

Diverse Berichte

Geologie.

Petrographie.

Sedimentärgesteine.

M. J. Goldman: Petrographic Evidence on the Origin of the Catahoula Sandstone of Texas. (Amer. Journ. of Sc. (4.) 39. 1915. 261—287.)

Aus der petrographischen Untersuchung des pflanzenführenden Catahoula-Sandsteines, bezüglich deren Einzelheiten und Resultate auf das Original verwiesen werden muß, zieht der die JOH. WALTHER'schen Methoden bewußt und konsequent anwendende, literaturkundige Verf. den Schluß, daß es mißlich ist, Folgerungen über die Entstehung von fossilen Sedimenten nur auf einzelne Argumente zu gründen, da solche oft keine eindeutigen Resultate geben. Es sei daher angezeigt, die Untersuchung so vielseitig wie möglich zu gestalten. Leider fehle es noch vielfach an den mit nötiger Exaktheit ausgeführten Untersuchungen der rezenten Ablagerungen, so daß hierdurch ein Vergleich erschwert wäre. **K. Andréé.**

O. Isberg: Bidrag till kännedomen om leptænakalkens stratigrafi. Meddelanden från Lunds Geologiska Fältklubb. No. 23. (Geol. Fören. Förh. 39. 1917. 199—235.)

Verf. untersuchte im Amtjärns- und im Kullbergs-Gebiet in der Provinz Dalekarlien den *Leptaena*-Kalk besonders hinsichtlich seiner Bildungsverhältnisse. Nach seinen Feststellungen ist derselbe eine Riffbildung von verschiedenem stratigraphischen Alter und gehört der *Trinuclæus*- und der *Harpes*-Etage an. Der sog. Klingkalk, den man früher für eine dem *Leptaena*-Kalk äquivalente geschichtete Bildung gehalten, kann daher nur einem Teile derselben äquivalent sein. Das Vorkommen des bis auf 150 m größte Mächtigkeit geschätzten *Leptaena*-Kalks ist rückenartig. Der innere Bau dieser Kalkrücken ist massig, am verhältnismäßig steil ge-

neigten Außenrande zeigen dieselben jedoch vielfach eine langsam nach außen einschließende Schichtung. Von der sehr reichhaltigen und eigentümlichen Fauna zeigen einzelne Fossilien, genau wie bei heutigen Riffen, ein Gebundensein an ganz bestimmte Lokalitäten. So ist *Bronteus laticauda* WEG. z. B. im Kalkbruch von Kallholm ungemein gewöhnlich, wird aber nicht in Kullberg angetroffen; umgekehrt verhält es sich mit *Lichas planifrons* ANG. Charakteristisch ist auch die ziemlich häufige Ausfüllung von Spalten im *Leptaena*-Kalk mit den umliegenden geschichteten Gebirgsarten. Eine eingehendere stratigraphische Darstellung aller dieser Verhältnisse wird in Aussicht gestellt.

K. Andrée.

E. Naumann: Undersökningar öfver Fytoplankton och under den pelagiska Regionen försiggående Gytte — och Dybildningar inom vissa syd — och mellansvenska Urbergsvatten. (Svenska Vetenskapsakademiens Handlingar. 56. No. 6. 165 p. 7 Taf. 21 Textfig. Stockholm 1917.)

Verf. hat in den letzten Jahren eingehende Untersuchungen über das Phytoplankton und die unter der „pelagischen“ Region gebildeten Schlammablagerungen einiger kleiner Seen der kalkarmen Urgebirge von Süd- und Mittelschweden angestellt, insbesondere um die Abhängigkeit der Sedimentbildung von der Planktonproduktion und ihren Schwankungen näher zu erkunden. Das ist um so mehr zu begrüßen, als die Limnologen sich bis jetzt eigentlich hauptsächlich — von wenigen neueren Autoren abgesehen — auf das Studium des Planktons als solchen beschränkt haben. Verf. hat daher Recht daran getan, daß er seine Darstellung zu einer allgemeinen Einführung in die Schlammkunde des Süßwassers nebst ihren technischen Grundlagen ausgestaltet hat. Nach Besprechung der einzelnen, durch Sieben und Schlämmen voneinander getrennten Komponentenarten wird eingehender die benutzte Terminologie erläutert und insbesondere die Beziehung zwischen Seengytte oder Faulschlamm, Sapropel und Seendy oder Doppelerit nach Eigenschaften und Bildungsumständen erörtert. Bei der Systematik der limnischen Sedimente hat sich Verf. eng an die zuerst vom Ref. 1910 (11) erörterten Prinzipien gehalten und unterscheidet unter den unter der pelagischen Region gebildeten Schlammablagerungen folgendermaßen:

I. In nährstoffreicheren Seen:

Farbe der Ablagerungen im allgemeinen grau. Gehalt an lebenden, morphologisch bestimmbar Mikroorganismen oft beträchtlich. Bodenfauna im allgemeinen reichlich.

Limnoautochthone Sedimente.

I. Resistenter.

1. Planktogene Sedimente, Planktongytte:

A. Zooplanktogene Art: Chitingytte, aus den Schalen von Cladoceren.

B. Phytoplanktogener Art:

- a) Diatomeengyttja (mit den Leitformen *Melosira*, *Stephanodiscus*).
- b) Myxophyceengyttja (eine schwarze, durch lebhaftere Reduktionsprozesse charakterisierte Ablagerung); Cyanophyceengyttja (WESENBERG-LUND), vor allem mit *Microcystis*.

2. Litorigene Sedimente. Von Bedeutung für die Entstehung der organogenen Kalkablagerungen.

II. Peritriptogene Sedimente organischer Herkunft. (Aus feinstem organischem Detritus, dessen Herkunft nicht mehr zu ermitteln ist.) Detritusgyttja.

Limnoallochthone Sedimente.

Z. T. Bildungen minerogener Art, ferner Pollenkörner verschiedener Waldbäume, verschwemmte Planktonproduktionen anderer Seen etc.

II. In nährstoffarmen Seen:

Farbe der Ablagerung niemals rein grau, sondern infolge reichlich vorhandener Humusstoffe (und von Ferriverbindungen als Imprägnation der Kotballen, von Gewebefragmenten und feinem Detritus) immer mehr oder minder braun. Gehalt an lebenden bestimmbarer Mikroorganismen sehr gering; die vorkommenden Formen sind mehr als Leitformen denn als eigentliche Aufbauer anzusehen.

Limnoautochthone Sedimente.

I. Resistenterer.

1. Planktogene Sedimente.

A. Zooplanktogener Art (Chitinschalen der Cladoceren).

B. Phytoplanktogener Art (Schalen von Diatomeen, Kieselsporen von Chryomonaden, Skelettnadeln und -platten von *Mallomonas* etc.).

2. Litorigene Sedimente.

(Diatomeen, Gewebefragmente.)

II. Peritriptogene Sedimente organischer Herkunft, wie unter I., II.

Limnoallochthone Sedimente.

Von größter Bedeutung; hier dominiert der feine braune Detritus von Humuskolloiden, der mehr oder weniger kolloidal aus der torfigen Umgebung ausgeschwemmt, später aber unter der ganzen Wasseroberfläche der Seen ausgeflockt und sedimentiert wird. Bei extremem Hervortreten dieser Komponente entsteht eine ausgeprägte Dybildung.

— Dazu kommen noch Pollenkörner von Kiefern etc. —

Auf den speziellen Teil der Darstellung näher einzugehen, ist hier weder Raum noch der richtige Ort. Hingewiesen sei aber zum Schluß noch auf das reiche Literaturverzeichnis, welches gerade bei den eingangs geschilderten Verhältnissen vielen besonders willkommen sein wird.

K. Andréé.

O. B. Bögglid: Meeresgrundproben der Siboga-Expedition. Leiden 1916. (Siboga-Expeditie. Monogr. 65. 50 p. 1 Taf. 1 Karte der Beschaffenheit des Meeresgrundes im östl. Teil des Indo-australischen Archipels und der benachbarten Gebiete.)

Den Ergebnissen der genaueren Untersuchung der von der holländischen Expedition auf der „Siboga“ unter MAX WEBER von ihrer erfolgreichen Fahrt in den Jahren 1899, 1900 aus dem Austral-asiatischen Mittelmeer heimgebrachten Meeresgrundproben durfte man schon nach den vorläufigen Mitteilungen über die Ergebnisse der Expedition mit Spannung entgegensehen, zumal der Bearbeiter derselben sich bereits vielfach mit rezenten Meeressedimenten — so der polaren und subpolaren Meere, sowie des Mittelmeeres — beschäftigt hatte. Diese Erwartung ist in mehr als einer Hinsicht übertroffen worden.

Alle Sedimente des Austral-asiatischen Mittelmeeres enthalten bei der großen Zahl eingestreuter großer und kleiner Inseln naturgemäß so viel chersogene Komponenten, daß sie durchweg hemipelagischen Charakter zeigen, soweit es sich nicht um küstennahe Seichtwasserablagerungen handelt; diese erreichen auf den größeren Schelfflächen um Borneo große Ausdehnung, bilden im übrigen aber nur schmalere Zonen um die einzelnen Inseln. Entsprechend dem wechselvollen Meeresbodenrelief zeigt die beigegebene Karte eine außerordentliche Mannigfaltigkeit. Immerhin stellt sie nur einen ersten Versuch dar, der trotz des großen Maßstabes der tatsächlichen Mannigfaltigkeit doch noch nicht gerecht werden dürfte, was übrigens der Verf. selbst betont. Außer den Seichtwasserablagerungen werden Blauer und Vulkanischer Schlick, Korallensand und -schlick, Globigerinenschlamm und Roter Ton unterschieden. Die zuerst genannten Arten zeigen gegenüber den bisher bekannten Vertretern keine Besonderheiten. Auch die Bezeichnung eines Teiles der Sedimente als Globigerinenschlamm mag man gelten lassen, wenn man die deutlichen hemipelagischen Züge dabei betont. Dagegen hat schon BÖGGILD selbst große Bedenken gehabt, die kalkarmen bis völlig kalkfreien Ablagerungen der Banda- und Celebes-See unterhalb der Isobathe von ca. 4000 m als „Rote Tiefseetone“ anzusprechen; denn jene Ablagerungen sind durchweg grau gefärbt und reich an chersogenen Komponenten, so daß eigentlich der fast oder ganz fehlende Kalkgehalt die einzigste Eigenschaft ist, die sie mit dem eupelagischen Tiefseeton teilen. Offenbar stehen diese Sedimente den Übergängen von Blauschlick zum Roten Ton nahe, wie sie in den Randzonen des Nordpazifischen Ozeans und südlich der Neufundlandbänke auftreten. Doch würde man bei Klassifikation der Proben als Blauschlick das merkwürdige Resultat erhalten, daß man in jenen beiden tiefen Versenkungsbecken von außen nach innen erst Blauschlick, dann Globigerinenschlamm, im Zentrum aber wieder Blauschlick anträte, was jedenfalls ein paradoxes und unverständliches Bild ergäbe. Natürlich ist diese Nomenklaturfrage durchaus von nebensächlicher Bedeutung neben der Frage nach der eigentlichen Ursache des auffallend geringen oder ganz fehlenden Kalkgehaltes. Kaltes antarktisches Tiefenwasser, welches PHILIPPI für die Kalkauflösung

am Boden der eupelagischen Tiefsee verantwortlich machte, kann hier offenbar nicht wirksam sein, da Banda- und Celebes-See in relativ geringen Tiefen gegen den offenen Ozean abgeschlossen sind und daher von diesen Tiefen an relativ hohe Wassertemperaturen besitzen, die sich bis zum Boden annähernd gleichbleiben. Auch weist die graue Farbe der Sedimente auf das Fehlen von kräftigeren Oxydationswirkungen hin, die doch für das antarktische Tiefenwasser charakteristisch sind. Vielleicht erklärt sich die intensive Kalkauflösung in den Tiefen der Banda- und Celebes-See durch submarin geförderte vulkanische Kohlensäure. — Recht häufig wird Schichtung der Sedimente in der Weise beobachtet, daß die graugefärbten, reduzierten Schlicke eine braune, stärker oxydierte, mehr flüssige Oberschicht erkennen lassen, eine Erscheinung, die auch in anderen Meeresteilen in Blauschlickern nicht selten beobachtet wird. Für andere Fälle von Schichtung kann eine besondere Erklärung nicht gegeben werden, da die Einzelschichten nicht gesondert untersucht wurden, was dafür unerlässlich gewesen wäre. Leider fehlen auch chemische Gesamtanalysen der Sedimente, aus denen man immerhin noch manche weiteren Schlüsse hätte ziehen können. Dagegen ist die mechanische Zusammensetzung, die Beteiligung der Organismen sowie der minerogenen Komponenten sehr sorgfältig dargestellt. Kieselschalige Organismenreste sind überall in der Minderzahl. — Sehr verschiedenartig waren die Konkretionen, besonders im Globigerinenschlamm. An manchen Stellen scheint der Meeresboden damit völlig durchsetzt zu sein; doch sind die meisten durch das Schleppnetz gewonnen, und es ist daher in vielen Fällen nicht bekannt, aus welcher Bodenart sie stammen. Was Verf. als Konkretionen beschreibt, sind einerseits verhärtete Partien des ganzen Sedimentes, andererseits echte konkretionäre Zusammenballungen von Mineralsubstanz. Von carbonatischen Konkretionen werden Kalk-, Dolomit- und Eisenspatknollen beschrieben. Die ferner vorkommenden Brauneisenknollen sind z. T. sicher sekundär entweder aus Eisenspatkonkretionen oder aus Schwefelkies entstanden, welch' letzterer nicht nur in feiner Verteilung, sondern auch — so zwischen den Kei-Inseln südwestlich von Neu-Guinea — in größeren fetzenartigen Gebilden auftritt. Unter den beschriebenen Manganeisenkonkretionen sind diejenigen von besonderem Interesse, die durch Substitution von Korallenskeletten oder Molluskenschalen entstanden, wobei die über 1000 m tragenden Tiefen, in denen solche metamorphosierte Riffkorallen in Menge gefunden wurden, auf positive Niveauverschiebungen von großem Ausmaße hindeuten (Ref.). Am bemerkenswertesten aber sind Konkretionen von Schwerspat, die sich ebenfalls zwischen den Kei-Inseln in 304 m Tiefe in Blauschlick gefunden haben. Das ist das zweite Mal, daß dieses Mineral als Neubildung am Meeresboden angetroffen wurde. Bei der Beschreibung der Konkretionen ist auch von chemischen Analysen ausgiebiger Gebrauch gemacht worden. Doch möchte Ref. meinen, daß vielleicht eingehendere petrographische Untersuchungen noch mehr Resultate hätten herausholen können, als bereits jetzt erhalten wurden.

K. Andrée.

Verwitterung der Gesteine. Bodenkunde.

H. L. F. Meyer: Verwitterungslagerstätten. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 24. 1916. 127—136.)

Es handelt sich teils um Erze, wie Eisen-Mangan-Nickelverbindungen, teils um andere Mineralien und Gesteine, wie Schwerspat, Phosphat, Chalcedon-Opal-Achat, Kaolin, Ton, Lehm, verschiedene Allophanmineralien, wie Bol. Bergseife, Walkerde, um Meerschaum, Seladonit, um verschiedene Salze u. a. Unter dem Gesichtspunkt der Erzlagerstättenlehre stellen Verwitterungslagerstätten primäre Bildungen dar. An einer vollkommen erhaltenen Verwitterungslagerstätte sind drei Teile zu unterscheiden: die primäre Zone, die sekundäre Zone, die Auslaugungszone. Die Oberfläche arider Gebiete zeigt Ausscheidungen von Substanzen, die von unten nach oben befördert wurden. Im humiden Gebiet findet eine Bewegung von oben nach unten statt. Eine Tabelle erläutert die klimatischen Bodenzonen des humiden Gebietes in bezug auf Silikatersetzung und technisch nutzbare Produkte. Bei der Verwitterung ist die Mitwirkung nicht völlig zersetzter Pflanzenreste, des kolloidalen Rohhumus, von großer Bedeutung. Die Verwitterung unter dem Einfluß der Rohhumusbildung liefert der Praxis zahlreiche wichtige Produkte: als Verwitterungsrückstand Kaolin, im weiteren Sinne Fetton, Quarzsand; aus den Verwitterungslösungen Eisen-Manganerz, Phosphat, Schwerspat. Quarzit, Raseneisenstein und Ortstein.

In Deutschland sind zwei Gruppen von Verwitterungslagerstätten zu unterscheiden: eine jungtertiäre Lagerstättengruppe (Bauxit, Brauneisen, Quarzit, Opal u. ä., Schwerspat) und eine präoligocäne Lagerstättengruppe (Kaolin, Ton, Quarzit, Glassande, Eisen-Manganerze, Phosphat, Schwerspat). Diese beiden Lagerstättengruppen lassen sich am besten an den Rändern von Mitteldeutschland erkennen, weil sich hier an der Grenze die Einflüsse überdecken und ineinandergreifen. Insbesondere hat Verf. bei seinen Begehungen das Vogelsberg-Gebiet als solches erkannt, in dem beide Gruppen deutlich vorhanden und voneinander zu unterscheiden sind. Basaltdecken haben die Lagerstätten der älteren Gruppe bedeckt und erhaltend eingewirkt. Geologisch unter dem Vogelsberg und Westwald liegen die kaolinierten Schiefer, Fettone, Sande, die Eisen-Manganerze der Lindener Mark bei Gießen, die Phosphate der Lahn und gewisse Schwerspatlagerstätten. Auf den Basalten aber liegen die Vertreter der jüngeren Lagerstättengruppe, Bauxite und Basalteisenerze. So verknüpft sich die Geschichte der Landschaft eng mit der der Lagerstätten.

A. Sachs.

Regionale Petrographie.

Europa.

Skandinavien.

N. Sundius: Beiträge zur Geologie des südlichen Teils des Kirunagebiets. (Vetensk. och prakt. Undersögn. i Lappland. anordnade af Luossavaara—Kirunavaara Aktiebolag. Geologie des Kirunagebiets. 4. Uppsala 1915.)

—: Zur Frage der Albitisierung im Kirunagebiet. (Geol. För. Förh. 38. 446—462. 1916.)

P. Geijer: Notes on albitization and the magnetite-syenite-porphyrries. (Ebenda. 243—264.)

Das unterste und älteste im mittleren Kirunagebiet zutage tretende Gestein bildet eine mächtige Formation von effusiven Diabasen; sie sind sehr häufig vorzüglich entwickelte Wulstlaven. Zwischen sie sind zahlreiche Tufflagen eingeschaltet. Diese vulkanischen Gebilde werden als die Kirunagrünsteine bezeichnet. Zusammen mit einer darüberfolgenden groben Sedimentbildung, die aus vulkanoklastischen Agglomeraten besteht, dem Kurraavaarakonglomerat, bilden sie den Kurraavaarakomplex. Darüber folgen quarzfreie keratophrische Gesteine von stellenweise syenitischer Struktur und auf diesen Quarzporphyr; sie werden von GEIJER als gewaltige Ergußmassen aufgefaßt. Zwischen Keratophyr und Quarzporphyr liegen die Erzkörper von Kirunavaara und Luossavaara, über deren Entstehungsweise keine Übereinstimmung herrscht; GEIJER betrachtete sie gleichfalls als effusiv, andere, wie vor allem STUTZER, erblicken in ihnen Intrusionen, wofür sie auch Verf. hält¹. Über diesem „erzführenden Porphyrykomplex“, wie SUNDIUS diese Folge saurerer Gesteine benennt, ruht der Haukikomplex, in seiner unteren Abteilung mit quarzitischer oder sericitischer, teilweise durch spätmagmatische Vorgänge mit Eisenglanz imprägnierten Gesteinen, die als geschieferte vulkanische Tuffe aufgefaßt und von effusiven Diabasporphyriten begleitet werden; in der oberen Abteilung bestehen die Hankischichten aus Geröllen der Gesteine der unteren Abteilung und von Quarzporphyr, darüber aus Grauwacke, Phyllit und endlich aus einer mächtigen Quarzitsandsteinbildung. Alle bisher genannten Formationen (die „zentrale Gesteinsserie“) fallen steil nach Osten ein; zum großen Teil sind sie durch spätere Vorgänge metasomatisch verändert, im übrigen aber so gut erhalten, daß gewöhnlich auch wenn ihr Mineralbestand ein anderer geworden ist, doch noch ihre Strukturen leicht erkannt werden können.

Außerhalb der zentralen Serie treten auf: Erstlich Leptite und leptitische Quarzporphyre und porphyritische Gesteine, samt untergeordneten

¹ Inzwischen hat sich auch P. GEIJER vor neuen Aufschlüssen von der intrusiven Natur der Eisenerzlager überzeugt. Vgl. dessen Aufsatz: Recent developments at Kiruna (Sv. Geol. Undersökn. Ser. C. Avhandl. och upps. No. 288, Årsbok 12. No. 5. 1918).

klastischen Bildungen; sie sind sämtlich suprakrustale Bildungen. Die Leptite und Quarzporphyre sind augenscheinlich in der Tiefe metamorphosiert worden. Es scheint, daß diese Gesteine mit dem Kurravaara- und dem Porphyrykomplex gleichalterig sind; sie werden samt jenen gleichfalls suprakrustalen Gesteinen unter der Bezeichnung „Kirunaformation“ zusammengefaßt. Zweitens finden sich Granite, Quarzdiorite und andere Tiefengesteine von höherem Alter als die Kirunaformation und zahlreiche kleine Stöcke, Massive und Gänge von Gabbro, Diabas, Granit, Syenit, Monzonit usw., welche die Kirunaformation durchbrechen. Eine dritte Gruppe nimmt eine unsichere Stellung ein: dazu gehören in weiter Verbreitung Chloritstrahlsteinschiefer, die mit ziemlicher Sicherheit für metamorphe Peridotite oder Pyroxenite gehalten werden müssen, ferner mehr oder weniger veränderte Diabase, die nach ihrer Struktur effusiv gewesen sein müssen; andere Grünsteine scheinen Gabbros gewesen zu sein. Mit den oben erwähnten Leptiten treten noch Amphibolite auf, deren Strukturzüge häufig auf effusive Porphyrite, niemals hingegen auf Tiefengesteine hinweisen.

In SUNDIUS' Abhandlung erfahren die erwähnten Gesteine eine ausführlichere Besprechung; eine geologische Karte und eine Reihe von geologischen Kartenskizzen sind ihr beigegeben.

Über das ganze Gebiet sind zwei Erscheinungen verbreitet, die eine allgemeinere Bedeutung besitzen, ausführlich besprochen werden und über die hier des näheren berichtet werden soll: eine sekundäre Albitanreicherung und Skapolithbildung in verschiedenartigen Gesteinen.

Die **Albitanreicherung** hat ganz besonders die Kirunagrünsteine und das Kurravaarakonglomerat betroffen, ist aber nicht überall darin zu bemerken. Mit ihr sind selbstverständlich auch andere Umwandlungen und Umlagerungen verbunden. Die primären Mineralien der Kirunagrünsteine dürften Pyroxen, Labrador und Titaneisenerz gewesen sein; Olivin kam nur in den äußersten Teilen der Lavaströme und unmittelbar innerhalb der Glaskruste in den Ellipsoiden oder Wülsten vor. Apatit war jedenfalls nur spärlich vorhanden. Den gegenwärtigen Mineralbestand bilden Hornblende, Plagioklas (teils Labrador, teils Albit), Epidot und Skapolith, der nicht überall auftritt; dazu mehr untergeordnet Biotit, Leukoxen, Chlorit, Kalkspat, Sericit, Magnetit, Titaneisenerz, Apatit, Magnetkies, Pyrit, Kupferkies und Quarz.

Die Hornblende ist zum größten Teil, teilweise unter Erhaltung seiner Form, aus Pyroxen hervorgegangen; ganz allgemein hat aber auch eine Fortwachsung des Uralits in die Feldspäte hinein stattgefunden oder es haben sich in diesen frei ausgebildete Hornblendefasern gebildet. Pleochroismus $\gamma \overline{\beta} > \alpha$, γ und β blaugrün bis reingrün, α gelb; c: c 15—17°. In wechselnder Beteiligung kommen auch kräftig gefärbte Hornblenden vor, deren γ und β tief blaugrüne und grüne Farbentöne zeigt; sie sind immer sekundär und unterscheiden sich von dem übrigen Uralit durch einen geringeren MgO- und durch einen höheren Fe₂O₃- und Al₂O₃-Gehalt, wozu auch noch eine Aufnahme von Alkalien gekommen sein mag. Ihre

Auslöschungsschiefe ist $15-17^\circ$, $2V_a$ $33-70^\circ$, $\gamma - \alpha$ $0,021-0,027$. Je intensiver die Farbe für γ (blaugrün), desto kleiner ist $2V_a$, desto größer die Dispersion der auf $\{100\}$ austretenden Achse und desto kleiner scheinbar $\gamma - \alpha$.

Der Plagioklas ist in den verschiedenen Teilen der Grünsteinzone in verschiedenem Grade verändert. Wo er saussuritisiert ist, lassen unveränderte Reste noch die Zusammensetzung $An_{37} Ab_{63} - An_{60} Ab_{40}$ bestimmen. In gewissen Gebieten ist er indessen zu fast reinem Albit $Ab_{94} - Ab_{97}$ geworden, der im allgemeinen an Einschlüssen von Uralit, Biotit, Chlorit, Epidot, Klinozoisit oder Zoisit recht arm ist und zunächst ganz den Eindruck eines primären Bestandteiles macht. Diese Erscheinungsweise läßt darauf schließen, daß nicht nur CaO weggeführt ist, sondern daß eine erhebliche Zuwanderung von Albitsubstanz stattgefunden hat; die Menge der Einschlüsse reicht nicht hin, um den Massenverlust an Anorthitsubstanz zu decken. Eine durch Sonderung gewonnene ziemlich reine Feldspatprobe aus dem Grünstein des Pahtosvaaraberges (s. u. Analyse III) wurde durch O. ERIKSSON analysiert; I gibt die Gewichtszahlen, Ia die Molekularprozentage.

	I.	Ia.
SiO ₂	66,45	72,82
Al ₂ O ₃	19,01	12,33
Fe ₂ O ₃	0,33	0,14
FeO	0,83	0,76
CaO	1,11	1,32
MgO	0,59	0,96
Na ₂ O	10,39	11,01
K ₂ O	1,06	0,66
Glühveil.	0,28	—
Summe	100,00	100,00

Daraus ergibt sich $Or_5 Ab_{90} An_5$.

Die Besprechung des Skapolithes wird weiter unten erfolgen; wegen der anderen sekundären Mineralien möge auf das Original verwiesen werden.

Trotz der oft recht starken tektonischen Einwirkungen, ihrer chemischen Veränderung und ihres hohen Alters ist im allgemeinen die ophitische Struktur dieser Laven noch recht gut erkennbar, ja es lassen sich sogar die Skelettformen der Plagioklase noch sehr wohl studieren. Die Entglasung der Laven wird genauer beschrieben und dabei gewisser, sehr subtiler Durchdringungen von Hornblende und neugebildetem Albit gedacht, die zu skelettartigen Bildungen oder graphischen Durcheinanderwachsungen führen. Übrigens wird eine große Ähnlichkeit zwischen den von BRAUNS aus dem Dillenburgischen oder von H. KOCH aus dem Oberharz beschriebenen Diabasen und diesen Kirunagrünsteinen hervorgehoben.

Nachstehend folgen Analysen einiger Kirunagrünsteine (II—V), eines ihnen ähnlich zusammengesetzten Mugarits (HARKER) und einer Hornblende aus Kirunagrünstein.

