyrgulopsis ? Satilla*, *Planorbis Ophis*. Für eine in der gleichen Formation weit verbreitete *Neritina*, welche bisher wohl abgebildet, aber noch nie benannt war, wird der Name *N. sparsilineata* Dall aufgestellt. **P. Oppenheim.**

Quartärformation.

W. W. Lamansky: Das Absterben der Gletscher und die Eiszeit. (Zeitschr. f. Gletscherkunde. 8. 1914. Heft 3.)

Der scheinbar unausrottbare Irrtum der „Vergletscherung der Neusibirischen" Inseln rechtfertigt eine ausführliche Besprechung des vorstehenden Aufsatzes, der wesentlich ein Referat über die neuen Arbeiten darstellt, die das Bodeneis in Sibirien und Nord-Alaska betreffen.

Nach den Untersuchungen von Wollossowitsch gliedern sich die jüngsten Ablagerungen der Neusibirischen Inseln in folgender Weise:

Oben:

8. Rezente *Tundra*-Schichten mit Überresten vom Renntier.
7. Yoldiaton, nur in der Nähe der Küste auftretend.
6. Ton mit *Betula nana*, *Salix polaris*; Knochen von *Ovibos* und Pferd auf primärer, Knochen von Mammut auf sekundärer Lagerstätte.
5. Ton und Lehm mit *Betula nana* und Sporophyten.
4. Jüngere Eislager [sie dürften dem gefrorenen Grundwasser entsprechen].
3. Lößartige Tone mit *Alnus fruticosa*, *Betula alba* und verschiedenen Gräsern, Knochen von Mammut und Nashorn in ursprünglicher Lagerung.
2. Sandig-tonige Ablagerungen mit Wiesen- und Buschvegetation.
1. Ältere Eislager.

Baron Toll hielt die älteren Eismassen für Reste eines Landeises, das ganz Ostsibirien bedeckte, doch haben weder Bunge noch Wollossowitsch noch Tolmatschew seine Annahme bestätigt. Nach den Letztgenannten bestanden hier lokale Eisbildungen, die auf die Talniederungen der Flüsse beschränkt waren und den Firnfeldern von unbeweglichem Eis vergleichbar sind, welche Th. Tschernyschew in vielen Flußtälern von Nowaja Semlja beobachtet hat.

Infolgedessen müssen wir annehmen, daß dank den Zyklonen, die die Schneefälle mit sich brachten, die Periode der Eisaufhäufung sich in dieser Gegend durch Winter ausgezeichnet hat, die milder waren als heute, wo durchaus die antizyklonale Wetterlage vorherrscht, die in dieser Gegend einen Kältepol erzeugt. Das ausgesprochen kontinentale Klima, das heute hier herrscht, ist augenscheinlich eine spätere Erscheinung, die an die Stelle eines milderen Klimas mit schneereichen Wintern getreten ist.

Den Untergang des Mammuts beschreibt Wollossowitsch: „Das Mammut kam an das steile Ufer mit seinen fossilen Eislagern im Sommer — auf diese Jahreszeit weist das kurze Haar des Mammuts, wie es z. B. auch beim Renntier im Spätfrühling oder zu Anfang des Sommers auftritt —, also zu einer Zeit, wo die Zerstörung der am Ufer ausstreichenden Schichten mit ihren fossilen Eislagern besonders energisch vor sich geht und die entstandenen Schlammströme besonders mächtig sind, und versank hier im zähflüssigen Schlamm."

Die zähflüssige Masse der Schlammströme, die in die Niederung herabfließen, bildet ausgetrocknet ein hellgelbes poröses Gestein, das leicht zu Pulver zerrieben werden kann und an Löß erinnert. Die Ablagerungen, in denen in Sibirien Mammutleichen vorkommen und in denen gleichfalls das von Wollossowitsch beschriebene Exemplar am Fluß Sanga-Jurach gefunden wurde, sind als lößähnlich zu bezeichnen. Die Tiere, insbesondere das plumpe Mammut und das Nashorn, die, dem amerikanischen Bison ähnlich, aus großen Entfernungen zu solchen Wiesen und natürlichen Tränkestellen heraneilten, gingen in Massen in den Schlammströmen zugrunde, die rasch austrocknend, die porösen Massen des zukünftigen Lösses erzeugten.

Nördlich der Alaskakette erstreckt sich das weite Yukonplateau, dessen trockenes kontinentales Klima demjenigen von Ostsibirien ähnelt. Es ist das Reich des ewigen Frostbodens und das Gebiet mächtiger Ablagerungen der Quartärzeit, in denen unmittelbar unter Tundra-Schichten vielfach fossile Eislager (Ice beds) vorkommen. Auch hier findet man Mammutreste mit Haaren und Hautstücken nur zwischen den älteren Eisschichten. Diese Eislager beweisen, daß das Klima des inneren und des nördlichen Alaska seit jener Zeit bedeutend kontinentaler geworden ist.

Einen noch interessanteren Hinweis auf ein Trockenerwerden des Klimas von Alaska bieten die in den Gebirgen des nördlichen Teiles von Alaska — so in den Endicott Mts. — auftretenden „Dying Glaciers". Solche vom Körper des Gletschers abgetrennte Eiszungen beweisen, daß das Verschwinden der Gletscher hier nicht der Ablation und dem Abschmelzen, sondern einer beträchtlichen Abnahme des schneeigen Niederschlags zuzuschreiben ist.

