Diverse Berichte

Geologie.

Petrographie.

Eruptivgesteine.

N. L. Bowen: The Later Stages of the Evolution of the Igneous Rocks. (Journ. of Geol. **23**. Suppl. zu No. 8. 91 p. 9 Fig. 1915.)

Als wesentlichste Ursache der Differentiation der Magmen erkennt Verf. fast mit Ausschluß aller übrigen Anschauungen nur die zuerst von G. F. Becker angenommene Kristallisationsdifferentiation an (dies. Jahrb. 1916. II. -143-), und zwar nicht in der von Becker eingeführten Form, da er die von Becker betonten Konvektionsströme in ihrer Wirkung viel geringer und sogar als Hindernis für Differentiation bewertet: Ursache der Differentiation ist in früheren Stadien der Verfestigung eines Magmas das von R. A. Daly in der Festschrift für Rosenbusch hervorgehobene Sinken der ausgeschiedenen Kristalle in der noch flüssigen Hauptmasse und in späteren Stadien das von A. Harker in seinem bekannten Werke geschilderte Auspressen des schmelzflüssigen Restes aus dem Kristallbrei. Von den Ausführungen, die sich gegen die anderen Anschauungen über die Ursachen der Differentiation richten und diese teils als völlig unrichtig, teils als bedeutungslos hinstellen, sollen hier nur zwei Punkte erwähnt werden: Versuche in dem Washingtoner Geophysical Laboratory beweisen ihm die Unzulässigkeit der Annahme, daß Magmen nicht vollständig mischbar seien, und ebensowenig vermag er in der Assimilation eine irgendwie erhebliche Ursache für die Verschiedenheit der Magmen zu erblicken.

Als grundlegende Erscheinung bezeichnet Verf. die Verbindung von Diabas mit Mikropegmatit (Granophyr) teils in selbständigen Gesteinskörpern, teils in Zwischenräumen der eigentlichen Diabasgemengteile; häufig läßt sich feststellen, daß kleine und daher schnell erstarrte Diabasmassen keine derartige Zwischenraumausfüllungen enthalten, sondern daß diese auf große und daher langsam erstarrende Massen beschränkt

sind. Zur Erklärung dieser Verhältnisse bespricht er die physikalisch-chemischen Verhältnisse der Systeme Diopsid—Forsterit—SiO^2 (dies. Jahrb. 1915. II. -17-), Anorthit—Forsterit—SiO^2 (nach Olaf Andersen, Amer. Journ. of Sc. 189. p. 407. 1915; dies. Jahrb. Beil.-Bd. XL p. 701, vergl. auch Centralbl. f. Min. etc. 1916. p. 313) und Diopsid—Anorthit—Albit (p. 33 ff.) unter verschiedenen Bedingungen, besonders die Fälle, in denen infolge sehr langsamer Abkühlung ein Sinken der ausgeschiedenen Kristalle möglich ist: es ergibt sich dann eine stoffliche Verschiedenheit der tieferen und der höheren Lagen in dem Erstarrungsprodukt mit zunehmender Acidität nach oben sowie die Bildung ganz saurer Mineralkombinationen aus basischen Schmelzflüssen, beispielsweise ein saurer Rest mit mehr als 90 % Albit aus einem Schmelzfluß, der einem Gemisch von 50 % Diopsid und 50 % Bytownit entspricht. Somit kann ein Schmelzfluß, der bei starker Erstarrung ein gleichmäßiges Gemenge von Plagioklas und Pyroxen ergibt, bei langsamer Abkühlung und Sinken der ausgeschiedenen Kristalle eine tiefliegende Masse von basischem Plagioklas, Olivin und Magnesia—Pyroxen (of a gabbroidal nature) und eine zu oberst liegende Masse von saurem, sich dem Albit nähernden Plagioklas, diopsidischem Pyroxen und freiem SiO^2 (of a granitic nature) liefern, während die zwischenliegenden Schichten Übergänge von verschiedener Zusammensetzung sind. Konnte das Sinken der Kristalle nicht völlig ungestört vor sich gehen, so bilden derartige Übergangsmassen von der Zusammensetzung der Granodiorite und Diorite den obersten Teil des ganzen Komplexes; bei noch stärkerer Behinderung des Absinkens herrscht Zonarstruktur der Gemengteile, und der saure Rest füllt die Zwischenräume zwischen den älteren Gemengteilen.

Verf. bespricht sodann die Gleichgewichtsverhältnisse in Schmelzfüssen und die durch sie hervorgerufenen Reaktionen, die beispielsweise die Bildung von Forsterit beim Abkühlen einer $MgSiO^3$-Schmelze erklären $2MgSiO^3 \rightleftharpoons Mg^2SiO^4 + SiO^2$. Das Auftreten von Biotit in den sauersten Gesteinen, ferner sein Auftreten in dem an flüchtigen Bestandteilen besonders reichen sauren Rest basaltischer Magmen erklärt er durch das Auseinanderbrechen der Polysilikatmolekel beispielsweise nach dem Schema

$$KAlSi^3O^8 \rightleftharpoons KAlSiO^4 + 2SiO^2$$
$$NaAlSi^3O^8 \rightleftharpoons NaAlSiO^4 + 2SiO^2.$$

Anscheinend müssen Reaktionen stattfinden wie

$$NaAlSiO^4 + H^2O \rightleftharpoons HAlSiO^4 + NaOH$$
$$KAlSiO^4 + H^2O \rightleftharpoons HAlSiO^4 + KOH$$

und schließlich

$$NaOH + HCl \rightleftharpoons NaCl + H^2O$$
$$2NaOH + H^2S \rightleftharpoons Na^2S + 2H^2O$$
$$2NaOH + CO^2 \rightleftharpoons Na^2CO^3 + H^2O$$

sowie die entsprechenden Reaktionen der kalihaltigen Molekel.

[Über den Zerfall polysilikatischer Molekel durch H^2O des Magmas in Biotit und SiO^2 vergl. auch NIGGLI, Geologische Rundschau III, p. 478, 1912. Ref.]

Diese Reaktionsgleichungen geben auch einen Hinweis auf eine mögliche Entstehungsweise der Nephelinsyenite und zugehörigen Gesteine.

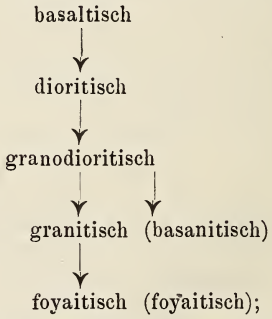
Somit kann sich aus einem basaltischen Magma, das bei schneller Abkühlung einen normalen Diabas bildet, bei langsamer Abkühlung durch Sinken der ausgeschiedenen Kristalle eine ganze Differentiationsfolge von Olivingesteinen an bis zu Biotitgranit bilden, selbstverständlich ohne daß die extremen Glieder immer ausgebildet sein müssen. Basische (dioritische) Randzonen um saure (granitische) Gesteine erklären sich unter dieser Annahme durch weniger weit vorgeschrittene Kristallisationsdifferentiation in den schneller abkühlenden randlichen als in den langsamer auskristallisierenden mittleren Partien. Im Anschluß an diese Erörterungen stellt Verf. aus der Literatur eine Anzahl von Beispielen zusammen, deren Gesteinsverknüpfungen sich durch die geschilderte Theorie gut erklären lassen; für sie muß auf die Arbeit verwiesen werden (p. 48—55).

Wie die oben angeführten Gleichgewichtsformeln zeigen, erklärt Verf. auch die Alkaligesteine auf dem gleichen Wege. Die Kristallisationsdifferentiation braucht nicht mit dem Biotitgranit-Stadium zu enden; ein Sinken der in diesem Stadium gebildeten Kristalle mit Einschluß der Quarze führt zu einer Anreicherung von $NaAlSiO^4$ und somit zu einer Nephelinausscheidung; Anreicherung der flüchtigen Bestandteile bewirkt Bildung von Cancrinit, Lasurit, Hauyn und Sodalith. Basische Alkaligesteine können sich sowohl in diesem Stadium sowie infolge zeitigen Beginns der Ausscheidung und des Absinkens von Biotit und Quarz in einem früheren Stadium bilden. Als Beleg für diese Auffassung der Alkaligesteine werden Gesteinsfolgen wie die von WEIDMAN im nördlichen Central-Wisconsin beobachteten — Gabbro, Diorit, normaler Granit, Natrongranit, Quarzsyenit, Nephelinsyenit — angeführt. Dieser Auffassung entsprechend wendet sich Verf. ebenso gegen die Einteilung der Eruptivgesteine in die Alkalireihe und Alkalikalkreihe (Atlantische und Pazifische Sippe, alkaline und subalkaline rocks) wie gegen die Erklärung DALY's, die Alkaligesteine seien durch Einwirkung von absorbierten Kalkgesteinsmassen auf Alkalikalkmagmen hervorgegangen. Die „petrographischen Provinzen" erklärt er durch verschieden starken Grad der Erosion, die bei schwächerer Einwirkung wesentlich die infolge ihrer Leichtigkeit als randliche und begleitende Massen in höherem Niveau liegenden Alkaligesteine, bei stärkerer die Hauptgesteinsmassen angeschnitten habe.

Von diesen Gesichtspunkten ausgehend schließt sich Verf. der mehrfach ausgesprochenen Anschauung an, daß das Urmagma basaltische Zusammensetzung habe; das Überwiegen saurer Gesteine in den

uns bekannten Teilen der Erdrinde schreibt er der höheren Lage der sauren Differentiationsprodukte und nicht genügend starker Erosion zu: nach seinen Berechnungen würde ein basaltisches Magma 10—15 % granitische Differentiationsprodukte liefern, und so viel muß die Erosion nach der Tiefe arbeiten, um basischere Gesteine der gleichen Magmamasse zu entblößen, was in der Regel nur bei verhältnismäßig kleinen Massen der Fall sein wird (Sudbury). Umgekehrt könnte ein granitisches Magma durch Kristallisationsdifferentiation niemals ein basaltisches Gestein liefern; für die Entstehung der übrigen Gesteine aus Basalt spricht nach Ansicht des Verf.'s auch das Schwanken der relativen Mengen der Gemengteile in Gesteinen, die basischer als Basalt sind (Peridotite, Pyroxenite, Anorthosite), im Gegensatz zu der mehr gleichmäßigen mineralogischen Zusammensetzung der Basalte, Diorite, Granite usw. Daß die üblichen Berechnungen der Durchschnittszusammensetzung des Erdmagmas nicht als Gegengrund angeführt werden können, versteht sich auch für diejenigen von selbst, die sich im übrigen der Ansicht des Verf.'s nicht anschließen.

Als normale Reihe der Kristallisationsdifferentiation des basaltischen Erdmagmas stellt Verf. folgende Tabelle auf:



durch vollständige Erstarrung kann das Ende des Prozesses natürlich in jedem Stadium eintreten.

Für die Hauptprodukte der langsamen Kristallisation eines basaltischen Magmas gibt er nebenstehendes Verzeichnis nacheinander beginnender, aber beträchtlich übergreifender Stadien; die zu dem gleichen Stadium gerechneten Ausscheidungen sind im allgemeinen gleichalterig.

Die wichtigsten Abweichungen von der „normalen" Differentiationsfolge führt Verf. auf eine durch Druckverhältnisse verringerte Einwirkung flüchtiger Bestandteile, besonders des Wassers, zurück. Wasser zerlegt $KAlSi^3O^8$ in Biotit und Quarz; bleibt bei geringem Druck diese Einwirkung des Wassers in frühen Stadien der Entwicklung aus, so bildet sich Kalifeldspat schon gleichzeitig mit basischem Plagioklas (Essexit), und an Stelle des Granodiorits tritt Syenit. Auf diese Weise entsteht die Reihe: Gabbro—Essexit—Augitsyenit—Alkaligesteine; am Schluß

Sinken der Temperatur — Zunahme der flüchtigen Bestandteile

Stadium		
1.	(Spinellide) Magnesia-Eisen-Olivin	
2.	Magnesia-Eisen-Pyroxen	basischer Plagioklas
3.	Kalk-Magnesia-Eisen-Pyroxen	basischer Plagioklas
4.	Hornblende	Plagioklas von mittlerer Zusammensetzung
5.	Biotit, Quarz, Orthoklas	Plagioklas von mittlerer Zusammensetzung
6.	Biotit, Muscovit, Quarz, Orthoklas	saurer Plagioklas
7.	Alkalihornblende oder Alkalipyroxen, Quarz	Orthoklas oder Mikroklin, saurer Plagioklas
8.	Alkalihornblende oder Alkalipyroxen, Eisen-Olivin	Orthoklas oder Mikroklin, saurer Plagioklas
9.	Alkalihornblende oder Alkalipyroxen, Nephelin	Orthoklas oder Mikroklin, saurer Plagioklas
10.	Pyroxene, Korund, Nephelin, Sodalith	Orthoklas oder Mikroklin, saurer Plagioklas
11.	Pyroxene oder Olivin, Analcim	Orthoklas oder Mikroklin, saurer Plagioklas

macht sich das Wasser doch auch hier bei der Bildung der Feldspatvertreter geltend. Im Gegensatz hierzu ist die Quarzdiorit-Reihe durch stärkste Einwirkung der flüchtigen Bestandteile charakterisiert; zwischen beiden Graden bestehen alle möglichen Zwischenstufen.

Eine der Kristallisationsfolge entsprechende Differentiationsfolge nach abnehmender Basizität, oder wie Verf. lieber sagen möchte, nach zunehmender Alkalinität erklärt sich ohne weiteres durch die Kristallisationsdifferentiation; wenn die auskristallisierenden Massen intrusiv werden, kann sie sich scheinbar ändern, da die tieferen Teile später empordringen und somit jünger erscheinen. Daß im allgemeinen aber auch aufeinanderfolgende Intrusionen dem erwähnten Gesetz gehorchen, ist ein Anzeichen dafür, daß der Hauptteil der sinkenden Kristalle in den tiefen Lagen nicht resorbiert werden; die hierdurch entstehenden Anhäufungen von Kristallen verringern die Intrusionsfähigkeit dieser tieferen Lagen, die somit für Intrusionen neben den noch flüssigen höheren Partien des gleichen Magmakörpers nicht in Betracht kommen.

Milch.

F. E. Wright: Obsidian from Hrafntinnuhryggur, Iceland: its Lithophysae and Surface Markings. (Bull. Geol. Soc. of Amer. **26**. 255—286. 12 Fig. 1915.)