- II. Kirunagrünstein aus dem Innern eines Ellipsoids vom Pahtosvaara. Struktur feinkörnig, subophitisch. Uralit von mittelstarker Absorption, Labrador Au_{60} , Leukoxen, Erz und einige Zoisitkörner. Ganz vereinzelt Skapolith. Labrador zum kleineren Teil saursuritisiert. Anal.: N. SAHLBOM.
- III. Kirunagrünstein im südöstlichen Teil des Pahtosvaara. Stark pleochroitische Hornblende, Albit, Leukoxen, Epidot, ganz wenig Biotit und Apatit. Die Hornblende in feinkörnigen sekundären Aggregaten zwischen den Plagioklasleistchen. Anal.: G. NYBLOM.
- IV. Albitisierter intrusiver Diabas vom Valkeasiipivaara. Hellgrüner Uralit, Albit, Leukoxen, Biotit, Epidot und etwas Chlorit. Der verhältnismäßig reichliche Biotit bedingt wahrscheinlich den hohen K_2O -Gehalt. Anal.: N. SAHLBOM.
- V. Kirunagrünstein zwischen dem Dorfe Kurravaara und dem Pikku Mäntyvaara. Dichtes albitisiertes Gestein. Albit, Hornblende, Kalkspat, Leukoxen, Biotit, Epidot, Chlorit.
- VI. Mugarit vom Druim na Criche, Skye (vgl. HARKER, The tertiary igneous rocks of Skye. Mem. Geol. Surv. 1904. 263).
- VII. Hornblende aus Kirunagrünstein, Pahtosvaara (aus der Gesteinsanalyse berechnet).

	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.
SiO ₂	49,10	50,76	50,23	55,04	49,24	43,24
TiO ₂	1,12	1,60	0,36	1,15	1,84	—
Al ₂ O ₃	15,70	14,57	14,45	13,83	15,84	12,53
Fe ₂ O ₃	1,87	4,11	1,83	2,19	6,09	5,85
FeO	10,06	10,59	9,46	7,39	7,18	} 18,32
MnO	0,63	0,09	0,26	0,20	0,29	
MgO	6,91	2,86	10,41	4,78	3,02	4,93
CaO	10,88	7,54	5,47	7,08	5,26	9,34
Na ₂ O	2,39	5,54	4,30	5,90	5,21	2,98
K ₂ O	0,44	1,04	1,83	0,36	2,10	1,24
P ₂ O ₅	0,07	0,06	0,04	0,08	1,47	—
S	0,02	0,06	0,01	0,01	0,03	—
Cl	0,10	—	—	—	—	—
CO ₂	—	—	—	1,28	—	—
Fl	0,05	—	—	—	—	—
H ₂ O über 110°	0,45	0,94	1,72	0,77	1,61	1,57
Sa.	99,79	99,76	100,37	100,06	99,18	100,00
H ₂ O bis 105° od. 110°	0,07	0,18	0,20	0,04	—	—

Für das verhältnismäßig wenig veränderte Gestein II berechnen sich nach dem OSANN'schen System folgende Zahlen:

S	A	C	F	a	c	f	n
53,40	2,82	7,06	26,83	1,5	4	14,5	8,9

nahe entsprechend den Typen: Hornblendebasalt und Olivindiabas Kork Creek und Plagioklasbasalte und Dolerit Dardanelles.

War das Gestein II noch ziemlich unverändert, so ergibt sich für III folgende Mineralzusammensetzung: Albit 35,94, Hornblende 58,02, Titanit 3,92, Epidot 1,63, Apatit 0,14, Pyrit 0,11; Summe 99,76.

Die Zusammensetzung des Plagioklases war, wie weiter oben angegeben, durch Analyse mit $Or_3 Ab_{30} An_5$ gefunden und ist der Berechnung u. a. auch derjenigen der Zusammensetzung der Hornblende (VII) zugrunde gelegt. Das Gestein zeigt chemisch eine besonders große Ähnlichkeit mit VI und wäre an sich wie dieses zu den Trachydoleriten zu stellen. Nach HARKER's Berechnung hat aber der analysierte Mugearit folgende, von dem lappländischen Grünstein durchaus abweichende mineralogische Zusammensetzung: Oligoklas ($Ab_3 An_2$) 57,5, Orthoklas 12,5, Olivin, Erz. Augit 26,5, Apatit 3,5; Summe 100,0. Olivin überwiegt dabei beträchtlich den Augit.

Berechnet man für den Grünstein III nach dem amerikanischen System die Norm, die nach Verf.'s Meinung eine zuverlässige Vorstellung von der aus einem Schmelzfluß entstehenden Mineralkombination geben soll, so erhält man

Oligoklas ($Ab_{80} An_{20}$)	50,20	} 60,86
Orthoklas	6,12	
Nephelin	4,54	} 37,91
Olivin	7,28	
Diopsid	21,44	} 37,91
Magnetit	6,03	
Ilmenit	3,04	
Pyrit	0,12	} 98,77
	98,77	
$H_2O + P_2O_5$	1,00	

Das Gestein läßt jedoch noch erkennen, daß es ursprünglich aus Augit, Plagioklas, titanhaltigem Erz und etwas Apatit bestanden haben muß und daß Olivin fehlte. In der berechneten Norm fällt einerseits die große Menge von Albit, andererseits die Anwesenheit von Orthosilikaten auf. Beides beruht auf einer beträchtlichen Anreicherung des Natrons unter einer Wegfuhr von Kalk, die sich auch in der Bildung von stärker eisen- und natronhaltiger Hornblende äußert. Die Epidot- und Skapolithbildung in dem Gebiete dürfte auf die Wanderung des Kalkes zurückzuführen sein.

Eine sekundäre Albitanreicherung in Grünsteinen ist schon wiederholt beschrieben worden, so besonders in basischen Laven und Spiliten des englischen, schottischen und irischen Paläozoicums durch TEALL, dann durch BAILEY und GRABHAM, durch FLETT und DEWEX. SPITZ beschrieb sekundäre albitreiche Gesteine aus den Kitzbühler Alpen, TERMIER solche vom Pelvoux, DUPARC und PEARCE Basalte solcher Art vom Cap Marsa.

¹ Ich stelle hier ein Versehen richtig, das dem Verf. bei der Bezugnahme auf die Analysennumerierung unterlaufen ist. Ref.

BENSON albitführende Spilite aus Neusüdwales. Augenscheinlich ist die Anreicherung des Albits in den einzelnen Fällen verschieden verlaufen und von den verschiedenen Beobachtern auch verschieden erklärt worden. So handelt es sich in dem von TERMIER beschriebenen Falle scheinbar um eine Zersetzung in ganz geringer Tiefe, wobei unter Bildung von Hydraten und Carbonaten Kalk ausgelaugt wurde, während gleichzeitig aus benachbarten Gneisen und Graniten Natron zugesickert wäre. Teils in ähnlicher Weise, teils unter Annahme pneumatolytischer Nachwirkungen, die von dem Gasgehalt des erkaltenden Gesteinskörpers ausgehen, hat man die sekundäre Albitbildung in den Grünsteinen der britischen Inseln erklärt. Auch bei Kitzbühel ist es zur Bildung von Hydraten und Carbonaten gekommen und SPRITZ schreibt die Umwandlung dem Einflusse jener Faktoren zu, welche die oberste Tiefenstufe der Erdkrinde beherrschen. Bezüglich der Kirunagrünsteine weist SUNDIUS auf die regionale Verbreitung des Phänomens hin. Anzeichen für eine thermale oder pneumatolytische Beeinflussung oder für Kontaktmetamorphose fehlen. Alkalihaltige Lösungen haben die Umwandlung in größerer Tiefe unter der Oberfläche bewirkt, wo ihr an sich schon die Instabilität des Anorthits gegenüber der Stabilität des Albits entgegenkam. Saussuritisierung und Albitisierung können dabei Hand in Hand gehen; es kann aber auch eine Wanderung des Epidots auf größere oder geringere Strecken stattfinden, wobei seine Stelle in dem umgewandelten Feldspat durch neugebildeten Albit eingenommen wird. Die unter dem Einfluß der Metasomatose und von hohem (hauptsächlich hydrostatischem) Druck gebildeten Gesteinsbestandteile sind hauptsächlich Albit, Hornblende, Epidot, Biotit und Leukoxen; untergeordnet sind Chlorit und Muscovit, Kalkspat und Quarz haben nur eine ganz geringe Verbreitung.

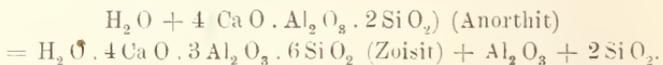
Das Kurravaarakonglomerat besteht zu 60—70 % seiner Masse aus sehr albitreichen Gesteinen, die bisher als Syenitporphyre oder als Syenite bezeichnet worden sind; auch diese müssen früher kalkreicher gewesen sein, ihre Albitführung ist eine sekundäre und sie werden infolgedessen als „albitisierte Porphyrite“ bezeichnet. Sie sind effusiven Ursprunges. In geringer Menge kommen stellenweise (am Pahtosvaara) keratophrische und orthophrische Gerölle und solche von apatitführendem Magnet Eisenstein vor, Plagioklasfragmente (fast immer Albit) nehmen einen großen Anteil an der Zusammensetzung des Bindemittels und der eingeschalteten geröllfreien Lagen. Recht untergeordnet sind Quarzkörner.

Kataklastische Veränderung der Konglomerate wird beobachtet und ist verbreitet, indessen selten von größerem Betrage. Beträchtlich sind wieder die metasomatischen Umwandlungen und Stoffwanderungen, die hauptsächlich zur Neubildung von Hornblende und Epidot geführt haben und auf die höchstwahrscheinlich auch der große Albitreichtum der Gerölle zurückzuführen ist. „Die metasomatischen Umwandlungen im Konglomerat wären also in allem wesentlichen gleichartig mit denjenigen, die früher für die albitisierten Kirunagesteine vom Valkeasiipivaara geschildert wurden.“

Da sich herausgestellt hatte, daß höchstwahrscheinlich die früher als Syenitporphyre und Syenite bezeichneten, den größten Teil dieser Konglomerate ausmachenden Gerölle ursprünglich basische Laven gewesen sind, so lag es nahe, zu prüfen, ob nicht für die im Liegenden der großen Erzlager des Kirunavaara und des Luossavaara entwickelten Keratophyre und Syenite dasselbe gilt. Diese letzteren haben zum einen Teil einen großen Gehalt an Orthoklas neben nicht unbeträchtlichen Mengen von Pyroxen und teilweise uralitischer oder ganz sekundärer Hornblende; zum anderen Teil führen sie fast überall nur Albit und abgesehen von Titanit so gut wie gar keine kalkhaltigen Mineralien. Die erste Gruppe bildet der Keratophyr am Luossavaara und Kirunavaara und der Syenit des letzteren: die albitreichen Porphyre hingegen liegen nördlich vom Luossavaara und östlich vom Kuravaarakonglomerat. Möglicherweise sind die ersteren intrusiv, der letztere effusiv.

In den Syeniten und den hangenden Quarzporphyren findet SUNDIUS eine recht verbreitete Umwandlung des Plagioklases; sie wird daran erkannt, daß sich im Albit ganz spärliche Reste eines schwächer doppelbrechenden und stärker lichtbrechenden Feldspate, etwa von der Zusammensetzung $Ab_{72}An_{28}$, entdecken lassen. Der im übrigen allein herrschende Albit ist $Ab_{95}An_5 - Ab_{98}An_2$. Auf die Auswanderung von Ca O weist die Anwesenheit von farblosem Glimmer und Epidot hin und die Uralitisierung macht eine solche gleichfalls wahrscheinlich. Darans ginge hervor, daß auch diese Gesteine von dem besprochenen Vorgang nicht verschont geblieben sind.

Die Gesteine der zweiten Gruppe enthalten nur stellenweise Kalifeldspat; im übrigen ist überall nur Albit vorhanden ($Ab_{95}An_5 - Ab_{98}An_2$). An dunklen Mineralien kommen außer Titanit und mitunter reichlichem Magnetit nur Biotit und Chlorit vor, die beide sekundär und manchmal längs Spältchen angeordnet sind. Epidot ist sehr selten. Kalkspat etwas häufiger. Dagegen ist farbloser Glimmer recht verbreitet. Der Natrongehalt dieser Albitgesteine ist ein ganz besonders hoher. Der Glimmer ist nicht ein Verwitterungsprodukt des Albits, denn der letztere ist völlig frisch. Eher glaubt SUNDIUS annehmen zu sollen, daß er mittelbar aus einem anorthithaltigen Feldspat hervorgegangen ist:



Zirkulierende Lösungen müßten dann zu der Tonerde und Kieselsäure die weiteren Stoffe für die Bildung von dunklen Silikaten und Glimmer (Paragonit?) geliefert haben; auch Albit mag auf solche Weise entstanden sein, der dann die vorigen Mineralien als Einschlüsse enthalten kann. „Allgemein zusammenfassend möchte ich also sagen, daß Gründe dafür vorliegen, den Albitreichtum der Gesteine nördlich von Luossavaara nicht als primär anzusehen. Aller Wahrscheinlichkeit nach hat ein Ca-Verlust in dem Feldspat und in den dunklen Mineralien stattgefunden.“

Bisher schien es, als ob die lappländischen Magnetitmassen aus einer Differentiation sehr natronreichen Magmas hervorgegangen wären, die

wesentlich andere Züge trägt, als die sonst bekannten Beziehungen zwischen oxydischen Erzen und ihrem Muttermagma. Letzteres ist sonst gabbroider Natur; hier sollte das Erz, nachdem schon frühzeitig in der Tiefe eine Trennung des Eisens von der Magnesia stattgehabt hätte, unter pneumatolytischen Begleiterscheinungen erst im späteren Verlauf der Magmaerstarrung und noch nach der Verfestigung des Feldspatanteiles (Syenit) kristallisiert sein¹. Wenn nun, wie SUNDIUS vermutet, die Begleitgesteine des Erzes basisch gewesen sein sollen, so würde ein Differenzierungsvorgang anzunehmen sein, der gerade die Umkehr einer an vielen Orten erkannten Gesetzmäßigkeit bedeutete. Hiegegen wendet sich GEIJER in der an dritter Stelle genannten Abhandlung. Er hält daran fest, daß sich ein sehr großer Teil der Gesteine durch seinen Orthoklasgehalt als syenitischer Natur erweise und bestreitet, daß sich in den albitreichen Gesteinen der zweiten Gruppe irgendwie Anzeichen eines ehemaligen Pyroxengehaltes fänden. Eine neuerdings erschienene, von GEIJER zitierte Abhandlung BENSON's² beschäftigt sich mit den Keratophyreisenerzen von Nundle in Neusüdwest, die als völliges Gegenstück zu den Magnetit-Syenitporphyren Lapplands gelten können. Eine sekundäre Entstehung des Albits in diesen intrusiven Gesteinen erschien BENSON vollkommen ausgeschlossen.

Die sekundäre Albitanreicherung in den Kirunagrünsteinen und Kurravaarakonglomeraten erkennt GEIJER rückhaltlos an, gibt ihr jedoch eine andere Erklärung als SUNDIUS. Er hält mit DEWEY und FLETT dafür, daß das notwendige Natron aus dem erkaltenden Magma der Grünsteine selbst herstamme, wie ja anderwärts ein solcher Vorgang zur Adinolithbildung geführt habe; hydrothermale Vorgänge hätten in den unter Wasser ergossenen Wulstdiabasen in ähnlicher Weise zur Albitanreicherung geführt, wie in solchen basaltischen Laven, die auf dem Trockenen zum Erguß gelangten, eine Zeolithbildung stattgefunden haben könne; GEIJER nimmt dabei zu sehr verallgemeinernd Bezug auf einen Aufsatz FENNER's über den Watchung-Basalt in New Jersey³.

Da GEIJER auf die aus anderen Diabasgebieten beschriebenen verwandten Erscheinungen und besonders auf die Albitanreicherung in den Spiliten der britischen Inseln Bezug nimmt, so verbreitet sich auch die Erwiderung SUNDIUS' hauptsächlich auf diese. Letzterer hält nachdrücklich daran fest, daß die Albitbildung im Kirunagebiet ein metasomatischer, zur Regionalmetamorphose in Beziehung stehender Vorgang ist und selbst eine regionale Erscheinung darstellt. Seine Verbreitung ist nicht gleichmäßig, meistens hat zwar eine Zufuhr von Na_2O mit Wegfuhr von CaO , oft aber auch eine Entfernung von ersterem und ein fast völliges Verschwinden

¹ P. GEIJER, Igneous rocks and iron ores of Kirunavaara, Luossavaara and Tuolluvaara. 265—267.

² The geology and petrology of the great serpentine belt of New South Wales. Part IV: The dolerites, spilites and keratophyres of the Nundle district. Proc. Linnæan Soc. N. S. W. 1915. 121.

³ The Watchung basalt and the paragenesis of its zeolites and other secondary minerals. Ann. N. Y. Ac. Sci. 20, 2. Part II. 93—187. 1910.

der Feldspatsubstanz stattgehabt. Im großen ganzen gesehen sind immerhin die stofflichen Veränderungen nicht sehr groß gewesen. Eine gewisse Ähnlichkeit besteht mit den von TERMIER studierten Melaphyren und Diabasen. Bei ersteren hat fast immer eine kleine Erhöhung des Alkali- und im besonderen des Na_2O -Gehaltes stattgefunden; bei den letzteren hat zwar der Na_2O -Gehalt bis zur Hälfte oder einem Drittel abgenommen, im ganzen ist hier aber doch durch Zugang von K_2O eine Erhöhung des Alkaligehaltes eingetreten. TERMIER nimmt an, daß diese Alkalizufuhr von der Auslaugung von Graniten und Gneisen herrühre, die tatsächlich von den Diabasen gangförmig durchbrochen werden. Dies hält SUNDIUS für wahrscheinlicher als eine pneumatolytische Zufuhr, die bald eine Erhöhung des Na_2O -, bald eine solche des K_2O -Gehalts mit sich gebracht haben müßte. Die von FLETT und DEWEY gegebene Darstellung der britischen Spilite sei noch zu unvollkommen, um entscheiden zu können, ob tatsächlich die Albitanreicherung durch Pneumatolyse erfolgte und ob nicht vielmehr die Verhältnisse dort ebenso liegen, wie nach SUNDIUS für die Kirunagesteine. Das hohe Alter der Albitanreicherung in den britischen Gesteinen (spätestens im späteren Carbon), die Nichtausheilung zerbrochener Albitkristalle als besonderes Merkmal der Erhaltung alter Strukturzüge, die Gesellschaft saurerer Natrongesteine und von Adinolen sieht SUNDIUS nicht als hinreichende Beweise für thermale Metamorphose im engsten zeitlichen Zusammenhang mit dem Erguß der Gesteine an. Auch müßte sich in den Radiolarienkieselschiefern, welche die Spilite begleiten, in solchem Falle wohl gleichfalls Albit nachweisen lassen. Außer der Bildung von Carbonaten und Hydraten wären auch weitere Erzeugnisse der thermalen und pneumatolytischen Einwirkung, wie Sulfate, Borate, Zeolithe usw. zu erwarten, von denen hier wie zu Kiruna nicht die Rede ist. In letzterem Gebiete sei es nicht unwesentlich, daß die sekundäre Albitbildung nicht nur in den effusiven Kirunagesteinen, sondern auch noch in den darüberliegenden Konglomeraten und sogar noch in den hangenden Keratophyren vor sich gegangen sei.

Die **Skapolithführung** der Gesteine. Für das Kirunagebiet kann die Bildung von Skapolith lediglich aus dem gegebenen Stoffvorrat nicht in Betracht kommen; diese Entstehungsweise nimmt Verf. für das Mineral an, wenn es sich in Kalksteinen durch Kontakt- oder tiefe Regionalmetamorphose bilde, der Skapolith sei dann ein natronfreier oder natronarmer CO_2 -Skapolith. Im Kirunagebiet aber muß das Mineral unter Pneumatolyse oder Wasserdampf-pneumatolyse in ähnlicher Weise entstanden sein, wie die südnorwegischen, gewisse lappländische und die bekannten kanadischen Apatitgänge. Es findet sich in fast allen Gesteinen des Gebietes, hat aber seine hauptsächlichste Entwicklung in den Kirunagrünsteinen des Pahtosvaaraberges südlich von Kiruna. Seine Verbreitung ist dort eine ungleichmäßige, stärker in den Tufflagen und den Wulstlaven als in den massiveren Lagen des Grünsteins, was damit zusammenhängt, daß das Mineral der ungleichmäßigen Zerklüftbarkeit der Gesteine folgt. Längs der Klüfte sind die letzteren durch den Skapolith verdrängt worden. Er

wird begleitet oder vertreten durch regellose Aggregate von tiefgefärbter Hornblende, Apatit, seltener Albit und Titanit, recht selten von Turmalin.

Der Skapolith im Grünstein von Pahtosvaara ist eine sehr saure Mischung. Eine Teilanalyse an sehr reinem Material ergab dem Verf.:

	VIII.	a.
Si O ₂	54,82	55,57
Al ₂ O ₃	22,49	22,42
Ca O	7,37	7,40
Cl	3,04	2,87
SO ₃	0,56	0,55
	<u>88,28</u>	

Nach dem von BORGSTRÖM angegebenen Verfahren wurde die Anwesenheit von CO₂ nachgewiesen. Unter der Annahme, daß Cl im Mariaolith, SO₃ und CO₂ im Mejonitmolekül enthalten seien, berechnet sich 71 % Chlormariaolith, 23 % Carbonatmejonit, 6 % Sulfatmejonit entsprechend den unter a angeführten Zahlen.

Spez. Gew. 2,632; $\omega = 1,554$, $\varepsilon = 1,541$ mittels der Einbettungsmethode, $\omega - \varepsilon$ mittels des Quarzkeilkompensators als Durchschnitt aus fünf Bestimmungen an Körnern des analysierten Materials zu 0,0134 bestimmt.

An dem Skapolith der Tufflagen wurde zonarer Bau mit saurerem Kern beobachtet; die Doppelbrechung in letzterem war um 0,003—0,004 niedriger als in der basischeren Hülle. In den albitreichen Grünsteinen ist der Skapolith saurer als in den Teilen der Grünsteinzone mit basischerem Plagioklas; er ist jünger als der Albit und hat sich auf dessen Kosten, indessen auch auf diejenigen des Uralits gebildet, der einen großen Teil des Kalkes für seinen Mejonitgehalt geliefert haben muß.

Die Skapolithbildung hat die Struktur der Grünsteine im allgemeinen sehr wenig verändert; nur selten sind reine Skapolith-Biotit-Hornblende-felse, wie z. B. neben einem epigenetischen, Kupferkies und Pyrit führenden Magnetitlager in den Tuffen des Pahtosvaara.

In ähnlicher Weise hat die Skapolithbildung auch das hauptsächlich aus Grünsteinmaterial bestehende Kurravaarakonglomerat betroffen, und zwar sind hier wiederum die Tufflagen und das Bindemittel der Konglomerate stärker von ihr erfaßt als die massiven Gerölle. Wenn sie in letzteren auftritt, ist auch das umgebende Bindemittel von der Umwandlung ergriffen worden. Während in den Grünsteinen das Mineral genügt längs Spältchen in rundlichen Körnern austritt, sind hier in den unvollkommener umgewandelten Gesteinen die Individuen stark verzweigt, im Schliff in Körnern aufgelöst, deren ursprünglichen Zusammenhang die einheitliche Auslöschung erweist. Wo die Umwandlung in Skapolith vollkommen ist, sind dessen Individuen homogener. Neben ihm, der vorwaltet, können dann noch vorhanden sein Biotit, Hornblende, Magnetit, Leukoxen, Apatit und etwas Pyrit, Kupferkies und Epidot. Biotit fehlt manchmal, tritt andere Male allein mit den Erzen als dunkler Bestandteil auf. Von

den früheren Strukturen ist dann nichts mehr vorhanden. Möglicherweise ist der Apatit unter Zufuhr von Phosphorsäure, der Kies teilweise unter solcher von Schwefel entstanden. Viermal wurde die Doppelbrechung des Skapolithes zu 0,012, ein fünftes Mal zu 0,011 bestimmt, woraus auf Ma_{74} — Ma_{77} geschlossen wird. Kalifeldspat führende Gerölle im südöstlichen Teile des Pahtosvaara-Gebietes zeigen Skapolith mit $\omega - \varepsilon = 0,014 - 0,016$, was auf Ma_{63} — Ma_{69} hinweist.

Skapolithbildung hat im übrigen noch sehr viele und verschiedenartige Gesteine des Gebietes betroffen, auf deren Einzelbesprechung hier verzichtet werden muß. Eine weiter unten folgende Tabelle stellt sie zusammen. Verf. faßt seine Anschauung von der Entstehungsweise folgendermaßen zusammen:

„1. Die Skapolithisierung ist unzweideutig eine pneumatolytische oder hydropneumatolytische Erscheinung, die eine umfassende Zufuhr von Chlor und Kohlensäure voraussetzt. Auch Schwefel oder Schwefelverbindungen, Phosphorsäure, Bor, Titansäure, möglicherweise auch Eisen und Kupfer sind nachweisbar zu den Gesteinen addiert worden, aber nur in kleinen bis ganz untergeordneten Quantitäten“ (abgesehen von einer wirklichen, von Skapolith begleiteten epigenetischen Magnetitlagerstätte im Tuff des Pahtosvaara). „Andere chemische Veränderungen in der Bauschzusammensetzung der Gesteine sind durch die ausgeführten Untersuchungen nicht nachweisbar.“

2. Die Tiefengesteine und unter denselben sicher die Gabbrodiabasgesteine, möglicherweise auch die saureren Gesteine haben bei ihren Intrusionen zu der Skapolithisierung beigetragen.

3. Die Skapolithisierung zeigt jedoch zum großen Teil keine räumliche Abhängigkeit von den im Gebiet vorhandenen Intrusivkörpern und kann nicht in ihrer Gesamtheit durch pneumatolytische Einwirkungen bloß seitens dieser letzteren erklärt werden.“

„. . . Die Cl, CO_2 , S oder SO_3 und andere Stoffe enthaltenden Lösungen oder Gase rühren nicht nur von den Magmamassen der im Gebiet sichtbaren Intrusivkörper her. Sie müssen auch von größeren, weiter entfernten und tiefer belegenen Magmamassen herkommen. Die flüchtigen skapolithbildenden Stoffe sind ferner in ihrer mineralumbildenden Wirksamkeit nicht nur auf die unmittelbare Nähe der Magmamassen beschränkt, sondern haben sich weit in die umgebenden Gesteine verbreitet und auch in weiten Entfernungen von den Zufuhrquellen Mineralumwandlungen hervorgerufen. In großen Gebieten haben sie die Gesteine wie ganz durchtränkt. In den tiefmetamorphen Gesteinen geschah dies während der tiefen Lage derselben und die Skapolithisierung ist hier mit der normalen Umkristallisation der Gesteine zu einem Akt verschmolzen. In den mehr oberflächlich belegenen Teilen der Gesteine erleichterten Spalten und Fugen das Hervordringen der skapolithbildenden Agentien. . . . Die in dieser Weise erzeugte Metamorphose hat unzweideutig einen pneumatolytischen Charakter. Sie hat aber gleichzeitig durch ihre weite Verbreitung einen regionalen Charakter. Mit vollem Recht kann sie daher

als eine regional-pneumatolytische Metamorphose bezeichnet werden.“

Die Zusammensetzung des Skapolithes ist von der Art der durch ihn verdrängten Mineralien abhängig. In den Gesteinen aus der Oberzone der Metamorphose ist ihm auch die Hornblende zum Opfer gefallen, die an ihn CaO , Al_2O_3 und SiO_2 abgab, während das übrigbleibende Eisen und Magnesium in neu sich bildendem Biotit und teilweise auch bei der Bildung dunklerer, blaugrüner Hornblende Verwendung fand. Vorzugsweise aber ging die Skapolithbildung auf Kosten des Feldspats. Die Basizität des Skapoliths steht im Zusammenhang mit der gegenwärtigen Feldspatzusammensetzung der betroffenen Gesteine, er ist ja im allgemeinen jünger als die Albitbildung und in seiner Verbreitung unabhängig davon. Die folgende Übersicht soll den Zusammenhang erweisen. Es sind darin zwei Gruppen geschieden, diejenige der nicht umkristallisierten Gesteine der Oberzone (I) von denjenigen der umkristallisierten Gesteine aus der Tiefenzone der Metamorphose (II). Wegen weiterer Bemerkungen dazu muß auf den Text (p 206-211) verwiesen werden.

Außer der schon früher mitgeteilten liegen noch zwei weitere Teilanalysen von Skapolithen aus dem Gebiete vor:

	IX.	IX a.	IX b.	X.	X a.
SiO_2	48,52	48,41	48,17	57,31	56,76
Al_2O_3	27,53	26,87	26,73	22,07	21,81
CaO	13,31	14,44	14,37	6,27	6,28
Cl	1,24	1,66	1,41	3,49	3,07
Fl	—	—	—	0,02	—
SO_3	0,55	—	0,53	0,25	0,27
CO_2	—	—	—	0,34	1,08
MgO	—	—	—	—	—
Fe_2O_3 (+ FeO)	0,25	—	—	—	—
	91,40			89,75	

IX. Aus dem Amphibolit des Vahoive. Anal.: N. SAHLBOM. Reichliche Gegenwart von CO_2 qualitativ nachgewiesen. $\omega - \varepsilon = 0,026$. Spez. Gew. 2,696.