In Nordostsibirien erfolgt die gleiche Abnahme des Schneefalles wie im Innern. Allerdings werden die von Tschersky beschriebenen Spuren einer „Vergletscherung" des Werchojanskischen Gebirges von Bunge mit größerem Recht auf den Eisgang des Janaflusses zurückgeführt, dessen in Schollen eingefrorene Geschiebe Felsschliffe auf dem Untergrunde erzeugen. Der ewig gefrorene Boden, der in einer gewissen Tiefe der Erdoberfläche sich einstellt, ist auch hier nicht als eine uns aus der Eiszeit überkommene Bildung zu betrachten. Der Eisboden ist vielmehr eine spätere Bildung, entstanden durch die Abnahme der schneeigen Niederschläge und die damit Hand in Hand gehende Ausbildung einer antizyklonalen Wetterlage im Winter, mit klaren Nächten und intensiver Ausstrahlung von der Oberfläche des Bodens. Lamansky hält das Phänomen des ewig gefrorenen Bodens im Gegensatz zur allgemeinen Anschauung, welche es mit der mittleren Jahrestemperatur in Zusammenhang bringen will, für eine eigentümliche Art der Austrocknung, die den Gebieten des polaren und subpolaren Klimas eigen ist. Die Beobachtungen Bunge's in Neusibirien, der ebenfalls zu der Annahme eines allgemeinen Trockenerwerdens gelangte und dem Verf. unbekannt geblieben zu sein scheinen, haben die obigen Folgerungen schon früher erwiesen.

Zum Schluß seien die meist beachtenswerten Folgerungen des Verf.'s wiedergegeben:

1. Das Absterben der Gletscher ist die Folge eines Trockenerwerdens des Klimas. Dieser Prozeß vollzieht sich, und zwar sogar auch in Gebirgen, besonders wenn das Trockenerwerden des Klimas rasch vor sich geht, nicht als ein allmählicher Rückzug, sondern als eine Zerlegung der Gletscher in einzelne Stücke. Bei diesem Absterben spielt die Verdunstung des Eises und insbesondere die des Firns eine so wichtige Rolle, daß die Firnfelder früher als die Gletscher selbst verschwinden.

2. In polaren Gebieten erweist sich bei geschwächter Ernährung der Eismassen die Eisabnahme unter der Wirkung der Wärme allein oft als ungenügend; deshalb können die Eismassen in fossilem Zustand erhalten bleiben.

3. In niedrigeren Breiten können Eismassen in fossilem Zustand nur dann erhalten bleiben, wenn sie von Moränen- und Schuttmaterial bedeckt sind. Solche begrabene Gletschermassen spielten wahrscheinlich beim Absterben der Inlandeisdecken eine wichtige Rolle. Verschiedene Sedimente der Serie der eiszeitlichen Ablagerungen Sibiriens bildeten sich [wie Verf. annimmt] aus begrabenen Teilen eines großen Gletschers. [Bunge wies jedoch nach, daß die begrabenen Eismassen gefrorene Flußalluvien sind.]

4. Zur Zeit des Absterbens des Gletschers bot unter der Wirkung des Trockenerwerdens des Klimas die Gegend um und über solchen begrabenen Eismassen Oasen für Pflanzen und Tränkestellen für Tiere dar. Schlammströme, die von solchen Eismassen ausgingen, konnten die Entstehung lößähnlicher Ablagerungen veranlassen.

5. Die Abnahme der Niederschläge in den Gebirgsgegenden, welche die Ernährung der Gletscher schwächte und unterbrach, hatte noch einschneidendere Folgen in der Ebene gehabt, die in der Regel geringere Niederschläge empfängt. In polaren und subpolaren Breiten hat diese Abnahme der Niederschläge die

Entwicklung des Eisbodens verursacht, einer eigenartigen Austrocknung des Bodens bei gleichzeitiger Erhaltung seiner Feuchtigkeit.

6. Das Anwachsen der Gletscher in verschiedenen Ländern und Breiten während der Quartärzeit war eine Folge des Feuchterwerdens des Klimas und der Zunahme des Schneefalls.

7. In polaren und subpolaren Gegenden war die Zunahme des Schneefalls die Folge eines mehr ozeanischen und wahrscheinlich eines etwas wärmeren Klimas, als es jetzt herrscht.

8. Die Zunahme der Gletscher und des Inlandeises unter der Wirkung des feuchteren Klimas und das entsprechende Vorherrschen eines zyklonalen Wettertypus im Winter arbeitete einen klimatischen Gegentypus aus, welcher das Absterben der Eismassen verursachte.

9. Die Abkühlung des Klimas war nicht die Ursache der Gletscherentwicklung, sondern deren Folge. Sie erreichte ihren höchsten Grad erst beim Absterben der Gletscher und in polaren Breiten sogar erst nach demselben.

[Die Folgerung 9 erscheint Ref. viel zu weitgehend, da doch auch andere Ursachen für Änderungen der Wärme vorhanden sind und vor allem, weil die allgemeine Wärmeabnahme während des Jungtertiärs keinem Zweifel unterliegt.]

10. Die Vereisung verschiedener Gegenden und Gebirge im Anfange der Quartärzeit hing von der Niederschlagszunahme ab und erfolgte daher nicht gleichzeitig, so wie auch heute Alaska, das Bennett-Land, Nowaja Semlja und Grönland eine Vereisung erleben, Turkestan und die Antarktis aber sich im Stadium einer Gletscherabnahme befinden. Es ist wahrscheinlich, daß die Schneezeiten, welche die Vereisung verursachten, wellenartig verliefen, wobei in einigen Gebieten diese Wellen primär, in anderen aber reflektiert waren.

11. Die Eisperioden oder besser die Schneeperioden sind als Zeiten eines unbeständigen Gleichgewichtes und einer unbeständigen Verbreitung der Feuchtigkeit auf der Erdoberfläche zu betrachten. Die Bedeutung dieser Perioden wie der schneereichen Winter überhaupt besteht in der Erhaltung der Feuchtigkeit auf der Erdoberfläche. **Frech.**

C. A. Weber: Die Mammutflora von Borna. (Abh. Nat. Ver. Bremen. **23**. 1914. 69 p. 4 Taf.)

Der Fundort des durch J. Felix bekannt gewordenen Mammuts liegt am linken Ufer der Wyhra in einem flachen Erosionstal der Ebene; der westliche Rand der Niederung ist eine Hochterrasse des Flusses und zeigte am Karlschacht (bei + 145 NN.):

0,4 m sandigen Lößlehm,
1,5 „ Geschiebelehm,
0,5 „ Bänderton,
4—5 m Flußschotter,
darunter Oligocän.