Der Obsidian vom Hrafntinnuhryggur (Island), bestehend aus SiO^2 75,01, TiO^2 0,33, Al^2O^3 12,27, Fe^2O^3 0,80, FeO 2,78, MnO 0,06,

MgO 0,08, CaO 1,87, Na^2O 3,36, K^2O 2,80, H^2O+ 0,25, H^2O- 0,13, P^2O^5 0,02, SO^3 0,07, Cl 0,13, S 0,02; Sa. = 99,98 (— 0,02 = 99,96) anal: J. B. Ferguson) enthält Lagen von kompaktem Glas mit schaumigen Lagen wechselnd, die Verf. auf schon vor der Effusion gasreichere Magmenteile zurückführt, die dann durch das Fließen der Lava ausgezogen wurden. Neben typischen gleichmäßig grauschwarzen Sphärolithen finden sich andere, die poröse, hellere und gröber körnige Teile besitzen: die Entstehung dieser abweichenden Teile erklärt Verf. durch Einwirkung der während der Kristallisation der Sphärolithe ausgeschiedenen Gase auf die primären Bestandteile bei sinkender Temperatur, da sich mit ihr auch das Gleichgewicht in dem System: Sphärolithbestandteile—Gas ändern muß. Eine andere Art späterer Veränderung der Sphärolithe, die sich durch Bleichung zu erkennen gibt, geht auf die Einwirkung kieselsäurereicher Lösungen zurück, die in Hohlräumen des Gesteins Hyalit und Alunit abgesetzt haben. Die Lithophysen erklärt Verf. als primär mit Gasblasen versehene Sphärolithe, auf deren Substanz die flüchtigen Bestandteile infolge veränderter Temperatur und veränderten Druckes umwandelnd eingewirkt haben; die charakteristischen Lithophysenminerale, Tridymit und Fayalit, sind somit nicht aus dem Schmelzfluß direkt entstanden, sondern Umbildungen aus den primären Sphärolithbestandteilen. Die Lithophysen müssen sich in einem verhältnismäßig frühen Stadium gebildet haben, wie das Eindringen von Obsidianzungen in die Lithophysen beweist; die Anordnung der Bestandteile ist sehr mannigfaltig, da sowohl Gebilde beschrieben werden, bei denen vom Rande nach innen wachsende Nadeln, wahrscheinlich von Feldspat, die auf ihrer Spitze Tridymittafeln tragen, in die Hohlräume hineinragen, wie auch andere, bei denen ein radialstrahliger sphärolithischer Kern von einer wesentlich aus Tridymit mit eingestreutem Fayalit bestehenden Schale umgeben ist, deren Bestandteile nach außen an Größe bedeutend abnehmen.

In einem zweiten Abschnitt bespricht Verf. die Ätzungserscheinungen am Obsidian, die durch die warmen, wahrscheinlich alkalischen Lösungen hervorgebracht sind, denen auch die Bildung von Hyalit und Alunit zuzuschreiben ist. Wie G. P. Merill (dies. Jahrb. 1912. II. -357-) findet auch er die von Sprüngen, Hohlräumen des Obsidians und Bläschen ausgehenden, durch Ätzung hervorgerufenen Oberflächenskulpturen durchaus mit denen der Moldavite übereinstimmend; auch die optisch wahrnehmbaren Spannungserscheinungen sprechen bei diesen Obsidianen und den Moldaviten für schnelle Abkühlung einer geschmolzenen Masse und lassen somit für die isländischen Obsidianstücke ihre Entstehung als vulkanische Bomben sicher, für die Moldavite einen Zusammenhang mit Meteoriten wenigstens zweifelhaft erscheinen.

Milch.

Europa.

b) Rußland.

F. Loewinson-Lessing: Die Vulkane und Laven des zentralen Kaukasus. Einleitung und kurze Übersicht der früheren Arbeiten. (Min.-petr. Mitt. **33**. 377—484. 1915. 1 Karte. 3 Taf.)

Die vorliegende Arbeit bringt die Resultate von Untersuchungen, die Verf. im Sommer 1912 gelegentlich einer Exkursion in den Zentral-Kaukasus ausführen konnte. Insbesondere sind die jüngsten vulkanischen Formationen studiert, die auf die Wasserscheide im zentralen Teil der Hauptkette und auf die sogen. Nebenkette beschränkt sind. Im Osten endet diese vulkanische Formation mit dem Dacit von Kalko im Bereich des Archotis-Passes, im Westen mit dem Elbrus. Die Untersuchungen von 1912 umfassen das Gebiet zwischen dem Kvinam- und dem Rokki-Paß und z. T. einige Laven des Kasbek-Massivs.

Von Osten nach Westen ordnen sich die vulkanischen Bildungen folgendermaßen an: Der Lakkolith von Kalko bei Blo am Archotis-Paß, der denudierte Tziteli, der Schlackenkegel des Sakoche, das große Eruptionszentrum von Gudaur, die Lavarücken von Sadzeli, das kleine Massiv des Milioni-Syrch, der Kavardshin. Westlich vom Meridian von Kobi liegt die wichtigste vulkanische Region mit mehreren scharfgetrennten Eruptionszentren: im Norden der Kasbek, der Doppelvulkan Chorissar, im Süden der Große Syrch, das Lavamassiv des Nepiskalo (Sieben Brüder), sowie mehrere kleinere Kegelberge, deren Laven sich zu der vulkanischen Decke des Hochlands von Keli vereinigen. Weiter westlich folgen die mächtigen Lavaströme von Maglandori und Erimani, Dessi. Weitere Lavaströme im Westen sind stark denudiert (Fitorta, Chod, Fasnal) im Riontale, im Bassin des Tscherek. Dann folgt das vulkanische Gebiet von Baksan und schließlich der Elbrus.

Insgesamt konnten etwa 12—14 einzelne vulkanische Kegel und Zentren gezählt werden. Eine allgemeine Eigentümlichkeit dieser zentralkaukasischen Vulkane besteht darin, daß Aschen und Tuffe meist ganz fehlen, daß Schlackenkegel eine meist untergeordnete Rolle spielen und daß die Hauptrolle Lavavulkanen, Quellkuppen, extrusiven Massiven und Spalteneruptionen zukommt.

Nach der Übersicht über die einschlägige Literatur, der ein ausführliches Verzeichnis der Arbeiten beigegeben ist, folgt im 1. Abschnitt die Beschreibung der einzelnen Vulkane und Laven der obengenannten Region.

Die Eruptivgesteine des zentralen Kaukasus lassen sich in 4 Gruppen unterbringen:

1. Granitische und basische (Gabbro, Diabas) intrusive Massive.
2. Gänge von Gesteinen des dioritisch-diabasischen Magmas („Grünstein") in den sogen. paläozoischen Schiefern und in den Graniten.
3. Ältere Lavaströme, Intrusivschichten und Gänge von melaphyrischem Typus und oft mit sphäroidaler Absonderung (Porphyrite

der kaukasischen Geologen) und Porphyrdykes in mesozoischen Ablagerungen.

4. Effusivbildungen und lakkolithische Gebilde, meistens aus dacit-andesitischen Gesteinen bestehend, in tertiären, diluvialen und z. T. postpliocänen Ablagerungen.

Gerade die letzte Gruppe ist Gegenstand der vorliegenden Untersuchung, die neueren vulkanischen Ergußgesteine, die einen hervorragenden Anteil am Aufbau der höchsten Teile des Gebirges ausmachen. Auf die Einzelheiten der Beschreibungen kann Ref. nicht näher eingehen, nur in großen Zügen sei über den Charakter der einzelnen Vulkangruppen einiges mitgeteilt.

Tziteli besitzt auf den ersten Anblick ein kraterähnliches Aussehen, doch scheint das Fehlen von Schlacken und Aschen, Strömen und Porosität der Laven auf Lakkolithnatur hinzudeuten, wie sie den Vorkommen von Kalko entsprechen. Die Lava ist rotgefärbt (Tziteli = rot), sie ist chemisch fast identisch mit der von Kalko, Fidar-Hoeh, Erito, Elbrus (am Asaugletscher) und zu den Daciten zu stellen.

Kavardshin besteht z. T. aus schwarzen, prachtvolle säulenförmige Absonderung zeigenden Andesitdacit-ähnlichen Laven, z. T. aus roten vom Typus der Tzitelilava.

Der Syrch (= rot) auf dem rechten Ufer des Milioni erhebt sich inmitten eines von Schiefern gebildeten Zirkus als kuppelförmiger, roter Lavahügel. Die Lava selbst zeigt glasige Basis und entspricht chemisch der der obengenannten Berge.

Sadzeli ist ein Lavarücken, gebunden an ein zerissenes Antiklinalgewölbe, bestehend aus einer dichten, roten oder grauen Masse. Sein nordwestlicher Teil gehört zu den obengenannten Gesteinsarten, die nach Süden zu allmählich basischer werden.

Der Chorissar ist ein Doppelvulkan, der östliche Berg ist ein dunkler, spitzer Kegel, der westliche ist flach, rot und besitzt einen Krater, beide sind teilweise von hohen und scharfen Schieferrücken umwallt. Die schwarze Lava ist die Hauptmasse, die rote bildet z. T. nur eine spätere dünnere Schicht. In ihrer chemischen Zusammensetzung ist sie Andesitdaciten ähnlich.

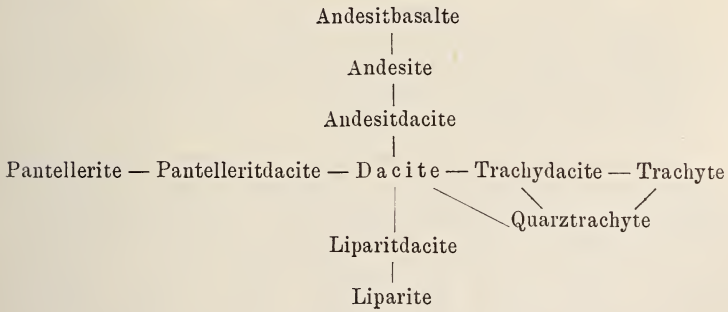
Das vulkanische Massiv des Nepiskalo macht den Eindruck eines monogenen Vulkans. Die Eruption war nicht von Explosionen und Herausschleudern von Aschen begleitet. Die Laven selbst bilden eine graue und rote Varietät. Sie wechseln in senkrechten und steilstehenden Schichten ab, die besonders scharf hervortreten in den abwechselnden grauen und roten Schutthalden. Der Syrch oder der Große Nepiskalo ist trotz der Nähe des Nepiskalo als ein unabhängiges Eruptionszentrum aufzufassen, und zwar scheint der Syrch der ältere Vulkan zu sein. Es ist der größte und schönste Berg unter denen des Hochlandes von Keli. Aus rotgefärbten Laven, denen Auswurfmassen fehlen, bestehend, ist er als ein massiger Vulkan aufzufassen, obgleich eine kleine Einsenkung an der Spitze vorhanden zu sein scheint.

Die obengenannten Laven weisen große Ähnlichkeit untereinander auf. Interessant sind die Untersuchungen, das Entstehen der roten Laven zu erklären. Sie sind bedingt durch einen größeren Gehalt an Eisenoxyd, der sich analytisch etwa zu 2,22 % bezw. 1,25 % feststellen ließ. Die Natur der roten Färbung, Eisenoxyd oder Hydroxyd, konnte nicht mit Sicherheit festgelegt werden, auch ihre Entstehung nicht, vielleicht könnte die Erklärung von Brun Gültigkeit haben, der diese Färbung auf die Tätigkeit oxydierender Gase im Magma zurückzuführen suchte. —

Die Laven dieses Hochlandes sind jenen ähnlich, die im vulkanischen Gebiet von Gudaur entstanden sind. Hier sind entweder durch einen kraterlosen Vulkan vom Typus der isländischen Lavavulkane die Massen ausgepreßt, oder aber sie haben sich durch Spalten, die unter dem Magmadruck entstanden, ergossen. Sie haben ein basaltisches Aussehen und gehören zu den Andesitbasalten. Schließlich seien noch die Laven des roten Kegels Syrch auf den Kasbeklaven erwähnt, Dacit, sowie die Laven des Tschegemtales, Andesitdacite. Zum Liparit gehören Pechsteinporphyre von Kjugen-Kaja.

Es folgt dann eine interessante Diskussion über die gegenseitigen Beziehungen der Laven der ebengenannten Berge, von der die Schlußfolgerungen mitgeteilt sein mögen.

Es ergibt sich, daß sich alle sauren Laven — mit Ausschluß der Liparite — um den Dacittypus gruppieren. Ja, man könnte sie fast alle zur Dacitfamilie rechnen. Doch gibt es bei genauerer Prüfung Zweige, die zu Übergangstypen führen. Man kann dies etwa folgendermaßen veranschaulichen.



In einem zweiten Abschnitt werden allgemeine Betrachtungen über die vulkanischen Bildungen des zentralen Kaukasus angestellt. Man hat es hier mit zwei verschiedenen Typen von Bildungen zu tun. Den ersten bilden die Schlackenkegel (Sakoche und Narwan) und die Lavenkegel (der östliche Chorissar und der Kasbek-Syrch), die auf den Lavaströmen sitzen und als sekundäre, nach der Verfestigung der Lava entstandene Bildungen zu betrachten sind. Es scheinen Gase bei der Bildung mit tätig gewesen zu sein. Der zweite Typus umfaßt die extrusiven Massive (Tziteli, der westliche Chorissar, der Große Syrch und mehrere kleinere

Massive), die Lakkolithe (Kalko und Tep-Don), die Lavavulkane (Nepiskalo und Gud) und die Spalteneruptionen (Sadzeli).

Die erste Gruppe gehört zu den klasmatisch-rheumatischen Bildungen Schneider's; es sind echte vulkanische Krater, die aus Bruchstücken von Lava oder aus zusammenhängenden Lavamassen aufgebaut sind und sitzen auf vorher gebildeten Lavaströmen.

Die zweite Kategorie hat mehrere gemeinsame Merkmale:

1. Alle vulkanischen Apparate sind kraterlos.
2. Es sind reine Lavavulkane ohne lose Auswürflinge.
3. Sie befinden sich alle in der höchsten Partie der Gebirgskette und manche ragen über die benachbarten Kämme, Wasserscheiden und Pässe. In einigen Fällen ist deutlich, in andern weniger deutlich zu erkennen, daß diese Vulkane an kuppelförmige Antiklinaldome, die durchbrochen und zerstört wurden, gebunden sind.
4. Jeder dieser Vulkane hat sich in einer Eruptionsphase erschöpft.
5. Die extrusiven Massive, Lakkolithe, Lavavulkane zeigen in ihrer Verteilung keine Regelmäßigkeit, sind nicht nur in ihrer strukturellen, sondern auch in ihrer chemischen Zusammensetzung verschieden. Von einer regelmäßigen Gruppierung der Vulkane nach bestimmten Linien kann nicht die Rede sein, geschweige denn von sichtbaren Spalten, auf die man die Vulkane zurückführen könnte. Das Bild, das man vor sich hat, ist dasjenige einer auf einem kleinen Raum von unregelmäßig zerstreuten, voneinander unabhängigen Vulkanschloten siebartig durchlöcherten Gebirgskette.
6. Die verschiedenen vulkanischen Apparate scheinen miteinander genetisch eng verknüpft zu sein, insofern, als alle Laven zu einer Familie gehören und aus einer gemeinsamen Quelle stammen. Der morphologische Typus wurde durch den Viskositätsgrad und die Menge der gelieferten Lava bedingt.