IX a. Berechnet auf den Chlormarialith-Carbonatmejonit-Skapolith $\text{Ma}_{42}\text{Me}_{58}$.

IX b. Berechnet auf den Chlormarialith-Sulfatmarialith-Carbonatmejonit-Skapolith $\text{Ma}_{36}\text{Ma}_6\text{MeK}_{58}$.

X. Aus dem Skapolith-Diopsidamphibolit von Kalpivaara. $\omega - \varepsilon = 0,010$. Spez. Gew. 2,610. Anal.: N. SAHLBOM und E. NORIN.

X a. Berechnet auf $\text{Ma}_{75,5}\text{MeS}_3\text{MeK}_{21,5}$.

Trägt man die von HIMMELBAUER, BORGSTRÖM, SUNDIUS und V. M. GOLDSCHMIDT mitgeteilten Größen für den Marialithgehalt und für $\frac{\omega + \varepsilon}{2}$ einerseits, für $\omega - \varepsilon$ andererseits in Diagramme ein, so ergibt sich annähernd die Anordnung der bisher untersuchten Skapolithe auf zwei Ge-

	% Ab im Plagioklas	Skapolith		Mittel
		bestimmte Prozenste	Marialith	
I.				
Kirragrünstein, Pahtosvaara	95—100	71, 74, 74, 77	74	
Kurraaarakonglomerat	95—100	63, 69, 74, 74, 74, 74, 77	72	
Keratophyr von Pahtosvaara	95—100	58, 61	60	
Albitisierter Diabas, Saarijärvi	95—100	60—77	69	
Azider Porphyrit, Kaalastinspa	95—100	55, 63, 71, 74	66	
Skapolith-Biotit-Hornblende-Fels, N vom Rakkurijärvi	95—100?	71, 74	73	
Umgewandelter Diabas, Ädnauvaara	95—100	61, 63	62	
Umgewandelter Diabasporphyrit, Juovajärvi	ca. 80	55, 55, 63	58	
Dioritporphyrit, Pahtosvaara	" 75	58, 61	60	
Monzonit, Kalpivaara	" 70	69	69	
Diabas (sauer), W vom Pahtosvaara	" 65	47, 56	52	
Kirragrünstein, S von der Eisenbahn	50	55, 63	59	
Uralitdiabas, Gang, Pahtosvaara	50	55	55	
Gabbro	50	55, 63, 63	60	
II.				
Leptit	95—100	53, 45	49	
Syenitplitischer Amphibolit, Kalpivaara	90	71	71	
Porphyritischer Diopsidamphibolit und Skapolith-Diopsidamphibolit, Kalpivaara	75	{ 61, 69, 71, 74, 77, 77, 77, 77, } { 77, 79, 79, 82, 82, 82, 87 } { 50, 53, 53, 61	77	
Porphyrit und Skapolith-Biotitfels, S vom Pahtosjoki	ca. 80 (viel Epidot)		54	
Amphibolit und Skapolithamphibolit, O von der Eisenbahn	65	{ 37, 37, 42, 45, 47, 47, 53, } { 53, 53, 58, 58 }	46	

raden¹. Im wesentlichen scheint der Na_2O - und CaO -Gehalt bestimmend auf Licht- und Doppelbrechung zu sein, während dem Cl und SO_3 eine geringere Bedeutung zukommt. Auch der Gehalt an CO_2 würde bezüglich der Lichtbrechung von geringerem Einfluß sein, scheint jedoch im Falle des sehr CO_2 -reichen Skapoliths von Pargas die Doppelbrechung merklich zu erhöhen. Andererseits besitzt der Skapolith von Aarvoldstal (vgl. V. M. GOLDSCHMIDT, Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet, p. 315, der, in freilich nicht ganz reinem Material, einen nicht unerheblichen K_2O - und H_2O -Gehalt aufwies, eine um fast 0.02 niedrigere mittlere Lichtbrechung als dem errechneten Ma-Anteil entspräche und er ist damit überhaupt von allen bisher untersuchten der schwächstlichtbrechende. Aus dem Diagramm für die Doppelbrechung hat Verf., soweit nicht Analysen vorlagen, die oben angegebenen Zusammensetzungen der Kirunaer Skapolithe berechnet. „Aus der Gruppierung der Punkte im Diagramm geht hervor, daß für Skapolithe, die überwiegend aus den zwei Verbindungen Chlormarialith und Carbonatmejonit bestehen, die Doppelbrechung und die konstruierte Gerade gut anwendbar sind. Eine Bestätigung hierfür betreffs der Skapolithe des Kirunagebiets liefern die von mir angeführten Analysen. Die Unterschiede zwischen der analytisch gefundenen und der an den Geraden abgelesenen Zusammensetzung erreichen in den verschiedenen Fällen einen Betrag von 1, 3.5 und 3—5 Ma, also eine Übereinstimmung, die der bei den Feldspatbestimmungen erzielbaren nahekommt. Ob die entsprechenden Geraden der Doppelbrechung der CO_2 - und SO_3 -reicheren Skapolithe von der der $\text{Ma} = \text{MeK}$ -Skapolithe beträchtlich abweichen oder derselben nahekommen, läßt sich vorläufig nicht entscheiden.“

Bergeat.

A. G. Högbom: Zur Mechanik der Spaltenverwerfungen: eine Studie über mittelschwedische Verwerfungsbreccien. (Bull. Geol. Inst. Univ. of Upsala. 13. 1916. 391—408.)

Auch die bedeutendsten in der Jetztzeit beobachteten, durch Erdbeben verursachten Schollenbewegungen bewirken trotz ihrer mitunter ungeheuren Ausdehnung nur geringe Verschiebungen; gewöhnlich betragen letztere nur wenige Meter, selten werden solche von 10—20 m berichtet. Schon aus diesem Grunde und aus naheliegenden anderen Überlegungen ergibt sich, daß die viel größeren Verschiebungen und Senkungen längs der vorzeitlichen Verwerfer nicht mit einem Ruck entstanden sein können. Verf. zeigt an der Struktur zahlreicher mittelschwedischer Breccien, die in solche mit Laumontit, Kalkspat, Quarz, Chlorit und Schwerspat als Bindemitteln unterschieden werden, Erscheinungen des Wiederaufreißens und der Wiederverkittung, wie solche ja besonders an Erzgängen schon seit langer Zeit bekannt sind.

¹ Vgl. HIMMELBAUER, Zur Kenntnis der Skapolithgruppe. Sitzungsber. k. Akad. d. Wiss. Wien. Math.-nat. Kl. 119. 1910. 115. Ref. d. Jahrb. 1911. I. -22—28-.

Dafür, daß ganz allmähliche Senkungen längs bereits bestehender Spalten während langer Zeit vorgekommen sind, sprechen dem Verf. die großen Unterschiede in der Mächtigkeit und in der Faziesentwicklung z. B. des Silurs im Gegensatz zu der so gleichmäßigen Ablagerung des Unter-cambriums auf der frühcambrischen Denudationsfläche. Es wird dabei an die sehr abweichenden Verhältnisse im Silur von Gotland, Schonen und Südnorwegen erinnert, auch ganz örtliche Faziesbildungen, wie am Omberg im Wetterensee und am Locknese in Jämtland werden so erklärt. Die stellenweise im östlichen Mittelschweden auftretenden, in Dalarne 800 m mächtigen, mit effusiven und intrusiven Diabasen durchlagerten jotnischen Sandsteine brauchen keineswegs als Denudationsrelikte einer ehemals weitverbreiteten Sandsteinformation gedeutet zu werden, sondern man darf daran denken, daß sie ihre große Mächtigkeit in Senkungsfeldern zwischen den Verwerfern erlangt haben, welche ihr Gebiet einrahmen, und daß mit den gleichzeitig mit ihrem Absatz vor sich gehenden Senkungen auch der Hervorbruch der Diabase zusammenhängt.

Bergeat.

P. Geijer: On the intrusion mechanism of the archæan granites of Central Sweden. (Bull. Geol. Inst. Univ. of Upsala. 15. 1916. 47—60)

In Mittelschweden, d. h. in dem zwischen 58° 40' und 60° 40' gelegenen Teil des Landes, lassen sich im großen ganzen zwei durch Alter und geologische Erscheinungsweise verschiedene archaische Granite unterscheiden. Die jüngeren archaischen oder spätarchaischen Granite (HÖGBOM) sind wenig metamorphosiert, durchschneiden ältere Gesteine, enthalten mehr oder weniger Bruchstücke derselben und sind von zahlreichen Granitgängen, oft auch von Pegmatitgängen begleitet. Ihr Typus ist der Stockholmgranit. Dagegen sind die älteren Granite mehr oder weniger stark metamorphosiert, dem Streichen des Nebengesteins parallel eingelagert und fast frei von Bruchstücken des letzteren; sie umfassen TÖRNEBOHM „Gneisgranite“, oder „Urgranite“ und einen großen Teil der von ihm als Granitgneise bezeichneten Gesteine. Gewisse ältere Granite, wie der Filipstadgranit, nehmen nach ihrem Alter eine Zwischenstellung ein.

Der ältere Granit bildet elliprische, längliche oder etwa kreisförmig ausstreichende Massen in den gebankten Leptiten; ihre Umrisse verlaufen deutlich parallel dem Streichen der letzteren, oder seltener durchschneiden sie es in spitzem Winkel, sie entsenden gelegentlich Gänge in das Nebengestein parallel zu dessen Streichen. Nahe dem Kontakt nehmen diese Granite in der Regel Schieferung an und werden gneisartig. Die Schieferung ist gleichgerichtet mit der Bankung und Schieferung der Leptite. Dieses Verhalten ist sehr lehrreich in einer aus HÖGBOM's „Pre-cambrian Geology of Sweden“ entnommenen Karte dargestellt.

Verf. betrachtet die mittelschwedischen Granitstöcke als Batholithe und kommt zu dem Ergebnis, daß ihrer geologischen Erscheinungsweise

ein Unterschied in den tektonischen Vorbedingungen bei ihrer Intrusion zugrunde liege. Die Annahme, daß das Eindringen des Granits von einer Aufschmelzung und Assimilation des Dachgebirges begleitet gewesen sei, wird als veraltet zurückgewiesen. Es bleiben die beiden Hypothesen zu erörtern, nach deren einer ein Niederbruch des Daches (Übersichbrechen des Magmas) stattgefunden habe, während nach der anderen der Granitschmelzfluß gewissermaßen die Deckschichten emporgewölbt hätte. Verf. bezeichnet diesen Typus als Antiklinalbatholithe und erinnert an die Untersuchungen TURNER'S und LINDGREEN'S in der Sierra Nevada, STEINMANN'S in der südamerikanischen Kordillere, LÖWL'S und BECKE'S Beschreibung des Rieserferners, WEISCHENK'S Studien in den Tiroler Zentralalpen. Ein Antiklinalbatholith dringt während der Faltung in die Schichten ein und die Schieferung des Eruptivgesteins beweist in manchen Fällen, daß die Faltung noch während und nach dessen Verfestigung anhielt. Soweit hingegen die Batholithe der anderen Art nicht in Gebieten mit flachgelagerten Schichten liegen, sind sie in bereits gefaltetes Gebirge eingedrungen, wobei Brüche ihrem Eindringen förderlich waren. Von den mittelschwedischen Graniten sind die älteren vergleichbar mit den Antiklinalbatholithen; die gefalteten Leptite dürften die Wurzel einer uralten schwedisch-finnischen Gebirgskette darstellen. Bezüglich der spätarchaischen Granite aber scheint es, als ob ihr Auftreten an archaische Bruchspalten gebunden wäre. So zeigt sich ein deutlicher Zusammenhang zwischen einer etwa 25 km langen Reihe von jüngeren Granitstöcken und dem Talzug Klemmingen—Sillen—Hollsviken bei Trosa in Södermanland, wobei jener Talzug einer der parallelen Spalten entspricht, die überhaupt der Entwässerung dieses Gebietes zugrunde liegen. Die Granite treten dabei nicht allein im Tal selbst, sondern auch an den umliegenden Höhen auf; ihr Auftreten ist also nicht lediglich durch den Eingriff der Talerosion zu erklären. HUMMEL hat freilich gefunden, daß die Spalte jünger sei als der Granit, was nach Verf. doch nicht ausschließe, daß sich dort schon vorher eine „Stelle der Schwäche“ befunden habe.

Bergeat.

J. Palmgren: Die Eulysite von Södermanland. (Bull. Geol. Inst. Univ. of Upsala. 14. 1917. 109—228.)

Das granatführende Fayalit-Diopsid-Gestein Eulysit wurde 1846 zu Tunaberg von ERDMANN entdeckt und benannt; 1867 fand er ein weiteres Vorkommen zu Gillinge im Kirchspiel Svärta, 20 km NO Strömshult. Am besten zugänglich ist das Gestein gegenwärtig an der Anhöhe von Stora Utterwicks Hage bei Tunaberg, wo es eine 430 m lange, durchschnittlich 20—25 m, stellenweise auch 40—50 m mächtige Einlagerung mit sehr steilem Einfallen im Gneis bildet. Andere Vorkommnisse liegen besonders bei Strömshult. In den jetzt verlassenen Gruben von Gillinge war der Eulysit von Magneteisenstein begleitet.

Das Auftreten des Gesteins folgt bei Tunaberg einer WSW—OSO verlaufenden Linie, die stellenweise mit einer Verwerfung zusammenfällt:

es scheint nicht, als ob diesem Zusammentreffen eine Bedeutung zukäme. Das Nebengestein bildet im wesentlichen der in der Gegend verbreitete, von TÖRNEBOHM als Granulit bezeichnete Granatgneis. Auf der einen Seite der Eulysiteinlagerung ist der letztere häufig quarzitisch und kiesreich, im Kontakt beider Gesteine kommt gelegentlich ein Pyroxengestein vor. Die Einlagerung selbst besteht im Kontakt aus Grünerit oder aus eisenanthophyllitführendem Eulysit. Auf der anderen Seite fehlen scheinbar die quarzitären Lagen und der Gneis ist mikroklinführend, von glimmerreichen Bändern und grünen Pyroxenstreifen in der Richtung des Streichens durchzogen. Vermutlich führt er hier etwas Kalkspat. Im Kontakt mit dem Pyroxengestein besteht auch hier die Einlagerung aus Grünerit. Bezüglich der Entstehungsweise des Eulysits mag es nicht ohne Bedeutung sein, daß der zuletzt genannte, mikroklinführende Gneis immer kleinere oder größere Partien von kristallinem Kalkstein umschließt, während umgekehrt bei Tunaberg die Kalksteine oft Einschaltungen von Granulit (Gneis) enthalten. Kalke aus der unmittelbaren Nähe des Eulysits führen neben einigen Prozent $MgCO_3$ bis zu 43% in verd. HCl unlösliche Verunreinigungen; in solchen Kalksteinen von Stora Utterwicks Hage sind reichlich Serpentin und daneben Phlogopit vorhanden, bei Gillinge auch Olivin und Spinell. Abgesehen von seinen Beziehungen zum Magnetestein scheint der Eulysit zu Gillinge ganz so vorzukommen wie in der Tunaberger Gegend.

Aus der sehr ausführlichen mikroskopischen und chemischen Untersuchung seien folgende Ergebnisse hervorgehoben.

Der Fayalit ist manganreich.

	I.	II	III.	IV.	V.
SiO ₂	29,92	29,16	28,95	28,22	31,62
Al ₂ O ₃	1,20	1,56	0,86	—	0,78
FeO	53,54	55,87	54,71	63,20	35,12
MnO	7,76	8,47	8,94	5,19	26,51
MgO	3,45	3,23	2,43	2,32	4,39
CaO	3,36	2,29	3,57	0,50	1,58
	99,23	100,58	99,46	99,43	100,00

I.—III. Analysen ERDMANN'S 1848. Von HCl aufgeschlossener Gesteinsanteil. Tunaberg.

IV. Ausgelesener reiner Fayalit aus dem Eulysit von Gillinge. PALMGREN anal.

V. In verd. HCl aufgeschlossener Teil des Eulysits von Stora Utterwicks Hage. MACZELIUS anal.

Der sehr hohe Mangan Gehalt in V nähert das Mineral dem Knebelit; da es im übrigen die für letzteren charakteristische Spaltbarkeit nach (110) nicht zeigt, hält Verf. auch für V am Namen M a n g a n f a y a l i t fest. Die optischen Eigenschaften aller untersuchten Manganfayalite sind: Pleochroismus a gelblichweiß, b schwach lichtgelb, c gelblichweiß (Schliff-

dicke etwa 0,03 mm), Absorption $b > a = c$, optisch negativ, Dispersion $\rho > \nu$.

$2V$ an der Fe-reicheren Varietät $51,3^\circ$, bei der Mn-reicheren $50,8^\circ$. In letzterer ist $\gamma - \beta = 0,009$, $\beta - \alpha = 0,040$.

Der Diopsid von Gillinge hat nach MAUZELIUS die Zusammensetzung: SiO_2 49,84, Al_2O_3 0,78, Fe_2O_3 0,50, FeO 19,85, MnO 3,66, MgO 6,90, CaO 18,42, H_2O 0,35; Sa. 100,30, entsprechend 19 $\text{Ca Mg Si}_2\text{O}_6$, 61 $\text{Ca Fe Si}_2\text{O}_6$, 20 $\text{Mg Fe Si}_2\text{O}_6$. Pleochroismus $a = b$ gelblichweiß, c gelblichweiß, $c > a = b$; $c : c = 41,6^\circ$; $2V = 56,5^\circ$; $\gamma - \beta = 0,025$, $\beta - \alpha = 0,007$.

Eisenanthophyllit von Stora Utterwicks Hage, Anal. MAUZELIUS: SiO_2 47,46, TiO_2 0,03, Al_2O_3 0,14, Fe_2O_3 0,34, FeO 42,23, MnO 3,88, MgO 5,05, CaO 1,05, H_2O 0,07; Sa. 100,25, entsprechend 3 Fe SiO_3 + (Mg, Mn, Ca) SiO_3 . Pleochroismus a gelb mit schwachem Stich ins Grüne, b gelb mit deutlichem Stich ins Grüne, c schwach grün. Absorption $c > b > a$. $2V = 89,6^\circ$. $\gamma - \alpha = 0,020$.

In einem Eulsit von Gillinge kommt eine sehr stark pleochroitische Hornblende vor; a gelb, b bläulichgrün, c grünlichblau, $c = b > a$. $c : c = 15,6^\circ$; $\gamma - \alpha$ etwa 0,025. Die nachstehende von MAUZELIUS ausgeführte Analyse betrifft eine schwarze Hornblende, die sich mit Kalkspat auf den Halden von Gillinge findet und mit derjenigen aus dem Eulsit im wesentlichen übereinstimmt: SiO_2 37,30, TiO_2 0,93, Cr_2O_3 nicht nachweisbar, Al_2O_3 12,75, Fe_2O_3 7,18, FeO 18,73, MnO 1,42, MgO 4,94, CaO 11,46, Na_2O 0,96, K_2O 2,87, H_2O über 105° 1,22, F_2 0,17; Sa. 99,93. — 0,07 = 99,86.

Grünerit bildet langstrahlige, dunkelgrüne Aggregate, an manchen Fundstellen rostig verwittert zu hämatitartigen Produkten. Stellenweise ist das Mineral wohl auch gelblichbraun. Polysynthetische Verwachsungen nach (100). Pleochroismus (in 0,02 mm dicken Schnitten) a farblos, b farblos, c mit Stich ins Grüne. In dickeren Schnitten hat b einen braungrünen Stich; $c > b > a$; $c : c = 14,5^\circ$, $2V = 79,2^\circ$ (die beobachteten Winkel nach einem Brechungsindex = 1,70 korrigiert). $\gamma - \beta = 0,017$, $\beta - \alpha = 0,024$.

Die Beziehungen des Grünerits aus der Tunaberger Gegend zu anderen ähnlichen Hornblenden kommen in nachstehender Tabelle zum Ausdruck:

- I. Grünerit nach GRÜNER 1847. Optische Daten unter Vorbehalt nach LACROIX.
- II. Grünerit von la Mallière nach KREUTZ.
- III. Dannemorit nach ERDMANN. Optische Daten von PALMGREN.
- IV. Silfbergit nach WEIBULL.
- V. Silfbergit, lichtere Varietät nach WEIBULL. Kompilation dreier Analysen.
- VI. Silfbergit, lichte Varietät nach WEIBULL.
- VII. Hillängsit nach IJELSTRÖM.
- VIII. Grünerit aus Strömskult bei Tunaberg nach MAUZELIUS, optische Daten von PALMGREN.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.
Sp. Gew.	3,713	3,518	3,516	—	3,446	3,446	—	3,396
c : c . .	11—15 ⁰	10—11 ⁰	etwa 12 ⁰	—	13,8 ⁰	13,8 ⁰	—	14,5 ⁰
γ — α . .	0,056?	0,045	—	—	—	—	—	0,041
SiO ₂ . .	43,90	47,17	48,89	48,63	48,83	49,50	48,25	50,79
TiO ₂ . .	—	0,00	—	—	—	—	—	0,07
Al ₂ O ₃ . .	1,90	1,00	1,46	1,33	—	0,69	—	0,55
Fe ₂ O ₃ . .	—	1,12	—	—	—	—	—	0,84
FeO . .	52,20	43,40	38,21	33,65	30,49	30,69	28,17	30,64
MnO . .	—	0,08	8,46	7,32	8,34	8,24	12,08	5,93
MgO . .	1,10	2,61	2,92	6,12	8,39	8,10	5,86	7,87
CaO . .	0,50	1,90	0,73	1,96	1,74	2,02	3,22	1,42
K ₂ O . .	—	0,07	—	—	—	—	—	—
Na ₂ O . .	—	0,47	—	—	—	—	—	—
H ₂ O . .	—	2,22	—	0,60	0,44	0,40	—	1,87
Fl ₂ . .	—	0,07	—	—	—	—	—	—
	99,60	100,11	100,67	99,61	98,23	99,64	97,58	99,98
		— 0,03						
		100,08						

Aus der Übersicht ergibt sich zum Unterschied von dem französischen Grünerit für die schwedischen Grünerite ein beträchtlicher MnO-Gehalt. Verf. schlägt deshalb vor, diese letzteren sämtlich unter den Namen Dannemorit zusammenzufassen. Über den Grünerit aus den Eisenerzlagerstätten des oberen Sees liegen keine hinreichend genauen Analysen an reinem Material vor, um über dessen Stellung etwas aussagen zu können. Ein Teil der als Cammingtonit beschriebenen Amphibole gehört vielleicht unter die Grünerite.

Der in dem Eulysit von Gillinge auftretende Feldspat ist Orthoklas (stellenweise grün) und Mikroklin.

Granat ist in allen Eulysiten, mit Ausnahme der hornblendeführenden von Gillinge häufig. Er ist mehr oder weniger manganbaltig, rosafarbig bis schön weinrot, desto lichter gefärbt, je höher der Mangan Gehalt ist; in den manganreichsten Gesteinen zeigt die Farbe einen leichten Stich ins Gelbe. Er zeigt niemals Kristallflächen und ist nie optisch anomal. Es liegen zwei Analysen von MAUZELIUS vor:

- I. Aus dem Eulysit von Stora Utterwicks Hage, schön weinrot. Spez. Gew. 4,115. Manganalmandin.
- II. Aus einer „Aussonderung in Form einer schmalen Ader“, die aus Sobralit (vgl. unten), Manganfayalit und gelbem Granat besteht. Im manganreichsten Eulysit von Stora Utterwicks Hage. Spez. Gew. 4,09. Spessartin.

	I.	II.
SiO ₂	37,21	37,11
TiO ₂	0,02	0,10
Cr ₂ O ₃	--	n. nachweisb.
Al ₂ O ₃	19,37	19,68
Fe ₂ O ₃	2,56	1,93
FeO	23,48	7,72
MnO	11,04	26,45
MgO	0,58	0,75
CaO	5,75	6,39
H ₂ O über 105°	0,15	0,11
	100,16	100,24

Als Sobralit wird ein trikliner Eisenmanganpyroxen benannt und beschrieben, der nach MAUZELIUS folgende Zusammensetzung hat: SiO₂ 47,92, Al₂O₃ 0,16, Fe₂O₃ 0,46, FeO 13,78, MnO 27,96, MgO 3,58, CaO 6,20, H₂O über 105° 0,28; Sa. 100,34.



Er findet sich zusammen mit dem vorhin aufgeführten Spessartin; im Handstück ist er bräunlich mit einem Stich ins Lila, nicht durchscheinend. im Dünnschliff (0,03 mm) farblos ohne wirklichen Pleochroismus. Spaltbarkeiten scheinbar nach (110) und (1 $\bar{1}$ 0), dazu eine dritte rißartige Spaltung nach einer Ebene, welche den Winkel der vorigen nahezu halbiert; der Winkel zwischen der ersten und zweiten Spaltfläche beträgt 91,8°.

Optische Untersuchungen an nicht sehr günstigem Material hat Dr. J. M. SOBRAL vorgenommen. Da ihr Ergebnis als vorläufiges bezeichnet und eine Ergänzung in Aussicht gestellt wird, sei einstweilen auf das Original verwiesen. Die Beziehungen des „Sobralits“ zu dem durch WEBULL untersuchten „Eisenrhodonit“ von Silfberg stehen noch nicht fest; von dem gleichfalls optisch positiven „Pyroxmangit“ FORD's und BRADLEY's¹ unterscheidet ihn außer der chemischen Zusammensetzung die Lage der Achsenebene; sie liegt beim Sobralit nahezu senkrecht zur einen Prismenfläche, beim Pyroxmangit etwa senkrecht zu (010).

An untergeordneten Bestandteilen sind zu bemerken: Apatit, Magnetit, Magnetkies, Pyrit, ? Arsenkies, Quarz, Biotit und vielleicht auch Thulit. Hauptsächlich längs Gleitflächen findet sich der sekundäre Gillingit.

Der Eulysit ist ein meist recht feinkörniges Gestein mit Lagentextur und mehr oder weniger ausgesprochener plattiger Absonderung. Ausnahmsweise ist er massig. Die Struktur ist granoblastisch, die Bestandteile xenoblastisch. Stufen von Stora Utterviks Hage (I) und von Gillinge (II) ergaben nach MAUZELIUS die folgende Zusammensetzung:

¹ Pyroxmangite, a new member of the pyroxene group. Am. Journ. of Sc. (4). 36. 1913. 169.

	I.	II.
SiO ₂	38,12	26,85
Al ₂ O ₃	2,01	0,78
Fe ₂ O ₃	1,10	12,10
FeO	24,00	53,02
MgO	5,80	1,53
CaO	7,87	0,43
Na ₂ O	0,11	0,21
K ₂ O	0,16	0,30
H ₂ O	0,18	0,20
TiO ₂	0,03	0,02
P ₂ O ₅	0,44	0,02
S	0,09	0,89
Cr ₂ O ₃	n. nachweisb.	—
V ₂ O ₃	n. nachweisb.	—
MnO	20,29	4,36
NiO	0,01	0,01
BaO	Spur	Spur
	100,21	100,72
		O für S — 0,33
		100,39

I entspricht ungefähr 59% Manganfayalit (nahezu Knebelit), 1% Apatit, 33% Diopsid und 7% Granat. Dieses Gestein ist übrigens viel manganreicher als es im Durchschnitt die Eulysite des Gebiets zu sein pflegen. II enthält viel Manganfayalit in 0,7 mm großen Körnern, dazu Diopsid, Hornblende und Magnetit, wenig Granat, etwas Apatit, Feldspat und Magnetkies.