An diese Hochterrasse schließt sich eine zweite Terrasse (+ 140) von lehmigen Feinsanden (altalluviale Terrasse der geol. Karte) an. In der Um-

gebung der Fundstätte betrug die größte Mächtigkeit des lehmigen Terrassensandes 4—4,5 m; unter ihm liegt der blaugraue sandige Schlick, in dem das Mammut und die Glazialpflanzen gefunden wurden; darunter folgt Flußschotter.

Die altalluviale Terrasse dacht sich weiter zu der jüngeren Alluvialebene der Wyhra (+ 135 NN) ab (mit Aulehm, schwarzem vivanitreichem Ton mit Eiche und Erle, zu unterst Schotter).

Das Auftreten der Mammutschicht ist örtlich beschränkt (etwa 100 m Ausdehnung). Ihr Material ist ein feiner tonhaltiger, blaugrauer Quarzsand, meist entkalkt, in den oberen Teilen deutlich gebankt, im unteren ungebankt und durch dunkelbraune Flecke fein zerriebenen Braunkohlengruses scheckig. Das Mammut und der Renntierrest wurden in dem oberen Teile der gebankten Region gefunden.

Die Schichtenserien lassen sich wie folgt parallelisieren:

Hochterrasse	Altalluv. Terrasse	jüngere Bildungen
Lößlehm	—	—
Geschiebelehm	—	—
3. ?	3. lehmiger Sand.	3. Aulehm.
2. Bändertone.	2. helle Tonschicht. Mammutschicht.	2. dunkle humose Tonsch. Moorbildungen.
1. Flußschotter.	1. Flußschotter.	1. Flußschotter.

Diese Schichtenfolge bekundet einen regelmäßigen Wechsel in der Wasserführung des Tales: Nach Ablagerung des Geschiebemergels über der Hochterrasse setzten stark strömende Wässer in dem Tale die unteren Flußschotter ab, in einer Vertiefung dieses Schotters bildete sich ein tiefer Teich, in welchem mit schwacher, aber wechselnder Zufuhr der scheckige Ton zum Absatz kam; darauf erfüllten das Tal größere Wassermassen und endlich wurde von rasch strömendem Gewässer die altalluviale Terrasse abgesetzt und die Sohle des Tales mit dem jüngeren Schotter erfüllt. Eine neue Verminderung lieferte kleine Teiche auf der neuen Talsohle, die vermoorten, bis dann ein zeitweilig von schlickhaltigem Wasser überfluteter Auwald die Niederung füllte. Endlich wurde die Zufuhr schlickhaltigen Wassers stärker: Bildung des Aulehms.

Die Mammutschicht und die alluvialen Moorbildungen entsprechen zwei Zeiten geringster Wasserführung.

Aus der Mammutschicht werden nun 70 verschiedene Pflanzenreste nachgewiesen, unter denen besonders die Menge von Moosen auffällt. Die Ufer des Teiches waren Mooswiesen mit lückigem Bestand von Wollgräsern, Gräsern und Seggen. Diatomeen fehlen, auch das Tierleben ist in dem Gewässer nur sehr dürftig gewesen. Wichtig ist die Baumarmut oder Baumlosigkeit. Die Hauptcharaktere der Bornaer Vegetation sind: Baumlosigkeit oder größte Baumarmut, Vorherrschen indifferenter Typen, das Vorkommen einer Anzahl Arten, die an arktische oder alpine Verhältnisse gebunden sind, und das einiger weniger, die nur unter günstigeren Umständen dort zu gedeihen vermögen. Die Vegetation der nicht vereisten Teile Nord- und Mitteldeutschlands war demnach nicht ohne weiteres mit der gegenwärtigen alpinen oder arktischen identisch, aber stand doch unter ähnlichen Hauptbedingungen, wie jene jetzt stehen.

Die Bornaer Vegetation erinnert an die der arktischen Norwegenküste und Islands. Das würde ergeben: Wintertemperatur nur wenig anders als heute, aber Sommertemperaturen wesentlich niedriger. In Berücksichtigung der Niederschlagsverhältnisse meint aber Weber (gegenüber Brockmann-Jerosch), das Klima müsse ausgeprägt kontinental gewesen sein: niedrige Jahrestemperatur, tiefe Winterkälte, Sommertemperatur höher als in den verglichenen arktischen Teilen, niederes Jahresmittel der Niederschläge, Häufigkeit von Stürmen. Die Vegetation des benachbarten höheren Landes ist unbekannt, in der Talniederung war sie die einer Moostundra mit leichtem Oberbestand von Gräsern und Cypergräsern.

Weber stellt fest, daß sein Ergebnis „für d i e Eiszeit, welcher die Bornaer Schicht angehört", mit der Auffassung von Nathorst und Penck in Einklang steht.

Über das geologische A l t e r der Mammutschicht äußert sich Weber: Die altalluviale Terrasse, welche die Mammutschicht bedeckt, gehört zwar für jene Gegend dem Schlusse der Eiszeit an, es müßte aber durch Vergleich mit den drei eiszeitlichen Ablagerungen, z. B. im Saalegebiet, entschieden werden, zu welcher Eiszeit es zu stellen wäre. Weber nimmt an, daß die stark strömenden Wässer, welche die Schotter am Grunde der jüngsten Wyhraablagerung absetzten, das Herannahen der Würmeiszeit bezeichneten, die Mammutschicht würde dann in den letzten Teil der Rißeiszeit fallen (Riß—Würm—Intermoränal). Ein Schema gibt seine Hypothese wieder. (Borna gehört nicht derselben Stufe wie Lüneburg an.)

Zum Schluß werden Vegetation und Klima Norddeutschlands während der Eiszeiten behandelt:

Die Bildung von Deuben, wo auch Baumreste fehlen, scheint unter gleichen Verhältnissen wie Borna entstanden zu sein. Ein großer Teil Sachsens besaß also zu jener Zeit (Riß oder Würm?) ein kontinentales Klima, ähnlich dem der arktischen Baumgrenzenregion mit näher angeführter Einschränkung, d. i. „mitteleuropäischglaziales". „Während der Würmeiszeit oder gegen ihr Ende hin fehlten in den betreffenden Teilen Norddeutschlands Wälder oder auch nur ausgedehnter Baumwuchs." „Wie sich um diese Zeit das Pflanzenleben in weiterem Abstande vom Landeis gestaltet hat, wissen wir noch nicht."