Es folgen weiter eingehende Erörterungen allgemeinen vulkanologischen Charakters über die Morphologie der vulkanischen Gebilde. Es möge die Auffassung des Verf.'s mitgeteilt werden, da sie für die Morphologie der zentralkaukasischen Vulkane von Wichtigkeit ist: In einem Dislokationsgebiet, wo Falten gebildet und deformiert werden, sind die Antiklinalgewölbe die Orte geringsten Widerstandes, wohin das Magma getrieben wird; an Stellen, wo der Widerstand gering ist und überwunden werden kann, zerreißt das Magma die überlastende Schicht und dringt durch senkrechte oder schräge Kanäle, die also während dieses Prozesses in den unteren Teilen der Antiklinalgewölbe entstandene Risse sind, an die Oberfläche oder wenigstens nahe an dieselbe. Das Magma ist also in erster Linie nicht durch Aufschmelzen der Decke, sondern durch die infolge des Dislokationsdruckes entstandenen und sofort vom Magma erfüllte Risse gedrungen; als Nebenprozeß kann natürlich auch eine partielle Assimilation der Decke mitwirken. Von präexistierenden Spalten, die später von den entstehenden Vulkanen ausgenutzt sein sollten, ist natürlich auch

in diesem Fall keine Rede. So ergibt sich für den Entstehungsvorgang der genannten Vulkangruppe folgendes Bild:

Zur Zeit des stärksten und letzten Formationsprozesses des kaukasischen Gebirges (Neogen, Postpliocän) sonderte sich, Schritt haltend mit der antiklinalen Aufwölbung des die Wasserscheide bildenden Hauptkammes, in der Tiefe unter dieser Erhebung und längs der Achse dieses antiklinalen Zuges ein Magmabassin ab. Unter dem Einfluß des fortdauernden Dislokationsprozesses wanderte der feuerflüssige Inhalt dieses Magmabassins in das Gebiet der gezerrten Antiklinale und wurde, dem Druck der sich senkenden und der zusammengedrückten Teile, der entstehenden Gebirgskette nachgebend, in einzelnen Portionen hinaufgetrieben in Form von Intrusivmassiven, die manchmal zu Extrusivmassiven wurden oder gar in mächtige Lavaergüsse sich verwandelten. Mit dem Ende dieses dislokationsvulkanischen Prozesses fiel die Bildung einiger schlackiger Explosionskrater zusammen, die auf bereits ergossenen und erschöpften Lavamassen emporwuchsen.

Die ersten Eruptionen lieferten die sauersten Laven (Liparitdacite des Syrch), darauf folgte eine lange Periode andesitdacitischer und dacitischer Eruptionen und endlich kam die vulkanische Tätigkeit zum Abschluß mit der Förderung von andesitisch-basaltischen (Gud) und andesitisch-trachytischen Laven (Narwan). **R. Nacken.**

---

c) Deutsches Reich.

M. Schuster: Neue Beiträge zur Kenntnis der permischen Eruptivgesteine aus der bayerischen Rheinpfalz. II. Die Gesteine der verschiedenen eruptiven Decken im östlichen Pfälzer Sattel. (Geognost. Jahresh. 23. 1910. 161—189. 6 Fig. München 1911.)

Die Untersuchungen werden als Vorarbeit für die Erläuterungen zu Blatt Donnersberg der geognostischen Karte von Bayern bezeichnet und gehen daher sehr ausführlich auf die örtlichen Verhältnisse ein; von allgemeinem Interesse ist die Tatsache, daß in der engeren Umgebung des Donnersbergs über dem Grenzlager im unteren Oberrotliegenden mehrere Ergüsse, besonders der Porphyriterguß, auftreten, während an der unteren Nahe und östlich vom Pfälzer Sattel nur das eigentliche Grenzlager entwickelt ist.

Die Untersuchung führt im allgemeinen zu den von A. Leppla 1894 mitgeteilten Ergebnissen (dies. Juhrb. 1896. II. -66—69-). Leppla's „Porphyrit" bezeichnet Verf. zum Unterschied von den augitporphyritischen Ganggesteinen des Pfälzer Sattels und den einsprenglingsreichen andesitischen Porphyriten mit pilotaxitischer Struktur aus dem Grenzlager der Unternahe als „einsprenglingsarmen Augit-Olivinporphyrit mit trachytischer

Struktur", dessen „basaltischen einsprenglingsreichen Melaphyr" als „basaltischen glasreichen Melaphyr" und dessen „diabasische und doleritische Melaphyre" als „Deckendiabase mit glasiger Mesostasis oder Deckentholeyite". [Die Übertragung des für Intrusivgesteine gegebenen Namens Tholeyit auf Ergußgesteine erscheint dem Ref. gerade nach den Beschreibungen und Abbildungen des Verf.'s kaum begründet.] **Milch.**

M. Schuster: Neue Beiträge zur Kenntnis der permischen Eruptivgesteine aus der bayerischen Rheinpfalz. III. Die Eruptivgesteine im Gebiet des Blattes Donnersberg. (Geognost. Jahresh. **26**. 235—266. 3 Fig. München 1913.)

Verf. beschreibt die mannigfaltigen Eruptivgesteine von Blatt Donnersberg, wobei er die große Literatur über dieses Gebiet heranzieht, besonders auch die älteren Analysen zusammenstellt; hier werden nur die neuen Analysen mitgeteilt.

A. Intrusive Gesteine im Pfälzer Sattel, in die Schichten des oberen Carbon und des unteren Rotliegenden „lager-, lagergangförmig eingeschaltet oder stock- oder gangartig in ihnen aufgepreßt".

I. Basische Gesteine.

Tholeyitischer Gabbrodiabas, auf den Verf. den von Laspeyres eingeführten Namen Palatinit übertragen möchte, in der „Niederkirchner Masse" entwickelt. Die chemische Zusammensetzung des mittelkörnigen, auch rhombischen Pyroxen und in den randlichen Partien reichlicher Olivin enthaltenden Gesteins zeigt die Analyse I.

Tholeyitische ophitische Diabase (Tholeyite) sind im ganzen östlichen Pfälzer Sattelabschluß weit verbreitet; eine Analyse des isolierten Plagioklases aus dem Tholeyit vom Imsweiler Tunnel ergibt die Zusammensetzung eines Labradorits (Anal. II). III und IV sind Analysen stark verwitterter, „mit Quarz injizierter" Tholeyite.

Kuselitartige Augitporphyrite des Gebietes werden wegen ihrer Anreicherung an rhombischem Pyroxen und ihrer Neigung Olivin aufzunehmen lieber als Bronzitporphyrite bezeichnet; Analyse V gibt die Zusammensetzung eines solchen (ziemlich unfrischen) Gesteins.

Andesitische Porphyrite sind als selbständige Intrusivgebilde selten (Wolfsgalgen bei Kriegsfeld); Verf. neigt zu der Annahme, daß das sehr stark veränderte, äußerlich durch Verquarzung quarzitähnliche Gestein von der Burgruine Landsberg am Moschellandsberg ursprünglich in diese Gruppe gehörte. Für eine Zusammenstellung von Analysen veränderter Gesteine des Moschellandsbergs muß auf das Original verwiesen werden (p. 297).

Mittlere Zusammensetzung haben die Quarzbiotitporphyrite des Lembergs (Anal. VI) und des Bauwalds.

II. Saure Gesteine.

Die bekannten mächtigen Massen der Felsitporphyre des Donnersbergs sowie der Quarzporphyre von Münster am Stein—Ebernburg usw. gehören hierher; ferner werden in diese Gruppe gestellt:

Aplitische Ganggesteine aus dem vom Verf. Tholeyitischer Gabbrodiabas oder Palatinit genannten Olivintholeyit von Niederkirchen, teils Plagioklasaplit (Anal. VII), teils Orthoklasaplit (Anal. VIII und IX) und aus dem Tholeyit vom Norheimer Tunnel. An manchen Stellen findet man „innige Verwebungen des tholeyitischen und aplitischen Gesteins, wobei die Feldspate des ersteren zentimetergroße Leisten, Titaneisenerz Riesenblättchen (bis 2 cm Länge und 1 cm Breite) bilden können.“ Aus einem derartigen Mischgestein analysierte A. Schwager:

	Titaneisen (unmagnetisch)	Titaneisen (magnetisch)
TiO^2	53,60	28,03
Fe^2O^3	8,44	56,26
FeO	34,38	14,98
MnO	0,60	0,34
MgO	2,22	0,92
	99,24	100,53
Spez. Gew.	4,697	5,063

B. Effusive Gesteine.

Basische Effusivgesteine sind in der Donnersberg-Mulde im Südostenund Osten des Pfälzer Sattels wesentlich als „Deckendiabas mit glasiger Mesostasis (Deckentholeyit)“ teils allein, teils mit porphyritischen Gesteinen „sowohl den ältesten Erguß, das Grenzlager im engeren Sinne, als auch den jüngsten Erguß“ zusammensetzend entwickelt; vereinzelt findet sich bei Schallodenbach ein „basaltischer glasreicher Melaphyr (Navit)“, dessen chemische Zusammensetzung unter X mitgeteilt ist.

Einsprenglingsarme Augit-Olivinporphyrite mit meist trachytisch-fluidaler Struktur finden sich am Donnersberg und in der Gegend von Wendelsheim—Mörsfeld unmittelbar über dem tholeyitischen Basiserguß des Grenzlagers (Anal. XI) sowie in höherer Lage in dem Porphyriterguß von Hochstein bis Kirchheimbolanden; chemisch erinnern sie an augitkeratophyrische Kuselite.

In einem gewissen Gegensatz zu diesen Porphyriten sind die entsprechenden Gesteine aus dem Grenzlager der Nahetal-Mulde im Norden des Pfälzer Sattels einsprenglingsreiche andesitische Biotit-Augit- bis Olivinporphyrite und Hornblendeporphyrite, mit meist pilotexitischer Struktur.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.
SiO^2 . . .	51,87	53,48	50,59	45,55	54,60	66,01
TiO^2 . . .		—				
Al^2O^3 . . .	20,72	28,52	17,81	16,30	18,52	17,64
Fe^2O^3 . . .	7,26	0,51	10,66	9,57	5,90	3,01
FeO . . .		—				0,58
MnO . . .	0,11	—	Sp.	Sp.	Sp.	0,19
MgO . . .	1,68	0,08	6,58	5,14	7,20	0,50
CaO . . .	8,12	11,68	6,96	7,98	1,44	2,18
Na^2O . . .	5,24	4,86	1,05	1,24	4,10	4,66
K^2O	1,54	1,28	Sp.	Sp.	1,99	4,16
H^2O	2,76	0,28	6,36	14,38	Gl.-V. 6,20	1,36
CO^2	—	—	—	—	—	—
P^2O^5 . . .	—	—	—	—	—	—
	99,30	100,69	100,01	100,16[1]	99,95	100,29
Spez. Gew. .	2,73	—	—	—	2,66	—
Anal.:	A. Schwager	A. Schwager	Weidinger	Weidinger	Weidinger	A. Schwager

	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.
SiO^2	58,28	71,22	73,00	50,76	50,22
TiO^2	0,58	0,71	0,58	1,64	
Al^2O^3.	16,42	13,58	15,02	16,68	20,18
Fe^2O^3	6,02	2,36	1,51	5,84	10,46
FeO	2,75	0,90	0,91	1,69	
MnO	0,12	0,29	—	0,36	—
MgO	1,94	0,24	0,35	1,72	2,87
CaO	4,26	0,35	0,40	10,48	2,25
Na^2O	7,90	3,58	3,85	3,27	7,21
K^2O	0,14	6,48	4,42	3,12	2,73
H^2O	1,72	0,82	0,62	1,18	1,40
CO^2	—	—	—	4,02	4,03
P^2O^5	—	0,10	—	0,15	—
	100,13	100,63	100,66	100,91	101,35
Spez. Gew. . .	—	2,49	—	2,73	—
Anal.:	A. Schwager	A. Schwager	A. Schwager	A. Schwager	H. Niklas

I. Tholeyitischer Gabbrodiabas zwischen der Rauschenmühle und Niederkirchen.

II. Feldspat (Labradorit), isoliert aus dem Tholeyit vom Imsweiler Tunnel (die von Laspeyres an isoliertem Feldspatmaterial aus dem Tholeyit [seinem Palatinit] von Norheim ausgeführte Analyse hatte die Zusammensetzung des Oligoklases ergeben).

[1] nicht 99,99.

III. Tholeyit, verwittert, mit Quarz injiziert. Mannweiler, Bruch von Wenz.

IV. Tholeyit, sehr stark verwittert, mit Quarz injiziert, vom Steinkreuz bei Obermoschel.

V. Kuselitartiger Augitporphyrit. Schniftenberg bei Oberwiesen.

VI. Quarzbiotit—Porphyrit. Gipfel des Lembergs.

VII. Plagioklasaplit. Niederkirchen.

VIII. Orthoklasaplit. Sattelberg, nördlich von Niederkirchen.

IX. Orthoklasaplit. Sattelberg, nördlich von Niederkirchen.

X. Navit aus dem effusiven Grenzlager vom Thierwald, südwestlich von Schallodenbach.

XI. Einsprenglingsarmer Augit-Olivinporphyrit (mit trachytisch-fluidaler Textur) aus dem Grenzlager. Mörsfeld, unmittelbar an der bayerisch-hessischen Grenze. **Milch.**

G. Klemm: Die korundführenden Hornfelse und die Schmirgelgesteine von Laudenau und Klein-Gumpen bei Reichelsheim im Odenwald und ihre Nebengesteine. (Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. Großh. geol. Landesanst. Darmstadt. V. Folge. 23—41. 1916. 1 Taf.)

Die metamorphen Sedimente des kristallinen Odenwaldes sind z. T. durch spätere Abtragung vernichtet worden. Nur noch an wenigen Stellen treten sie in geschlossener Form auf und enthalten auch hier zahlreiche Intrusionen dioritischer und granitischer Gesteine. Von großem Interesse sind hierunter dichte schwarze oder dunkelgraue Gesteine, meist ohne deutliche Schichtung, aber manchmal etwas gebändert. Sie fallen beim Aufheben durch ihr hohes spezifisches Gewicht auf. Es sind korundführende Hornfelse und echte Schmirgelgesteine, die jedenfalls Einlagerungen in anderen kontaktmetamorphen Schiefergesteinen bilden. Ein Schieferrest zwischen Gadernheim und Laudenau ist durch eine breite Dioritapophyse zerrissen. Die Gesteine von Klein-Gumpen südlich von Reichelsheim sind ähnlich. In beiden Fällen treten in der Nähe der Korundgesteine Graphitschiefer und Graphitquarzite, Granatfelse und dichte Cordierithornfelse, auch Amphibolite, ferner Diorite von teilweise stark gabbroider Ausbildung und Granite auf.

Unter den Beschreibungen der einzelnen Typen sei nur über die der Korundgesteine, als wesentlichste, referiert.

Zwischen Cordierithornfelsen, Korundhornfelsen und Schmirgelgesteinen bestehen kontinuierliche Übergänge, so daß diese als echte Glieder einer Reihe von kontaktmetamorphen Schiefergesteinen des Odenwaldes bezeichnet werden müssen.

Die Korunde in den Hornfelsen sind meist sehr rein, sie messen etwa 0,5, gelegentlich auch 2—3 mm im Durchmesser, ihre Dicke schwankt

zwischen 0,1—0,5 mm. Der Korundgehalt ist auf einzelne Schichten beschränkt.

Cordierit bildet runde oder eckige Körner von 0,1—0,2 mm Durchmesser in einem Haufwerk angeordnet, das dem Gestein Pflasterstruktur verleiht.