Das Eisenanthophyllitgestein kommt nur in untergeordneter Menge vor; in Stora Utterwicks Hage tritt es zwischen zwei Granitadern auf. Daß es unter Zutun des Granits entstanden sein sollte, lehnt der Verf. ab, weil seine schieferige Lagenstruktur schon vor der Granitintrusion vorhanden gewesen sei. Übrigens kommen aus rhombischem Amphibol bestehende scharfkantige Einschlüsse im Granit vor. Die durchschnittliche Länge der Amphibolprismen ist 8 mm, die Korngröße des Manganfayalits nur gegen 0,2 mm. Granat ist im ganzen untergeordnet; er ist ein Manganalmandin. Nebstdem sind noch Apatit, Grünerit, die früher schon erwähnte stark pleochroitische Hornblende, Magnetkies und Biotit zu bemerken. Indem der Anthophyllit zahlreiche Einschlüsse der übrigen Mineralien aufnimmt, entsteht oft eine Art Siebstruktur.

Grüneritgesteine bestehen aus Grünerit und Manganalmandin mit ziemlich viel Apatit und geringen Mengen von Kiesen (hauptsächlich Magnetkies). Lagentextur ergibt sich durch die schichtähnliche Anordnung von Granat und Apatit. Im übrigen besteht keine Kristallisations-schieferung in diesem Gestein.

Zu Gillinge kommen Übergänge von magnetitführendem Eulysit bis zu wahren Magnet Eisensteinen vor, die außer Hornblende und Feldspat

dieselben Mineralien wie der Eulysit und dazu mitunter auch Eisenanthophyllit enthalten können.

Wegen der Beschreibung der Gneise und Kalksteine sei auf das Original verwiesen.

Die Frage nach der Entstehung der Eulysite und der sie begleitenden gleichalterigen Gesteine und Erze wird nur flüchtig erörtert. Höввом's Auffassung, wonach sie aus Kalksteinen durch metasomatische Prozesse entstanden sind, wird, wie dem Ref. scheinen will, etwas gar zu kurz abgetan, zumal gleich darauf gesagt wird, daß die Frage „am besten im Zusammenhang mit der Frage nach der Entstehung der mittelschwedischen Eisenerze zu untersuchen ist“; daß die letztere mit metasomatischen Vorgängen und Stoffzufuhren zusammenhängt, wird von nicht wenigen schwedischen Geologen für sicher gehalten. Mit den grüneritführenden Gesteinen, deren Abkömmlinge die Eisenerze am Oberen See teilweise sind, hat das schwedische Eulysitvorkommen nichts zu tun.

Zum Schluß gibt Verf. eine Zusammenstellung von verwandten Gesteinen Schwedens. Als das einzige nichtschwedische Vorkommen von Eulysit wird dasjenige von Collobrières in Südfrankreich hervorgehoben (vgl. LACROIX, Comptes Rendus. 130. 1900. 1777—1780: Ref. dies Jahrb. 1902. I. - 71 -).

Bergeat.

Zentral- und Süd-Amerika.

J. Tokarski: Lakkolith von Cerro de Cacheuta in Argentinien. (Archiwum naukowe, herausgeg. durch die Ges. z. Förd. d. poln. Wiss. Lemberg 1914. 1—32. 3 Taf. Polnisch.)

Das Material stammt aus einer lakkolithischen Intrusion, welche bei Cacheuta, Provinz Mendoza, von R. ZUBER geologisch untersucht wurde. Jüngere, wahrscheinlich der Kreide—Tertiärformation angehörende granitische Gesteine sind hier von paläozoischen Diorit- und Melaphyrgesteinen umhüllt. Cerro de Cacheuta bildet, nach R. ZUBER, den südlichsten Abhang der Präkordillerenkette Mendosas. Der innere Teil Cacheutas besteht aus rötlichem Granit, aus welchem nach Süd und Ost zahlreiche Ganggesteine entspringen, welche deutliche Kontakterscheinungen hervorgerufen haben. An den Granit grenzt östlicherseits eine mächtige Dioritmasse, welche ein System von (devonischen) Grauwackenschichten (Schiefer, Quarzite und Konglomerate) durchbricht. Es folgt südwärts eine konkordant liegende Melaphyrdecke, welche von jüngeren Schichten mantelartig umhüllt ist. Diese Schichten bestehen aus mergelig-tonigen Sedimenten, welche viel exotisches Grauwacken-, Diorit- und Melaphyrmaterial, aber keine Granit- und Porphyrböcke von Cacheuta enthalten. Hierdurch wird das Alter der Granitintrusion bestimmt. Hierauf folgen obertriadische und jurassische Schichten, welche an die tertiäre, diskordant liegende Pampasformation grenzen.

Der Granit ist grobkörnig, feinkörnig oder feinkörnig-porphyrisch. Der Feldspat ist weiß oder rosa, mit weißer Hülle umgeben. Der mono-

kline Feldspat zeigt die Begrenzung mit M, P, x. Die Murchisonit-spaltbarkeit ist erkennbar. Perthitische Verwachsungen sind allgemein verbreitet. Granophyrische Quarz-Feldspatverwachsungen treten am Rande größerer Individuen auf. Durch Verwitterung entstehen erdige Substanzen und Quarz, welcher mit dem Feldspat eigenartige Verwachsungen bildet.

Mikroklin ist selten.

Der verzwilligte und zonarstruierte Plagioklas ist gegen den Kalifeldspat idiomorph begrenzt. In der porphyrischen Abart wurde bestimmt:

$$\begin{array}{l} \perp \text{ MP} \quad \text{Kern: } 8^\circ - 13\% \text{ An} \\ \quad \quad \quad \text{Hülle: } 13^\circ \quad 7\% \text{ An} \end{array}$$

In der grobkristallinen Abart des Granites:

$$\begin{array}{l} 1,1' - \pm 7^\circ \quad 25\% \text{ An}, \quad 2V_\alpha = 80^\circ \\ 2,2' \quad \pm 5^\circ \\ \perp \text{ MP} : \alpha'M = + 3^\circ \quad 22\% \text{ An} \end{array}$$

Die Plagioklase sind besser erhalten wie die Orthoklase, die Verwitterung schreitet hier, im Gegensatz zu dem Orthoklas, vom Kern gegen den Rand hin.

Der Quarz ist dynamometamorph verändert und besitzt zahlreiche Inklusionen.

Der Biotit ist seiner Menge nach der dritte Gemengteil des Gesteins. $\gamma - \alpha = 0,048$. Er ist stellenweise zersetzt, es haben sich Chlorit, Pistazit, Eisenoxyde, selten Orthit gebildet. Von akzessorischen Bestandteilen wurde Apatit und Magnetit beobachtet.

Die Struktur des Gesteins ist hypidiomorph-körnig.

Kristallisationschema: Magnetit und Apatit, Biotit, Kalk-Natronfeldspäte, Kalifeldspat, Quarz. Die chemische Analyse ergab die unter I. zusammengestellten Werte.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.
Si O ₂	74,66	73,65	76,45	54,04	52,10	58,69
Ti O ₂	0,21	Spur	0,14	0,87	0,92	1,12
Al ₂ O ₃	12,64	13,17	12,20	15,64	17,48	18,09
Fe ₂ O ₃	0,97	1,15	1,03	2,42	2,44	7,25
Fe O	0,80	—	0,15	6,55	3,75	0,24
Mn O	Spur	—	—	0,16	0,06	Spuren
Mg O	0,28	0,20	0,15	5,06	5,91	0,73
Ca O	0,89	1,30	0,35	7,27	8,22	1,43
Na ₂ O	3,62	4,41	0,72	3,29	3,69	5,38
K ₂ O	4,92	4,57	7,85	2,02	2,01	5,99
+ H ₂ O	0,25	0,23	0,96	1,11	1,42	0,99
— H ₂ O	0,12	0,16	0,22	0,18	0,33	0,46
P ₂ O ₅	Spur	—	Spur	0,38	0,45	0,45
CO ₂	0,10	0,53	0,38	—	0,41	0,26
	99,46	99,37	100,60	98,99	99,19	101,08
Spez. Gew.	2,63	2,63	2,61	2,86	2,81	2,69

Die OSANN'schen Zahlen:

$$s = 82,01, \quad a = 14,16, \quad c = 1,78, \quad f = 4,06$$

Der Granit kann als ein normaler pazifischer Granit angesehen werden.

Aplit. Der beschriebene Granit sendet zahlreiche Aplitgänge aus, welche die umgebenden Gesteine durchsetzen. Es ist eine rosagefärbte und eine graue Aplitart zu unterscheiden. Beide haben makroskopisch eine porphyrische Struktur. Die Einsprenglinge bestehen aus Orthoklas, die Grundmasse aus einem Gemenge der Feldspäte mit Quarz, welchem sich spärlicher Magnetit und Biotitspuren beigesellen. U. d. M. erweisen sich die großen Orthoklaseinsprenglinge teilweise resorbiert, mit einer granophyrischen Hülle; in der Grundmasse ist Orthoklas mit Albit perthitisch verwachsen (selten in Karlsbader Zwillingen) und spärlicher Plagioklas von ca. 5 % An erkennbar.

$$(\alpha' M = -13^\circ, \quad -15^\circ).$$

Die chemische Zusammensetzung des grauen Aplites ist unter II (Tabelle) angeführt.

$$s = 80,39, \quad a = 13,5, \quad c = 1,5, \quad f = 5$$

Im Vergleich mit dem Granitmagma ist hier die Molekülmenge von MgO und FeO geringer, der Alkaliengehalt größer, das Vorwiegen des Natriums über Kalium deutlicher.

Verf. rechnet folgende mineralogische Zusammensetzung des Gesteins aus:

39 % Ab, 28 % Orthoklas, 3 % An, 29 % Quarz, 1 % Magnetit.

Im Kontakt des Aplites mit dem Diorit wurden der Quarz und die Feldspäte des letzteren geschmolzen.

Quarzporphyr. Der Granit von Cacheuta geht bergauf kontinuierlich in einen Quarzporphyr über, welcher den Gipfel Mogote Colorado bildet. Es heben sich hier bis 2 cm große Quarz- und Feldspäteinsprenglinge hervor. Der Quarz ist dihexaedrisch, kurzprismatisch, und weist magmatische Resorptionserscheinungen auf. Die Feldspäteinsprenglinge erweisen sich als Orthoklas.

Die schwach aufhellende Grundmasse besteht aus einem Gemenge nichtindividualisierter Körner und Nadeln, welche um die Einsprenglinge sphärolithische Konkretionen bilden.

Chemische Analyse siehe unter III.

$$s = 84,33, \quad a = 16,56, \quad c = 0,86, \quad f = 2,58$$

Aus seiner Analyse rechnet Verf.: 6 % Ab, 1 % An, 46 % Orthoklas, 42 % Quarz, 1 % Eisenoxyde, 4 % Umwandlungsprodukte.

Die SiO₂-Moleküle konzentrieren sich im Porphyr. Die Alkalien sammeln sich im Aplit an, im Porphyrmagma wird das Übergewicht des Kaliums über Natrium auffallend. Der Tonerdegehalt reicht zur Sättigung der Alkalien in allen drei Gesteinen aus.

Diorit. Die äußerlich einheitlich aussehenden dioritischen Gesteine zerfallen, nach mikroskopischer Untersuchung, in verschiedene Abarten:

d*

den Amphiboldiorit, Biotitdiorit, Augitdiorit in quarzhaltigen und quarzfreien Varietäten, und einen Gabbrodiorit.

Amphibol. Die von mikrolithischer Ausbildung bis zu 1 cm in der Richtung der z-Achse zählenden Kristalle zeigen die Flächen: $\{010\}$, $\{110\}$ Zwillinge nach $\{100\}$ vorhanden.

Das optische Verhalten schwankend: $c : \gamma = 14-19^\circ$.

$$2V_\alpha = 61-72^\circ, (\gamma - \alpha) = 0,018-0,025$$

Pleochroismus schwach: $a =$ bräunlichgrün, $b =$ grün, $c =$ hellgelb. Die Amphibolkristalle enthalten zahlreiche Einschlüsse, nämlich Biotit, Magnetit, Plagioklas, es wurden auch Überreste einer Augitsubstanz beobachtet. Durch Verwitterung des Amphibols entsteht Chlorit, Epidot und andere Substanzen.

Der **Biotit** sammelt sich ähnlich wie die Hornblende in größere Aggregate an; er ist idiomorph ausgebildet. $2V = 0$, $\gamma - \alpha = 0,046-0,057$. Als Einschlüsse enthält er Eisenoxyde, Apatit, Zirkon.

Augit. Der Augit tritt in den Dioriten, welche wenig Biotit enthalten, besonders zahlreich auf. Optisch (+).

$$2V_\gamma = 42-51^\circ, \gamma - \alpha = 0,023-0,028, c : \gamma = 37-39^\circ$$

Farblos bis hellgrün. Pleochroismus unkenntlich. Es scheint hier ein Augitdipsid vorzuliegen. Er wandelt sich gern in Uralit um. Die Uralitfasern zeigen: $c : \gamma = 12^\circ$; $(\gamma - \alpha) = 0,025$.

Außer dem monoklinen Pyroxen sind Überreste der rhombischen Pyroxene im Gestein vorhanden.

Zonarstruierte Plagioklase herrschen vor. Sie sind im Kontakt mit Biotit und z. T. auch mit Amphibol xenomorph. im Kontakt mit Quarz und Orthoklas idiomorph ausgebildet.

Zwillinge nach dem Karlsbader Albitgesetz:

$$\text{Kern: } 1,1' \pm 25^\circ (42\% \text{ An}) \pm 29^\circ (55\% \text{ An}) \pm 32^\circ (60\% \text{ An}) \\ 2,2' \pm 10^\circ \pm 16^\circ \pm 18^\circ$$

$$\text{Hülle: } 1,1' \pm 10^\circ (32\% \text{ An}) \pm 11^\circ (28\% \text{ An}) \pm 22^\circ (40\% \text{ An}) \pm 22^\circ (35\% \text{ An}) \\ 2,2' \pm 1,5^\circ \pm 5^\circ \pm 12^\circ \pm 4^\circ$$

Zwillinge ohne Zonarbau:

$$1,1' \pm 21^\circ (35\% \text{ An}) \pm 20^\circ (35\% \text{ An}) \pm 33^\circ (60\% \text{ An}) \\ 2,2' \pm 11^\circ \pm 6^\circ \pm 18^\circ$$

Am Rande der Plagioklase, wo sie an Orthoklas grenzen, treten Myrmekekitbildungen auf; sie entsprechen vollständig den aus kristallinen Schiefen bekannten Formen.

Stellenweise wurde die Saussuritisierung der Feldspate beobachtet.

Als letzte Bildungen treten in dem Gestein Orthoklas und Quarz in wechselnder Menge auf.

Von akzessorischen Gemeingteilen wurde Magnetit, Apatit, Zirkon, Titanit und sekundäre Zersetzungsprodukte beobachtet. Die Struktur des

Gesteins ist hypidiomorph-holokristallin. Nach den „akzessorischen“ Bestandteilen kristallisierte der Biotit, dann der Amphibol bzw. der Pyroxen, sowohl in monokliner als auch rhombischer Form. Die letztere erwies sich als unstabil und wurde resorbiert, Keime für die Kristallisation der Amphibole bildend. Während der Kristallisation dieser Mineralien fing die Ausscheidung der triklinen Feldspate an, zum Schluß schieden sich Orthoklas und Quarz aus.

Zu Analyse IV wurde ein wenig veränderter Diorit, welcher aus Amphibol, Augit, Biotit, Plagioklas, Orthoklas und Quarz bestehend, benutzt.

$$s = 60,13, \quad a = 3,28, \quad c = 3,53, \quad f = 13,19, \quad n = 7,09$$

Die chemische Zusammensetzung weist auf die nahe Verwandtschaft des Gesteins mit den Dioriten Nordamerikas und den Dioritporphyriten anderer Gegenden Argentinas hin.

Gabbrodiorit. Dieses Gestein ist heller als der Diorit und stark verwittert. Die schwarzen Gemengteile sind durch Feldspatmasse getrennt. Die Feldspate sind stark zersetzt. Die Zonenstruktur fehlt.

An Überresten von Karlsbader Doppelzwillingen wurde gemessen:

$$\begin{array}{l} 1,1' \pm 14,5^{\circ} \\ 2,2' \pm 0 \end{array} (50 \% \text{ An}) \quad \begin{array}{l} \pm 26^{\circ} \\ \pm 10,5^{\circ} \end{array} (44 \% \text{ An}) \quad \begin{array}{l} \pm 21^{\circ} \\ \pm 4,30^{\circ} \end{array} (40 \% \text{ An})$$

Zu ähnlichen Werten führen die Bestimmungen an Periklinzwillingen. Die Mehrzahl der Feldspate, die nun zersetzt sind, scheint basischer gewesen zu sein. Die Zersetzungserscheinungen sind mannigfaltig und erinnern an die Saussuritisierung. Unter den dunklen Gemengteilen unterscheidet man:

a) Chloritaggregate, aus dem Amphibol entstanden. b) Amphibol, hellgrün, stellenweise auch eine aktinolithähnliche, scheinbar sekundäre Hornblende. c) Überreste eines Pyroxens, wahrscheinlich des Diallags oder rhombischen Pyroxens. d) Uralit.

Ferner wurde noch bestimmt: Apatit, Ilmenit, Magnetit.

Die chemische Zusammensetzung des Gesteins: Analyse V.

$$s = 58,28, \quad a = 3,54, \quad c = 3,94, \quad f = 12,55, \quad n = 7,38$$

Diese Zahlen weisen auf die Ähnlichkeit des Gabbrogesteins von Caheuta mit den nordamerikanischen Noriten hin. Verf. nimmt an, daß das untersuchte Gestein ein Produkt der Kontaktwirkung des granitischen Magmas auf älteren Diorit oder Gabbrodiorit vorstellt.

Melaphyr, (Keratophyr nach STIEGLITZ). Es ist ein dunkles Porphyrgestein, in welchem man unter den Einsprenglingen monokline Pyroxene und wahrscheinlich zum Augit angehörende Überreste unterscheidet.

In der Grundmasse sieht man leistenförmige Feldspate, Magnetit, Apatit, Augitmikrolithe und intersertale Glasbasis. Wenig zahlreiche Mandeln sind mit Kalkspat und Delessit ausgefüllt.

Struktur porphyrisch, die Basis ist hypokristallin ausgebildet.

Chemische Analyse unter VI.

Verf. weist schließlich darauf hin, daß die Bezeichnung des Gesteins als Keratophyr am passendsten erscheint.

Die magmatische Verwandtschaft des Lakkolithes von Cacheuta. Die sechs untersuchten Gesteine gehören dem pazifischen Typus F. BECKE's an. Dieser Schluß wird gemacht auf Grund a) des hohen SiO_2 -Gehaltes, welcher nur in dem Keratophyr für die OSANN'sche Zahl K unter 1 bedeutend heruntersinkt, b) des hohen Gehaltes an Al_2O_3 , welcher zur Sättigung der Alkalien überall ausreicht, c) des Vorherrschens des Natriums über dem Kalium (mit Ausnahme des Porphyrs), d) des Vorherrschens der leichten Elemente Na, Mg, Al im Vergleich mit K, Ca, Fe.

Hiermit stehen auch die mineralogischen Verhältnisse in Verbindung: a) die Wichtigkeit der Natrium-Calciumplagioklase, b) die Anwesenheit der rhombischen Pyroxene, c) das Fehlen der alkalischen Bestandteile der Amphibol-Pyroxengruppe, d) der optische Charakter der Augite.

Diese Gesteine haben sich in zwei Perioden gebildet, der Diorit, der Gabbrodiorit und der Keratophyr im Paläozoicum, der Granit, Porphyry und Aplit gehören der Kreide oder dem Tertiär an. Diese Gesteine werden als Derivate desselben Urmagmas betrachtet. In den jüngeren Eruptivgesteinen sieht man eine Konzentration der SiO_2 -Moleküle, das Magma wird alkalireicher, das CaO überwiegt den MgO-Gehalt, das Gestein wird immer ärmer an Molekülen der zweiwertigen Metalle. Nur der Keratophyr bildet hier eine Ausnahme, wegen seines hohen Alkaligehaltes, und der Porphyry wegen des Vorherrschens des Kaliums über dem Natrium.

In dem zuerst ausgeschiedenen Diorit und Gabbrodiorit haben sich die Eisen-Magnesia- und Calcium-Tonerde-Kerne konzentriert. Das Magma wurde kieselsäurereicher und die jüngeren Gesteine enthalten viel Quarz und Alkalien.

Verf. stellt die chemischen Verhältnisse dieser Gesteine mit Hilfe der OSANN-BECKE'schen Dreieckprojektion graphisch dar. **St. Kreuz.**

Regionale Geologie.

Deutschland.

A. Strigel: Über prätriadische Einebnung im Schwarzwalde. Vorläufige Mitteilung. (Jahresh. u. Mitt. d. Oberrh. geol. Ver. 1919.)

Schon lange hat die auffallend ebene Oberfläche des Granit-Gneisgebirges, da wo es Buntsandstein trägt, die sog. „Abrasionsfläche“, die Aufmerksamkeit der Geologen erregt. Daß sie sich mit der oberen Grenzfläche des Perms zu einer einzigen Ebenheit zusammenschließt, wurde von SAUER bei der Bearbeitung von Blatt Triberg bemerkt. Im Gebiet der Schiltach wurde das Vorhandensein einer prätriadischen Abtragungsebene von BRÄUHÄUSER nachgewiesen. THÜRACH bezeichnet sie als permische

Abrasionsfläche im Gegensatz zu der unebenen Auflagerungsfläche des Carbons und älteren Rotliegenden. Er nimmt eine zusammenhängende, ursprünglich horizontalliegende Abtragungsebene an, die teils das kristalline Gebirge, teils aber auch älteres Rotliegendes und sogar Oberrotliegendes abschneidet. In einer späteren Darstellung soll näher ausgeführt werden, daß die Ebenheit über dem kristallinen Gebirge nicht älter sein kann als die über dem Perm.

Die Frage, ob die Abrasionsfläche durch das Meer oder durch festländische Kräfte geschaffen worden sei, wird dahin beantwortet, daß sie keine marine Transgressionsform, sondern eine Landoberfläche sei. Für die obersten Schichten der permischen Sedimente ist die Führung von Dolomit und Carneol bezeichnend. BRÄUHÄUSER faßt die Carneoldolomitstufe als Denudationsreste einst mächtiger Rotliegendeschichten auf, also als Bildung auf einer Landoberfläche. Man könnte an eine den Kalkkrusten der hemiariden Gebiete entsprechende Entstehung denken, wobei sekundäre Dolomitisierung anzunehmen sein würde. Vielleicht aber könnte sich auch im Salzwasser des Festlands Dolomit primär abscheiden. Da sich in den Salzteichen Kieselsäure abscheidet, so könnten auch in den Carneolen chemische Niederschläge vorliegen. Als Bildungszeit für die auf der Abrasionsfläche auflagernden Carneoldolomite möchte der Verf. den Zechstein annehmen.

F. Haag.

F. Röhrer: Eine Verwerfung diluvialen Alters im Untergrund von Pforzheim. (Jahresh. u. Mitt. d. Oberrh. geol. Ver. 1919.)

Ein Kanalisationsschacht zeigt in seinem südlichen Teil Lößlehm, im nördlichen die Schichten des oberen Buntsandsteins, zwischen beiden eine 3 m breite Zone von Schottern und Buntsandsteinschutt. Über den Röttonen liegen die Schotter der Hochterrasse, 30 m über der Enz, und darüber wieder der Lehm. Da die Verwerfung den Lehm der Hochterrasse mit verworfen hat, so ist sie frühestens am Ende der Riß-Würm-Zwischeneiszeit entstanden. Auf den Höhen südöstlich von Pforzheim verläuft eine zweite Verwerfung von 35 m Sprunghöhe, zwischen beiden eine grabenartig eingebrochene Scholle. Offenbar hat sie auf die Ausbildung des Enztals einen verändernden Einfluß ausgeübt. Oberhalb und unterhalb Pforzheim hat der Fluß einen nordöstlich gerichteten Lauf; bei und in der Stadt beschreibt er einen nach Süden ausladenden Bogen, an dessen südlichster Stelle die Nagold einmündet. Gleichzeitig treten die Talhänge weiter auseinander; ihre Entfernung ist bei Pforzheim etwa 1 km, oberhalb und unterhalb 500 m.

F. Haag.

M. Bräuhäuser: Die Herkunft der kristallinen Grundgebirgsgerölle in den Basalttuffen der Schwäbischen Alb. (Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. in Württ. 1918.)

Die zahlreichen Funde von Bruchstücken älterer Gesteine sind bis jetzt damit erklärt worden, daß das Grundgebirge, Rotliegendes und die

Schichtgesteine der Trias von den vulkanischen Ausbrüchen durchschossen worden sind. Auffallend war nur, daß die weicheren Gesteine der jüngeren Schichten durch lauter eckige Bruchstücke, die härteren des Grundgebirges durch abgerollte Geschiebe vertreten werden. Diese müssen also ihre Rundung schon gehabt haben, ehe sie mit den eckigen jüngeren Gesteinen in die Basalttuffe hineingerieten. Dazu kommt noch, daß Windkanter und glänzende Politurrinden beobachtet wurden, wie sie im Oberrotliegenden zu finden sind. Weiter die räumliche Verteilung der die Grundgebirgsgerölle liefernden Tuffgänge; sie liegen innerhalb eines schmalen Streifens, der von Südwest nach Nordost, vom Eninger zum Nürtinger Gebiet führt. Die nämliche Richtung zeigen die Rotliegendmulden des Schwarzwaldes; ihre von Eck vermutete Fortsetzung nach Osten ist durch die Bohrungen auf Steinkohle im oberen Neckartal bestätigt worden. Ein solches Tal der Rotliegendzeit wird auch hier vermutet und so wird verständlich, daß so zahlreiche und so verschiedenartige Grundgebirgsgerölle gefunden werden, während die weiter westlich gelegenen Tuffgänge keine kristallinen Einschlüsse zeigen. (Ein kristallines Geschiebe von Scharnhausen ist vereinzelt geblieben.) Sie entstammen zum geringsten Teil dem kristallinen Grundgebirge in dem kleinen Raum des eigenen Untergrundes, sondern stellen eine Auslese aus einem Geröllstrom dar, dessen Einzugsgebiet zwischen dem Albrauf und der Achse des Vindelizischen Gebirges gelegen war.

F. Haag.

P. G. Krause: Weitere Beobachtungen im Tertiär und Diluvium des Niederrheins. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 38, I. 183—209. 1918.)

1. Überfaltungserscheinungen im Pliocän und Diluvium. Es werden Gleitfalten von Ton und Terrassenkies beschrieben, nicht durch Glazialdruck, sondern Bewegung des Tones infolge Veränderung des Grundwassers. 2. Ein Durchschnitt durch den Örmter und den Eyllschen Berg. Einseitiger Druck aus Osten hat Schichten der beiden unteren Kiesstufen und Ton und Sand der Tegelenstufe in zahlreiche Einzelschollen versetzt, das Tonband ist aufgepreßt, in unregelmäßige Falten gelegt und in zahlreiche Schollen zerlegt. 3. Die Terrasse am Hülserberge gehört wohl zur Mittelterrasse. 4. Roter Radiolarit im Maasgebiete. Derselbe gilt als Leitgestein der Rheinkiese. Der neue Fund im Niederrheingebiet ist beachtenswert, er würde beweisen, daß schon während der ältesten Diluvialzeit Einflüsse des Rheins auf den Maaslauf im Niederrheingebiete bestanden. Da neben den alpinen Malm-Radiolariten auch solche culmischen Alters vorkommen, kann der Ursprung auch aus dem Lahnggebiet rühren. 5. Zur Fauna der Tegelenstufe der Gegend von Mörs: *Paludina diluviana* ist in Massen gefunden, weiter *Valvata naticina*, *Bithynia tentaculata*, *Limnaea palustris*, *Anodonta* sp.

E. Geinitz.

W. Wolff: Die Erdgeschichte und Bodengestaltung Schleswig-Holsteins. Hamburg, Friedrichsen. 1919. 119 p.

Auf gut wissenschaftlicher Grundlage allgemein faßliche Darstellung, die einen guten Überblick gibt über den versunkenen Urgebirgsgrund, die Eiszeit, die Neuzeit, den Ackerboden, die nutzbaren Bodenschätze und das Grundwasser. Eine Karte der geologischen Landschaftsgliederung am Schluß.

E. Geinitz.

Ostalpen.

G. Götzinger: Neue Beobachtungen zur Geologie des Waschberges bei Stockerau. (Verh. k. k. geol. Reichsanst. Wien 1913. 438—444.)