Eine sachliche Prüfung führt Weber zu folgender Anschauung: Der Herrschaft der Glazialpflanzen folgten Birken- und Föhrenwälder, ihnen voraus liefen die mesophilen Gramineen, weit ausgedehnte Grasflurformationen bildend; in den feuchten Niederungen wurde die Moosformation durch die Cypergräser allmählich unterdrückt. Zu der Zeit, als sich die Eisstauseen in Masuren und an der unteren Trave mit Sumpf- und Wasserpflanzen zu bevölkern begannen und Bestände von Erlen an ihren Ufern erschienen, überzogen bereits einen großen Teil Norddeutschlands Birken- und Föhrenwälder, die näher am Eisrande auf den Hügeln durch weite Grasfluren ersetzt waren; im Süden und Westen mag damals schon die Eiche begonnen haben, die Föhre zu verdrängen. Die Gewässer müssen schon in geringer Entfernung eine Flora besessen haben, die sich von der gegenwärtigen wenig unterschied.

Sicher ist, daß die biologischen Bedingungen während der letzten Eiszeit in Norddeutschland nicht konstant waren, sondern Schwankungen zeigten.

Weber faßt seine Ansicht in Gestalt folgender Hypothese zusammen: Als die Eiszeiten ihre volle Wirksamkeit entfaltet hatten (vermutlich nach dem Maximum der Eisausbreitung) herrschte in dem nicht vereisten Teile Mitteleuropas ein glaziales Klima, dessen Kennzeichen niedrige Winter-, verhältnismäßig hohe Sommertemperaturen und geringe Niederschläge bei vorherrschenden südlichen und südöstlichen Winden waren. Dieses Klima war weder mit dem der heutigen Arktis noch dem der Hochalpen völlig identisch, ebensowenig mit dem der heutigen Steppen der gemäßigten Zone. Vertreter der Organismenwelt der heutigen Arktis, der Hochalpen, der Steppe und Tundra vermochten, wenn auch vielfach standörtlich getrennt, nebeneinander zu leben. Am Ende der Würmzeit trat bei einer Anzahl von Arten der bisherigen Flora und Fauna eine geographische Trennung ein, indem sie auf die neuen Klimate beschränkt wurden, für die sie sich als am meisten geeignet erwiesen.

E. Geinitz.

---

12. Internationaler Geologenkongreß zu Toronto: Glazialgeologische Arbeiten.

Auf dem 12. Internationalen Geologenkongreß war der Glazialgeologie ein besonderer Teil der Verhandlungen und Exkursionen gewidmet. Als 6. Thema war zur Diskussion gestellt und wurde am 8. August in einer Fachsitzung behandelt: „In welchem Maße war die Eiszeit durch Interglazialperioden unterbrochen?“

Zu diesem Thema waren dem Kongreß eine Reihe von Aufsätzen vorgelegt, die in der Sitzung teils als Material verteilt, teils von den Verf. oder deren Vertretern verlesen wurden. Den Vorsitz führte der ehrwürdige Senior der amerikanischen Glazialgeologen, Prof. T. C. Chamberlin von der University of Chicago, der am Schluß des Kongresses zur Freude aller Fachgenossen von der Universität Toronto durch Verleihung eines Ehrengrades ausgezeichnet wurde.

Unter den vorgelegten Aufsätzen beschäftigte sich einer mit den Grundprinzipien der Glazialgeologie; er ist von W. v. Lozinski in Lemberg eingereicht und lautet: „Über erdgeschichtliche Kälteperioden“. Verf. bespricht darin hauptsächlich die Anschauungen über die Ursachen der Eiszeit. Nachdem er die astronomischen Hypothesen (Polverschiebungen, Schiefe der Ekliptik) als unzulänglich ausgeschieden hat, kritisiert er zwei Gruppen anderer Erklärungsversuche, nämlich die geographischen und die thermischen. Als geographische bezeichnet er solche, die nicht eine allgemeine Temperaturerniedrigung voraussetzen, sondern eine lokale Vermehrung der festen Niederschläge. Solche lokalen Niederschlagsvermehrungen werden gewöhnlich mit Hebungen in Verbindung gebracht. v. Lozinski bezweifelt aber die entscheidende Bedeutung von Hebungen für die Entstehung der großen Diluvialeismassen. Die Inlandeisdecken, sagt er, seien von relativ flachen Gebieten ausgegangen, und von manchen Gebirgen, wie der

Tatra und dem Riesengebirge, sei bewiesen, daß sie heute noch ebenso hoch lägen wie im Quartär. Auch die Annahme einer ungünstigen Verteilung von Meer und Land und einer Sonderwirkung kalter Meeresströme führe nicht zum Ziel; eine lokal weitgehende Vergletscherung, wie gegenwärtig in Alaska und Neuseeland, trete vielmehr nur im Gefolge warmer Luftströme auf. Ebensowenig sei eine Störung der Luftzirkulation die Ursache des vermehrten Schneefalls gewesen; der Parallelismus der eiszeitlichen und rezenten Schneegrenze in Europa wiederlege eine solche Störung. Alle geographischen Hypothesen können nach v. Lozinski's Meinung nur lokale Gletschervergrößerungen erklären. Das Eiszeitphänomen sei aber ein erdumspannendes gewesen. Da die amerikanischen und europäischen Inlandeisdecken auf Firnanhäufung in ausgedehnten, relativ flachen Gebieten hinweisen, so können wir nicht umhin, eine allgemeine Temperaturabnahme auf der ganzen Erde anzunehmen. Die Aufgabe sei also die, diese Temperaturabnahme zu erklären. Auch die permische Eiszeit führe zu derselben Aufgabe. Ebenso scheine die präcambrische Eiszeit eine allgemeine gewesen zu sein, wohingegen die unterdevonische (fragliche Glazialspuren in der südafrikanischen Table Mountain series), die rhätoliassische (glaziale Lubilacheformation in Zentralafrika) und die obercretacische Kälteperiode (angebliche Glazialspuren in Australien und Spitzbergen) nur lokale Vereisungen mit sich gebracht hätten.