Nicht sehr reichlich vorhandener dunkler Glimmer ordnet sich mit Vorliebe um die Korunde an, so daß dieselben bisweilen ringsum von ihm eingeschlossen sind.

Tritt der Glimmer zurück, so gehen derartige Gesteine in echte Schmirgel über. Doch ist der Glimmergehalt stets noch so bedeutend, daß er die technische Verwertung der Schmirgel hindert, die nicht feuerbeständige und nicht genügend harte Schleifkörper ergaben.

Die Verwitterung der Korunde erzeugt Pyrophyllit, seltener Diaspor. In einigen Schmirgelgesteinen ist Spinell reichlich vorhanden. Bemerkenswert ist dessen Verwitterung zu Diaspor und Kaolin.

Die chemische Analyse der Gesteine zeigt den Reichtum an Tonerde und Eisen deutlich. Der Kieselsäuregehalt ist z. T. recht niedrig. Auch Kalk und Alkalien ergeben niedrige Werte. Titansäure und Mangan waren z. T. in größeren Mengen bestimmbar.

Ein Hornfels, aus helleren Lagen (Chlorit, Muscovit) und dunkleren (Korund, Eisenerz, Spinell) bestehend, von der Mitte des dritten Feldweges, südlich von der Kreisstraße Laudenau—Winterkasten, ergab folgende Zahlenwerte.

SiO_2 5,87, TiO_2 2,38, Al_2O_3 45,98, Fe_2O_3 26,03, FeO 4,85, MnO 3,29, CaO —, MgO 5,87, K_2O 0,16, Na_2O 0,33, P_2O_5 0,11, SO_3 0,18, CO_2 —, $H_2O < 110^0$ 0,35, $H_2O > 110^0$ 4,44; Sa. 99,84.

Verf. denkt sich die Gesteine entstanden durch Kontaktmetamorphose lateritischer Gesteine. Ihr Wassergehalt ist durch die Erhitzung verringert, ihr vergrößerter Gehalt an Kieselsäure könnte unschwer durch Verunreinigung mit Sand erklärt werden. Für den Magnesiumgehalt könnte vielleicht eine Vermischung mit Verwitterungsprodukten von Schalsteinen verantwortlich gemacht werden. **R. Nacken.**

W. Schottler: Ein tertiärer Tuffschlot am Winterstein bei Bad Nauheim. (Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. Großh. geol. Landesanst. Darmstadt. V. Folge. 42—55. 1916.)

Auf einer neuen Straße, die von der Landstraße Bad Nauheim—Usingen etwa 350 m westlich vom Forsthaus Winterstein nach dem Römerkastell Kapersburg abzweigt, am Westfuße des Steinkopfes, wurde ein dunkler toniger Boden angetroffen, der sich von dem mageren, sandigen Verwitterungsprodukt des anstehenden Taunusquarzits auffallend unterschied. Es zeigten sich in der völlig ungeschichteten Masse viele Hornblendekristalle, große, zahlreiche Brocken von Taunusquarzit, sowie von andern in der näheren Umgebung anstehend nicht bekannten Gesteinen. Es mußte somit das Material angesprochen werden als das eines Durch-

bruchskanals oder Tuffschlots, bei dem anstehender Basalt nicht vorhanden ist.

Beim Schlämmen und Sieben des Materials treten besonders Hornblendespaltstücke, die 2—2,5 cm lang sein können, hervor, ferner zahlreiche Lapilli meist von Walnußgröße. Sie sind zweierlei Art:

1. Glaslapilli, hellbraun gefärbt, vollständig verwittert, so daß sie nicht gut geschliffen werden konnten. Einsprenglinge von Hornblende, eventuell Augite sind in ihnen vorhanden.
2. Basaltische Lapilli. Im Dünnschliff wurden Einsprenglinge von Hornblende, korrodierte Olivinkristalle, Augit, auch wohl Diopsid, erkannt. Feldspäte konnten nicht beobachtet werden. Die Verwitterung zeigt sich am Auftreten zeolithartiger Minerale. Es ist vermutlich Glasbasalt.

Die Gesteinstrümmer sedimentärer Art, die fast die Hälfte der ganzen Masse ausmachen, die kleinen Sandsteinbröckchen und Schieferfragmente lassen erkennen, wie heftig die Explosion vor sich gegangen sein muß.

Sorgfältige Trennung der Bestandteile führte zur Auffindung von Picotit, einem Material, das als Tiefenausscheidung der Basalte und als Einschluß von Olivinknollen bekannt ist. Auch Zirkon wurde gefunden.

Als Bruchstücke fremder Gesteine sind Brocken von weißem und rötlichem Quarzit anzusprechen, durch dessen Schichten die Schlote brachen. Einige schieferige glimmerreiche Schüppchen von roter oder grüner Farbe könnten von Phylliten stammen.

Durch Größe und Zahl fallen die Einschlüsse von Schiefer und Grauwacke auf. Wegen des Fehlens von Versteinerungen kann das Alter dieser Gesteine nicht mit Sicherheit bestimmt werden. Es sind mutmaßlich palaeozoische Schichten.

Es folgen dann noch einige Erörterungen, die darauf hinauslaufen, das Alter des Durchbruchs zu bestimmen, der am wahrscheinlichsten in der Tertiärzeit erfolgte. **R. Nacken.**

W. Schottler: Nochmals die pleistocänen vulkanischen Tuffe in der Wetterau. (Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. Großh. geol. Landesanst. Darmstadt. V. Folge. 56—77. 1916.)

An der Landstraße, die von Bad Nauheim nach dem benachbarten Dorf Schwalheim aus dem Usa- ins Wettertal führt, findet man in einer Grube, die zur Gewinnung von diluvialem Flußkies dient, eine Wand, in der Tuff als leuchtendes helles Band im dunklen Flußkies ins Auge fällt. Er erinnert in seiner hellgelben Farbe an unverwitterten Löß und ist porös; seine Mächtigkeit schwankt zwischen 20 und 40 cm, mit scharfer Grenze gegen das Liegende.

Die Hauptmasse besteht aus porösen Bimssteinkörnchen, die selten einen Durchmesser von 2—3 mm besitzen. Ihnen sind viele meist schwarze Schieferschüppchen beigemengt.

Durch die Trennung mit schweren Lösungen konnten Magneteisen, Granat, ein Bruchstück blauen Korunds, Zirkon, von Augit, Olivin und Titanit getrennt werden. Eine weitere Fraktion ergab Biotit, Apatit, Diopsid (?); schließlich basaltische Hornblende. Weiter konnten von dem reichlich vorhandenen Bimsstein Schieferstückchen, Quarz, Milchquarz und Sanidin abgeschieden werden.

Die Analyse des Bimssteins ergab nach J. D'ANS:

SiO_2 43,08, Al_2O_3 30,33, Fe_2O_3 5,20, MgO 0,52, CaO 0,65, Na_2O 0,15, K_2O 0,16, SO_3 1,07, Cl 0,14, CO_2 Spur, H_2O chem. geb. 10,35, Feuchtigkeit 8,04; Sa. 99,69. P_2O_5 konnte aus Stoffmangel nicht bestimmt werden.

Es folgen Überlegungen, die das Alter der Tuffe als alt- oder mitteldiluvial schätzen, weiterhin eine Gegenüberstellung der schon früher beschriebenen Tuffvorkommen von Friedberg und von Inheiden. Verf. kommt zu dem Schluß, daß die Nauheimer und Friedberger Tuffe nicht im Zusammenhang stehen mit der in altdiluvialer Zeit vom Laacher Seegebiet ausgegangenen Bimssteinüberschüttung, wenn auch ihre Herkunft sonst ungewiß ist. Der älteste Tuff ist der von Nauheim, dann folgen die Schichten von Friedberg. **R. Nacken.**

H. Kleinert: Die Porphyre des Münstertales im badischen Schwarzwald. Diss. Tübingen 1915. 48 p. 5 Textfig. 2 Taf.

Das Gebiet des Münstertales ist bedeutenden tektonischen Störungen unterworfen, die mit dem Rheintaleinbruch zusammenhängen. Die Verwerfungslinien verlaufen der Hauptsache nach SO—NW oder O—W. Wo sie die Porphyrdecke zerbrachen, ist bei der starken Abtragung des Gebirges ihr Verlauf heute in der Begrenzungslinie der Decken fixiert.

Es ergibt sich etwa folgender allgemeiner Überblick über das Werden der Gegend: Das alte, wahrscheinlich archäische Gneisgebirge des Schwarzwaldes, überdeckt von den Schichten des Devons und des älteren Carbons, wurde zu Anfang der Carbonzeit stark gefaltet. Im Anschluß an diese Faltung drang Granit empor. Diesem folgten als Nachschübe z. T. noch vor Abschluß der Carbonzeit die Granitporphyre. Darauf folgte eine Zeit der Ruhe, während welcher das Gebirge abgetragen wurde, bis dann zur Zeit des mittleren Rotliegenden die Vitrophyre sich über das ziemlich verebnete Land ergossen. Sodann folgte eine längere Ruheperiode, während welcher die Ablagerungen des Mesozoicums gebildet wurden, bis dann mit dem älteren Tertiär eine neue Phase gebirgsbildender Bewegung einsetzt. Das Gebirge wird intensiv zerklüftet; es bildet sich der Grabeneinbruch des Rheintales. Auf den entstandenen Spalten werden Erze, Kieselsäure ausgeschieden; die Porphyrdecke wird in einzelne Teile zerbrochen. Infolge der stark einsetzenden Erosionstätigkeit wird das Gebirge sehr weit abgetragen und die heutigen Täler werden angelegt, welche dann in der folgenden Diluvialzeit in ihrer endgültigen Gestalt vollends herausgebildet werden. —

Die petrographischen Ergebnisse sind folgende:

1. Die Gänge entsprechen den als Granitporphyr und Granophyr beschriebenen des übrigen Schwarzwaldes. Sie gehören einer anderen Eruptivperiode an, als wie die porphyrischen Deckenergüsse des oberen Münstertales.
2. Die Ausbildung der Grundmasse der Porphyre zeigt eine enge Beziehung zu ihrem geologischen Auftreten. Sie ist in den Gängen von der Gangmitte zum Salband hin granophyrisch, mikrogranitisch, kryptokristallin, in den Decken mikrofelsitisch, glasig. Am Salband sind Pseudospärolithe entstanden.
3. Unter dem Einfluß metasomatischer Prozesse unterlagen die Porphyre einer starken Metamorphose, die sich in den Gängen durch starke Verkieselung der Grundmasse, Fortführung der Feldspatsubstanz und Ausbildung breiter Aureolen um Quarzeinsprenglinge, sowie vollständige Verkieselung ursprünglich radialstrahliger Gebilde kennzeichnet. In den Decken entsteht durch Umwandlung der glasigen Beschaffenheit ein mikro- bis kryptokristallines Aggregat unter teilweiser Zerstörung der ursprünglich vorhandenen Fluidaltextur.
4. In allen Porphyren hat eine auffallend reichliche Ausscheidung von Calcit stattgefunden.
5. Es erscheint für die Deckenporphyre die ursprünglich glasige Ausbildung wahrscheinlicher als die primär mikrofelsitische, so daß der Name Vitrophyr berechtigt erscheint. **R. Nacken.**

Lagerstätten nutzbarer Mineralien.

Wolframerze.

Br. Doss: Eine neue Wolframerzlagerstätte im Sächsischen Vogtlande. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 23. 1915. 138—149.)

Es handelt sich um die Wolframitlagerstätte von Eich. Die Arbeit zerfällt in folgende Teile: Einleitung, Situation der Lagerstätte, die Gangmineralien, pneumatolytische Umwandlung des Nebengesteins, die weitere Verbreitung der wolframitführenden Turmalinquarzgänge in der Gegend südlich von Eich.

Durch das Eicher Vorkommen ist die geringfügige Zahl der bisher bekannt gewordenen Wolframitlagerstätten, die an Turmalinquarzgänge mit turmalinisiertem Nebengestein im Granitkontakthof gebunden sind, um eine vermehrt worden. Außer Tirpersdorf gehören hierzu noch Germanic-Gang I bei Deertrail (Washington) und vielleicht die argentinischen Lagerstätten am Rio Jaime, in Auti und auf der Mine Los Condores, welch letztere aber auch Kupfererze führen und in Granitnähe im Gneis und Schiefer aufsetzen. **A. Sachs.**

Diamant.

E. Rimann: Zur Geologie der diamantenführenden Gebiete Brasiliens. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 23. 1915. 168—169.)

Als vorläufige wichtigste Ergebnisse seiner Reisen teilt Verf. folgende drei Sätze mit:

1. In Brasilien haben in mindestens zwei, durch lange Zeiträume voneinander getrennten Perioden Durchbrüche von diamantenführenden Eruptivmassen stattgefunden.

2. Die ältere Eruptionsperiode fällt zwischen die Ablagerungen des unteren (Itabiritschichten) und mittleren (Diamantinaschichten) Horizontes der sogenannten Minasserie, ist also etwa cambrischen oder frühsilurischen Alters.

3. Die jüngere Eruptionsperiode fällt in die Zeit nach Ablagerung triassischer, vielleicht sogar cretacischer Sedimente (Sandsteine).

Die Eruptivgesteine der älteren Periode erinnern an metamorphosierte Diabase oder melilithreiche Alnöite. Bemerkenswert ist ihr Gehalt an Perowskit. Die Diamanten dieser älteren Periode sind besonders als Carbonados ausgebildet, sie haben überwiegend vollflächige Formen und häufig einen Stich ins Grüne.

Die Eruptivgesteine der jüngeren Periode gehören zu der Familie der Pikritporphyrite, es handelt sich um Kimberlite, Alnöite und Pikritporphyrite, die in Beziehung stehen zu größeren Intrusionen alkalimagmatischer Gesteine. Die Diamanten dieser Periode sind nicht als Carbonados ausgebildet, sie zeigen häufig Halbflächner und einen Stich ins Blaue.

A. Sachs.

Kohlen. Erdöl.

A. Sachs: Die chemische und geologische Abgrenzung der Steinkohle gegen die Braunkohle. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 23. 1915. 170.)

Verf. knüpft an einen Aufsatz von Donath und Rzehak: „Zur Kenntnis einiger Kohlen der Kreideformation“ im Januarheft der Zeitschr. f. prakt. Geol. von 1914 an. Die chemische Abgrenzung der Steinkohle gegen Braunkohle ist durch die Untersuchungen von Donath als gelungen zu bezeichnen. Verf. betont nun im Gegensatz zu den genannten Autoren die Notwendigkeit auch der geologischen Abgrenzung der beiden Kohlenarten. Er wünscht die Untersuchungsergebnisse beider Forscher zu verallgemeinern, und spricht die Vermutung aus, daß die Grenze zwischen Steinkohlen- und Braunkohlenbildung geologisch in die Kreideformation falle, derart, daß die Kohlen der unteren Kreide als Steinkohlen, die der oberen Kreide als Braunkohlen sich gebildet haben, wenn auch letztere teilweise sekundär zu Steinkohlen umgewandelt

wurden. Das vereinzelte Auftreten von Braunkohlen in älteren Formationen erklärt Verf. durch klimatische Schwankungen. (Vergl. Centralbl. f. Min. etc. 1915. No. 15. p. 475—478.) **A. Sachs.**

R. Rademacher: Der Santa-Maria-Öldistrikt in Kalifornien, als Beispiel einer primären Erdöllagerstätte. (Zeitschr. f. prakt. Geol. **23**. 1915. 150—161.)