Der Granit des Waschberges in der Flyschzone bei Wien ist von Eocänkalk ummantelt. Es bestanden Zweifel, ob der Granit anstehend oder exotisch sei. Verf. stellt aufs neue fest, daß der Granit moldanubisch, der böhmischen Masse angehörig sei und schließt aus dem Vorhandensein von Strandgrusbreccien im Eocän, daß er im Untergrund wurzle. Auch andere kristalline Gerölle sowie Flyschgerölle liegen in den Breccien, die gleichen in den oligocänen Blockmergeln, zwischen Kreideflysch und Eocän(flysch) besteht also eine Diskontinuität; eine gleiche muß zwischen Eocän und Oligocän bestehen, weil die Blockmergel auch Gerölle von Eocänflysch führen.

Lebling.

W. Petrascheck: Zur Frage des Waschberges und der alpin-karpathischen Klippen. (Verh. k. k. geol. Reichsanst. Wien 1914. 146—152. 2 Abb.)

Verf. glaubt im Gegensatz zu GÖTZINGER, daß die exotischen Blöcke (und Klippen) aller Größen von Österreich bis in die Bukowina trotz auflagernden Geröllen keine Aufragungen des Untergrundes des Flysches, keine exotischen fernher gewanderten Schüblinge, sondern Scherlinge aus dem Untergrund des Flysches seien, sei es, daß dieser aus kristallinen oder paläozoischen Gesteinen der böhmischen Masse oder aus Jura und Kreide, wie sie an deren Westrand vorkommen, besteht. Zum Beweis dafür dienen Bohrergebnisse — mit sehr wertvoller Übersichtskarte — die zeigen, daß der Untergrund stets in großer Tiefe liegt. Vom Rande der böhmischen Masse und der Sudeten senkt sich der Untergrund alpenwärts rasch in die Tiefe und reicht noch ein beträchtliches Stück unter die Alpen-Karpathen hinein. [Diese Absenkung setzt offenbar den Donaubruch Bayerns fort; die Gesamterscheinung reicht als Vortiefenbildung beiderseits über die böhmische Masse hinaus. Bespr. möchte der Auffassung des Verf.'s vor der GÖTZINGER's den Vorzug geben und in ihr sowie den verwandten, BODEN's, MYLIUS' und AMPFERER's (Gosau-Kreide!) die eindeutige Lösung der ostalpinen Klippenfrage erblicken.]

Lebling.

R. Grengg: Über einen Lagergang von Pikrit im Flysch beim Steinhof (Wien XIII). (Verh. k. k. geol. Reichsanst. Wien 1914. 265—269. 1 Abb.)

Ein einige Meter mächtiger Lagergang von Pikrit in südwestlich fallendem Flysch, der auf einige Dezimeter hin durch Kontakt umgewandelt ist. wird genau beschrieben.

Lebling.

R. Jäger †: Einige Beobachtungen im Alttertiär des südlichen Wiener Waldes. (Mitt. geol. Ges. Wien. 1914. 313—316.)

Durch den Fund von Nummuliten wird Flyschsandstein von südlicher Fazies — nahe dem Kalkalpenrand — als Eocän bestimmt. Südlich davon gibt es Hornsteinzüge mit einem Konglomerat aus Stücken von Hauptdolomit und Belemniten. Diese Hornsteinzüge gehören entgegen bisheriger Ansicht nicht zur Flyschzone.

Lebling.

K. A. Redlich: Der steirische Erzberg. (Mitt. d. geol. Ges. Wien. 9. 1916. 1—62. Mit 1 Karte. 6 Taf. 5 Textfig.)

Nach einem ausführlichen Literaturverzeichnis und der Darstellung einer kurzen Geschichte des Erzberges, des Bergbaues einst und jetzt und der Entwicklung des Hüttenbetriebes bespricht Verf. die geologischen Verhältnisse der „steirischen Eisenwurzten“. Die Basis bilden mächtige Decken von metamorphen Porphyren, d. s. die Blasseneckgneise älterer Autoren. Mit ihnen sind eng verbunden Tonschiefer, welche den Habitus des Carbons der Grauwackenzone haben. Mit einem Überschiebungskontakt liegen auf diesen Gesteinen silurisch-devonische Schichten, nämlich graphitische Schiefer mit Schwefelkiesimprägnationen (= Silur von Dienten) und die silurisch-devonischen Kalke des Reichensteingebietes und der Devonkalk des Erzberges. Die Kalke des Erzberges werden durch mehrere Bänder von roten und gelben sericitischen Schiefen in mehrere Partien geteilt; es ist fast sicher, daß diese Schiefer metamorphe Werfener Schichten sind, womit Verf. eine vom Ref. vor Jahren ausgesprochene Vermutung bestätigt. Die Schieferbänder zeigen eine weitgehende Schuppenbildung an. Über dem Altpaläozoicum liegt transgredierend die Trias, von Werfener Schichten eingeleitet; an verschiedenen Stellen des Randes sind Werfener Schiefer in die paläozoischen Schichten eingewalzt.

Die Hauptmasse des Siderits liegt in den Kalken. Entsprechend der epigenetischen Entstehung der Erze ($\text{CaCO}_3 + \text{FeH}_2(\text{CO}_3)_2 = \text{FeCO}_3 + \text{CaH}_2(\text{CO}_3)_2$) ist ihre Verteilung ganz unregelmäßig; auch die im Schiefer liegenden Erze sind ganz unregelmäßig verteilt. Die Erzbildung ging erst zu Ende, als bereits durch die gebirgsbildenden Kräfte die Schichten gebogen und gestreckt waren. Die Entstehung des Erzkörpers ging durch Metamorphose im Verein mit präexistierenden Spalten im Kalk vor sich.

Fast nirgends sieht man die Zufahrtswege in Form von zuscharenden primären Gängen an die Erzmasse. Auch fehlen Anhaltspunkte für die richtige Deutung des Ursprunges der Eisenlösungen.

Der Hauptbestandteil des mineralogischen Inhaltes des steirischen Erzberges sind Siderite und Ankerite. Durch Umsetzung an der Luft bildet sich aus den Eisencarbonaten Limonit. Auf Spalten findet sich Eisenglanz. Ferner führt Verf. noch an Aragonit, Calcit, Dolomit, Kupferkies, Bleiglanz, Pyrit, Zinnober, Arsenkies usw. Den Schluß der Abhandlung bilden Produktionsdaten.

Als besonders wertvoll möchte Ref. noch die schönen Profile, welche den komplizierten Falten- und Überschiebungsbau zeigen, und die ausgezeichnete Karte (1:32 000), die in Farben auf Terrainzeichnung als Verkleinerung der Karte 1:25 000 ausgeführt ist, hervorheben.

Fr. Heritsch.

Asien.

Walther Penck: Die tektonischen Grundzüge Westkleinasiens. Beiträge zur Anatolischen Gebirgsgeschichte auf Grund eigener Reisen. Mit 11 Fig. im Text. Stuttgart 1918. Verlag von J. Engelhorn's Nachf.

Die Arbeit, die sich größtenteils auf eigene Beobachtungen stützt, wirft neues Licht auf den Gebirgsmechanismus Westkleinasiens. Durch Verbindung der geologischen und morphologischen Analyse wird ein anschauliches Bild namentlich der komplizierten jüngeren Geschichte des Landes gezeichnet. Die Untersuchungen erstrecken sich quer durch ganz Kleinasien, von der Bithynischen Halbinsel im Norden bis zum Golf von Adalia im Süden.

Das Bergland, das die bithynische Halbinsel erfüllt, trennt von dem Gebirge im Süden, der sog. Ismidkette, eine breite Senke, in die das Meer 70 km weit eingedrungen ist, der Golf von Ismid. Die Nordbegrenzung des Golfes bildet eine Rumpffläche unter- bis mittelpliocänen Alters, die sog. thrakische Rumpffläche, die ein ziemlich kompliziert gebautes Gebiet in einer fast ebenen Fläche abschneidet. Auf der Südseite des Golfes zieht die Ismidkette entlang. Eine vulkanische Durchbruchzone scheidet hier eine tertiäre Nordhälfte von einem aus alten kristallinen Gesteinen bestehenden Bergland im Süden. Die Grenze ist eine Verwerfung und eben hier fanden auch die andesitischen Massen ihren Weg zur Oberfläche. Morphologisch entspricht der Nordflügel der Ismidkette, eine sanftgeneigte Abdachung, der Fortsetzung der thrakischen Rumpffläche nach Süden. Der Bruch auf der Höhe der Kette ist älter als die thrakische Rumpffläche, der Golf erweist sich dagegen als ein Gebiet sehr jugendlicher Entstehung. Der Einbruch des Meeres erfolgte in ein Senkungsfeld älterer Anlage. Die älteren Strukturlinien (OW gerichtet) schneiden die Kreidefalten auf der bithynischen Halbinsel spitzwinkelig, die ihnen entsprechenden

tektonischen Bewegungen spielten sich also nach der Faltung der Oberkreide ab.

Es folgt nach Süden ein weiteres Tiefengebiet, dem der Gemlikgolf und der Isniksee angehören. Diese Tiefenlinie trägt ihrem Ursprung nach den Charakter eines Synklinaltraumes und hebt sich im Süden zu der antiklinal gebauten Küstenkette empor. Die Zone der Küstenkette gehörte zum altpliocänen Sedimentationsraum und darin ist auch der Gegensatz zwischen den Landschaftsformen der Küstenkette und der Ismidkette begründet. Die Höhen zu beiden Seiten des Ismidgolfs tragen altpliocäne Landschaftsformen, sie waren miopliocäne Abtragungsbezirke, die Küstenkette dagegen besitzt ein jüngeres Relief („Hochterrassenstadium“).

Im Südosten des Marmarameeres setzen also wahrscheinlich im unteren Miocän Bewegungen ein, die unabhängig vom Verlauf einer älteren Faltung zu westöstlich gerichteter Bruchbildung und gleichzeitiger Effusion vorwiegend andesitischer Massen führten. Diese Bewegungen äußerten sich aber noch in anderer Weise in der Herausbildung dreier Senkungsfelder vom Bau von Synklinallräumen des Golfes von Ismid, von Gemlik und der kleinphrygischen Senke. Zwischen diesen Tiefenlinien steigen Gebirgsantiklinalen, die Ismidkette und die Küstenkette empor. Der Typus der Bewegung ist der einer Großfaltung.

An der Südgrenze der kleinphrygischen Senke ragt der myrische Olymp empor. Den Kern dieses Gebirges bildet ein mächtiger Biotit-Granitstock. Diesem legt sich ein Mantel von intrusiven Gneisen, Schiefnern und Marmor auf, der durch Abtragung vielfach zersprengt worden ist. Das Olympmassiv ist ein Gewölbe, dessen Aufstauung während der jungtertiären Zeiträume bruchlos erfolgte. Ganz allgemein ist die Entstehung der meist mit Jungtertiär erfüllten streichenden Weitungen der sog. Ovas und der dazwischen aufragenden Gebirgsrümpfe Westkleinasiens durch antiklinale und synklinale Verbiegung und nicht durch Bruchbildung erfolgt.

Der morphologischen Architektur des Olympmassivs gehören drei Reliefformen an. Relief 1 überspannt die höchste Erhebung des Gebirges, es ist ein kuppenreiches Mittelgebirge. Dieses Relief ist mittelpliocänen Alters und entspricht der thrakischen Rumpffläche. Jünger ist Relief 2, das über Liparitergüsse und gestörtes Jungtertiär hinweggreift, also nachlevantinischen, frühestens oberpliocänen Alters ist. Relief 2 ist deutlich antiklinal verbogen; ebenso auch die Niederterrassen, die alle untereinander konvergieren und in der Ebene verschwinden. Mit dieser Aufwölbung der Ketten, die also bis in die jüngste Zeit andauert, geht unabhängig aber gleichzeitig eine regionale Hebung Hand in Hand. Relief 2 mündet nicht in den Aufschüttungsebenen, sondern spannt sich über diesen über gehobene Jungtertiärhöhen hinweg. Die Gesamtwirkung dieser Hebung findet ihren Ausdruck in Relief 3, das einen durch Steilheit ausgezeichneten Formenschatz trägt.

Auch das Hinterland im Süden des Olymps ist, wie die Untersuchungen im Tschardybecken und in der Senke von Tauschanly bis

Kutahia ergeben haben, von einem Faltungsprozeß betroffen worden, der einerseits zu einer Aufwölbung von Gebirgswällen, andererseits zu einer Eintiefung der Becken geführt hat. Die Faltung kann man bis ins Mio-pliocän verfolgen, mit ihren Höchstausmaßen fällt sie ins Pliocän und Quartär. Nebenher geht eine regionale Hebung, die zur Ausgestaltung des levantinischen Entwässerungsnetzes zur heutigen Form führte.

Der letzte Teil der Arbeit wendet sich nun dem Taurusproblem zu. Die Grundlagen zu seiner Lösung sind noch zu lückenhaft, um ihm schon jetzt eine definitive Fassung zu geben. Mit einem gewissen Vorbehalt kann man sagen: die äußeren Zonen des Taurus scharen mit den äußeren Dinariden im Süden der karisch-lydischen Masse, wobei sich ein kleiner Zwischenbogen in Lykien einschaltet. Es ist möglich, aber nicht sicher, daß die inneren taurischen Zonen (Hoher Taurus, Antitaurus) mit den inneren Dinariden im Norden der karisch-lydischen Masse scharen, wobei sich auch hier eine besondere Zone, das ostägäische oder besser westanatolische Faltenbündel einschleibt.

Die Landschaft im Umkreis von Afiun-Karahissar gehört dem Scheitel der Scharungszone des lykischen und äußeren taurischen Bogens an. Afiun-Karahissar liegt an einer Strukturgrenze, die ein jungtertiäres Großfaltenland im Westen von einem wenig gestörten Zentralanatolien im Osten scheidet. Nördlich und östlich von Afiun-Karahissar breitet sich eine geschlossene, so gut wie ungestörte Jungtertiärdecke aus, aus der nur vereinzelte ältere Gebirgsarten herausragen, während der Westen und Süden im Bereich intensiver Störung liegt. Die Umgebung von Afiun-Karahissar ist vulkanisch (Trachyte-Andesite). Die Eruptionen beginnen ziemlich gleichzeitig mit den Anfängen der jungtertiären Gebirgsbildung und erloschen mit dem Abschluß der levantinischen Seenperiode. umfassen also die Zeiträume vom Obermiocän bis zum höchsten Oberpliocän.

Die von Sandykly bis gegen Diner verlaufende, von Jungtertiär erfüllte Meridionalensenke wird von Gebirgen eingefasst, die eine lückenlose Schichtfolge von der Trias bis zum Eocän zeigen. Diskordant liegen darüber mächtige Konglomerate oligocänen Alters. Die Schichten sind gefaltet. Die Streichrichtungen wechseln, was sich durch die Lage mitten in der Scharungszone erklärt. Auch diese mehr meridional orientierten Gebirgsteile sind nach Alter und Entwicklung typische Großfalten, und entsprechen, abgesehen von der Richtung, den nordwestanatolischen Vorbildern.

Von Diner bis Aidogmusch gewinnen eocäne Schichten große Verbreitung, im Söğüt dag, Samsundag mächtige oligocäne Ablagerungen. Hier im Südwesten treten auch im Neogen unter und zwischen Süßwasserbildungen marine und brackische Schichten miocänen Alters auf. Die NO—SW streichende Buldursenke mit dem gleichnamigen See trägt den Charakter einer Großmulde. Ihre morphologische Entwicklung kann als typisch für die meisten Senkungsfelder gelten: Ein vorpliocänes Relief wurde zur Syncline verbogen, in deren Tiefe fluviatile und brackische Sedimente abgelagert wurden. Die Bewegungen gingen auch späterhin

in gleichem Sinn vonstatten. Das Neogen wird zentripetal gestellt, örtlich kräftig gestört. Relief 2 kommt zur Entwicklung, als Mittelgebirge auf den Ketten, als breite Piedmontfläche im Bereich der Senke. Relief 2 wird verbogen, jene Abtragungsfäche zentripetal eingetieft. Es treten nun die Folgen regionaler Hebung in die Erscheinung, die Senke wird ausgeräumt. Relief 3 kommt dabei zur Entwicklung. Jetzt erst, im Gefolge einer späten Phase der Großfaltung, erhält das Becken seine heutige hydrographische Gestaltung. Die Wasser werden gestaut, die Flüsse akkumulieren und bilden einen See. Die Abflußlosigkeit des Buldur-Seebeckens wird auf das Klima zurückgeführt, das jetzt in Südanatolien trockener ist als im Norden. Dort konnte der Wasserreichtum der Flüsse trotz der Aufwärtsbewegung der absperrenden Gebirgskette einen Ausfluß halten.

In den äußeren lykischen Ketten spielen starke Verfaltungen eine große Rolle, aber nur der äußerste Rand, die Peripherie des ganzen Faltensystems, ist durch Überschiebungen, die Anfänge von Deckenbau, ausgezeichnet. Der postoligocäne Großfaltenbau beherrscht auch die Randketten des lykischen Bogens, bedingt somit die Gestalt und Ausdehnung der Gebirge von der Nord- bis zur Südküste Westanatoliens. Während aber vom Norden bis Afun-Karahissar die Ostwestrichtung unbekümmert um den Grundbau für den Großfaltenbau bezeichnend ist, sind es in den äußeren lykischen Ketten die Nordsüd- und Nordostrichtung und diese sind hier durch die ältere taurisch-dinarische Faltenstruktur vorgezeichnet. Im Raume südlich und südwestlich Afun-Karahissar scharfen die Großfalten taurischer mit denen dinarischer Richtung und die Scharungszone interferiert mit dem einheitlichen Ostwestsystem von Großfalten Westkleinasiens.

Im Umkreis der Stadt Adalia an der Südküste liegt ein niederes, von Terrassen bedecktes Land, an denen sich deutlich die Wirkungen der regionalen Hebung und der Großfaltung erkennen lassen.

Die taurischen Ketten zwischen dem Köprüsü und dem See von Beyschehir werden von einer mehr als 2500 m mächtigen Serie mesozoischer und tertiärer Gesteine aufgebaut. Darüber liegt diskordant eine Kalkkonglomerat-Sandsteinserie oligocänen Alters. Die mesozoisch alttertiären Schichten sind zu einer Anzahl paralleler Ketten aufgestaut, deren Streichen im Norden meridional ist, südwärts nach SO umschwenkt. Die große streichende Tiefenlinie Enifova, Kembosova, Mairangoly, Beyschehir mit den beiden Poljen Enif und Kembos ist eine Mulde des neogenen Großfaltensystems.

Über die Route Beyschehir—Konia hat Verf. nur wenig Beobachtungen sammeln können. Über wahrscheinlich paläozoischen Schiefen und Kalken liegt diskordant posthum gefaltete Kreide. Nur die Streichrichtung des Deckgebirges läuft der Erstreckung der Gebirge parallel, nicht aber die der paläozoischen Schichten. Andesitische Durchbrüche in großen Ausmaßen kennzeichnen die Gebirgsscheide zwischen dem neogenen Faltenland im Westen und dem von anderen Strukturen beherrschten

lykaonischen Innern. Der Beyschehirsee ist ebenso wie der Buldursees nicht als Relikt neogener Wasseransammlungen aufzufassen, sondern durch jüngere Aufstauung infolge Einbegung der Beckenmulden entstanden. Die jüngsten Phasen der Großfaltung lösten eine neue Periode der Binnenseen aus.

Wurm.

Australasien.

K. Martin: Unsere paläozoologische Kenntnis von Java mit einleitenden Bemerkungen über die Geologie der Insel. Leiden 1919. 158 p. 4 Taf.

Das Werk bringt eine Übersicht aller Versteinerungen des Tierreiches, welche bis heute von Java, Madura und Bawean bekannt sind, und dem die Beschreibung neuer Formen hinzugefügt ist. Besondere einleitende Kapitel sind gewidmet der bisher bekannten Literatur, dem allgemeinen Charakter der wichtigsten Versteinerungen führenden Sedimente, der Lagerung dieser Sedimente und ihrem Alter; endlich dem Erhaltungszustand der Versteinerungen und dem Habitus der javanischen Tertiärfauna und ihrer Bedeutung. Zum Schluß werden die wichtigsten Fundorte der Versteinerungen eingehender beschrieben, wobei die Fundorte von JUNGHUHN zu besonderer Berücksichtigung gelangen.

Als neue Arten werden eingehender beschrieben und abgebildet: *Nucula njalindungensis*, *N. rembangensis*, *Leda alata*, *Cardita tjidamarensis*, *Meretrix macra*, *Tapes ventricola*, *T. neglecta*, *Cyrena rustica*, *Diplodonta Everwijnii*, *Corbula tunicata*, *Drillia Ermelingsi*, *Lucina maxima*, *L. indistincta*.

Das Werk dürfte für lange Zeit eine unentbehrliche Fundgrube für alle diejenigen sein, welche das Tertiär der Insel und seine Faunen in den Kreis ihrer Betrachtungen zu ziehen veranlaßt sind.

Oppenheim.

R. B. Newton: Notes on some Organic Limestones collected by the Wollaston Expedition in Dutch New Guinea. (Reports on the Collections made by the British Ornithologists' Union Expedition and the Wollaston Expedition in Dutch New Guinea 1910—13. 2. Report No. 20. 1916. Fol. 1—20. 1 Taf. 2 Textfig.)

Das Material zu der vorliegenden Studie wurde von der Wollaston Expedition zum Mount Carstensz auf dem Wege über den Utaqua River in Niederländisch-Neu-Guinea 1912—1913 gesammelt. Es bestand teils aus Rollsteinen, welche im Bette des Utaqua River 200 Fuß über dem Meeresniveau gesammelt wurden, teils aus Stücken von Tertiärkalk, die auf der Schneelinie des Mount Carstensz in 14200 Fuß geschlagen wurden, Die Stücke eines schwarzen bituminösen Lignites, der teilweise den Cha-

rakter von Gagat annimmt und der in unmittelbarer Nachbarschaft des tertiären Kalksteins am Mt. Carstensz aufgefunden wurde, sind leider in ihrem Alter nicht sicher deutbar, da ihre näheren Beziehungen zu dem Kalkstein nicht näher bekannt sind. Die Rollsteine des Utakwa River enthalten die unbestimmbaren Reste kleiner Gastropoden, aber keine Foraminiferen. Als einziges bestimmbares Fossil fand sich eine Bivalve *Ctenostreon Terquemi* TATE, welche dem unteren bis mittleren Lias angehört, wie denn auch Rollsteine aus dem benachbarten Setakwa River, der mehr oder weniger parallel mit dem Utakwa River verläuft. K. MARTIN eine Art von *Coeloceras* geliefert haben, die auch auf mittleren oder oberen Lias hindeutet. Lias scheint also hier sicher in geringer Entfernung von der Küste anzustehen. Die Kalksteine endlich vom Mt. Carstensz, der bis 16 000 Fuß ansteigt, und vom Nassagebirge abzweigt, einem Teil jener großen, von Ost nach West durch Neu-Guinea streichenden Zentralkette, enthalten keine Nummuliten, dagegen lepidocycline Orbitoiden und sind dadurch als miocän gekennzeichnet. Verf. ist geneigt, in ihnen Aquitanien zu sehen. An organischen Formen wurden in diesem Kalksteine festgestellt: *Lepidocyclina sumatrensis* BRADY, *L. Martini* SCHLUMBERGER, *L. Murrayana* JONES et CHAPMAN, *L. cf. insulaenatalis* JONES et CHAPMAN, *L. neodispansa* JONES et CHAPMAN, *Amphistegina vulgaris* D'ORB., *Carpenteria conoidea* RUTTEN. *Cycloclypeus cf. orbitoides* H. DOUVILLÉ. *Lithothamnium ramosissimum* REUSS. Was den *Cycloclypeus* anlangt, so weist Verf. darauf hin, daß rezente Formen nicht nur in ihrer Zentralregion fein granuliert seien, sondern daß auch hier zusammenhängende polygonale Kammern sich befinden. Dieses Merkmal sei bisher niemals mit Entschiedenheit hervorgehoben worden, und dadurch sei H. DOUVILLÉ verführt worden, eine Form von *Cycloclypeus* aus dem Miocän von Borneo mit polygonalen Kammern an der Oberfläche des zentralen Knopfes als *Spiroclypeus* abzutrennen, ein generischer Schnitt, der nunmehr in Wegfall zu kommen habe [selbst wenn die Beobachtung polygonaler Nebenkammern auf der Oberfläche des rezenten *Cycloclypeus* sich bestätigen würde, so würde darum doch der DOUVILLÉ'sche Schnitt zu Recht bestehen, da *Spiroclypeus* wie *Nummulites* umfassende Umgänge besitzen soll, *Cycloclypeus* dagegen in der Randregion wie *Orbitoides* rein zyklischen, nicht umfassenden Bau. Ref.]. Diese miocänen Kalke von Mt. Carstensz unterscheiden sich weder in ihrem petrographischen Charakter, noch in ihren faunistischen Resten von anderen im ganzen Gebiete des Stillen Ozeans verbreiteten Vorkommnissen, wie deren auf den Philippinen, auf Formosa, Christmas Island, Sumatra, Borneo, Celebes, Neu-Guinea und Australien bereits seit längerer Zeit festgestellt wurden.

Eine sorgfältige und eingehende Übersicht über die bisherige Literatur, soweit sie die Geologie und Paläontologie von Neu-Guinea betrifft, leitet die Arbeit ein.

Oppenheim.

R. B. Newton: Foraminiferal and Nullipore Structures in some Tertiary Limestones from New Guinea. (Geolog. Magazine. Dec. VI. 5, 647. 203—12. 1918. Taf. 8—9.)

Acht Gerölle aus dem Quellgebiet des Fly River werden in ihrer Zusammensetzung aus Foraminiferen und Lithothamniien näher untersucht. Der petrographische Charakter ist stets annähernd der gleiche, es handelt sich um rahmgelbe Kalksteine, die häufig Korallen führen und teilweise von Adern von dunklerer Färbung durchzogen sind. Trotzdem liegen zwei verschiedene Horizonte vor, ein eocäner mit *Alveolina Wichmanni* RUTTEN, *Lacazina Wichmanni* SCHLUMB., *Miliolina (Pentellina) saxorum* D'ORB. und ganz seltenen Orthophragminen, und ein miocäner mit *Carpenteria conoidea* RUTTEN, *Alveolina* sp. und *Lithothamnium ramosissimum* REUSS. Lepidocycline Orbitoiden fehlen hier, obgleich sie in British- und Holländisch-Neu-Guinea von CHAPMAN und dem Verf. nachgewiesen wurden.

Oppenheim.

Afrika.

H. Cloos: Geologische Beobachtungen in Südafrika. III. Die vorcarbonischen Glazialbildungen des Kaplandes. (Habilitationsvorlesung. — Geol. Rundsch. 6. 1916. 337—351. Taf. XVIII.)

Neben der permischen Eiszeit haben nach den Ausführungen des Verf.'s und einigen guten photographischen Wiedergaben geschrammter und facettierter Blöcke oder Geschiebe zwei noch ältere Vereisungen für Südafrika als hinreichend erwiesen zu gelten. Die Geschiebeanhäufung der einen liegt zwischen unterem Tafelbergsandstein und den Schieferen, die den oberen vom unteren Sandsteinhorizont scheiden. Sie ist etwa ins Unterdevon zu versetzen. Die zweite ist noch weniger genau zu datieren. Älteres Paläozoicum oder Algonkium kommt dafür in Frage. Sie gehört dem Verbands der Griquatown-Schichten an. Bemerkenswerterweise sind ihre Spuren viel ausgedehnter, 25000 gegenüber 600 qkm, während die Dwyka-Bildungen einige 100000 qkm bedecken, wenigstens wenn man wie Verf. es tut, mit einer geschlossenen Decke rechnet, was bei kontinentalen Ablagerungen freilich Bedenken erwecken kann. Ein wesentlicher Unterschied liegt auch darin, daß in den beiden Fällen der vorcarbonischen Vereisungen die Sedimentationsweise der unmittelbar vorangegangenen Zeit (zumeist handelt es sich um sandige Ablagerungen) sehr bald wieder aufgenommen und fortgeführt wird, während die Dwyka-Schichten die eigenartige lange Periode der Karroo-Bildungen ganz neu einleitet. Einzelfragen bleiben natürlich noch offen bzw. tauchen neu auf (Rhythmus der Vereisungen, isostatische Beziehungen zu epirogenetischen Bewegungen usw.) Die vom Ref. 1915 gewünschten Nachprüfungen sind jedenfalls schneller erfolgt als zu hoffen schien und geben eine bemerkenswerte Bejahung der Probleme.