v. Lozinski wendet sich nunmehr den thermischen Hypothesen und unter diesen nach Ablehnung der Hypothese vom Einfluß eines allgemeinen Wärmeverlustes der Erde der „Kohlensäuretheorie" zu. Die physikalische Grundlage derselben sei durch Ekholm und Arrhenius festgestellt; Es komme ihm deshalb nur auf die geologische an. Den Einfluß des Kohlensäuregehaltes der Atmosphäre auf den oberirdischen Wärmeetat hält er also für erwiesen, und er versucht nunmehr Schwankungen des Kohlensäuregehaltes und deren Ursachen in der geologischen Vergangenheit aufzudecken. Dabei lehnt er Schwankungen infolge eines Mißverhältnisses zwischen der Zufuhr endogener Kohlensäure und dem Verbrauch zur Zersetzung von Silikatgesteinen etc. ab. Hingegen glaubt v. Lozinski entschieden an eine periodische Bindung großer Kohlensäuremengen durch Kohlenbildung. In einer Skizze vergleicht er die Kurve der Klimaschwankungen der geologischen Formationen mit derjenigen der Kohlenbildung und findet beide auffällig parallel. Die Schwankungen in der Kohlenbildung denkt er wiederum abhängig von den „diastrophischen Perioden" (Ramsay's orogenetischen Phasen). Wie erklärt er nun aber die Interglazialzeiten? Er sagt: Das Eis, hervorgerufen durch eine auf Kohlensäurearmut der Luft beruhende Kälteperiode (die ihrerseits einer übermäßigen Moorbildung folgte), entzieht große Bodenflächen dem Pflanzenwuchs und der Kohlensäureverwitterung; dadurch wird wieder eine Anreicherung der Atmosphäre mit Kohlensäure ermöglicht und durch diese Wärme und Eisschwund. Die eisbefreiten Flächen bieten mit ihrer Moränentopographie beste Moorbildungsfelder und mit dem abermaligen Anwachsen der Moore beginnt der Zyklus von neuem. Nun erfordert diese Erklärungsweise aber erstens eine allgemeine Abnahme der Glazialphänomene vom ersten bis zum letzten Kältemaximum, und zweitens Parallelismus der Erscheinungen in allen

Glazialgebieten. Der Wirklichkeit der ersten Voraussetzung steht die nach v. Lozinski's Meinung geringe Ausdehnung der ältesten (drittletzten) Eiszeit im Wege. Um über diese Schwierigkeit hinwegzukommen und zugleich den Parallelismus zu betonen, bemüht er sich, nicht allein die älteste Eiszeit, sondern auch die älteste Interglazialzeit als wenig bedeutend darzustellen. Dagegen soll die zweite Interglazialzeit durch Länge, Moorbildung und Verwitterungswirkung in höchstem Maße ausgezeichnet und die Interglazialzeit par excellence gewesen sein, als deren automatische Folge dann die dritte Vereisung gekommen sei. Das viergliederige alpine Schema sei eine Ausnahme, in das man beispielsweise die nur zweigliederige Karpathen-Glazialfolge nicht hineinpressen dürfe. Maßgebend sei die Glazialfolge in den Inlandeisgebieten des Flachlandes. Zum Schluß bespricht v. Lozinski dann noch den Einfluß der Kälteperioden auf die Temperaturverhältnisse der Meeresräume; da diese Erörterung jedoch sich nicht mehr auf die Entstehung der Kälteperioden bezieht, kann sie hier übergangen werden.

Eine Diskussion dieser Arbeit ist, da der Autor sie nicht persönlich vertrat, auf dem Kongreß nicht erfolgt, und so ist leider eine höchst anregende Förderung des Beratungszieles unterblieben. Ich möchte nun hier zum Inhalt der Arbeit nicht ausführlich Stellung nehmen, weil mir theoretische Spekulationen fernliegen. Die Arbeit hat manche Schwächen; viele ihrer Voraussetzungen haben ihren Zuschnitt nach dem dermaligen Stand unserer Kenntnisse, so namentlich die Angaben über spezielle Kohlenbildungszeiten und klimatische Minima. Auch ist die Betonung der zweiten Interglazialzeit im Gegensatz zur ersten nicht ganz gelungen. Wenn man für Nordeuropa zwei Interglazialzeiten annimmt, so war die erste der zweiten sicherlich ebenbürtig, wahrscheinlich sogar in bezug auf Dauer und Temperatur überlegen. Es ist mit dem Widerlegen von Hypothesen, die sich im Gebiet der Möglichkeiten ausdehnen, ein eigen Ding: man kann von ihnen wohl sagen, daß sie nicht gesichert, nicht aber, daß sie falsch seien.

Die übrigen, dem Kongreß vorgelegten oder vorgetragenen Arbeiten bewegten sich auf mehr realem Boden; sie behandelten die Erfahrungen und Ansichten über die Glazial- und Interglazialbildungen in Europa und namentlich in Nordamerika.

Von den europäischen Arbeiten ist bemerkenswert diejenige von G. W. Lamplugh über das Interglazialproblem auf den britischen Inseln. Lamplugh tritt darin, ohne für die Verhältnisse des übrigen Europa präjudizieren zu wollen, mit großer Entschiedenheit für die Einheit der Eiszeit in England ein und erkennt wohl Oszillationen und zeitliche und räumliche Interferenzen der verschiedenen Strömungen des großbritannischen Inlandeises an, nicht aber echte Interglazialzeiten. Über Glazial und Interglazial in Norddeutschland habe ich selbst auf dem Kongreß eine kleine Arbeit verlesen, die zugleich im Druck vorgelegt wurde. Leider haben weder die skandinavischen noch die russischen Fachgenossen über die Ansichten in ihren Ländern referiert, mit einziger Ausnahme von N. O. Holst, der für Schweden seinen monoglazialistischen Standpunkt vertreten hat in einem Aufsatz, der sich in der Hauptsache mit archäologisch-geologischen Zeitberechnungen

über das Quartär beschäftigt. („Le commencement et la fin de la période glaciaire".)