Der Santa-Maria-Öldistrikt mit den Santa-Maria- und Lompoc-Feldern gehört geologisch zu den primären Erdöllagerstätten. Das Öl stammt aus den mittelmiocänen Ablagerungen der Monterey-Formation und ist in der unteren Abteilung derselben zu Öllagern angereichert. Es hat sich aus den organischen Überresten der Diatomeen gebildet. Die Hauptmengen des Öls treten auf den Antiklinalen auf. Der Wert des Santa-Maria-Öles besteht in seiner Leichtflüssigkeit und seiner geringen Dichte, welche es gut raffinierbar machen. Die Produktion wächst von Jahr zu Jahr und ist gegenwärtig so hoch, daß das Gebiet zu den bedeutendsten Öldistrikten Nordamerikas gehört. **A. Sachs.**

W. Hotz und **L. Rutten**: Ein Jod und Öl produzierendes Feld bei Sörabaja auf Java. (Zeitschr. f. prakt. Geol. **23**. 1915. 162—167.)

Es handelt sich um eine Zone gefalteter, jungtertiärer Mergel, deren Stratigraphie und Tektonik besprochen wird. Die Ölfundstellen liegen sämtlich auf der Antiklinalachse oder doch in ihrer unmittelbaren Nähe. Die Ölproduktion betrug in den Jahren 1910, 1911 und 1912 bezw. 584 000, 589 000 und 893 000 kg. Die tägliche Gesamtproduktion an Salzwasser betrug Ende 1911 ca. 500 t. An Ort und Stelle wird daraus das Jod in Form von Jodkupfer extrahiert, das zur weiteren Verarbeitung nach Deutschland exportiert wurde. **A. Sachs.**

Europa.

k) Österreich-Ungarn.

R. Lachmann: Antimon und Schwefelkies bei Pernek in Ungarn. (Zeitschr. f. prakt. Geol. **23**. 1915. 195—204.)

Die Arbeit gliedert sich folgendermaßen: I. Allgemeiner Teil: A. Mineralogisches und Lagerstättenkundliches, B. Antimon in Ungarn. II. Geologischer Teil: A. Geologie der Kleinen Karpathen, B. Deutung der „Quarzphyllite von Certuv kopec“, C. Genesis der Lagerstätte, D. Zusammenfassung. Es folgen als Anhang Analysenbefunde.

Pernek ist in genetischer Hinsicht ein auf metasomatischem Wege gebildetes Lagergangsystem von nachgewiesen erheblicher querschlägiger

Ausdehnung, welches einem in Paraquarzphyllit intrudierten Orthoklasporphyroid eingelagert ist. Das höchstwahrscheinlich plutonische Nebengestein der Erzgänge ist in präpermischer Zeit in die alten Schiefer intrudiert und durch Metamorphose geschichtet worden. Die Erzführung hingegen ist postmittelliassisch, wahrscheinlich tertiär. Pernek gehört deshalb einem sehr aussichtsreichen Lagerstättentypus an. (Vergl. Zeitschr. f. prakt. Geol. 24. 1916. 1—11.) **A. Sachs.**

Zentral- und Süd-Amerika. Westindische Inseln.

R. L. Codazzi: Los fosfates naturales de la costa atlantica. (Contribución al Estudio de los minerales de Colombia. Bogotá 1915. 14—18.)

Verf. macht auf die Phosphoritlagerstätten längs der atlantischen Küste von Colombia aufmerksam und stellt eine große Zahl alter und neuer Analysen zusammen, die sich auf die hier vorkommenden Phosphate beziehen, die aber meist nur technischen Wert besitzen.

Max Bauer.

R. L. Codazzi: La roca verde de Ariari. (Contribución al Estudio de los minerales de Colombia. Bogotá 1915. 9—11.)

Die Bergrücken welche die Zuflüsse des Ariari auf der Ostseite des Flusses voneinander trennen, werden gebildet von einem grünen Gestein, das das Haupteruptivgestein jener Gegend darstellt. Es besteht aus zahlreichen Körnern von Quarz und Kristallen von Plagioklas, beide von sehr unregelmäßiger Form, eingelagert in ein z. T. filzartiges Aggregat kleiner Strahlsteinnädelchen, die in der Umgebung der Quarz- und Feldspatindividuen vielfach senkrecht zu deren Umgrenzung angeordnet sind. An der Basis der Bergrücken bildet der Quarz kleine Körner und setzt das Gestein bis zur Hälfte zusammen, und die Feldspatkristalle sind schon mit bloßem Auge sichtbar. Im Kern der höher gelegenen Teile ist das Gestein feinkörnig, der Quarz nimmt ab und der Feldspat entsprechend zu. Dieses sonderbare Verhältnis, das sonst in den Anden nicht beobachtet wird, hängt wohl mit metamorphischen Umwandlungen des ursprünglichen Gesteins zusammen. Dieses ist nicht als eine Varietät des in den Anden sonst verbreiteten Dacits aufzufassen, sondern als ein Quarzpropylit, der sich am besten an die entsprechenden Gesteine des Crazy Mountain in Montana anschließt (die aber etwas Epidot und Chlorit als sekundäre Gemengteile enthalten), sich aber in mancher Hinsicht von den ungarischen Propyliten unterscheidet. **Max Bauer.**

R. L. Codazzi: El distrito minero de Libano. (Contribución al estudio de los minerales de Colombia. Bogotá 1915. 9—11.)

In der letzten Zeit sind die Gold und Silber führenden Gänge nördlich von Tolima am Ostabhang der Cordillera central durch steigende Erträge wichtig geworden. (Tolima am R. Magdalena, etwa 5° südl. Br. auf der Höhe von Bogotá.) Als Erzbringer sind die Dacite und Augitandesite anzusehen, die die Achse der Cordillere dort bilden, die Gänge setzen in den metamorphischen Schiefern auf. Die gewöhnlich in parallelen Lagen symmetrisch angeordneten Erze sind überall Schwefelkies, Kupferkies, Bleiglanz, Blende und Silberglanz in einem quarzigen Gangmittel. Auch Pyromorphit begleitet zuweilen das Gold. Einige Gänge, z. B. die im Distrikt Guayabal, sind vorzugsweise silberhaltig und führen außer Silberglanz auch gediegen Silber und Proustit, andere, wie die am Rio de la China, enthalten neben dem Silber auch Gold als gediegen Gold. Man kann sagen, daß nach Norden der Goldgehalt ab-, der Silbergehalt zunimmt. Einige der neuentdeckten Gänge enthalten nur Quarz, Schwiefelkies und gediegen Gold. Die geologischen Formationen jener Gegend sind die alluvialen Sande und vulkanischen Tuffe der Ebene von Lerida, die cretaceischen Sandsteine von Coloya, ident mit denen der Cordillera oriental, die stark dislozierten metamorphen Schiefer, besonders Chlorit- und Glimmerschiefer, in denen die Gänge aufsetzen, und die Andesite von Ruiz. Verf. erwähnt speziell ein Stück durch aus Pyrit entstandenes Eisenoxyd gefärbtes Stück zerfressenen Quarzes mit prächtigen Golddendriten und ein anderes Quarzstück mit deutlich sichtbarem Gold; beide stammen aus dem Oberlauf des Rio Recio. **Max Bauer.**

R. L. Codazzi: La region minera de Santa Ana. (Contribución al Estudio de los minerales de Colombia. Bogotá 1915. 13, 14.)

Auch in der gleichfalls nördlich von Tolima (siehe das vorherg. Ref.) liegenden Gegend setzen die z. T. schon lange ausgebeuteten, z. T. erst später entdeckten Erzgänge in den metamorphischen Schiefern auf. Die Erze sind: silber- und z. T. goldhaltiger Bleiglanz, Silberglanz, Pyrargyrit, gediegen Silber, silberhaltiger Schwefelkies; ein silberreiches Golderz, gediegen Gold, Blende. Gegen Norden nimmt der Goldgehalt zu und die Gänge enthalten dort teilweise nur Goldquarz mit oder ohne Schwefelkies. Der Quarz einer neu angelegten Grube ist nicht zerfressen und nicht durch Eisen gefärbt, das Gold ist z. T. mit bloßem Auge sichtbar und stellenweise in sehr reicher Menge vorhanden, doch nimmt der Gehalt wohl nach der Tiefe zu ab, wird aber doch eine der reichsten Gruben der Gegend sein. Das Gold bildet Körnchen, aber keine Dendriten.

Max Bauer.

Geologische Karten.

Die jetzt vollendet vorliegende Lieferung 181 der Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten besteht aus den Blättern Schleiz, Lössau (östlich von Schleiz) und Gefell (südlich von Lössau), umfaßt also einen Teil des westlichen Vogtlandes (westlich von Plauen) und enthält vorwiegend reußisches, daneben auch sächsisches, preußisches und bayerisches Gebiet. Die Aufnahmen wurden schon vor vielen Jahren von K. Th. Liebe begonnen, nach dessen Tode von E. Zimmermann revidiert, z. T. unter Hilfe von E. Kaiser fortgesetzt und beendet; der sächsische Anteil wurde größtenteils von E. Weise aufgenommen. Die Erläuterungen hat E. Zimmermann unter Benutzung von Beiträgen E. Weise's verfaßt.

Landschaftlich hat man es mit einem Teil der Hochfläche zwischen der oberen Saale und oberen Elster zu tun, die wenige eigene Reize, dagegen häufig weite Fern- und Rundsichten bietet; nach SW reicht der Blick bis an den Frankenwald, nach S bis ans Fichtelgebirge, nach SO und O bis ans Erzgebirge. Nur ganz im Westen und ganz im Osten sind die Täler tief und scharf eingeschnitten; sie bilden hier mit ihren schön bewaldeten oder von Felsen unterbrochenen Wänden, z. T. auch wegen ihres schönen Mäanderlaufes, überaus reizvolle, von Wanderern und Malern mit Recht viel besuchte Landschaften: im Westen ist es das Saale- mit dem unteren Wettera- und Wisanttal, mit den allbekannten „Perlen" Saalburg und Schloß Burgk, im Osten sind es einige linke Nebentäler der Elster, besonders das Kemnitztal mit dem Burgstein. Der Hauptteil des Kartengebietes zeigt breite, flache, nach dem Talbeginn hin immer weiter und flacher werdende, oft von sumpfigem Verwitterungsboden bedeckte Talwannen und zwischen diesen ebenfalls breite und flache Bergwellen. Nur vereinzelt erheben sich steilere Bergrücken oder Kuppen ein wenig über die allgemeine Hochfläche empor, meist von Diabasen oder Diabasbreccien, z. T. auch von Keratophyr oder Quarzit gebildet.

Wir haben also zwischen 430 und 550 m Höhe eine typische alte Rumpffläche vor uns, mit ausgeprägten, bis 653 m emporragenden Härtlingen, die hier übrigens häufig durch den Namen Bühl gekennzeichnet sind, ferner am Ost- und Westrande des Gebiets einige jugendliche Täler (deren tiefster Punkt, die Saale bei Ziegenbrück, 310 m hoch liegt). Das Alter dieser Rumpffläche geht, wie Philippi nachgewiesen hat, vor die Tertiär- (Oligocän-) Zeit zurück, nachweislich tertiäre Ablagerungen fehlen aber im Gebiete. Die noch viel ältere (prädyadische) Rumpffläche, die schon auf den nördlichen Nachbarblättern sichtbar wird, reicht nicht bis in das Kartengebiet herein.

Am stratigraphischen Aufbau beteiligt sich nur das Altpaläozoicum, aber mit allen seinen in Ostthüringen vorhandenen Gliedern von den als Obercambrium dargestellten (richtiger schon zum Untersilur gestellten) Phycodenschichten ab durch Silur und Devon bis zum Oberculm. Zumeist bestehen diese Formationen aus Tonschiefern (die meist

einander sehr ähnlich sind) und Sandsteinen (Quarziten), z. T. auch aus Grauwacken (so besonders Mitteldevon und Culm), spärlicher aus Kiesel- und Alaunschiefern (Mittel- und Obersilur, nicht Culm), Kalksteinen (Oberdevon, auch Obersilur, Thüringisches Unterdevon und dünnes, sehr lückenhaft nachzuweisendes Kohlenkalklager an der Basis des Culms), untergeordnet auch aus Konglomeraten (Basis des Culms, hier mit vielen, stellenweise fast ausschließlichen Granitgeröllen; und höher oben im Culm); als Leitgestein für zwei Horizonte im Untersilur ist von Wichtigkeit das Thuringitgestein, das grobquarzsandig oder oolithisch sein kann und mehrfach als Eisenerz abgebaut worden ist.

An Versteinerungen ist das Gebiet im ganzen arm. Im „Cambrium" (recte unteres Untersilur) weit verbreitet ist das Leitfossil *Phycodes circinatum*, im Untersilur sind *Arenicolites*, ein unbestimmter Trilobitenrest und ein Exemplar von *Tetragraptus* gefunden, im Mittelsilur sind an einigen Fundstellen gerade und gebogene Graptolithen *(Mono-, Diplo-, Climaco-, Cyrtograptus, Rastrites, Retiolites)* in zahlreichen Arten reichlichst vertreten, an einem Fundorte auch *Orthis calactis* und *Orthoceras* sp. bekannt; der obersilurische Alaunschiefer hat Mono- und Cyrtograpten, vielleicht *Dictyonema* sp., Crinoidenstiele, eine Cystidee, *Posidonomya glabra* und *Ceratiocaris* geliefert. Das Thüringische Unterdevon (nach manchen Gelehrten dem sonstigen unteren Mitteldevon gleichzustellen) führt zuweilen Millionen von Tentaculiten, das Mittel- und Oberdevon gelegentlich Cypriniden; letzteres hat an zwei Fundstellen eine reiche und schöne *Intumescens*-Fauna, an anderen auch eine kleine Clymenien-Fauna geliefert, der Kohlenkalk nur Foraminiferen und Crinoidenstiele, der Horizont der Phosphoritkonkretionen im Unterculm Pflanzenreste mit erhaltener Struktur, der höhere Culm Archäocalamiten und *Dictyodora Liebeana*.