E. Hennig.

Th. Arldt: Die Paläogeographie des Nillandes in Kreide und Tertiär. (Geol. Rundsch. 9. 47—56, 104—124.)

Aus einer, wie kaum anders möglich, etwas willkürlich ausgewählten größeren Zahl geologischer und paläontologischer Arbeiten über das Nilland werden in dieser Sammelbesprechung mit Fleiß, Sachkunde und beträchtlicher Ausführlichkeit Tatsachen zusammengestellt und versuchsweise zu einem zusammenhängenden historischen Bilde vereinigt. Zugunsten größerer Anschaulichkeit werden nicht selten Meinungen mit allzu großer Selbstverständlichkeit ausgesprochen, so daß sie zwischen den der Literatur entnommenen Tatsachen fast als ebensolche erscheinen könnten. Die Charakterisierung der reichen Fossilfunde als äthiopisch, paläarktisch, syrisch usw. hat viel allzu streng Schematisches an sich. Indem diese Unterscheidungen für die einzelnen Horizonte seit dem Cenoman durchgeführt werden, wird den möglichen Wanderwegen nachgespürt, die in einem einleitenden Teil auch geologisch überprüft oder dargelegt werden. Ob ein befriedigendes Ergebnis selbst bei vorsichtigerer Handhabung auf Grund der vergleichsweise doch noch recht spärlichen Funde auf afrikanischem Boden zu erwarten ist, bleibe dahingestellt. Jeder Zeitpunkt muß sich seine Anschauung formen auf die Gefahr hin bezw. in der Absicht, schnell überholt zu werden. Die genaue tiergeographische Analyse der bisher bekannten Fossilien und der heut lebenden Fauna führt nun Verf. zu der Darstellung, daß „die altäthiopische Fauna seit dem Obereocän allmählich immer mehr mit nordischen Formen durchsetzt wurde, besonders entschieden im Pliocän und Quartär,“ sowie „daß das heutige Nilgebiet aus drei verschiedenen Elementen zusammengeschießt ist“. „Erst die im Altquartär erfolgte Abfangung des Bahr el Ghasal-Gebietes brachte dem äthiopischen Elemente eine neue Verstärkung“, so daß der allmählich angebahnte, im Pliocän besonders geförderte paläarktische Charakter der Nilfauna doch nicht voll zur Alleinherrschaft gelangte. **E. Hennig.**

E. Krenkel: Bericht über eine geologische Forschungsreise in Deutsch-Ostafrika. (Naturw. Wochenschr. 1919. 177—180.)

Mit Unterstützung des Reichskolonialamts und sächsischer behördlicher und privater Kreise trat Verf. 1914 eine Bereisung der deutsch-ostafrikanischen Kolonie an. Der vorgezeichnete Weg, der insbesondere auch den Saurierlagerstätten im Süden galt, konnte nicht eingehalten werden: der ausbrechende Krieg zwang andere Aufgaben auf. In der für unsere Gegner leider bezeichnenden, mit seltenen Ausnahmen auch sonst geübten Weise wurden Sammlungen, Tagebücher, Routenaufnahmen, kurz alles geistige Eigentum vorenthalten und dürften als unrühmlichste „Kriegsbente“ zu gelten haben. Verf. ist daher im ganzen nur in der Lage, seinen Reiseweg und die gestellten, meist natürlich praktischen Aufgaben (so z. B. Ausmünzung des bekannten Sekenke- und Muansa-Golds zu 15 Rupiestücken in Tabora während des Feldzuges) historisch zu skizzieren,

ohne einstweilen wesentlich Neues an Beobachtungen beibringen zu wollen. Einige tektonische Angaben können unter den erwähnten Umständen nur erst gefühlsmäßigen Wert beanspruchen. Das Daressalaamer Küstengebiet, das Uluguru-Gebirge, die Mkatta-Ebene, Ugogo nebst nördlicher und westlicher Nachbarschaft mit ihren Vulkanen, das Tabora-Granitmassiv, die sedimentäre Tanganyika-Formation und der Tanganyika-Graben selbst waren die wichtigsten Arbeitsgebiete.

E. Hennig.

Australien. Neuseeland.

J. A. Thompson: Materials for the Palaeontology of New Zealand. (New Zealand. Departement of Mines. New Zealand Geological Survey, P. G. Morgan Director. Palaeontological Bulletin No. 1. Wellington 1913. 4°. 104 p. 2 Karten. 4 Taf. in 8°.)

1. Kapitel. Geschichte der paläontologischen Erforschung Neuseelands. Schon vor HOCHSTETTER's für die neuseeländische Paläontologie so wichtigen Forschungen waren einzelne Fossilien aus Neuseeland beschrieben, so die Saurierreste vom Waipara River durch OWEN, die Moa-Knochen u. a. Nach dem Novara-Werk wurden noch paläontologische Beschreibungen durch HECTOR, HUTTON u. a. veröffentlicht. HECTOR kam leider nur zu einem Teil der beabsichtigten Publikationen und manche von ihm eingeführte Namen sind Manuskriptnamen geblieben. Seine Mitteilungen stützen sich im allgemeinen auf die intensive Sammeltätigkeit des Landesgeologen MC KAY, der die Geological Survey ein reiches Material verdankt. Der von der Australasian Association for the Advancement of Science im Jahre 1904 geäußerte Wunsch, dies große Material möchte der Wissenschaft und der Praxis durch Bearbeitung nutzbar gemacht werden, fand in der Direktorialperiode von Dr. BELL seitens der Geological Survey noch keine Berücksichtigung; aber 1911 wurde J. A. THOMPSON als Paläontologist berufen. Die Bearbeitung des Materials durch Spezialisten ist nun in die Wege geleitet.

2. Kapitel. Die Sammlungen neuseeländischer Fossilien. Die größte Sammlung neuseeländischer Fossilien ist die der Geological Survey, die im Colonial-Museum in Wellington verstaut ist, andere befinden sich im Canterbury-, im Otago- und im Auckland-Museum. Die Survey hat Sammlungen ans Britische Museum in London und an australische Museen abgegeben. Die HOCHSTETTER'schen Aufsammlungen befinden sich im Naturalienkabinett in Wien.

3. Kapitel. Die Klassifikation der Originalien. In diesem Abschnitt wird die Klassifikation der Originalien (type specimens) nach den Vorschlägen von C. SCHUCHERT und S. S. BUCKMAN auseinandergesetzt: Holotype, Paratype, Syntype, Lectotype, Chirotype, Neotype, Heautotype, Plesiotype, Topotype, Metatype, Ideotype, Homootype.

4. Kapitel. Die Regeln über Priorität, Nomenklatur und Zitierung in der Paläontologie.

5. Verzeichnis der präcretacischen fossilen Spezies von Neuseeland. In diesem Verzeichnis werden zunächst die Graptolithen vom Slaty Creek bei Collingwood (26 Arten) angeführt, die teils von HECTOR, BELL, WEBB und CLARKE abgebildet, teils von SHAKESPEAR bestimmt sind. Die Versteinerungen der Baton River Series sind zwar öfters aufgezählt (namentlich von HECTOR), aber niemals beschrieben und abgebildet worden. Ähnliches gilt von der Reefton Series, von der nur der *Homalonotus expansus* HECTOR sowie eine *Avicula* sp. und eine *Strophomena* sp. abgebildet ist. Aus den angeblich carbonischen Maitai-Schichten von NELSON, in denen *Productus brachythaerus* vorkommen soll, wurde nur ein *Spirifer bisulcatus* abgebildet. Es folgt dann ein Verzeichnis der permo-jurassischen Invertebraten, in das sowohl die HECTOR'schen Bestimmungen wie die Arten des Novara-Werkes als auch die neuerdings bearbeiteten Formen (BOEHM, DIENER etc.) aufgenommen sind. Spreu und Weizen sind also nicht gesondert. Endlich folgt noch eine Liste der fossilen Pflanzen aus Perm, Trias, Jura, in der ebenfalls viele HECTOR'sche Manuskriptnamen figurieren.

6. Kapitel. Die Genotypes von *Rastelligera*, *Psioidea* und *Clavigera*. Diese drei Brachiopodengattungen sind von HECTOR aufgestellt, aber nie näher charakterisiert, und es sind keine Arten von ihm aufgestellt. Die HECTOR'schen Tafeln zu einer beabsichtigten Arbeit sind diesem Bulletin beigegeben, und enthalten die Abbildungen einer Anzahl Arten dieser drei genannten Gattungen sowie diejenigen einiger Spiriferiden, Spirigeriden und Terebrateln.

7. Kapitel. Bibliographie der Paläontologie Neuseelands, von 1841—1912. Die Moa-Literatur ist nicht berücksichtigt.

8. Kapitel. Verzeichnis der fossilführenden Lokalitäten mit Angabe der Nummer, unter der die betreffenden Versteinerungen in der Sammlung der Geological Survey liegen, und des Sammlers. Die beigegebenen Karten der Nord- und der Südinsel tragen die Namen dieser Lokalitäten.

Den Schluß bildet die Erklärung zu den Tafeln mit den Fossilabbildungen, und ein Index der Autoren und ein Sachregister.

Otto Wilckens.

Historische Geologie.

Devonische Formation.

F. Heritsch: Untersuchungen zur Geologie des Paläozoicums von Graz. I. Teil: Die Fauna und Stratigraphie der Schichten mit *Heliolites Barrandei*. (Denkschr. d. k. Akad. d. Wiss. in Wien. Math.-naturw. Kl. 92. 1915. Mit 1 Taf. u. 1 Textfig. 551—614.)

—: II. Teil: Die geologische Stellung der Schichten mit *Heliolites Barrandei* in der Umgebung von Graz (mit Ausnahme des Hochlantschgebietes). (Ebenda. 94. 1917. Mit 6 Textfig. u. 1 geol. Karte. 53—112.)

—: III. Teil: Das Devon der Hochlantschgruppe und

—: IV. Teil: Die tieferen Stufen des Paläozoicums von Graz. Allgemeine Ergebnisse (I.—IV. Teil). (Ebenda. 94. Mit 1 Taf. u. 8 Textfig. 313—374.)

Die bisher bekannte Fauna der Schichten mit *Heliolites Barrandei* bestand fast nur aus Korallen. Verf. beschreibt von mehreren Fundpunkten eine reiche Devonfauna. Der Fundort Fiefenmühle lieferte außer Korallen (*Zaphrentis cornu vaccinum*, *Thamnophyllum Stachei*, *Heliolites Barrandei*, *Favosites styriacus* usw.) unter anderen noch folgende Fossilien: *Dalmanella praecursor*, *D. Fritschi*, *Strophomena Verneuli*, *Str. striatissima*, *Str. Sowerbyi*, *Str. Philippsi*, *Stropheodonta gigas*, *Chonetes venustus*, *Atrypa reticularis*, *Spirifer tiro*, *Sp. speciosus*, *Cyrtina heteroclyta*, *C. heteroclyta* var. *lacvis*, *Retzia Haidingeri*, *Pentamerus Petersi*, *P. Clari*, *Conocardium bohemicum*, *C. nucella*, *C. Marshi*, *Bellerophon altemontanus*, *Bucaniella tumida*, *Oxydiscus minimus*, *Pleurotomaria texta*, *Murchisonia convexa*, *Horiostoma involutum*, *Dalmania Heideri* var. *Penkei*. Aus dem neuen Fundort Schirdinggraben wird unter anderem angeführt: *Zaphrentis cornu vaccinum*, *Thamnophyllum Stachei*, *Cyathophyllum Hoernesii*, *C. graecense*, *Heliolites Barrandei*, *Favosites styriacus*, *F. Ottiliae*, *Striatopora Suessi*, *Orthis elegantula*, *O. gentilis*, *Dalmanella Fritschi*, *Strophomena Philippsi*, *Atrypa reticularis*, *A. flabelata*, *Spirifer aviceps*, *Sp. concentricus*, *Retzia decurio*, *Rhynchonella Latona*, *Rh. Amalthea*, *Pentamerus Petersi*, *P. Clari*, *Bellerophon Hicksii*. — Vom Hochtrötsch und vom Pleschkogel werden kleine Korallenfaunen der *Barrandei*-Schichten angegeben. Ferner gibt Verf. eine Reihe von Ergänzungen zu altbekannten Fossilfundpunkten; von diesen ist am wichtigsten der Nachweis von *Favosites eifelensis* in den höchsten Lagen der *Barrandei*-Schichten bei Graz.

In langer und ausführlicher Erörterung bespricht Verf. die stratigraphische Stellung der genannten Fundpunkte. Bezüglich des Fundortes Fiefenmühle kommt er zum Schluß, daß höchstes Unterdevon oder tiefstes Mitteldevon vorliegt. Verf. weist noch hin auf die Wichtigkeit des Zusammenvorkommens der Grazer *Pentamerus*-Arten mit Mitteldevonarten und den Korallen der *Barrandei*-Schichten, was die Auffassung widerlegt, es seien die *Pentamerus*-Kalke älter und von den devonischen Schichten abzutrennen; Korallenkalk und *Pentamerus*-Kalk sind eine untrennbare Einheit. — Die Fauna des Schirdinggrabens ist eine Art von Mischfauna; es liegt unteres Mitteldevon oder oberstes Unterdevon vor; doch kann man vielleicht sagen, daß diese Fauna mehr auf das Mitteldevon hindeutet, als jene der Fiefenmühle. — Die Fauna des Hochtrötsch gehört in den oberen Teil der *Barrandei*-Schichten, wenn sie nicht schon in das untere Mitteldevon hineinragt. — Die Fauna des Plesch ist eine typische *Barrandei*-Fauna.

Verf. unterzieht die stratigraphische Stellung der *Barrandei*-Schichten einer Erörterung. PENECKE hat diese durch *Heliolites Barrandei* charakterisierten Schichten in das obere Unterdevon gestellt. FRECH hat ihr

den Platz im unteren Mitteldevon angewiesen. Verf. zeigt, daß die *Barrandei*-Schichten von Graz eine ganz andere Fauna als die *Calceola*-Schichten dieses Gebietes haben und daß die ersteren konstant unter den letzteren liegen. Die Schichten mit *Heliolites Barrandei* behalten daher den ihnen von PENECKE bestimmten Platz.

Verf. erörtert dann die sehr zahlreichen Fossilfundpunkte der *Barrandei*-Schichten bei Graz, führt deren Versteinerungslisten an und erörtert die Möglichkeit einer faunistischen Gliederung des Komplexes. Er kommt dabei zum Schluß, daß auf Grund der Korallen keine sichere Gliederung möglich ist; doch ist immerhin zu bemerken, daß sich in den höheren Lagen der *Barrandei*-Schichten Formen einstellen, die auf das Mitteldevon hindeuten. Wenn nicht nur die Korallen herangezogen werden, kommt man zum Schluß, daß in den höheren Lagen eine Art von Übergang in das Mitteldevon vorhanden ist.

In lithologischer Beziehung bestehen die Schichten mit *Heliolites Barrandei* aus Korallenkalkbänken, aus Lagen, die mit Korallendetritus und Krinoiden erfüllt sind, aus *Pentamerus*-Kalken und Tonschiefern und Kalkschiefern, welche sehr gut erhaltene Korallen und Brachiopoden (Choneten) enthalten. Die Kalke wiegen vor. Alle Ablagerungen sind Seichtwasserbildungen. Der Vergleich des Grazer Unter- und Mitteldevons mit dem karnischen Devon zeigt, daß die beiden Gebiete außer weitverbreiteten Arten auch eine Anzahl von „alpinen Lokalformen“ gemeinsam haben. Daher ist auf einen ungehinderten Zusammenhang des Meeres zwischen Mittelsteiermark und Kärnten zu schließen. Von der Annahme einer „steirischen Meeresprovinz des Devons“, wie dies FRECH wollte, muß man daher absehen.

Zwischen dem steirischen und dem mährischen Devon gibt es eine enge faunistische Beziehung, so daß an einem Zusammenhang des Meeres nicht gezweifelt werden kann. Dazu tritt noch die lithologische Beziehung. Das Devon beginnt in beiden Gebieten mit Dolomiten und Sandsteinen, über welchen der kalkige Komplex liegt; nur geschieht dieser Wechsel in Mähren an der Grenze von Unter- und Mitteldevon, während er bei Graz sich im Unterdevon vollzieht. Wenn man mit BARROIS das europäische Devon in die nördliche und westliche Old-red-Region, in die von Devonshire über das niederrheinische Gebirge und den Harz nach Polen verlaufende Region der klastischen Sedimente und in eine südliche, von der Bretagne nach Böhmen verlaufende Region einteilt, dann stellt sich das alpine Devon derart dazu, daß im karnischen Devon ein gewisser Einschlag der zweiten Region vorhanden ist; das obere Unterdevon und das Mitteldevon von Mittelsteiermark hat bereits „hereynische“ Fazies. Von einer mitteldevonischen Transgression ist in den alpinen Gebieten direkt nichts zu sehen; ganz besonders gilt das für die karnischen Alpen. Im Grazer Gebiet kann der Wechsel der Sandsteine und Dolomite des unteren Unterdevons auf eine Vertiefung des Meeres zurückgeführt werden.

Im zweiten Teil seiner Studien beschreibt Verf. die geologische Stellung der *Barrandei*-Schichten in der Umgebung von Graz; dabei werden

nicht nur zahlreiche gut aufgeschlossene Profile detailliert erörtert, sondern auch die von früheren Autoren gegebenen Fossilisten kritisch besprochen und zahlreiche neue Fossilfunde angeführt. Anhangsweise werden da auch die beiden Vorkommen von Clymenienkalken einer genauen Darstellung unterzogen.

Unter den *Barrandei*-Schichten liegt die Dolomit-Sandsteinstufe. Sie zeigt in vielen Gebieten eine Dreigliederung in eine Wechsellagerung von Dolomiten und Sandsteinen, in den mittleren Komplex die Diabastuffe und in die hangende Zone der Dolomite. Fossile Reste aus dieser Stufe sind spärlich; bis jetzt sind wenige Korallen bekannt, welche mit jenen der *Barrandei*-Schichten übereinstimmen. Die Dolomit-Sandsteinstufe ist mit den liegenden Schichten, das sind Kalkschiefer, und mit ihrem Hangenden, den *Barrandei*-Schichten, durch Übergänge verknüpft. In der Stufe selbst herrscht ein starker Fazieswechsel, der zu einer Vertretung der Dolomite und Sandsteine durch schieferige Gesteine führt, vorhanden. Alle Gesteine sind Seichtwasserbildungen. Im oberen Teile finden sich fast nur koralligene Dolomite, die eine Andeutung einer Vertiefung des Sedimentationsraumes darstellen. Unter der Dolomit-Sandsteinstufe liegt die Kalkschieferstufe, eine Wechsellagerung von Kalken, Kalkschiefern und phyllitischen Gesteinen. In einzelnen Gebieten greift die Kalkschieferstufe in die Dolomit-Sandsteinstufe hinauf, vertritt sie teilweise, so daß Verf. von einer Kalkschieferstufe in engerem und in weiterem Sinne spricht.

Verf. kommt nochmals auf die *Barrandei*-Schichten zu sprechen. Er zeigt, daß in ihr Riffe und normal sedimentierte Bildungen nebeneinander vorkommen und daß sie in anderen Gebieten eine durchgehende Gliederung hat, welche sie in zwei durch Flaserkalken etc. zerlegte Kalkstufen scheidet. Verf. hat auf Grund einer Detailaufnahme es unternommen, die Fossilpunkte der *Barrandei*-Schichten in einer absoluten Höhenlage über der Dolomit-Sandsteinstufe zu fixieren und dann die Fauna einem Gliederungsversuch zu unterziehen; er bringt die Fossilfundpunkte in neun Höhenstufen und zeigt, gestützt auf ein großes Material, daß keine Gliederung des Komplexes auf Grund der Korallen möglich ist, daß die Schichten mit *Heliolites Barrandei* einem einzigen paläontologischen Niveau entsprechen.

Anhangsweise gibt Verf. einige paläontologische Bemerkungen. Das Genus *Thamnophyllum* PEN. kann weder mit *Fascicularia* (*Fasciphyllum*) noch mit der Gruppe des *Cyathophyllum caespitosum* vereinigt werden. Die im Devon so häufige *Monotrypa fibrosa* ist eine echte *Monticulipora*; der Name *Monotrypa globosa* ist einzuziehen, da mit ihm nur Stöcke von äußerlich anderer Gestalt bezeichnet wurden.

Spiniferina PEN. ist unmöglich mit *Coelophyllum*, wohl aber vielleicht mit *Pholidophyllum* zu vereinigen. Von wesentlicher Wichtigkeit ist der Nachweis des Vorkommens von *Favosites styriacus* und *F. Ottiliae*, die beide für die *Barrandei*-Schichten bezeichnend sind, im F₂-Kalk von Konjprus in Böhmen; damit ist ein neuer Anhaltspunkt für die Stellung der *Barrandei*-Schichten in dem Unterdevon gegeben.

Der dritte Teil der Studien beschäftigt sich mit dem Hochlantschgebiet, wobei das Mitteldevon und seine Fossilführung eine besonders eingehende Erörterung erfährt. Unter dem Mitteldevon liegen da als durchgehender Horizont die *Barrandei*-Schichten; im Liegenden derselben beobachtet man eine kalkig-schieferige Serie, die durch das Auftreten von Dolomiten und Sandsteinen ein charakteristisches Gepräge bekommt und daher einen stratigraphischen Vergleich mit dem unteren Unterdevon der näheren Umgebung von Graz erlaubt. Das untere Mitteldevon wird durch eine mächtige Stufe von fossilereen Dolomiten eingeleitet, in welche sich stellenweise die Kalkschiefer der Hubenhalt. das sind *Cultrijugatus*-Schichten, einschalten. Über den Dolomiten liegen Kalke, Kalkschiefer etc. mit einer Fauna der *Calceola*-Schichten. In diesen Schichten liegen Decken von Diabas. Über den *Calceola*-Schichten liegen Kalke, Flaserkalke und kalkige Schiefer des oberen Mitteldevons. Der sogenannte Hochlantschkalk, dem ein früherer Autor (allerdings ohne jeden Grund) ein triadisches Alter zugeschrieben hat, ist nach glücklichen Fossilfunden mitteldevonisch; er ist stratigraphisch durch Wechsellagerung auf das engste mit dem oberen Mitteldevon verknüpft, stellt aber in einzelnen Profilen schon ein Äquivalent der *Calceola*-Schichten vor. Er ist die als massiger Kalk ausgebildete Fazies des Mitteldevons. Vielleicht repräsentieren seine höchsten Teile bereits Oberdevon. Am Nordrande der Hochlantschgruppe ist der natürliche Zusammenhang der Schichten durch starke Störungen und durch eine Überschiebungsfläche, auf der das Devon gegen Norden bewegt wurde, zerrissen. Das Devon liegt auf einem sehr gefalteten Schieferkomplex, der stratigraphisch tieferen Stufen des Grazer Paläozoicums gleichzustellen ist. In diesen Schiefen liegt das sogenannte Carbon der Breitenau, das Magnesit führt. Diese Serie wurde wegen des darin auftretenden Magnesites in das Carbon gestellt; es ist aber doch sehr fraglich, ob das Vorkommen des Magnesites und eine petrographische Ähnlichkeit der begleitenden Schichten genügt, um das carbonische Alter anzunehmen; es ist dies um so mehr fraglich, als Verf. in einer anderen Abhandlung das devonische Alter von Magnesiten der Grauwackenzone, welche bisher immer für Carbon galten, nachgewiesen hat. Bezüglich der neuerdings in der Literatur öfter erwähnten roten Konglomerate der Bärenschütz schließt sich Verf. der Meinung MOHR's an, daß es sich um Gosau handelt. Von tertiären Schottern weist Verf. Vorkommen in 900 und 1200 m Höhe nach. Unter Voraussetzung des obercarbonischen Alters der magnesitführenden Schichten der Breitenau kommt Verf. zu folgender zeitlicher Gliederung der stratigraphischen und tektonischen Ereignisse im Hochlantschgebiete: 1. Sedimentation von Silur und Devon, 2. Faltenbau vor obercarbonischer Zeit, 3. Ablagerung des Obercarbons, 4. Vorgosauische Störungsphase, 5. Bildung der Gosaukonglomerate, 6. Vormiocäne Gebirgsbildung, 7. Sedimentation des Tertiärs und Herausbildung des vom tertiären verschiedenen Reliefs.

Im vierten Teile beschäftigt sich Verf. mit den silurischen Stufen des Paläozoicums von Graz, das sind Grenzphyllit, Schöckelkalk und Sem-

riacher Schiefer, und mit deren gegenseitigen Vertretung. Auch eine große, das Silur und Devon durchreichende Störung, den Leberbruch, erörtert er an Hand von Karte und Profilen. Er zeigt, daß die Randgebiete des Paläozoicums am Nordrande einen gegen Norden drängenden Bau haben, während am Westrand ein Abschneiden der Falten im Kristallinen von Mittelsteiermark zu beobachten ist.

Die Ergebnisse der vier Teile zusammenfassend, führt Verf. aus, daß die alte, vor mehr als 40 Jahren von CLAR gegebene Schichtfolge mit Einschränkungen richtig ist. Die drei tiefen Stufen (Grenzphyllit, Schöckelkalk und Semriacher Schiefer) können durch einen Schieferkomplex vertreten werden, darüber folgt die Kalkschieferstufe im engeren Sinn, dann die Dolomit-Sandsteinstufe, die *Barrandei*-Schichten, das Mitteldevon, die Clymenienkalke, während das untere Oberdevon nicht nachgewiesen ist. Eine Umdeutung der Stratigraphie hinsichtlich der tieferen Stufen, wie sie neuerdings von Deckentheoretikern versucht wurde, lehnt Verf. mit guten Gründen ab. Über dem gestörten Paläozoicum liegt transgredierend die Gosau, die noch schwach gefaltet ist. Der eigenartige, nicht alpine Bau des Grazer Paläozoicums macht den Gedanken von SUESS sehr wahrscheinlich, daß hier sowie überhaupt in den östlichen Zentralalpen ein alter Horst zu erkennen ist.

W. v. Teppner.

F. Heritsch: Beiträge zur geologischen Kenntnis der Steiermark. IX. Die Fauna des unterdevonischen Korallenkalkes der Mittelsteiermark nebst Bemerkungen über das Devon der Ostalpen. (Mitt. d. naturw. Ver. f. Steiermark, 1918. 54. 1—51. Mit 5 Tab.)

Verf. gibt eine tabellarische Übersicht der Fauna der Schichten mit *Heliolites Barrandei* (s. das vorige Referat). Dann erörtert er die Fauna des Devons der Ostalpen auf Grund einer tabellarischen Übersicht, welche 612 Arten (ohne sp.- und cf.-Formen) umfaßt. Es ergibt sich ein bedeutender Unterschied in dem faunistischen Bestande zwischen dem Unter-, Mittel- und unteren Oberdevon einerseits und dem oberen Oberdevon andererseits. Das letztere ist fast frei von Korallen und führt vorwiegend Cephalopoden. Bei den Korallen des Unter- und Mitteldevons ist die Zahl der alpinen Lokalformen auffallend. Sehr groß ist die Zahl der Brachiopoden im Unter- und Mitteldevon; auch da finden sich viele Lokalformen. In detaillierter Erörterung geht Verf. auf das Devon der karnischen Alpen wie der Karawanken ein, wobei eine Anzahl von Altersbestimmungen anderer Autoren berichtigt wird. Verf. weist darauf hin, daß im unteren Oberdevon der karnischen Alpen die Sedimentationsbedingungen des Unter- und Mitteldevons fortsetzen, da auch noch Korallen- und Krinoidenkalke abgelagert wurden. Dagegen ist das obere Oberdevon in der Fazies der Clymenienkalke entwickelt, die wohl in einem tieferen Meere gebildet wurden als das tiefere Devon. Besonders wird noch auf die engen faunistischen Beziehungen zwischen dem Devon der Südalpen und von Mittelsteiermark hingewiesen.