Die amerikanischen Aufsätze behandeln weniger die Ursachen als den Verlauf der diluvialen Vereisungen und Enteisungen ihres Landes. Von besonderem Interesse ist zunächst eine Arbeit des kanadischen Geologen S. B. Tyrrell über den patricischen Gletscher südlich der Hudsonbucht. Ursprünglich kannte man in Kanada nur zwei große Inlandeisdecken, die felsgebirgische und die laurentidische. Tyrrel hat dann seit 1895 nachgewiesen, daß die letztere mindestens zwei Ausgangszentren gehabt hat, eines südwestlich bis westlich der Hudsonbucht, welches er das Keewatinzentrum benannte, und eines im Osten der Bucht, von dem der Labradorgletscher ausgestrahlt ist. In neuester Zeit hat er auf Reisen im Süden und Südwesten nun ein drittes Nährgebiet einer allseitig ausstrahlenden Eisdecke im Distrikt von Patricia im Süden der Hudsonbucht entdeckt, dessen Zentrum südlich vom Trout Lake zu suchen ist. Wir haben also jetzt mit drei Inlandeisfeldern zu rechnen, nämlich dem Labradoreis, dem Patriciaeis und dem Keewatineis, und außerdem mit einer Gebirgsvergletscherung, welche die Felsen- und Küstengebirge beherrschte. Die drei Inlandeisdecken sind vielleicht zeitweilig zu einer einzigen zusammengeschmolzen, hatten aber ihre Maximalausdehnung wahrscheinlich ungleichzeitig und blockierten gewisse Grenzgebiete abwechselnd. Das Ursprungsland des patricischen Gletschers liegt gegenwärtig nicht über 500 m hoch; in der Mitte steinig und arm an Grundmoräne, dacht es sich nach Norden allmählich zur Hudsonbucht ab und nimmt dabei eine immer dichtere Geschiebemergelbedeckung an. Die von Tyrrell im einzelnen begründete glazialgeologische Geschichte dieses Gebietes ist außerordentlich merkwürdig. Wie die Gletscherschrammen, Grundmoränen, marinen Sedimente und sonstigen Kennzeichen beweisen, bildete sich zuerst der patricische Gletscher und floß allseitig ab. Dann ging er zurück und das Land sank unter das gegenwärtige Niveau, so daß von der bereits existierenden Bucht aus Meerwasser und marine Sedimente dem Gletscher auf dem Fuße folgten. Nach dieser Zeit rückte der labradorische Gletscher gegen Südwesten vor, durchschnitt einen Teil des Hudsonbuchtbeckens, verschleppte marine Sedimente landein und okkupierte das vormals patricische Gebiet mindestens bis zum Quellgebiet des Severnflusses im Südwesten und zum Hayesfluß im Westen, wo er mit dem wieder vorgestoßenen Keewatineis konfrontierte. Mit dem Rückzug des Labradoreises verband sich eine zweite Landsenkung und der Absatz spätglazialer Meeressedimente.

Zwei Erscheinungen sind also hierbei bemerkenswert: erstens die Ungleichzeitigkeit der Entwicklung der verschiedenen Inlandeisdecken, der Hauptkomponenten des kanadisch-amerikanischen Inlandeises, dort oben im Herzen des ganzen Phänomens, und zweitens die Verbindung von Meerestransgressionen bezw. Landsenkungen mit Eisrückzügen im Rahmen der gesamten Glazialperiode.

Mit den Ursprungsgebieten der nordamerikanischen Kontinentalvergletscherung beschäftigt sich auch eine Arbeit von Warren Upham („Fields of outflow of the North American ice-sheet"), und

zwar beleuchtet er dabei mehr die Einwirkung der verschiedenen Zentren auf die mittleren und peripherischen Teile des Eisgebietes. Upham sucht nachzuweisen, daß in gewissen Gegenden das Eis bald aus dem Nordwesten, also von Keewatin her, bald aus dem Nordosten, also dem labradorischen Nährgebiet eingedrungen sei und daß die zwischen zwei solchen verschiedenen Invasionen liegenden Interglaziale eigentlich nur Interstadiale wären. Nach dem Vorgang von Chamberlin gliedert man gewöhnlich das nordamerikanische Diluvium in 5 Glaziale, von denen das jüngste noch in zwei Stufen zerlegt wird, und 4 Interglaziale. Die Namen dieser Stufen sind:

1. Das Nebraskan (auch Prekansan oder Jerseyan), das älteste, nur in Aufschlüssen erhaltene Glazial mit z. T. ziemlich mächtiger Grundmoräne. Hauptsächlich bekannt in Iowa; nach Coleman auch im Liegenden der Donschichten bei Toronto.

2. Das Aftonian, hochverwitterte interglaziale Kiese von Afton Junction in Iowa. Dazu vielleicht die Donschichten bei Toronto.

3. Das Kansan, weitest verbreitete, jetzt stark verwitterte und erodierte Driftdecke, unter den jüngeren westlich des Missouri hervortretend.

4. Das Yarmouth-Interglazial zwischen Kansan und Illinoian: Moorböden. Dazu gehören vielleicht auch die zwischen Kansan und Iowan dort, wo das Illinoian nicht hingelangt ist, auftretenden Buchanankiese.

5. Das Illinoian, ein Glazial außerhalb der Wisconsindrift in Iowa, Ohio, Indiana und Illinois. Dazu rechnet Leverett auch die Iowandrift.