An Eruptivgesteinen enthalten alle Glieder vom Cambrium bis ans Ende des Oberdevon Einlagerungen von Diabasen; besonders reichlich sind diese im Untersilur und im ganzen Devon, ganz frei davon ist der Culm. Im Cambrium sind sie z. T. porphyrisch, im Untersilur meist klein-, im Mittelsilur bis zum Mitteldevon klein- bis grobkörnig (eine Anzahl neuer Analysen werden mitgeteilt), im oberen Mittel- und Oberdevon feinkörnig bis dicht, oft als Mandelstein, z. T. als Variolit ausgebildet. Für die älteren Diabase ist die Lagerungsform noch nicht sicher: eine mehrmals beobachtete Metamorphose des Hangenden sowie das z. T. ziemlich grobe Korn sprechen für Intrusivlager, die Horizontbeständigkeit einiger besonders bezeichnender Abarten für Deckenerguß; nur die jüngeren Diabase sprechen durch ihre dichte oder Mandelsteinstruktur und durch ihre häufige Erstarrung in Form von Kugel- oder Kissendiabas für decken- oder stromförmigen Erguß. Nur sie allein sind auch mit Tuffen (Tuffiten und Breccien) verknüpft; letztere erreichen auf Blatt Gefell eine ungemein große Mannigfaltigkeit, Verbreitung und Mächtigkeit. Eine besondere Gruppe von Diabasen, die fast feldspatfreien, aber olivin- und z. T. biotitreichen Paläopikrite, die sonst in Deutschland selten sind, haben auf allen drei Blättern von der Cambrium—Silurgrenze an bis in das Unter-, z. T.

bis ins Mitteldevon zahlreiche Vorkommen. (Auch hiervon einige neue Analysen.) Von anderen Eruptivgesteinen treten noch auf: im Cambrium bei Gefell die Ausläufer des gneisähnlichen Hirschberger Granites, in unklarer Lagerung ein (auf der Karte gemäß einer älteren Auffassung noch als eine besondere culmische Grauwacke dargestellter) Keratophyr, endlich eine Anzahl Gänge von Kersantit, die bei Schleiz je einen N—S- und O—W-Gangzug bilden, endlich bei Gefell zahlreiche, stets NW—SO gerichtete Gangzüge von permischem Mesodiabas, von denen der eine Gangzug gegen NW hin 40 km weit bis in die Gegend von Saalfeld zu verfolgen ist.

Von sonstigen Bildungen sind noch einige wenig bedeutende Gänge von Quarz, Eisen- und Kupfererz und Antimonglanz (aller Bergbau erloschen) zu nennen; weite Verbreitung haben dann alluviale Verwitterungsböden, oft mit sekundärer lateritischer Buntfärbung und mit Bildung von Eisenerz nach Hunsrücktypus verbunden; spärlich sind diluviale Schotterterrassen, nicht selten kleine Quellmoorhügel, im Wetteratale finden sich alte Goldwäschen.

Von ganz besonderem Reize ist es, den Gebirgsbau zu verfolgen, der zwar sehr verwickelt, aber doch ziemlich klargestellt ist. Zu dem Zwecke ist den Erläuterungen zu Blatt Schleiz und Lössau eine bunte Übersichtsskizze in 1 : 100000 beigegeben, in der die einzelnen tektonischen Elemente durch Einschreibung ihrer Benennungen gekennzeichnet sind. Eine gleiche Übersichtsskizze zur Westhälfte des Blattes Gefell ist vereinigt mit der des Nachbarblattes Hirschberg a. S. in der Erläuterung zu letzterem Blatte veröffentlicht, in der zu Blatt Gefell aber nicht wiederholt.

Die einzelnen Schichtstufen folgen konkordant aufeinander, doch fehlt das Obersilur auf der weitaus längsten Strecke der Grenze zwischen Mittelsilur und dem „Thüringischen Unterdevon“, vermutlich infolge Wiederzerstörung zur Zeit des eigentlichen Unterdevons. Eine übergreifende Lagerung des Culms ist nicht nachzuweisen, doch ist er auf lange Erstreckungen hin gegen das ältere Gebirge durch streichende Verwerfungen abgegrenzt.

Das Gebirge ist einer doppelten Faltung unterlegen, wodurch ein Faltengitter entsteht, das besonders auf Blatt Lössau deutlich wird, ebenso wie auf den früher veröffentlichten Nachbarblättern Hirschberg und Lobenstein. (Für die damit verbundene Kleinfaltung bringen einige photographische Bilder von Kieselschiefer ausgezeichnete Beispiele.) Weitaus vorherrschend tritt die erzgebirgische (NO—SW-) Faltenrichtung hervor, deren Faltenachsen im Abstande von einem bis wenigen Kilometern aufeinanderfolgen. Dadurch, daß Cambrium in ihrem Kern zutage kommt, kennzeichnen sich zwei von den hierher gehörigen Sätteln als die höchsten: der von Lobenstein her über Blatt Schleiz und Lössau hinweg bis über Greiz hinaus zu verfolgende, also sehr lange Ostthüringische Hauptsattel, und der nur auf Blatt Hirschberg und Gefell nachweisbare Hirschberg—Gefeller Sattel. Auf das Cambrium des Kerns folgen auf dem NW-Flügel des Ostthüringischen Hauptsattels die Glieder des

Silurs und Devons in einfacher Reihenfolge, ohne Wiederholungen, also ohne deutliche kleine Nebenaufsattelungen, aufeinander; solche werden erst in dem großen Culmgebiet der NW-Hälfte von Blatt Schleiz nachweisbar, das ebensogut schon zur Kernfüllung der nächsten, nämlich der Ostthüringischen (Ziegenrücker) Hauptmulde gerechnet werden kann. Auf dem SO-Flügel des Hauptsattels treten die Glieder des Silurs und teilweise auch das Unterdevon in mehrmaliger, durch parallele Nebenfalten bedingter Wiederholung auf, bis schließlich die große streichende nördliche Göttengrüner Verwerfung das eben beschriebene Faltensystem auf der ganzen Länge von Blatt Hirschberg bis über Blatt Greiz hinaus auf seiner SO-Seite abschneidet.

Gerade dieses Faltensystem wird nun von einer hercynischen, allerdings äußerst flachen Mulde gequert, der „Ostthüringischen Hauptquermulde", deren Achse etwa in der Diagonale des Blattes Lössau verläuft und sich dadurch kenntlich macht, daß die Achsen aller Falten des ersten Systems nach ihr hin sich von beiden Seiten her einsenken, daß hier also ein Streifen von Devon quer durch das sonst vorherrschende Cambrium und Silur hindurchsetzt. Die nächsten Parallelsättel zu dieser Hauptquermulde treten erst in 22—25 km Abstand einerseits bei Lobenstein, anderseits bei Greiz auf und erzeugen auch hier auf der Karte die für Wellenkreuzungen bezeichnenden Kreuz- oder Rhombengestalten.

Zu diesem Faltengitter kommen nun noch — gerade recht reichlich auf den Blättern Schleiz und Lössau — streichende, quere und spießeckig (und zwar dann fast stets von N nach S) verlaufende Verwerfungen, sowie überall die mehr oder minder kräftige Transversalschieferung, die übrigens zumeist nach NW (nicht, wie im Harzer und Rheinischen Schiefergebirge, vorwiegend nach SO) einfällt. — Trotz dieser sehr starken mechanischen Beanspruchungen zeigen die Gesteine des bisher besprochenen Gebietes keine auffälligen Umwandlungen, abgesehen von einem kleinen Gebiet bei Tanna an der äußersten SO-Grenze, wo der oberdevonische Knotenkalk in einen sericitschieferigen Marmor von „Urkalk"-artigem Aussehen übergeführt ist.

Dies ändert sich beim Überschreiten der genannten, am Orte Göttengrün (Westrand von Blatt Gefell) vorbeilaufenden Verwerfung so gründlich, insbesondere auf dem Blatte Gefell, daß dadurch (allerdings noch verstärkt durch andere Übelstände: Eluvialdecken, Auftreten ungewöhnlich zahlreicher Verwerfungen, Auftreten neuer, sonst nicht in Ostthüringen bekannter Gesteine u. a.) die Aufnahme dieses Blattes (neben der des Blattes Greiz) wohl die meisten und größten Schwierigkeiten in ganz Ostthüringen gemacht hat. Die Gesteine sind hier fast durchgängig durch ungemein kräftige Schieferung und kristallinische Umbildung so stark verändert, daß sie ihren Urformen kaum noch ähneln: sie sind phyllitisiert, sericitisiert, in „Klingenquarzit", Graphitoidquarzit, Marmor, Chlorit-Hornblendeschiefer, Epidioritschalstein u. a. umgewandelt, haben also eine mechanische und mineralische Dynamometamorphose erfahren, der zufolge die Stratigraphie lange Zeit verkannt wurde. Diese metamorphische

Zone ist 3—8 km breit und setzt sich nach SW auf und über das Blatt Hirschberg, nach NO bis über Greiz hinaus fort, in ihrem Streichen an Intensität an- und abschwellend, nach NW hin immer angelehnt an die Nördliche Göttengrüner Hauptverwerfung. Besonders kräftig ist sie zwischen Gefell, Göttengrün und Hirschberg entwickelt.

Nachdem nunmehr die Stratigraphie wohl im wesentlichen sichergestellt ist (die Gliederung des Untersilurs in einen Unteren und Oberen Tonschiefer und einen zwischenliegenden Quarzit leistete dabei wesentliche Dienste) und nachdem daraufhin auch die Tektonik südöstlich der ebengenannten Verwerfung geklärt ist, hat sich diese folgendermaßen herausgestellt: Entlang dieser Verwerfung verläuft ohne Unterbrechung zunächst ein Streifen von Culm, der im SW (wie auf Blatt Hirschberg, so auch noch auf der Westhälfte von Blatt Gefell) schmal, nur $1^1/_2$ bis 3 km breit ist („Blietendorfer Culmstreifen"), weiter nach NO aber ruckweise, an Querverwerfungen, bis auf 8 km sich verbreitert und in die „Vogtländische Culmmulde" übergeht.

Daran schließt sich in der Westhälfte von Blatt Gefell, getrennt durch die „Südliche Göttengrüner streichende Hauptverwerfung", der schon oben genannte Hirschberg—Gefeller Sattel mit einem breit elliptischen Kern von Cambrium. Dessen Achse liegt unsymmetrisch näher der nordöstlichen, ebenfalls durch eine NO—SW streichende Verwerfung bedingten Grenze und wird durch die kleinen Schollen (? Stöcke) von Hirschberger Granit bezeichnet. Außerdem wird dieser Kern in seiner ganzen Breite von dem aus Silur und Devon gebildeten hercynischen „Dornbuscher Graben" in zwei Teile zerlegt. Der NW-Flügel des Sattels wird im Westen aus einem zerstückelten System kleiner Nebenfalten aus hoch-dynamometamorphem Silur und Devon, weiter nach NO aus dem die Keratophyr-Vorkommen einschließenden „Rosenbühl-Bruchfeld" aufgebaut. Der SO-Flügel des Sattels führt in einfacher Reihenfolge aus dem cambrischen Kern durch die Glieder des Silurs und Devons bis in die hangenden devonischen Diabasbreccien hinüber, ist aber durch mehrere Querverwerfungen in Schollen mit steilerem oder mit flacherem Einfallen aufgelöst.

Östlich von Gefell wird der ganze Gefeller Sattel von der großen Haidefelder Querspaltenzone durchschnitten und ist östlich von dieser Zone um mehrere 100 m in die Tiefe gesunken. Infolgedessen wird er nunmehr — in der Mitte von Blatt Gefell — über Tage nur noch von Devonschichten gebildet, und zwar wesentlich von Diabasbreccien, die Achse aber wird durch ein (von Mißlareuth nach Spielmaß verlaufendes) Band unterdevonischer Schiefer und Diabase gekennzeichnet. Dieses ganze Devongebiet wird im NO des Blattes wiederum durch eine aus mehreren Parallelspalten bestehende Zone von Querverwerfungen, deren bedeutendste die Reuther Verwerfungsspalte ist, abgeschnitten, und an dieser ist wiederum der NO-Flügel abgesunken, so daß nunmehr Culm, der aber schon zur Vogtländischen Culmmulde gehört, die streichende Fortsetzung des Gefeller Cambriumsattels bildet.

Im SO dieses Culms tritt ebenfalls wieder oberdevonische Diabasbreccie hervor; und indem diese mit den oben schon erwähnten Brecciengebieten in ununterbrochenem Zusammenhange steht, füllt sie in scheinbarer Einförmigkeit fast die ganze SO-Hälfte des Blattes aus; sie verbreitet sich von hier bekanntlich noch in gewaltiger Erstreckung über das mittlere Vogtland bis Plauen und Hof hin. Aber an vielen Stellen treten aus ihr Inseln älterer Schichten hervor, die doch einen sehr verwickelten Bau des Brecciengebietes wie seines Untergrundes bekunden; ja, gewisse Andeutungen weisen — schon auf Blatt Gefell, noch mehr aber östlich und südlich davon — auf bedeutende Abweichungen des Bauplanes vom übrigen thüringischen Schiefergebirge hin. —

Technisch und bergmännisch ist das Gebiet der Kartenlieferung immer nur von geringer Bedeutung gewesen, jetzt sind außer einigen Steinbrüchen auf Mauer- und Schottersteine noch einige auf Kalkstein und Marmor, sowie einige Lehmgruben in Betrieb. —

Mit der Lieferung 181 ist nunmehr die Aufnahme des gesamten thüringisch-vogtländischen Schiefergebirges zum Abschluß gekommen. Durch die Karten wie auch durch die sehr eingehend gehaltenen Erläuterungen (die zu Blatt Schleiz umfaßt 96 Seiten, die zu Lössau 78, die zu Gefell 112 Seiten) werden aber weitere Studien nicht überflüssig; vielmehr ist zu ihnen die bis dahin nur ungenügende Grundlage und hoffentlich neue Anregung gegeben worden.

Geol. Landesanstalt.

Topographische Geologie.

Deutschland.

Sammelreferat über tektonische Arbeiten von Richard Lachmann.

Einige tektonische Arbeiten des der Wissenschaft viel zu früh entrissenen Richard Lachmann sind nicht nur für die Frage der Salz-Ekzeme, also für die chemische Geologie, sondern vor allem für eine wissenschaftlich wohl begründete Auffassung des Gebirgsbaus von Norddeutschland maßgebend; sie seien daher im Zusammenhang besprochen:

1. **Richard Lachmann**: Zur Klärung tektonischer Grundbegriffe. Eine Entgegnung auf Stille's „saxonische Faltung". (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1914. Monatsber. No. 4. 66. 227—244. Mit 5 Textfig.)

Verf. geht von der Tagung der Deutschen geologischen Gesellschaft in Greifswald aus, an deren Schluß Ref. als Vorsitzender die zur Diskussion stehende Stille'sche Ansicht von einer postpaläozoischen „Faltung des

deutschen Bodens“ als durch die Ausführungen sämtlicher Redner widerlegt bezeichnen konnte. Von einem „wissenschaftlichen Ketzergericht“ war daher keine Rede. Dagegen sind n. Lachmann in Stille's Arbeiten die tektonischen Grundbegriffe, z. B. Faltung, Senkung und Zerrung, nicht mit der notwendigen begrifflichen Schärfe angewandt.

Stille geht in der „Saxonischen Faltung“ von den Verhältnissen der Störungsgebiete am Nordostrande der rheinischen Masse, seinen sogenannten Eggefalten, aus. Dieses der rheinischen Masse gegenüber als Nordgebiet zu bezeichnende Vorland ist im Ausgange der Jurazeit nach Ansicht Stille's in einer orogenetischen Phase gegenüber dem südlichen Horstland gehoben worden. Folglich bestand das Wesen der saxonischen Gebirgsbildung in einer „Faltung“.