W. v. Teppner.

Rud. und E. Richter: Paläontologische Beobachtungen im Rheinischen Devon. I. Über einzelne Arten von *Acidaspis*, *Lichas*, *Cheirurus*, *Aristozoö*, *Prosocoelus*, *Terebratula* und *Spirophyton* aus der Eifel. (Jahrb. d. Nassauischen Ver. f. Naturk. in Wiesbaden. 70. Jahrgang. 143—161. Taf. I u. 6 Textfig. Wiesbaden 1917.)

Um an anderer Stelle in stratigraphischem Zusammenhang damit arbeiten zu können und die Beschreibungen darin nicht zu verstecken, werden hier einige wichtige Fossilien des Rheinischen Devons paläontologisch behandelt.

Acidaspis (Pseudomonaspis) bucco n. sp. und *Lichas (Euarges) Mephisto* n. sp. sind eigenartige Formen ihrer Gattungen, *Cheirurus Sternbergi* mut. *myops* A. ROEMER der erste Cheiruride auf dem linken Rheinufer und *Aristozoö porcula* n. sp. die erste sichere *Aristozoö*, ja abgesehen von dem einen *Dipterocaris vetusta* A. V. zugrunde liegenden Exemplar der erste sichere Archaeostrak des Rheinischen Devons überhaupt. *Prosocoelus Beushauseni* FUCHS, n. var. *aequivalva* und *P. pes-anseris* ZEILER et WIRTGEN, n. var. *percarinatus* werden stratigraphischer Beachtung empfohlen. Stratigraphisch wichtig ist bereits *Terebratula cimex* n. sp., welche eine Bank erfüllend einen leicht erkennbaren Leithorizont abgibt. Diese Cimex-Bänke erstrecken sich durch mehrere Eifelmulden und bilden überall das Dach des Unterdevons. Von *Spirophyton eifliense* KAYSER wird bei Besprechung eines wichtigen Neuvorkommens die Ansicht SPRIESTERSBACH's über die Gebundenheit dieser Alge an Schiefer und ihre Flucht aus sandigen Bildungen angenommen.

[Inzwischen fand Ref. *Spirophyton eifliense* im Niederstadtfelder Unterkoblenz auch in Sandsteinen, wenn auch nur vereinzelt und nicht in Rasen. Ferner wurde die so unverkennbare Varietät *Prosocoelus pes-anseris percarinatus* des Oberstadtfelder Unterkoblenz auch im Porphyroidschiefer von Singhofen nachgewiesen.

Durch DEECKE's Studie „Über Färbungsspuren an fossilen Mollusken-schalen“ und die sich gegenwärtig daranknüpfende Erörterung (LEIDHOLD, Naturw. Wochenschr. 1918, p. 84 und OPPENHEIM, Centralbl. f. Min. etc. 1918, p. 370, 386) erhalten die von den Verf. abgebildeten, sehr ausgeprägten Farbspuren bei *Terebratula cimex* erhöhtes Interesse. Diese Art muß also in die von jenen Arbeiten angestrebte Liste aufgenommen werden, um so mehr als es sich hier um konzentrische (dabei an die Anwachswülste nicht gebundene, sondern v-förmige und anastomosierende) Farbbänder handelt. (Eine fleischrote *Terebratula* aus dem Creue-Kalk [Malm] von Senonville [Côte-Lorraine; — coll. DREVERMANN, Senckenberg-Museum] besitzt dunkelrote Anwachswülste.) Die genannten Autoren dagegen betonen, daß ihnen sowie den von ihnen zugrunde gelegten Forschungen von KAYSER und NEWTON aus Literatur und Sammlungen bei *Terebratula* bisher lebend wie fossil nur radiale, *vulgaris*-artige Streifen oder Flecken bekannt geworden seien.]

Rud. Richter.

Carbonische Formation.

v. **Bubnoff**: Über den Parallelismus des Untercarbons im Schwarzwald und den Vogesen. (Jahresber. u. Mitt. des Oberrh. geol. Ver. 1919.)

Wir vermögen heute kaum mit Sicherheit zu behaupten, daß der Komplex culmischer Gesteine zwischen Lenzkirch und Badenweiler nicht auch devonische Äquivalente enthält. In den Vogesen liegen die Verhältnisse günstiger, wo eine in der Mitte auftretende reiche marine Fauna der Visé-Stufe eine Dreiteilung der Schichtenfolge erlaubt. Im Schwarzwald konnte eine Zweiteilung festgestellt werden, da hier eine mittelculmische Diskordanz mit Sedimentationsunterbrechung vorhanden ist. Pflanzen liefern eine Bestätigung dafür, daß das jüngere Culm von Lenzkirch nicht nur petrographisch und stratigraphisch der oberen Stufe, Abteilungen 1—14 **VAN WERVEKE's**, in den Vogesen entspricht; das ältere Culm von Altglashütten und Schönau in gleicher Weise der unteren Stufe, Abteilungen 24—26. Die mittlere Stufe **VAN WERVEKE's** hat kein Analogon im Schwarzwald, da hier die mittelculmische Diskordanz liegt. Sie findet ihre Erklärung in einer größeren Intensität der ersten prägranitischen gebirgsbildenden Phase (O—W-Richtung bei Altglashütten), die zu einer Heraushebung und Abtragung der älteren Serie führte. Die Zusammenstellung der Ergebnisse beiderseits der Rheinebene ist zur Klärung des Culmproblems unerläßlich, aber die Parallelen im einzelnen durchzuführen erscheint unmöglich.

F. Haag.

Antevs, E. und A. G. Nathorst: Kohlenführender Culm auf der Bären-Insel. (Geol. Fören. i Stockholm Förh. 39. 649—663. Mit 1 Taf. u. 2 Textfig. Stockholm 1917.)

Leuchs, K.: Marines Obercarbon im zentralen Tianschan. (Sitzungsber. Math.-phys. Kl. bayer. Akad. Wiss. München 1919. II. 217—228. Mit 1 Taf. u. 2 Textfig.)

Juraformation.

Walther Klüpfel: 1. Zur Kenntnis des Lothringer Bathonien. (Geol. Rundsch. 7. 1—29. 1916.)

—: 2. Über die Sedimente der Flachsee im Lothringer Jura. (Geol. Rundsch. 7. 97—109. Taf. III u. IV. 1916.)

—: 3. Über den Lothringer Jura. Diss. Straßburg 1918. (Jahrb. d. k. preuß. geol. Landesanst. 28, I. 252—346.)

Verf. gibt (3) einen Überblick über die Stratigraphie, die Faziesbildungen und über lithogenetische Verhältnisse des Jura in Deutsch-Lothringen, hauptsächlich im Gebiet zwischen Metz und Diedenhofen. Für den Lias und Dogger stützt er sich auf sehr viele eigene Beobachtungen. für den Malm begnügt er sich mit der Wiedergabe der Gliederung nach

älterer Literatur; auch bezüglich der Lothringischen Eisenerzformation ist er z. T. auf frühere Literaturangaben angewiesen. Über das Bathonien, das er im Einklang z. B. mit JOLY über den Schichten mit *Teloc. Blagdeni* beginnen läßt, hat er bereits 1916 (1) eine kleine Sonderarbeit mit vergleichenden Profilübersichten veröffentlicht.

Er beginnt, wie die französischen Autoren, den Jura mit dem Rhät, das in roten Grenztonen gegen den Lias absetzt.

Ich lasse hier in Kürze des Verf.'s Schichtenschema folgen:

Unterer Lias. 1¹. Lias α = Gryphitenkalk.

(*Psiloc. planorbis* ist außerhalb des Bereichs des Luxemburger Sandsteins nicht gefunden.)

a) Schichten mit *Psil. Johnstoni*, gelbe, rotgeflamnte, schieferige Mergel — bituminöse Kalkbänkchen und Mergel (lokal Knochenbreccie). 1—2,5 m.

b) Schichten mit *Psil. anisophyllum, subangulare*.

c) Schichten mit *Schloth. angulata*. Bituminöse Kalke (oben öfters in Knollen aufgelöst) mit Ton- und Mergellagen wechselnd (örtlich Dachpappenschiefer mit *Pseudomonotis papyracea*). Örtlich Phosphoritknollen. 1—3 m.

d) Horizont mit *Caloc. liasicum*.

e) Vermiceratenkalk mit *Ariet. rotiformis*. Kalkbänkchen mit starken Mergelzwischenlagen. 10—30 m.

f) Semicostatenkalk (*Geometricus*-Schichten). Dünne Kalkbänke mit Mergel- und Schieferlagen, oben „*Lingula*-Bank“ (mit *L. metensis*- und „*Spiriferinenbank*“ (*Sp. rostrata*).

g) *Acutus*-Schichten. Kalkbänkchen mit starken Mergellagen. *Bel. acutus*, *Pentacr. tuberculatus* („*Tuberculatus*-Bänkchen“). Riesenarieten.

Emersionsfläche α/β , Phosphorite. Die obersten Lagen, g, von Lias α enthalten häufig Phosphorite. Im S von Metz ist als Abschluß von α eine Emersionsfläche mit Bohrlöchern, Austerbedeckung, Fossilzerreißel zu sehen, in darüberliegenden Tonen angebohrte Phosphoritknollen.

2. Lias β .

a) Betatone (Marnes sableuses). 25—36 m.

a₁) (Untere) fossilarme Tone, unten mit *Aeg. planicosta*, *Aster. obtusum*, *Oxyn. oxynotum*, dann Mergellagen mit *Cymb. globosus*, *Bel. acutus* var. *brevis* I, darauf mächtigere blätterige, schwach sandig-glimmerige Tone mit der „Hauptnagelkalkbank“ und bröckligen „Eisenovoiden“, *Aeg. planicosta*, *Gryphaea obliqua*. 10—11 m.

a₂) Obere Betatone, *Dudressieri*-Schichten (= Zone mit *Hippopodium ponderosum*), blätterige, pyritreiche Tone mit Kalkknollen, diese z. T. durch kalkig-oolithisches Mittel verbunden. 10—15 m.

¹ Die Zählung der Stufen und Schichten habe ich hier zugefügt, um die bei KLÜPFEL zu vermissende Übersichtlichkeit herbeizuführen.

b) *Raricostatenkalkbank* (Ockerkalk), z. T. Kalkgeoden mit oolithischem Mittel, z. T. geschlossene blauschwarze, pyritreiche Bank, örtlich mit Phosphoritknollen. *Ophioc. raricostatum*, *Oxyn. Guibali*, *Buvignieri*. 0,2—1,0 m.

Zwischen a und b bei Sillningen, zwischen Raucourt und Eply Geröllhorizont. Bei La Vannoue ist die *Dudriessieri*-Zone als Geröllhorizont ausgebildet, der *Raricostatenkalk* (und die *Numismalis*-Mergel) fehlen dort unter *Davoei*-Schichten.

Mittlerer Lias. 3. Lias γ .

a) *Numismalis*-Mergel. Blaue, pyritreiche Mergel, lokal eisenoolithisch, oben feste „Weißbank“ mit *Plicatula spinosa* und (*Pentacr.*) *basaltiformis*-Bank. *Waldh. numismalis*, *Liparoc. Taylori*, *Coeloc. pettos*. 0—0,5 m.

b) *Jamesoni*-Mergel mit Linsen oder Bänkchen von Mergelkalk, z. T. oolithisch. 0—3 m.

c) *Davoei*-Kalkbank (Ockerkalk z. T., Fleckenkalk). Dichter, harter, heller Kalk. *Dactyloc. Davoei*, *Lytoc. fimbriatum*. 0,10—0,50 m.

Vor der Ablagerung des *Davoei*-Kalks fanden tektonische Bewegungen statt, so daß in der Gegend von La Vannoue der Lias infolge einer Aufwölbung bis auf den *Dudressieri*-Horizont abgetragen wurde.

4. Lias δ .

a) *Margaritatus*-Schichten (Macigno de Méssanay).

a₁) Blättertone mit *Harp. normannianum*, darin Bänkchen mit *Extracr. subangularis*. Örtlich (S von Metz) zuunterst „Phosphatmergel (mit angebohrten Phosphoritknollen) und Rostschicht“. 20 m.

a₂) *Fimbriatenschichten*. Tone, Mergel mit z. T. septarienartigen Kalkknollen, Crinoidenlinsen (*Pentacr. basaltiformis*), Kalkknollenglagen mit *Tisoo siphonalis*, Belemnitenschlactfeld. 10—15 m.

Oben: Emersionsfläche, angebohrte Phosphorite. (Gegend von Dalm.)

a₃) *Ovoidenmergel*, Tone mit Lagen von schaligen Toneisensteinknollen; daneben „*Margaritatenlumachelle*“, Kalkknollen ganz aus Fossilien bestehend. 10—60 m.

a₄) *Septarienmergel*, große kalkige Septarien, häufig *Tisoo siphonalis*. 2—5 m.

b) *Costatus*-Schichten (Macigno d'Aubange).

b₁) *Costatenton* (Calcaire lumachelle z. T.). Tone in sandig-tonige Mergel mit Kalkknollen übergehend. *Amalth. spinatus* und (!) *margaritatus*. 10 m.

b₂) *Costatensandstein* (Grès médioliasique). Sandige Mergel mit Tonsandsteinbänken, z. T. mit „*Brachiopodenlumachelle*“, oben Septarien. *Amalth. margaritatus* fehlt, *spinatus* seltener. 5—15 m.

Oberer Lias. 5. Lias ϵ .

a) *Posidonomyenschiefer* (Falciferenschiefer, Marnes bitumineuses, Schistes de Grand-Cour). Über blätterigen, im S gelben bis roten Mergeln dunkle, bituminöse Dachpappenschiefer mit splittrig-harten

Bänken. *Harp. falCIFerum*, *serpentinum*, *Dactyl. commune*, *Posidonomya Bronni*, *Pseudomonotis substriata*, *Inoceramus dubius*. 5—20 m.

b) *Bifrons*-Knollentone (Calcaire noduleux). Schiefer mit Platten oder Ellipsoiden von Stinkkalk. *Hildoc. bifrons*, *boreale*, *Dactyl. commune*, *Phylloc. heterophyllum*, *Frechiella subcarinata*. Im südlichen Lothringen oben „*Fibulatus*-Horizont“ (Zone à *Amm. subarmatus*) — z. T. Septarien mit *Peronoc. fibulatum* —, sonst zuoberst in den Schiefen „Fucoiden derselben schmalblättrigen Art wie in Schwaben“ („Fucoidenschiefer“). 5—20 m.

6. Lias ζ.

a) Phosphorite des oberen Lias. Auf Lias ε deutliche Abrasion und Transgression. Tone und Mergel mit Pyrit, Oolith, Phosphoritbrocken, gerollte und angebohrte Cephalopoden und Gerölle (*Bifrons*-Knollen) mit Serpeln und Austern, Ammoniten- und Belemnitenbreccie. *Coeloc. crassum*, *Raquinianum*, *Haugia variabilis*, *Lyt. sublineatum*, *irregularare*, *cornucopiae* [?] und viele andere. Oben abermals Emersionsfläche. 0,15—1,0 m.

b) Voltzientone. Dunkle, fette bis feinsandige Tone. *Astarte Voltzi*, *Trigonia pulchella*, *Phylloc. heterophyllum* [?], *Harpoc. striatulum-toarcense*. ca. 10 m.

c) *Striatulus*-Schichten. 25—40 m.

c₁) Horizont mit *Pseudolioceras* cf. *compactile* (früher: *Amm. concavus*). Blauschwarze, sandig-glimmerige Tone mit Mergelkonkretionen. *Harp. striatulum*, *Pseudol.* cf. *compactile*.

c₂) *Striatulus*-Ton s. str. Fossilarme, blauschwarze Schiefer, sandig-glimmerig, mit Kalkknollen. Oben

c₃) Horizont des *Lytoc. rugiferum*. Tone, oben sandiger werdend; „*Striatulus*-Knollen“; Austernbank am Stürzenbergpaß = Emersionsfläche.

d) *Fallaciosus*-Schichten. (Mergel unter dem Erz.) Sandigtonige Mergel, oben mit Tonsandsteinbänken oder Kalkknollen. 25—40 m.

d₁) Gelbe, sandige Mergel mit *Gramm. fallaciosum* und *striatulum*.

d₂) Mürbe Tonsandsteinbänke mit *Trigonia Zitteli*, *Lyt. jurense*.

d₃) Sandig-tonige Mergel mit Septarien, *Gramm. Saemanni*.

d₄) Dunkle, schieferig-tonige Sandmergel, Austernbänkchen, bei Gr.-Hettingen Gerölle mit Serpeln bewachsen (Emersion, Oszillation), *Bel. meta*.

d₅) Sandige Mergel mit dicken Tonsandsteinbänken (*Gramm. fallaciosum*, *dispansum*, *Harp. Saemanni*) oder Bank von Chamositoolith mit Phosphorit (*Lyt. jurense*, *Gramm. dispansum*, *fallaciosum*, *Hamm. insigne*).

Im Erzgebiet stellenweise Eisenoolithe entwickelt.

7. Erzformation. 10--60 m.

Untere Erzformation.

a) *Levesquei*-Schichten.

Grünes Lager.

Schwarzes Lager.

Braunes Lager und Lager von Ars.

b) Schichten mit *Dumortiera subundulata* und *Harpoceras opalinum*.

Mittlere Erzformation.

Graues Lager.

Gelbe Lager von Algringen und Düdelingen.

Obere Erzregion („vielleicht deszendenter Natur“, 3, p. 105).

Rotes Lager von Oberkorn.

Unteres und oberes rotkalkiges Lager.

Im Dach des schwarzen Lagers im Ornegebiet Gerölllage. Bei Fewen als Vertretung des Braunen Lagers Rostmulm, Tone mit hängendem Konglomerat. Im Dach des gelben Lagers von Algringen Emersionsfläche mit Bohrlöchern, Austern, Serpeln, darüber Schichtlücke.

[Verf. ist der Erörterung der vielumstrittenen Frage, wo in Lothringen, besonders im Erzgebiet, die Grenze Lias-Dogger zu ziehen ist, aus dem Wege gegangen. Ebensowenig spricht er sich über die Grenzen zwischen unterem und mittlerem Dogger aus.]

8. *Murchisonae*-Schichten mit *Ludwigia*, *Murchisonae acuta*.

a) Rotsandiges Lager von Deutsch-Oth, Esch usw.

b) Katzenbergkonglomerat. Erzgeschiebe, Gerölle von Ton sandstein, Milchquarz (!), Lydit (!), lokal über das gelbe Lager transgredierend (Schottermassen eines großen Flusses, 3, p. 105).

c) Dachsandstein, bei Esch flyschartige, z. T. grobkörnige und konglomeratische Kalksandsteine. Oben: „abgewaschene“ Emersionsfläche mit Bohrlöchern, Austern.

9. *Bradfordensis*-Sandmergel. Verschiedenfarbige, sandige Mergel, z. T. eisenoolithisch, mit phosphorischen Kalkknollen, oolithischen Mergelkonkretionen. *Ludwigia bradfordensis*, sinon, *Inoceramus polyplocus* und viele andere Muscheln. 1—1,6 m.

10. Die *Sowerbyi*-Schichten im weiteren Sinne sind häufig unvollständig ausgebildet. Ihre unteren Glieder, *Concavus*-Konglomerat und Ternelton können fehlen. Sie lagern außerdem auf sehr verschiedenen alten Teilen des älteren Doggers. Meist liegen sie auf einer sehr deutlichen Emersionsfläche, wo eine solche nicht zu erkennen ist (Gr.-Mövern), tritt wenigstens scharfer Sedimentwechsel gegenüber dem Liegenden ein.

a) *Concavus*-Schichten:

a₁) *Concavus*-Konglomerat von Marbache. Grobes, allochthones Konglomerat oder gelber Mergelkalk mit Eisenoolith. *Lioc. concavum*.

a₂) Ternelton, 1—2,4 m (jünger oder a₁ gleichalterig), dunkle, sandig-glimmerige Tone oder Mergel — bei Märingen mit Geröllen, im Idaschacht (bei Ste. Marie-aux-Chênes) mit Kalkbänken und „Idakonglomerat“.

b) *Discites*-Schichten, Glimmermergel mit *Hyperlioc. discites*; blaugrauer, glimmerig-sandiger, toniger Mergel mit Pyritknollen, Toneisensteinoiden, Septarien, Phosphoritknollen; oben Lagen von Kalkknollen und Kalkbänke. Angebohrte Gerölle. *Inoc. polyplocus*, *Cancellophycus scoparius*. 8—12 m.

c) Sonninienkalk (Calcaire ferrugineux z. T.). Besonders am Ostrand des Doggerplateaus gut entwickelt. An der Basis oft Gerölle mit Bohrlöchern (Konglomerat von Plappville), bei Fewen und Gr.-Mövern bald darüber eine eisenoolithreiche Kalkbank (Sonninienerzbank), sonst dunkelblaue, grünliche, etwas sandige Kalkbänke im Wechsel mit sandigen Mergeln. Zahlreiche *Sonninia*-Arten, *Belemn. gingensis*, *giganteus*, zahlreiche Muscheln. Bei Jussingen eine Trümmerbank, bei Ludres, S von Nancy, eine Emersionsfläche eingeschaltet. Oben kompakte Kalkbänke mit Eisenadern (Öttinger Kalk, oberer Sonninienkalk).

11. Schichten mit *Sphaeroceras* [recte *Emileia*] *polyschides* = Hohebrückner Kalk (Calcaire ferrugineux z. T.), graublaue, feinkörnige, dicke, ebene Kalke. An der Basis Bank mit *Sonninia Sutneri*; im mittleren Ornetal „Erzbank“ (Kalk mit oolithischer Minette, angebohrten Geröllen, Quarzgeröllen); oben Trigonienbänke (*Trig. signata*) und Pentacrinitenbänke. *Emileia polyschides*, *Otoites Sauzei*, *Pecten pumilus* (unten). *Belemn. giganteus-ellipticus*. 7—30 m.

12. Korallenkalk. 30—60 m mächtig krönen die „Korallenkalke“ mit ihren Äquivalenten die Steilkaute des Lothringer Doggerplateaus mit ruinenartigen Felsbildungen. Sie umfassen:

a) Unterer Korallenkalk.

Schichten mit *Steph. Bayleanum*,

Schichten mit *Witchellia?* [*Romani*].

b) Mittlerer Korallenkalk.

Untere und obere Schichten mit *Steph. Humphriesi*.

c) Oberer Korallenkalk.

Schichten mit *Teloc. Blagdeni*.

Die charakterisierenden Korallenkolonien bilden inmitten von Mergeln und „fossildetrigenen“ Gesteinen teils flache Linsen oder Bänke, teils Putzen und klotzige, unregelmäßige Massen von oft konzentrisch schaligem Bau; ihre Randzonen sind meist mergelig, angelagerte Kalke gehen oft im Bogen über die Riffe. Im Norden fehlen Korallbildungen. In der Gesamtmasse sind mehrere Emersionsflächen (mit Bohrlöchern etc.) zu beobachten, die nicht durch das ganze Gebiet gehen; sie schneiden die Riffe glatt ab, werden aber mancherorts von den Riffen als von Härtlingen überragt. Neben Korallenkalken treten auf: Crinoideenkalke (Weißkalke), oolithische Körnerkalke, dichte und mergelige Kalke, Feuersteinkalke, Austernkalke, Mergel, Tone. Zur Erläuterung der stratigraphischen, faziellen und örtlichen Gliederung ist KLÜPFEL's Tabelle (p. -81-) wiederholt.

Gliederung der Korallenkalke und Verbreitung ihrer Faziesbildungen in Lothringen.

Schicht.	Thiaucourt Bayonville	Metz Ars	Fewen Brumwals	Malandshofen	Koßlingen Homécourt	Fentsch	Deutsch-Oth
Schicht. d. Amm. Garant u. n. ober Blagdeni	Untere Longwyschichten	Longwyschichten	Longwyschichten	Longwyschichten	Longwyschichten	Longwyschichten	
	Hiatus?	Hiatus?	Hiatus?	Helle Kalke (Reiskornkalke) u. Korallenkalke	Oberer Bankkalke mit Amm. Blagdeni	Oberer Bankkalke u. Weiße Kalke (Reiskornkalke)	
Untere Blagdeni-Schichten	Körnerkalke mit Amm. Blagdeni	Körnerkalk mit Amm. Blagdeni	Korallenkalk	Fensterkalk u. Bankkalk mit Amm. Blagdeni	Unterer Bankkalk mit Amm. Blagdeni	Unterer Bankkalk mit Amm. Blagdeni	
	Korallenkalk und Weißkalk mit Amm. Humphriesianus	Korallenkalk und Grauer Kalk mit A. Humphriesianus	Korallenkalk und Weißkalk	Hiatus	Hiatus	? Weißkalk	
Untere Humphriesianus-Schichten	Lucinenbank Mytilus-Schicht. od. Korallenkalk	Lucinenbank Clypeus-Oolith Mytilus-Schicht. bzw. Korallenkalk mit Cidaris cucumifera	Korallenkalk und Bankkalk mit Bourguetia und Lucina Weißkalk	Korallenkalk und Knollenkalk mit Bourguetia Saemanni und Lucina Bellona	Lucinenbank Korallenkalk Clypeus-Oolith u. Apicrinus-Kalk Knollenkalk mit Bourguetia und Lucina	Hutiekalk mit Bourguetia Saemanni	? Nonkeiler Kalk
	Korallenkalk mit Cidaris cucumifera, A. Bayleteri num Freycineti					Bei Esch: Hutiekalk	Other Mergel Other Kalk Korallenkalk

(Hohebrückner Kalk) = Zone der *Emileia polyschides*

= Emersionsflächen

"Korallenkalke"

Die folgende Schichtengruppe faßte KLÜPFEL 1916 als Bathonien zusammen, ohne auf die Begründung der ja sehr strittigen Grenzziehung nach unten einzugehen.

13. Schichten mit *Garantiana Garanti* und *Strenoc. subfurcatum*.

a) Longwy-Schichten. Lokal durch eine lange bekannte Emersionsfläche mit folgenden Geröllen und Geschieben von den *Blagdeni*-Schichten getrennte Mergel—Mergelkalke—sandige Tone, denen Mergelkalkbänke (lokal mit *Montlivaultia*-Horizont) und Austerbank folgen. Sie können oben mit einer Emersionsfläche abschließen. 4—21,8 m.

b) Jaumontkalk (mit *Pseudomonotis echinata*, *Cosmoceras?*). Gelber, feinkörniger Kalk bis dickbankiger Oolith; bei Thiaucourt: unten oolithische Mergel und Mergelkalke, feinkörniger Sandstein, oben kompakter Oolith; bei Gravelotte enthält der Jaumontkalk eine „Bank mit Nerineen“, höher eine „Zweischalerbank“, oben „Hausteinoolith“. Im Süden oben grobe Oolithe mit der „*Hirsonensis*-Bank“. Die Kalkbänke des Jaumont zeigen Wellenfurchen. Gerölle (Zweischalerbank), Austerfazies, mehrere Emersionsflächen sind zu beobachten, eine solche bildet auch den Abschluß.

14. *Parkinsoni*-Schichten (Gravelotte-Schichten z. T.), mit *Parkinsonia Parkinsoni*, vorwiegend oolithisch, faziell sehr wechselnd. 25—40 m.

a) Untere *Parkinsoni*-Schichten = Korallenmergel (Calcaires oolithiques à polypiers). 6—9 m.

Bei Thiaucourt: Unten tonig mit kleinoolithischen Mergellagen, dann Wechsel von oolithischen Mergelkalkbänken mit Mergeln, weiter oben Echinodermenspatbänkchen und graue Kalksandsteine und feste Kalkbänke mit Korallenstöckchen (*Isastraea serialis*, *Thamnastraea*, *Confusastraea*, *Trigonia costata* etc.).

Emersionsfläche.

b) Mittlere *Parkinsoni*-Schichten. 7—8 m. (Oberer) *Hirsonensis*-Oolith von Thiaucourt (oolithische Mergel, oben grobkörnige Kalke) — Kalk von Doncourt bei Conflans — Feinkorn bei Yron (kleinoolithische, pyritreiche, graue Kalke von Mergeln überlagert) — ?Plattenkalke von Caubre — Mergel mit *Ostrea acuminata* bei Hatrize — Tone und Mergelkalke bei Ste. Marie-aux-Chênes. — Tonfazies von Fentsch-Bollingen (dunkelgraue Tone mit kleinen verkiesten Parkinsonien, *Ostrea acuminata*, *Bel. württembergicus*).