6. Das Sangamon-Interglazial, ein humöser und, wie mir scheint, stellenweise aus flachen Tümpeln hervorgegangener Absatz in Illinois. Upham, der es von Iowa aus namentlich nach Minnesota verfolgt hat, sucht in einer besonderen, dem Kongreß vorgelegten Arbeit [1] dieses zu einer sehr bedeutungsvollen Periode zu stempeln und dem einzigen im Westen erkennbaren Interglazial sowie der Trockenzeit zwischen den beiden Ausdehnungen des Bonneville- und Lahontansees gleichzusetzen. Über dem eigentlichen humösen Sangamonboden liegt die Hauptmasse des nordamerikanischen Lösses, die sich außerhalb der Wisconsinvergletscherung und in Iowa auch außerhalb der Iowanvergletscherung hält und nicht selten von der Wisconsingrundmoräne überlagert wird.

7. Das Iowan, das, wie gesagt, in naher Beziehung zum Illinoian steht.

8. Das Peorian, moorige Interglazialböden in Illinois. Es erscheint mir zweifelhaft, ob dasselbe nicht in Wirklichkeit zum Sangamon gehört und somit als besonderes Interglazial zu streichen wäre. Leverett nennt es in seiner Arbeit von 1910 gar nicht.

9. Das Wisconsin, die frische, große, jüngere Hauptvereisung, die noch wieder in eine Anzahl Stadien geteilt wird, auf die hier nicht eingegangen werden soll.

Upham will nun, wie gesagt, darauf hinaus, einmal dies Schema zu vereinfachen und zweitens die Interglazialzeiten nur als große Schwankungen

[1] Warren Upham, The Sangamon interglacial stage in Minnesota and westward.

gelten zu lassen. In ersterer Hinsicht sucht er nachzuweisen, daß Kansan und Illinoiandrift im wesentlichen gleichalterig wären, indem erstere vom Keewatin-, letztere vom Labradorzentrum vorstieß. Er meint, daß anfangs die westlichen Teile des zentralen Inlandeises die Hauptniederschläge auffingen und sich besonders stark entwickelten. Dann, als sie zu schmelzen und zusammenzuschrumpfen begannen, entluden sich die Niederschläge weiter im Osten und stärkten die östlichen Eisloben, die dadurch zeitweise an Ausdehnung gewannen. Was die Beschränkung der Interglaziale auf größere Schwankungen betrifft, so mag das für Yarmouth und Sangamon zutreffen, schwerlich aber für das Aftonian, das noch am Nordufer des Ontariosees bei Toronto Ablagerungen von klimatisch vollkommen gemäßigtem Charakter hinterlassen hat. Wenn, wie Coleman in seiner dem Internationalen Geologenkongreß in Mexiko 1906 vorgelegten Arbeit [1] über das kanadische Interglazial glaubhaft zu machen sucht, die Lignite vom Moose Creek unfern der Jamesbay der gleichen Periode angehören, so müssen damals die Inlandeisfelder getrennt gewesen und vielleicht gänzlich oder bis auf lokale, unbedeutende Reste zusammengeschrumpft sein.

Zum Schluß seiner Arbeit schlägt Upham dann noch für die Zentren der großen östlichen Loben des amerikanischen Inlandeises die Namen Ontarioeisfeld, Quebeceisfeld und Nova-Scotiaeisfeld vor, doch scheint es, daß dieselben wenig Anklang finden.

In einem zweiten, sehr kurzen Aufsatz „Recent date of the attenuated glacial border in Pennsylvania" versucht Upham nachzuweisen, daß in gewissen Gebieten (nordwestl. Pennsylvanien) die vor der Grenzmoräne der Wisconsinvergletscherung gelegene verkümmerte Zone von glazialen Außenbildungen nicht wesentlich älter ist als das Glazial hinter der Moräne. Verschiedene Geologen haben nach Chamberlin's Vorgang diese Zone einer älteren Eiszeit zugerechnet, die durch eine sehr lange Interglazialzeit vom Wisconsin getrennt sein soll. Sie berufen sich dabei auf den Verwitterungszustand der Außenbildungen. Nachdem aber E. H. Williams in den letzteren viel frisches einheimisches Material nachgewiesen hat (z. B. unaufgelöste Conchylien), glaubt Upham jene angenommene interglaziale Trennungszeit verneinen zu können, zum mindesten östlich des Mississippitales. Er bezieht sich dabei auch auf eine Angabe von H. L. Fairchild, wonach im Staate New York keine Interglazialvorkommen nachzuweisen seien.

Eine Bestätigung zweier getrennter Glazialperioden glaubt Marsden Manson in gewissen Erscheinungen an den Canons und Abhängen der Sierra Nevada in Kalifornien gewonnen zu haben („The evidences of interglacial periods ont the Sierra Nevada Mountains, California"). Doch läßt sich aus seiner sehr kurzen Darstellung eine klare Anschauung der Sache nicht entnehmen.

Die übrigen amerikanischen Glazialarbeiten für den Kongreß beschäftigen sich vornehmlich mit der spätglazialen Entwicklungsgeschichte des Landes. Darunter ist zu nennen Frank B. Taylor: The Glazial and postglacial Lakes of the Great Lakes Region (Smithsonian Report f. 1912. p. 291

[1] A. P. Coleman, Interglacial periods in Canada.

—327), ein Aufsatz, der nicht unmittelbar für die Kongreßverhandlungen verfaßt, aber dort vorgelegt ist. Er gibt einen trefflichen Überblick über die gesamte Entwicklungsgeschichte der großen Seen und zeigt auf einer Kartenskizze die Beziehungen der Strandisobasen verschiedener Hauptphasen der Seebildung zu entsprechenden Lagen des weichenden Inlandeises und zu den alten präcambrischen Landkernen. Bekanntlich hat sich der nördliche Teil des Seengebietes während und nach der Enteisung in nordwärts zunehmendem Maße gehoben, und dabei ist zugleich die Angellinie (hinge line) des Hebungsgebietes nach Norden gewandert. Von großer Wichtigkeit ist Taylor's Beobachtung, daß die Isobasen, d. h. die Linien, welche Orte mit gleichem Hebungsbetrag verbinden, keineswegs dem weichenden Eisrande parallel laufen. Daraus schöpft Taylor mit Recht Bedenken gegen die Hypothese, die Landhebung sei eine Folge der Eisentlastung gewesen. Neuere Elastizitätsmessungen des Erdkörpers in Chicago, über die ich Herrn Prof. Chamberlin mündliche Mitteilungen verdanke, haben ebenfalls gezeigt, daß die Eisbelastung durchaus keine derartige Niederdrückung des Glazialgebietes hervorgebracht haben kann, wie es die auch in Europa noch in neuester Zeit verfochtene Jamieson'sche Hypothese glauben machen will, und daß demgemäß auch keine entsprechende postglaziale Hebung aus solcher Ursache resultieren konnte. Man ist bei uns sogar so weit gegangen, zu behaupten, daß die Eisentlastung den Boden in langperiodische Schwingungen — Spätglazialsenkung, *Ancylus*-Hebung, *Litorina*-Senkung, *Mya*-Hebung — versetzt habe, die in der Gegenwart ausklingen. Da diese Schaukelreihe mit der Yoldiasenkung beginnt statt mit einer Hebung, glaubt Ref. diese Hypothese ablehnen zu müssen.