Dagegen wendet Lachmann, und zwar mit einem Zitat Stille's ein: „Die auf den ersten Blick etwas auffällige Tatsache, daß gerade damals in dem ‚gesunkenen‘ Nordgebiete ... allmählich eine Aussüßung des Jurameeres erfolgte, die in den Brackwasserbildungen des obersten Jura und den limnischen des Wealden ihren Ausdruck findet, ist wohl so zu erklären, daß die Senkung eben keine absolute, sondern nur eine relative gegenüber dem Südgebiete in dem Sinne war, daß beide Gebiete gegenüber der Wasserbedeckung eine relative Hebung erfuhren, deren Ausmaß im nördlichen aber über 1000 m geringer war als im südlichen.“

Es besteht deshalb Stille's frühere, auf wirklichen Beobachtungen fußende Ansicht zu Recht, daß nämlich der Ausgang der Jurazeit die rheinische Kontinentalschwelle gegenüber dem einsedimentierten und in Bruchstreifen emporgehobenen Nordrand ihre dominierende Stellung beibehalten hat.

Nach der vom Verf. vertretenen Anschauung „kann die geologische Bildung von Mittel- und Norddeutschland, die paläozoischen Gebirgskerne ausgenommen, nur unter der Annahme ausschließlich aufwärts und abwärts wirkender, also vertikaler Kräfte erklärt werden.“

Der prinzipielle Unterschied zwischen Faltung und differentieller Senkung besteht darin, daß im ersteren Falle horizontale Druckkräfte die tektonische Deformation veranlassen und das gesamte Faltungsfeld beherrschen, während im Gegensatz dazu bei der Senkung nur gelegentliche Verklemmungen zwischen abwärts oder aufwärts gehenden Schollen einen horizontalen Druck ins Spiel bringen.

Die Faltung ist mechanisch zu charakterisieren als das Bild, welches eine horizontal wirkende Kraft von gewisser Mindeststärke auf einer elastischen Schicht hervorruft.

Bei den bekannten Smoluchowski'schen Darlegungen ist am wichtigsten die mechanische Tatsache, daß die Breite einer Falte lediglich von der Mächtigkeit der Faltungsmasse abhängig ist. Dagegen liegen auf dem Bild, welches Stille's „mitteldeutsche Rahmenfaltung“ begleitet, die Antiklinen in Mitteldeutschland bezw. im Thüringischen Becken weit auseinander. Die Mechanik der Faltung verlangt aber das

gerade Gegenteil. In den 1—2 km mächtigen Triassedimenten der Festlandsschwelle hätten bei einer wirklichen Faltung dicht gedrängte Faltwellen oder schuppenförmig gereihte Überschiebungen entstehen müssen, während in der Geosynkline des niederdeutschen Beckens mit seinen bis über 5 km mächtigen Sedimenten eine weitmaschige Faltung sich vorfinden müßte.

In überzeugender Weise belegt Verf. die Richtigkeit seiner Anschauungen durch einen Ausschnitt aus einem Profil durch die Egge südlich Driburg. (Nach Stille 1907.) Es ist kein Faltenprofil, sondern im Gegenteil ein typisches Schollengebirgs-Bruchbild. Zum Beweise dient Fig. 1a (siehe p. - 184 -).

Ist die Verfestigung in den unteren Schichten so weit fortgeschritten, daß sie die oberen als Gewölbe zu tragen imstande sind, so bewirkt der seitliche Druck den Zusammentritt der Sedimente in der Geosynkline zu einem Faltenkomplex unter Benutzung der präexistierenden Unebenheiten des Bodens.

Damit ist nicht gesagt, daß eine jede Geosynkline notwendig Trägerin von Faltungen werden muß. Die größte Geosynkline der Erde, das Mississippibecken mit Einschluß des mexikanischen Golfes, ist seit der Kreidezeit niemals gefaltet worden, und ebensowenig der gewaltige Sedimentationsraum des Coloradoplateaus seit dem jüngeren Präcambrium.

In Geosynklinen mit ungebrochenem Uferrand erfolgt die Bildung der Faltenwellen parallel der Uferlinie, in Norddeutschland demnach O—W, nicht NW—SO.

Es würden sich also in der norddeutschen Tiefebene eine Reihe von ostweststreichenden Gebirgsketten aufbauen, deren Faltenabstand sich nach der Smoluchowski'schen Formel, wie gesagt, auf etwa 20 km abschätzen ließe.

Mit der Annäherung an den „niedersächsischen Uferrand" würden die Falten enger werden und zwischen Harz und Flechtinger Höhenzug eine Virgation nach SO erfahren. Nun kann man das Vorhandensein einer wirklichen Faltung aus kontrahierender Horizontalkompression direkt auf Grund der geologischen Profile nachprüfen.

Fig. 1 zeigte uns einen Ausschnitt aus der östlichen Egge. Es ist, wie wir sehen, dies geradezu ein Musterbeispiel eines Schollenbruchgebirges, der denkbar größte Gegensatz zur Faltung. — Schieben wir mit Lachmann die einzelnen Bruchschollen in ihre Ausgangsstellung zurück unter Benutzung der Grenze Röt—Muschelkalk als Leitlinie, so ergibt sich eine horizontale Ausweitung, eine Dilatation der tektonischen Einheiten Lippe und Westfalen um 400 m, oder eine Dehnung von 6,6 %. Die stattgehabte Dislokation hat also die Erdoberfläche nicht zusammengezogen, sondern gedehnt, es war keine Faltung, sondern eine Zerrung!

Profile wie das durch die südliche Egge sind nun in Nord- und Mitteldeutschland nicht die Regel. Das kennzeichnende tektonische Element ist vielmehr die Flexur und die Beckenbildung mit Kettenlinien-Profil.

Profil durch die Egge südlich Driburg. Fig. 1a nach Stille.

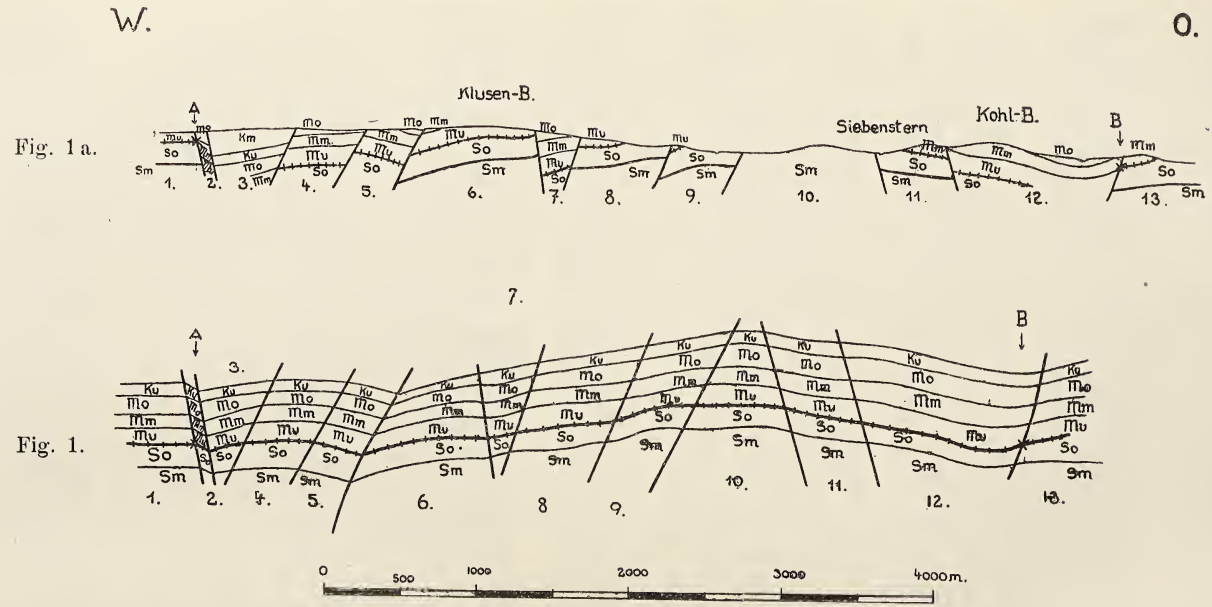


Fig. 1 berichtigt nach Lachmann.

Fig. 1. Die einzeln numerierten Schollen sind an den Verwerfungsflächen unter Benutzung der Grenzfläche Röt (so)—Muschelkalk (mu, mm, mo) als Leitlinie zur Deckung zurückgeschoben. Punkt A und B im Profil werden durch dieses Verfahren einander derart genähert, daß selbst unter Berücksichtigung der Abweichung der Leitlinie aus der Horizontalen die beiden Punkte A und B, welche vor der Dislokation etwa 400 m auseinandergelegen haben, heute um nicht weniger als 6 km auseinandergerückt sein müssen. Stille's „Faltung" unter Horizontaldruck müßte also eine Zerrung von 6,6 % in horizontaler Richtung bewirkt haben. sm mittlerer Buntsandstein; ku, km Keuper.

In ähnlicher Weise überzeugend wirkt für das Bild der Faltung der **Verlauf der Haupt-Sättel** und **Haupt-Mulden im rheinisch-westfälischen Steinkohlen-Faltungsfeld.** (Nach Kukuk 1910.) Bemerkenswert ist der geradlinig-parallele Verlauf der nur an den Querstörungen versetzten Faltenachsen. Dies ist die grundrißliche Erscheinung einer wirklichen Faltung.

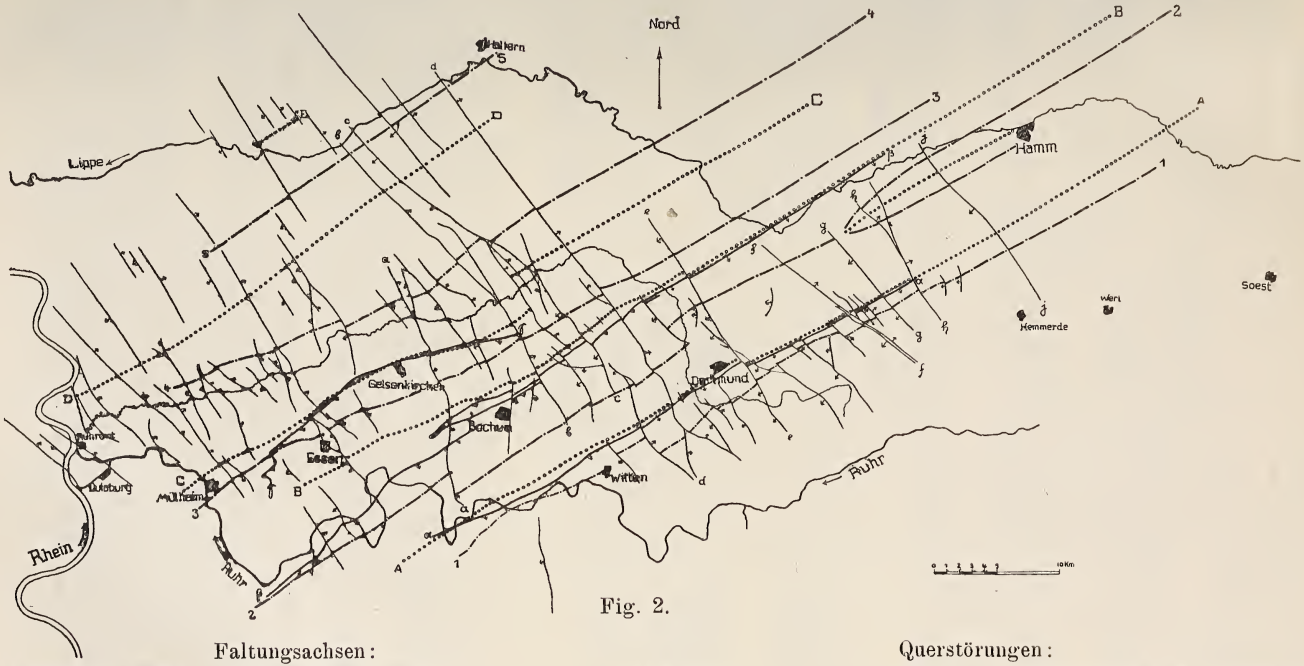


Fig. 2.

Faltungsachsen:

1 Wittener Mulde
2 Bochumer Mulde
3 Essener Mulde
4 Emscher Mulde
5 Lippe-Mulde

A Stockumer Sattel
B Wattenscheider Sattel
C Gelsenkirchener Sattel
D Zweckel-Augusta-Viktoria-Sattel
E Dorstener Sattel

Querstörungen:

a Primus
b Herner Störung (Secundus)
c Blumenthaler Hauptverwerfung (Tertius)
d Kirchlinder Störung (Quartus)
e Bickelfelder Störung (Quintus)
f Courler Störung
g Unnaer Störung
h Königsborner Störung
j Fliericher Störung

Überschiebungen: α Hattinger Überschiebung (Satanella); β Sutan; γ Gelsenkirchener Überschiebung.

Beides sind in der Hauptsache Anzeichen reiner Vertikalbewegungen ohne Seitendruck oder Zerrung.

Norddeutschland im weiteren Sinne ist weder ein Seitendruckgebiet oder Faltengebirge im Sinne STILLE's, denn es fehlen Falten und Überschiebungen; noch auch ein Zerrungsgebiet im Sinne QUIRING's, denn Sprünge aus Dehnung werden durch Schaufelflächen (widersinnige Sprünge) und mancherlei Biegungsformen ausgeglichen.

Norddeutschland ist vielmehr ein Gebiet mit vorwiegender Flexur- und Kettenlinienformung, d. h. ein Gebiet reiner Vertikalbewegungen (differentielle Senkung oder Hebung).

Wir erhalten demnach die folgenden Vergleichsdaten für Kompression (negative Werte a) bezw. Zerrung oder Dilatation (positive Werte c):

	1. Beispiel	2. Beispiel
a) Faltung, negativ	Aachen: — 35 %	Westfalen (auf einer Nordsüdlinie Herten—Haßlinghausen): — 30 %
b) Vertikalbewegung, Null	Pays de Bray: — 0,003 % (nach LEMOINE)	Mitteldeutschland: ± 0 % (?)
c) Zerrung, positiv	Westfalen (auf einer Ostwestlinie, n. QUIRING): + 6,4 % Fig. 2	Egge (nach STILLE): + 6,6 % Fig. 1, Fig. 1 a

2. **R. Lachmann**: Zur Tektonik Norddeutschlands. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1912. Monatsber. No. 8/10. **64**. 477—478.)

In der tektonischen Literatur über Norddeutschland hat man bis vor wenigen Jahren die Bezeichnungen, wie Falten, Sättel und Mulden lediglich beschreibend, nicht erklärend verwendet. Erst STILLE hat mit diesen Begriffen einen spezifisch genetischen Sinn verbunden, nämlich den eines durch horizontale gebirgsbildende Kräfte hervorgerufenen Deformationsbildes, einen Sinn, welcher in Widerspruch steht mit den Deutungen in E. SUESS' letztem Bande des „Antlitz der Erde".

Der Einwand von SUESS gegen eine Entstehung der Gebirgsform in Norddeutschland durch horizontale Schubkräfte geht dahin, daß der Parallelismus zwischen den Senkungsbrüchen und den großen Deformationsformen nur im Sinne einer Integration der Senkungsstreifen zwischen den streichenden Brüchen zu den großen Versenkungsbecken (des Ith-Hils usw.) auslegbar sei.