Emersionsfläche.

c) Obere *Parkinsoni*-Mergel, *Clypeus*-Mergel (13—14 m) (und Groboolith von Vionville [4—7 m]). Oolithe unten locker in graugrünem Mergel, nach oben in feste Kalkbänke übergehend (*Clypeus Ploti*, *Echinobrissus*, *Pseudom. echinata*, Muscheln, Brachiopoden, Nerineen, Parkinsonien); bei Conflans oben 6—7 m „Feinkornoolith“.

Eine Emersionsfläche trennt örtlich (N von Chambley) vom *Clypeus*-Mergel den Groboolith von Vionville, eine Fazies der

obersten *Parkinsonia*-Schichten, wieder groboolithische Mergel, die nach oben in festen Kalk übergehen; oben: Emersionsfläche.

15. *Ferrugineus*-Schichten.

a) Untere tonige und sandig-mergelige Abt. = *Globata*-Schichten. Tone, unten mit abgerollten *Thamnastraen*stücken oder flossartige Sandmergel mit Mergelbänkchen, *Park. ferruginea*, *Ter. globata-Fleischeri*, Muscheln.

b) Anabacienkalk (Caillasse à *Anabacia orbulites*), Kalkbänkchen (mit Eisenoolith) wechseln mit Mergeln. *Park. ferruginea*, *Anabacia complanata*, *globata* Terbr., *Pecten vagans*, *Alectryonia cf. costata*.

Eisenoolithische Dachbank mit Emersionsfläche.

16. *Varians*-Schichten i. w. S. (Sch. m. *Perisphincten*), Basiston mit Geröllen des Anabacienkalks, darüber

a) *Montlivaultien*mergel, blaugrau mit *Rhynch. varians*, *Trig. costata*, *Montlivaultia*. 0,5—2 m.

b) *Ostreentone* (Marnes de Friaucville z. T.). 12—15 m. Graublau fette Tone mit *Ostrea Knorri* und *acuminata*, *Knorri*-Ton und kalkige *Knorri*-Platte, darüber *Acuminata*-Ton und *Acuminata*-Platte.

c) *Concinna*-Schichten (Marnes de Conflans z. T.). 4—8 m. Mergel mit Kalkbänkchen (*Rhynch. concinna*, *Acanthothyris spinosa*), unten *Montlivaultien*horizont, höher *Lagenalis*-Horizont.

d) *Varians*-Schichten s. str. (Marnes de Conflans z. T.).

d₁) Untere fette, blaugraue, grünliche Tone mit Mergellagen, Kalkknollen, Kalkbänkchen. *Rhynch. varians*, *Perisph. procerus*, *quercinus*, *Sphaeroc. bullatum* aff. *Ymir*. 15—30 m.

d₂) Mittleres *Knorri*-Lager (Marnes noires très argileuses à *Ostrea Knorri* DE ROUVES), dunkle Tone mit dünnen Faserkalkplatten und Mergelkonkretionen, *O. Knorri*, *Perisph. cf. convolutus*.

d₃) *Lyonsia*-Mergel mit Kalkknollen. *L. peregrina*.

Etainkalk (Dalle oolithique d'Etain), Kalkfazies der *Varians*-Schichten s. str. der Gegend von Etain mit *Ostrea acuminata*.

Emersionsfläche.

17. 18. Woëvre-Ton. Callovien + Oxford. 185—230 m.

17a. Unteres Callovien mit *Kepplerites Gowerianus*, Trigonienton mit oberem *Knorri*-Lager. 50 m.

17b. Mittleres Callovien, Serpeltone, Zone des *Steph. coronatum*. 35 m.

17c. Oberes Callovien, Zone des *Peltoc. athleta* und *Card. Mariae*. 20 m.

Grenze zwischen Callovien und Oxford unsicher.

18. Oxford.

18a. Mergel mit Kieselknollen.

18b. Eisenoolith von Neuvizy.

Die Stufen des folgenden Malm gibt KLÜPFEL in kurzer Tabelle nach WOHLGEMUTH, BUVIGNIER u. a. Auch hierin deutet er zwischen den einzelnen Stufen und Zonen Emersionsflächen an.

Genauere Bearbeitung des Fossilmaterials wäre nötig, um zu erhärten, wie weit die mancherlei angegebenen Abweichungen in der Fossilverteilung von dem gewohnten schwäbischen Schema begründet sind.

Ganz besonderen Wert legt Verf. (2 u. 3) in der Reihe der ausschließlichen Flachseebildungen des Lothringer Jura auf zwei miteinander eng verknüpfte Erscheinungen. Diese sind: 1. sehr zahlreiche (30–40) Emerisionsflächen, 2. die über solchen sich meist gleichartig einstellenden Sedimentations-(Emerisions-)Zyklen [statt Zyklus wäre auch hier besser Folge oder Reihe zu sagen].

Er beobachtet im allgemeinen die auch sonst schon öfters betonte, hier auffallend oft wiederholte Folge: Ton—Mergel (oder Mergel mit Kalklagen) — Kalk. Die Kalke endigen mit einer Dachbank, die sehr oft Phosphoritknollen enthält, pyritreich sein kann und deren Oberfläche Bohrmuschellöcher, Abrasionserscheinungen, Austernbedeckung zeigt. Über einer solchen Abrasions-Emerisionsfläche zeigt der Basiston des folgenden Zyklus aufbereitetes Material der Dachbank, Phosphoritgerölle, angebohrte mit Serpeln und Austern besetzte Gerölle des Liegenden, Konglomeratbildungen können vorkommen.

Verf. bringt diese Erscheinungen mit tektonischen Vorgängen in Verbindung: Senkung leitet einen Zyklus ein; langsame Hebung hat die Sedimentreihe Ton—Mergel—Kalk zur Folge, sie geht weiter bis zur Heraushebung des Bodens. (Emerision), welche eine mehr oder weniger merkliche Schichtlücke bedingt. Dann folgt rasche Senkung, Transgression, mehr oder weniger starke Aufbereitung des Untergrundes, woraus der Basiston mit Geröllten (bis Konglomeratbildung) sich ergibt, welcher einen neuen Zyklus einleitet. Die Zyklen spielen sich nicht immer über größere Räume hin gleich ab, sie können örtlich beschränkt sein, ein Nebeneinander von Sattel- und Muldenbiegungen des Bodens, eine Wellenbewegung desselben ausdrücken. Die Zyklen sind außerdem oft unvollständig.

Die — hier überzahlreichen — Emerisionen sind ohne Zweifel auf Bodenbewegungen zurückzuführen. Am klarsten wird das im Lias zwischen Metz und Nancy, wo es bei La Vannoue ganz deutlich ist, daß vor Ablagerung des *Davoii*-Kalks eine Sattelung, Heraushebung und Abrasion des Bodens stattgefunden hat, so daß hier örtlich der *Davoii*-Kalk der *Dudressieri*-Bank des Lias β aufliegt. Doch bleibt trotz der sehr lesenswerten Ausführungen des Verf.'s noch manches in den Zyklen recht schwer auf tektonischer Grundlage allein zu deuten. Aus einer kalkigen Dachbank wird keine Abrasion und Transgression einen Basiston schaffen können. Auch die Entstehung des Kalkes im oberen Teil eines Zyklus wird nicht restlos erklärt. Ich habe seinerzeit (Die Bedeutung des schwäbischen Jura für die Erdgeschichte) für die marinen Reihen Ton bis Kalk klimatische Bedingungen mit ihren Folgen in den Transportverhältnissen der Sedimentmaterialien angenommen (Ton = humidem, Kalk = aridem Klima entsprechend). Verf. lehnt das ab, muß aber für die Bildung der Kalke doch wenigstens Erwärmung der oberen Wasserschichten als bedingend an-

nehmen. Das vielfache Nebeneinander von Kalk- und Tonfazies auf kurze Entfernungen im Dogger Lothringens bleibt dann eigentlich unverständlich. Die hier nachweisbaren Bodenbewegungen, klimatische Faktoren und die topographischen wie petrographischen Verhältnisse der gesteinsliefernden Landräume werden zusammen zu Erklärungen der Verhältnisse in den Sedimentationsreihen des Lothringer Jura herangezogen werden müssen. Der große Tonreichtum im Lias und Teilen des Doggers, der vorwaltende Kalkreichtum im Malm kann letzten Endes doch wohl nur durch klimatische Bedingungen zu erklären sein, welche m. E. auch in jeder Einzelreihe Ton—Mergel—Kalk mit ausgedrückt sind.

Verf. weist auf das vielfache Zusammenfallen seiner Zyklen mit faunistischen Zonen hin und betont die stoßweise Änderung der Faunen mit dem Einsetzen neuer Zyklen. Es ist das eine Bestätigung für die von mir ausgesprochene Meinung, daß die auffallende Zonengliederung im Jura Süddeutschlands, die Unstetigkeit besonders der Ammonitenfaunen auf tektonische Vorgänge mit ihren Folgen zurückzuführen sei.

J. F. Pompeckj.

Grahmann, R.: Der Jura der Pfirt im Oberelsaß. Vorläufige Mitteilung. (Monatsber. d. Deutsch. Geol. Ges. 1918. 62—70. 1 Karte.)

C. Dorn: Beiträge zur Stratigraphie der Grenzschichten vom Braunen zum Weißen Jura am Westrande der „Fränkischen Schweiz“. (Sitzungsber. d. Physik.-Mediz. Soz. in Erlangen. 48. 89—124. 1916.)

Durch die Schaffung künstlicher Aufschlüsse von Reifenberg bis Friesen, in der Umgebung von Ebermannstadt und Streitberg und im Leinleiertal konnte Verf. einen recht wesentlichen Beitrag zur Kenntnis des Überganges von Dogger zu Malm in Franken liefern. Er gelangt zu folgendem allgemeinen Profil in dem Untersuchungsgebiet.

1. Liegende, graue, schieferige Tone mit verkiesten Ammoniten. *Macrocephalites macrocephalus* SCHLOTH., *Cosmoceras Jason*, *Perisphinctes euryptychus* NEUM., *Hecticoceras hecticum* REIN.

2. „Schicht der brotlaibförmigen Knollen.“ In 15—31 cm braungelbem Mergel mit wenig Glaukonit liegen große flache Knollen aus festem, dunkelgrauem Kalk, die auf der Callovienterrasse der Alb häufig angetroffen werden, aber bisher übersehen sind. Die Knollen enthalten *Macrocephalites tumidus* REIN., *Perisphinctes funatus* OPP., *euryptychus* NEUM., *Hecticoceras* aff. *ignobili* Sow., *Alaria* sp.

1 und 2 gehören der Macrocephalenzonen an; merkwürdig ist das tiefe Auftreten von *Cosmoceras Jason*.

3. „Geröllschicht.“ 7—18 cm schwarzbrauner, geschieferter Mergel mit Glaukonitkörnchen, Glimmerschüppchen, enthält haselnußgroße lichte

Kalkkonkretionen und gerollte Bruchstücke phosphoritischer Ammonitensteinkerne. *Stephanoceras coronatum* BRUG., *Cosmoceras Jason* REIN., *Castor* REIN., *Polux* REIN., *Reineckia* sp., *Hecticoceras krakoviense* NEUM., *Distichoceras bipartitum* v. ZIET., *Perisphinctes* cf. *sulciferus* OPP., *Peltoceras athleta* PHILL.

Die Grenze Dogger—Malm zieht Verf. hier.

4. „Glaukonitmergel- und Glaukonitknollenschicht.“ 8—17 cm grünlichgrauer Mergel mit Nestern von Glaukonitkörnern, mit unregelmäßig verteilten, fossilreichen, kleinen Knollen dunkelgrauen Kalkes mit Glaukonit, dazu gerollte Bruchstücke von Ammoniten. *Aspidoceras biarmatum* v. ZIET., *perarmatum* Sow., *ovale* und aff. *ovali* NEUM., *encyphum* OPP., *Krumbecki* n. sp., *Peltoceras torosum* OPP.?, *Cardioceras Neischli* n. sp., *Oppelia callicera* OPP., *Ochetoceras hispidum* OPP., *Oecotranstes Renggeri* OPP., *Perisphinctes* cf. *plicatilis* Sow., *Orbigny* DE LOR., *Wartae* BUK., *stenocycloides* SIEM., *bifurcatus* QU., *Uhligi* NEUM., *indogermanus* WAAG., *Pralairei* FAVRE, *Frickensis* MOESCH, *Belemnites hastatus* QU., *pressulus* QU., *Coquandianus* D'ORB., *Pleurotomaria Buchiana* D'ORB., *Münsteri* ROEM., *clathrata* MSTR., *Rostellaria bicarinata* GF., *Waldheimia birmensdorfensis* MOESCH, *lithuanica* BOD., *Aulacothyris* sp. (*impressa*-ähnlich), *Cucullaea* sp., *Astarte* sp., *Gryphaea* sp., *Anisocardia Choffati* DE LOR., *Anomia numismalis* MOESCH, *Collyrites carinatus* LESKE, *Trochocyathus delmontanus* THURM.

5. „Marmoralkblöcke.“ 30—50 cm mächtige Lage aus bis 90 cm langen Kalkblöcken; diese sind hart, gelbgrau, enthalten verstreut stecknadelkopf- bis lensengroße Partien dunkelgrauen Kalks [wohl Oolithe, öfters im Oxford Frankens zu finden], kleine Putzen von Brauneisen. [Über das Gesteinsmittel zwischen den Blöcken ist nichts gesagt.] *Oppelia callicera* OPP., *lophota* OPP., *Bruckneri* OPP., *Harpoceras arolicum* OPP., *Ochetoceras canaliculatum* v. B., *Perisphinctes Wartae* BUK., *lucingensis* FAVRE, *bifurcatus* QU., *Grossourei* SIEM., *Cosmoceras* sp. (*Castor*-ähnlich, sehr merkwürdig!), *Peltoceras* sp., *Aspidoceras* sp., *Rhynchonella* sp. sp.

6. „Mergelknollenschicht.“ 12—20 cm mächtige Lage von Knollen weicheren hellgrauen Mergelkalkes (mit Oolithen? wie 5) und etwas Glaukonit (Mittel, wie das Hangende, Glaukonitmergel). *Oppelia callicera* OPP., *Pichleri* OPP. (bes. häufig), *Cardioc. vertebrale* var. *densiplicata* BOD., *Harpoceras trimarginatum* OPP., *Perisphinctes Grossourei* SIEM., *bifurcatus* QU., *mnioenikensis* NIK., *claramontanus* BUK., *Aspidoceras Edwardsi* D'ORB., *Nautilus ledonicus* DE LOR., *Spinigera semicarinata* QU.

7. 2—3 cm graugrüne Glaukonitmergel. Darüber folgen ca. 70 cm weißgelbe geschieferte Mergel, denen Bänke der Schichten mit *Cardioceras alternans* folgen.

1 und 2 gehören der Macrocephalenzone an, 3, die „Geröllschicht“, ist ein Aufbereitungsrest der gesamten Ornatentone. 4, „Glaukonitmergel und Knollenschicht“, wird als *Biarmatum*-Zone bezeichnet, hervorgehoben wird, daß sie bisher im nördlichen Frankenjura (vgl. REUTER) nicht beobachtet wurde. Die Zusammensetzung der reichen Fauna veranlaßt den Verf.,

hier die *Biarmatum*-Zone wegen der sehr zahlreichen, dem untersten Malm eigentümlichen Ammoniten schon dem Malm zuzuzählen. [Es wäre wohl noch festzustellen, ob hier nicht eine Aufbereitung an der untersten Grenze des Malm Material der Biarmatenfauna einschließt.] 5, 6, 7 können der *Transversarium*-Zone gleich sein.

Es ist eine Bearbeitung der Fauna von „anderer Seite“ in Aussicht gestellt, welche wohl über die verschiedenen faunistisch-stratigraphischen Eigentümlichkeiten der Fossilisten aufklären wird. J. F. Pompeckj.

J. Schwertschlager: Die lithographischen Plattenkalke des obersten Weißjura in Bayern. (Natur und Kultur. 1919. 36 p. 18 Abb.)

Vorkommen, Ausbildung, Fossilführung, Entstehung und Verwendung der „Solnhofener“ lithographischen Schiefer werden geschildert.

In bezug auf die Entstehung der „lithographischen Schiefer“ und die Art ihrer Fossilführung wendet sich Verf. gegen die Riffmuldenanschauung; er sagt: „Eine periodisch fast wasserlose, dann wieder vom südöstlich anstoßenden Meere aus seicht überflutete, sowie an einigen Stellen durch Süßwasserläufe mit dem mittel- und süddeutschen Tithonfestlande in Verbindung stehende Watten- oder Strandseezone, die aber auch dauernde Wasseransammlungen enthielt, konservierte die ihr durch Meer, Süßwasser und Wind sowie mannigfache Zufälle zugeführten Organismen schnell und sicher in ihrem fortgesetzt niederfallenden Sediment von Kalkkriställchen, organischem Detritus und Ton.“

J. F. Pompeckj.

W. Kegel: Über Oxford-Geschiebe aus Pommern. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 37. Teil I. Heft 2. Berlin 1916. Erschienen 1917.)

Von MARTIN SCHMIDT war Unteroxford bereits durch zwei Geschiebe mit *Peltoceras* cf. *intercissum* UHLIG und *Cardioceras cordatum* Sow. aus Pommern festgestellt. Verf. untersuchte das jetzt reichlicher vorliegende Geschiebematerial von Klemmen in Hinterpommern. Es handelt sich um Blöcke eines ziemlich feinkörnigen Sandsteines, der neben reichlichem Tongehalt auch Kalk und Glimmer führt und eine graubraune Farbe besitzt. Er schließt stets zahlreiche, gleichartige Gerölle eines grobkörnigen, hellgrauen Kalksandsteines ein, welche gewöhnlich Hasel- bis Walnußgröße besitzen, doch auch bis zu 6 cm Durchmesser erreichen können.

Aus diesem feinkörnigen Gestein werden beschrieben: *Cardioceras cordatum* Sow. var. *baltica* n. var., *Peltoceras torosum* OPP., *P. arduenense* D'ORB., *P. J. Böhmi* n. sp., *Peltoceras* sp., *P. cf. intercissum* UHL., *P. Eugeniei* RASP., *Avicula (Oxytoma) cf. Münsteri* BRONN. *Pseudomonotis*

sp., *Pecten subfibrosus* D'ORB., *P. (Entolium) vitreus* F. RÖM., *Exogyra* sp., *Modiola* cf. *hannoverana* STRUCK., *Cuculaea* sp., *Trigonia* sp., *Unicardium* sp., *Pholadomya* sp., *Cerithium* sp. Der schlechte Erhaltungszustand der Bivalven und Gastropoden läßt keine nähere Bestimmung zu.

Von Klemmen liegt auch ein Geschiebe von *Thamnastraea (Centrastraea) concinna* GOLDF. vor, welches die Vermutung DEECKE's bestätigt, daß diese häufig im Diluvium als Geschiebe gefundenen losen Stücke ebenfalls dem Unteroxford entstammen. Die Korallen sind angebohrt und in den Bohrlöchern findet sich derselbe feinkörnige Kalksandstein, in dem die vorerwähnte Oxford-Fauna vorkommt. Verf. möchte daraus schließen, daß diese Kalksandsteine jünger sind und als Gerölle in die *Cordatus*-Zone eingeschwenkt wurden. Die Gründe des Verf.'s sind keineswegs zwingend, ebensowenig auch die Annahme, daß gegenüber der Zeit der Ablagerung der *Lamberti*-Tone eine Zeit der zunehmenden Beckenverengung im Unteroxford folgte. Um die Bildung von Korallenrasen zu erklären, kommen wir auch mit der für den nordwestdeutschen Jura zu konstatierenden Tatsache der Beckenausfüllung aus. Anders steht es dagegen mit der im oberen Jura so häufig zu beobachtenden Aufarbeitung älterer oder eben gebildeter Schichten, die nur in ganz flachem, stark bewegtem Wasser oder, wie Verf. annimmt, nach einer Trockenlegung erfolgt sein konnte.

Verf. folgert aus der vergleichenden Untersuchung der norddeutschen Oxfordgeschiebe, daß die Südküste des altoberjurassischen skandinavischen Landes nie und nirgend so weit nach Süden verschoben war, wie zur Unteroxfordzeit im Umkreise der heutigen Odermündung. H. Salfeld.

Kreideformation.

E. Stolley: Zur Kenntnis der Kreide Helgolands. (Jahrb. k. preuß. geol. Landesanst. f. 1914. 35. Teil I. 562—574. Taf. 22. 1915.)

—: Ergänzende Bemerkungen über die Untere Kreide Helgolands. (Ebenda f. 1915. 36. Teil I. 545—550. 1916.)

DAMES (dies. Jahrb. 1895. I. 327) und VON KOENEN (dies. Jahrb. 1905. I. 466) haben die Kreideformation Helgolands gegliedert und ihre organischen Einschlüsse bekanntgegeben. W. WOLFF kam auf Grund seiner Beobachtungen am Skitgatt, einer seichten Bucht zwischen den Klippenzügen des Olde Höv-Bru und Krit-Bru, zu einer abweichenden Gliederung der Grenzschichten zwischen der Unteren und Oberen Kreide. Die Überprüfung des von WOLFF gesammelten Materials führte STOLLEY unter Berücksichtigung der stratigraphischen Verteilung der Belemniten zu dem Ergebnis, daß die Rote Kreide WOLFF's zwei verschiedenen Stufen angehört, und zu nachstehendem stratigraphischem Bilde der Unteren Kreide:

Unteres Cenoman (Tourtia)	{ Rötliche bis weiße, feste Kreide mit <i>Neohibolites ultimoides</i> , <i>N. ultimus</i> und <i>Aucellina gryphaeoides</i>
Grenzzone zwischen Gault und Cenoman	{ „Gelbe Kreide“ mit Phosphoritknollen und <i>N. minimus</i> et var. <i>attenuata</i> Sow., <i>N. ultimoides</i> SINZ., <i>Aucellina gryphaeoides</i> Sow., <i>Kingena lima</i> DEFR.
Oberer Gault	{ <i>Minimus</i> -Ton mit <i>N. minimus</i> var. <i>attenuata</i> Sow.

Lücke der Acanthoplitzen-Schichten und *Nolani*-Tone

Apt-Stufe	{ Orangerote Kreide mit <i>N. inflexus</i> STOLL.
	{ Schieferiger Töck mit <i>Hoplites Weissi</i> , <i>Hibolites embryonalis</i> STOLL., Fischresten, Sepiophoriden usw.
Neocom	{ Ton mit zahlreichen Ammonitiden und Belemnitiden des oberen und mittleren Neocom (vgl. VON KOENEN)
	{ Sandstein mit <i>Hoplites helgolandicus</i> n. sp. des höheren Unterneocom.

Ein Geschiebe, welches petrographisch einem von DAMES vom Unterlande Helgolands beschriebenen sehr ähnlich ist, enthält *Garnieria* cf. *Gevriliana* D'ORB., eine *Polyptychites*-Art und *Pecten germanicus* WOLLEM. var. *Lohmanni* WOLLEM. Der konglomeratische Charakter des Gesteins macht es wahrscheinlich, daß die tiefste bei Helgoland überhaupt jemals entwickelte Stufe des Neocoms vorliegt, wobei die Möglichkeit besteht, daß die gesamte *Garnieria*-Stufe bei Helgoland den Charakter einer Brauneisenstein-Konglomeratbildung besessen hat. Es deutet sich hier ein Transgressionsvorgang an; der hier nach einer zum mindesten die ganze Juraperiode umfassenden Festlandszeit ein Sediment zur Ablagerung brachte, dessen Analogie zu Bildungen des Hilskonglomerats, Hilseseisensteins und diesen nahestehenden eisenoolithischen Kalksteinen der Unterkreide im subhercynen Gebiet augenfällig ist. Den Gehalt an Brauneisensteinbrocken und Eisenoolithkörnern verdankt das Geschiebe benachbarten Juraablagerungen des Küstenrandgebietes des skandinavischen Urgebirgschildes, deren Reichtum an Eisengestein sowohl an den anstehenden Lias-Doggerbildungen Schonens und des Baltikums wie an den auf die Nähe des Anstehenden deutenden Geschiebeanhäufungen in Schleswig-Holstein erkannt wird.

Joh. Böhm.

C. Wiman: Über das Kreidegebiet bei Båstad. (Bull. Geol. Inst. Upsala. 15. 77—90. 1 Karte, 2 Textfig. 1916.)

Bei Båstad am Nordfuß des Hallandsås wird unter Sand und quartärem, marinen, tonigen Sapropelit mit zahlreichen großen Blöcken ein sehr bröckeliger Fragmentkalk in 9 m Höhe bei einer Gesamtmächtigkeit von 29 m abgebaut. Seiner reichen Fauna nach, unter der die Bryozoen durch Formenmannigfaltigkeit hervortreten, gehört er der *Mucronata*-Zone

an, einem tieferen Horizont dieser Zone wahrscheinlich der benachbarte Aufschluß bei Gropemöllen.

Mammillatenkreide steht gleichfalls fest bei Ö. Karup und Tormarp an.

Granulatenkreide ist als Geschiebe, Gräserydgestein, vertreten. Eine feinkörnige Varietät enthält Ansammlungen von Fischresten (Schuppen, Wirbeln, Knochenfragmenten), die Verf. als Koprolithen auffaßt.

Einige der im Sapropelit und in der dem *Mucronata*-Kalk angelagerten Moräne aufgehäuften Geschiebe sind mit Kreidefossilien bedeckt. Sie sind vom Hallandsås herabgespült, welches sonach bereits zur Senonzeit als Horst emporragte.

Joh. Böhm.

J. Sinzow: Beiträge zur Kenntnis der unteren Kreideablagerungen des Nord-Kaukasus. (Trav. Musée géol. Pierre le Grand Acad. Imp. Sci. St.-Petersbourg. 7. No. 3. 93—115. 3 Textfig. 1 Karte. Taf. 4—6. 1913.)

Im Kubangebiet wurden im Uruptale und im Oberlauf des Tegen dunkelgraue Tone mit Apt-Ammoniten, im Tale des Wonjutschka Cephalopoden des Clansayes-Horizontes (*Belemnites Wollemanni* STOLLEY, *Acanthohoplites Bigoureti* SEUNES, *Nautilus subalbensis* n. sp. u. a.) aufgefunden. In den Tälern des Urup und der Großen Laba schließen graue Sandsteine *Trigonia aliformis* PARK. var. n. *cubonica* und *Thetis minor* SOW. var. *genevensis* PICT., darüber Gault *Hoplites tardefurcatus* LEYM. in Glaukonit-sandstein, *Belemnites minimus* LIST., *Ostrea papyracea* n. sp. u. a. in dunkelgrauen Tönen und Cenoman (weißer Mergel und Kalkstein) *Belemnites ultimus* D'ORB. und *B. pseudoduvalia* n. sp. ein. Den Namen *Belemnites ultimoides* für einige cenomane Scheiden einzuführen, gab Verf. auf, da zwischen *B. ultimus* D'ORB. und *B. minimus* LIST. zweifellos unbemerkbare Übergänge vorliegen.

Im Anhang bemerkt Verf., daß KILIAN eine Reihe Vertreter der Desmoceratiden, darunter *Ammonites Uhligi* SEMEN., verwandt mit *A. rossicus* SINZ. und *A. Michalskii* SEMEN. in die Gattung *Saynella* einreichte. Den genannten Arten stehen solche aus der Gruppe des *A. auritus* SOW. sehr nahe. Sie stellen eine besondere Untergattung dar, die zwischen *Hoplites* aus der Gruppe *H. interruptus* BRUG. und *Desmoceras Cleon* D'ORB. stehen.

Joh. Böhm.

Heim, A.: Das Valanginien von St. Maurice und Umgebungen verglichen mit demjenigen der Ostschweiz. (Vierteljahrsschr. naturf. Ges. Zürich. 62. 680—689. Zürich 1917.)

Lee, W. T.: Reasons for regarding the Morrison as an introductory cretaceous formation. (Bull. Geol. Soc. America. 26. 303—314. 1916.)

Woods, H.: The Cretaceous Faunas of the North-Eastern Part of the South Island of New Zealand. (N. Z. Geol. Surv. Pal. Bull. No. 4. Wellington 1917.)

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: 1920

Band/Volume: [1920](#)

Autor(en)/Author(s):

Artikel/Article: [Diverse Berichte 1022-1090](#)