Taylor hat ferner das Moränensystem im südwestlichen Teil der kanadischen Provinz Ontario[1] beschrieben und auf einer Karte skizziert. In dieser Gegend trafen zwei große Loben der Wisconsinvergletscherung zusammen und schmolzen hernach wieder auseinander, wobei sie anfangs eine Weile Seite an Seite lagerten und so ein kompliziertes Moränen- und Schrammensystem erzeugten. Der eine Lobus glitt von Norden durch das Huronbecken herab, der andere von ONO durch das Ontario-Erie-Becken. Der letztere war in der ersten Rückzugsphase noch mit einer basalen Verbreiterung des Huroneises im Bereich der Georgianbay und des Simcoesees verschmolzen. Später, als er sich aus dem Erie- auf das Ontariobecken zurückgezogen hatte, löste er sich auch im Norden los und warf als Grenzwall gegen den Simcoelobus die Oak ridges-Moräne auf der Landhöhe im Norden des Ontario auf.

Mit der Geschichte der großen Seen steht die Entwicklung des Ablaufes, der die Wassermassen der vier oberen in das fünfte und letzte Becken überleitet, des Niagara, in engster Verbindung. Die interessante und verwickelte Geschichte dieses Stromes und seiner weltberühmten Fälle ist mit musterhafter Klarheit und kartographischer Umsicht dargestellt von E. M. Kindle und Frank B. Taylor auf dem gerade zum Kongreß herausgegebenen Niagara-Folio des geol. Atlas der Vereinigten Staaten. Die Autoren zeigen,

[1] Frank B. Taylor, The moraine systems southwestern Ontario. Transactions of the Canadian Institute. Toronto 1913.

daß die in die Silurtafel eingesägte Niagaraklamm aus verschiedenen Abschnitten von ungleicher Weite und Tiefe besteht, die ebensovielen Perioden ungleicher Wasserführung entsprechen, je nachdem der große spätglaziale Algonkinsee ganz oder teilweise voll war, oder der Eriesee allein seine Überfülle auf Erosionsarbeit schickte. Von großem Interesse ist die Existenz einer inter- oder präglazialen Klamm zwischen der auf halbem Wege der jetzigen gelegenen, als „Wirbelkessel" bezeichneten Wendestelle des Flusses und dem Ontariosee. Die blinde Natur hat diese Klamm nicht wieder gefunden, weil sie ganz mit Grundmoränen zugefüllt ist, und hat deshalb statt rascher Spülarbeit in Lehm und Sand das harte Nagewerk im Fels verrichten müssen. Das Alter der gesamten neuen Klamm schätzte Lyell 1841 auf 35 000 Jahre, Gilbert 1886 auf 7000, Spencer dagegen 1907 auf 39 000 Jahre. Kindle und Taylor kommen jetzt auf 20 000—30 000 Jahre, im Höchstfall 35 000; eine genauere Definition erscheint ihnen unmöglich, und sie fügen hinzu, daß Schätzungen von 7000—12 000 Jahren offensichtlich zu niedrig, solche von 50 000—100 000 zu hoch seien. Die Existenz des Niagara datiert von einem ziemlich frühen Stadium des Rückganges der Vergletscherung Nordamerikas und umfaßt eine weit längere als die eigentliche Postglazialzeit. Damals lag das kanadische Glazialgebiet noch fast ganz unter Eis, dessen Rand quer durch den Huronsee und den nordöstlichen Ontario verlief. Seitdem das Eis ganz aus dem Seengebiet verschwunden ist, d. h. seit Beginn des Nipissing-Stadiums der Seeentwässerung, dürften erst etwa 13 000 Jahre ins Land gegangen sein, gemessen an der Erosion des Niagara von diesem Stadium an. Spencer allerdings, der sich ebenfalls eingehend mit der Niagarageschichte befaßt hat, vermutet jetzt seit dem Schwinden des Inlandeises aus dem St. Lorenztal 25 000 Jahre (J. W. Spencer, Outline of the evolution of the Falls of Niagara, Washington 1913, für den Internat. Geologenkongreß).

Die große Bedeutung der Niagaraberechnungen und der Erforschung der spät- und postglazialen Seengeschichte liegt meines Erachtens in den dabei hervortretenden Analogien mit dem spätglazialen Nordeuropa. Es bleibt kaum noch ein Zweifel, daß die jüngste große Vergletscherung auf beiden Kontinenten sich gleichzeitig aufgelöst hat, und es ist höchst beachtenswert, daß dies unter sehr ähnlichen Begleiterscheinungen, insbesondere Bodenbewegungen, geschah. Eine andere und noch ungelöste Frage ist es, ob die jüngste Eiszeit beiderseits von gleicher Gesamtdauer gewesen ist und ob die zeitlichen Analogien sich auch auf Inter- und Präglazial erstrecken. Hier fehlen sichere Schätzungen und es müssen, solange wir die Ursachen der Eiszeit nicht kennen, paläogeographische, paläontologische und vielleicht einmal archäologische Methoden aushelfen.

Wolf.

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: 1914

Band/Volume: 1914_2

Autor(en)/Author(s):

Artikel/Article: Diverse Berichte 1214-1310