Eine Falte in der Erdrinde muß gewissen Gesetzen der Mechanik Genüge leisten. Nach Smoluchowski sind es modifizierte Sinusoiden, welche in dem Querprofil von Faltengebirgen gefunden werden müssen, und die in der Tat sowohl im Jura, wie beispielsweise im westfälischen Steinkohlengebirge dem Gebirgsbau zugrunde liegen.

Andererseits haben wir in Senkungsgebieten neben den Brüchen hauptsächlich Deformationskurven nach Art der Kettenlinie zu erwarten. Es sind im mitteldeutschen Gebirge derartige Profile in gutstudierten Gebieten vielfach vorhanden.

Stille meint, daß das Vorhandensein eines varistisch gefalteten Untergrundes die Entwicklung einer Normalfaltung verhindert habe. Aber ein jedes Faltengebirge besitzt mindestens im kristallinen Untergrunde einen vorher gefalteten Boden, der offenbar dann kein Hindernis für Falten bildet, wenn eine Einebnung vor Ablagerung der zu faltenden Elemente eingetreten ist. Eine solche hat sich aber für die mitteldeutschen Alpen bereits zur Dyaszeit eingestellt.

Man vermißt auch die horizontale Verkürzung der Erdoberfläche, welche die Folge einer jeden wirklichen Faltung ist. Im Gegenteil zeigen die Stille'schen Profile durch die südliche Egge, daß hier die westfälische Kreidemulde und das östliche Eggevorland durch die angebliche Faltung voneinander getrennt wurden.

Verf. neigt ferner der Ansicht zu, daß Elm, Huy und Fallstein besser als kleinere Horste nach Art des größeren Harzes erklärt werden können. Demnach ist bei einer genetischen Deutung des Deformationsbildes in Norddeutschland gegenüber der Stille'schen Auffassung von der Existenz eines Faltengebirges der E. Suess'sche Begriff eines differentiellen Senkungsfeldes unbedingt zu bevorzugen.

3. **R. Lachmann**: Das Faltungsproblem des westfälischen Steinkohlengebirges. (Glückauf. 1910. 43. Jahrg. 1—3.)

Für Auffassung des Problems der Faltung der Schaufelflächen und der wirklichen Überschiebung sind die folgenden Studien wichtig. Sie beweisen, daß Verf. schon vor der Abweisung der durchaus mißverständlich gedeuteten „saxonischen Faltung“ tief in das Wesen der Faltungsvorgänge eingedrungen war.

In jüngster Zeit hat Smoluchowski das Problem der Entstehung von Faltengebirgen auf mathematisch-mechanischer Grundlage einer Untersuchung nach den Lehren der Festigkeitslehre unterzogen. Er weist zunächst nach, daß das Problem nicht durchaus ident ist mit dem Problem der Biegung eines Stabes in wagerechter Lage. Falls der Druck einen gewissen Grenzwert, den „Knickungsdruck“, überschreitet, nimmt der Stab die Gestalt einer Sinuswellenlinie an. Ließe sich diese Erfahrung auf die Bildung von Faltengebirgen übertragen, so müßte das Idealprofil durch ein Faltengebirge eine Reihe von Sätteln und Mulden aufweisen, die sich nach Art der aus der Akustik bekannten Schwingungskurven

aneinanderreihen. Die Mechanik aber widerspricht dieser Anwendung, indem sie nachweist, daß sich eine größere Anzahl von derart gebauten Parallelfalten in labilem Gleichgewicht befindet, daher in Wirklichkeit nicht vorkommen kann.

Die Forschungen Smoluchowski's sprechen ferner dafür, daß der zur Fortsetzung einer Faltung erforderliche Horizontaldruck geringer ist als der Druck bei Entstehung der Falten. Der „kritische Faltungsdruck" tritt also gleich bei der Entstehung von Faltengebirgen in Erscheinung.

Die belgischen Geologen haben bekanntlich noch nicht die vielfach anerkannte Lehre von den gefalteten Überschiebungen übernommen, obwohl die Verhältnisse bei Lüttich im wesentlichen den deutschen gleichen, und gehen von der theoretischen Voraussetzung aus, daß erst im Laufe der Faltung ein Punkt erreicht wird, an dem aus Falten eine Überschiebung werden kann. Erst gegen Ende der Faltung gehen Überschiebung und Faltung gleichzeitig vor sich.

Jedenfalls sind Überschiebungen ein Beweis dafür, daß der wirksame Horizontaldruck die Gesteinsfestigkeit überschritten hat. Hier liegt also ein zweiter kritischer Druck vor, der kritische Überschiebungsdruck. Die Altersfolge der betrachteten Erscheinungen hängt nun davon ab, ob der kritische Überschiebungsdruck oder der kritische Faltungsdruck für ein von horizontalen Druckkräften beanspruchtes Gebiet niedriger liegt.

Für den Faltungsdruck ist aber, wie Smoluchowski nachgewiesen hat, von entscheidender Bedeutung, ob eine Zerlegung durch horizontale Verschiebungsflächen möglich ist. An der freien Oberfläche kann z. B. eine Sandsteinschicht von 80 m Mächtigkeit nicht mehr gefaltet werden, weil vor der Faltung Zertrümmerung eintreten würde. Ganz anders aber liegen die Verhältnisse, wenn die Platte Trennungsflächen besitzt. So kann eine 10 km dicke Sandsteinplatte noch gefaltet werden, falls sie von 11 derartigen Fugen durchsetzt wird. Der Faltenabstand würde in diesem Falle 23 km betragen. Das sind Abmessungen, wie sie in Westfalen noch nicht erreicht werden.

Man darf daher vermuten, daß anfangs der von S wirkende Gebirgsdruck die Gesteinsmassen des westfälischen Beckens in einem Zustande antraf, in dem der kritische Überschiebungsdruck niedriger war als der kritische Faltungsdruck. Zunächst setzten die südlichen Überschiebungen parallel zum Gebirgsrand auf, vielleicht veranlaßt durch geringe Senkungsverbiegungen im Vorlande bei Ausbildung der Vortiefe. Dadurch wurde ein von der Überschiebung betroffener Landstreifen innerlich derart geschwächt, daß der auftretende Druck nunmehr den kritischen Faltungsdruck erreichte. So bildete sich die erste Faltenwelle heraus, und weiterhin entstanden parallel dazu im Norden die nächsten, während immer gleichzeitig in den schon gebildeten Falten der Druck ein Steilerwerden der Flanken und eine immer heftiger werdende Mitfaltung der Überschiebungen verursachte. Ihre Tätigkeit erlosch aber bei vorgeschrittener

Faltung, denn jetzt war die wirkende Kraft, die im Norden neue Falten anlegte, hinreichend stark, um eine Weiteraufwölbung der unzerteilten Schichtenmasse vorzunehmen.

4. **R. Lachmann**: Überschiebungen und listrische Flächen im westfälischen Carbon. (Glückauf. 1910. No. 6. 1—4.)

Es muß nach dem Verf. strenger unterschieden werden zwischen Überschiebungsflächen und „listrischen oder Schaufelflächen", wie sie Suess nennt. In Westfalen wurden Störungen der zweiten Art entweder einfach als Überschiebungen oder als ungefaltete Überschiebungen (Cremer), Auspreßüberschiebungen (Mentzel), geradlinige Überschiebungen (Krusch) etc. bezeichnet. Es wird nun vom Verf. gezeigt, daß der zugrunde liegende Vorgang gar keine Überschiebung ist.

Echte Überschiebungen durchschneiden die Schichten unter einem Winkel von durchschnittlich 15° unabhängig von deren Lage im Raum, sind also vor der Faltung entstanden. Sie fallen sämtlich nach S ein, was nach der orogenetischen Lage im N der varistischen Alpen zu vermuten war. Ihre erhebliche Schubweite wächst bis zu 2 km Ausmaß, und auch im Streichen zeigen sie ein ausgedehntes Anhalten.

Nicht zu verkennen ist ihre Abhängigkeit von den Hauptsattellinien (s. p. -185-). Die Gelsenkirchener Überschiebung ist mit dem Gelsenkirchener Sattel, der Sutan mit dem Wattenscheider oder Schwerin—Eriner Sattel und die Hattinger Überschiebung oder Satanella mit dem Hattinger oder südlichen Hauptsattel verknüpft. Der Entstehungsvorgang wird so erklärt, daß z. B. der Sutan, die mittlere der drei Hauptüberschiebungen, an dem bereits schwach vorgebildeten Wattenscheider Sattel zutage getreten wäre. Die Neigung der Überschiebungsfläche gegen die Schichten beträgt 20°. Der verlängerte Sutan würde also den Sattel etwa 35 m über dem Erosionsschnitt, d. h. noch innerhalb der Fettkohlenpartie, durchschneiden. Nun ist eine mindestens 1500 m mächtige Schichtengruppe hinzuzudenken. Dann muß der Sutan nicht auf dem Wattenscheider Sattel, sondern 4—5 km weiter nördlich zutage getreten sein, d. h. die Nähe von Überschiebungsaustritt und Sattel wäre durch die heutige Erosionsfläche bedingt. Es fällt aber in der Tat schwer, hier einen bloßen Zufall anzunehmen. Denn die Gesetzmäßigkeit geht so weit, daß der Abstand zwischen Überschiebungsaustritt und Sattelkuppe auf dem heutigen Erosionsniveau von N nach S regelmäßig zunimmt.

Die Sättel bezeichnen die Stelle, an welcher die Überschiebungen nach N zu nicht mehr die Schichten durchschneiden, sondern in eine bestimmte Schicht, z. B. in ein Flöz, verlaufen. Wenn eine Überschiebungsbewegung einmal — ungefaltete Schichten vorausgesetzt — von der Tiefe aufdringend, in bestimmter Höhe nur mehr eine Neigung von etwa 5° besitzt, so wird sie plötzlich in eine Schichtfläche einlenken, weil diese die Ebene des geringsten Widerstandes darstellt.

Deshalb ist es nicht mehr erforderlich, vor den wirklichen Überschiebungen noch eine Faltung vorauszusetzen. Diese Dislokationen stammen aus großen Tiefen, durchschneiden die Schichten bis zu einer bestimmten Höhe, etwa bis zur Gaskohlenpartie, und verlaufen dann in einer Schicht von Schieferton oder in einem Flöz.

Die Überschiebungsbewegung wird, da sie in der Tiefe ansetzt, nach aufwärts und vorwärts ausklingen und sich schließlich durch Kompression und Faltung des hangenden Teils ausgleichen.

Listrische Flächen. Alle streichenden Störungen im westfälischen Carbon sind mit Ausnahme der erwähnten drei bis vier wirklichen Überschiebungen als Schaufel- (listrische) Flächen zu bezeichnen.

Der Bewegungsmechanismus ist grundverschieden von dem der Überschiebungen. Die Bewegungen auf listrische Flächen keilen nach der Tiefe zu aus und werden nach aufwärts steiler.

Listrische Flächen oder besser Schaufelflächen sind Bewegungsflächen, längs denen gelockerte Faltenstreifen, in der Regel Sattelstreifen, gegen Schluß des Faltungsprozesses Faltenstreifen mit verstärkter Sohlenfestigkeit, also hauptsächlich Muldenstreifen, unter dem Einfluß der Schwere niedersanken.

Die Sättel türmen sich unter dem Faltungsdruck empor, jede Schichtendecke ist locker über der unteren gewölbt. Ist die Bruchgrenze erreicht, so greift von oben her der Riß an den Sattelflanken entlang. Sämtliche sprungähnliche Eigenschaften sind ebenso wie das Auskeilen nach unten ohne weiteres erklärlich. Die Konkavität entsteht vielleicht durch ein elastisches Sichverspreizen der Sattelschenkel bei der Abwärtsbewegung.

Die listrischen Äste über der gebrochenen Überschiebungsfläche sind bei Ausbildung der Sattelmulde entstanden. Sie sind lediglich Funktionen der Bewegung des hangenden Gebirgsteiles, der mit listrischen Bewegungen zu Bruch ging, weil er infolge der Überwälzung nach der Überschiebung den Zusammenhang mit dem zur Faltung nötigen Widerlager im S verloren hatte. Den drei Untersenkungsflächen im N steht der nach S fallende Arm der Überschiebung gegenüber, der durch die Faltung Steilstellung erhalten hatte und beim Zusammenbruch des großen Sattels wieder aufriß.

Die vorstehenden Ausführungen ergeben, daß sich das Bewegungsbild der streichenden Störungen im westfälischen Carbon in folgender vereinfachter Reihenfolge darstellen läßt: Überschiebung, Faltung, Untersenkung.

5. **Hans Cloos**: Zur Entstehung schmaler Störungszonen. (Geol. Rundschau. 1916. 7. Heft 1/2. 41—52.)

Wesentlich auf dem von R. Lachmann wissenschaftlich geebneten Boden ist die folgende kleine, ebenfalls mit Vertikalbewegungen in

deutschen Gebirgen rechnende Studie erwachsen und daher hier zu erwähnen.

Zusammenfassung: Tektonische Wunden sind fast immer unheilbar. Wie die Falte, durch Druck geschaffen, sich nicht wieder ausglättet, wenn an ihren Schenkeln gezogen wird, so hinterlassen auch senkrechte Bewegungen oft Spuren, die bleiben, auch wenn die Bewegung zurückgeht: Bewegen sich Schollen der Erdkruste nicht dauernd in gleicher Richtung, sondern aneinander auf und nieder, so geben sie schmale Gesteinsstreifen wechselweise aneinander ab. Solche Grenzstreifen, die beiderseits an den Hochbewegungen teilnehmen, können weit über die tektonische Höhenlage ihrer Rahmenschollen emporwachsen und werden dann zu Horsten; nehmen sie nur oder vorwiegend an den Senkungen teil, so entstehen Gräben. Unter besonderen Umständen fallen tiefste Gräben und höchste Horste dicht nebeneinander (z. B. Sprungkreuzung), unter anderen Bedingungen entsteht eine widersinnig zerschnittene Flexur. Dauern die Auf- und Abbewegungen länger an, so wird das Grenzgebiet in immer zahlreichere und immer schmälere Streifen zerschnitten, und eine Störungszone entwickelt sich, die, beständig verwickelter und beständig dünner werdend, alle künftigen Spannungen anzieht und in sich zur Auslösung bringt.

So ist es möglich, daß Lagerungsformen, hinter denen man bis dahin Seitendruck und tangentiale Bewegung gesucht hat, nur durch die alltäglichen Kräfte und Vorgänge der Schollengebirge geschaffen werden: durch Hebungen und Senkungen breiter Tafeln.

6. **Richard Lachmann**: Hauptprobleme der Kali-Geologie. (Monatshefte für den naturwissenschaftl. Unterricht. 4. 1911. 5. Heft. Teubner-Leipzig. 225—229.)

Die geographischen Bedingungen der Sedimentation würden sich heute wiederholen, wenn etwa die große und die kleine Syrte gemeinsam durch eine von Tunis nach der Halbinsel Barca reichende Untiefe gegen das Mittelmeer abgegrenzt würden. Die Folge wäre eine lebhafte Verdunstung des Meereswassers in dem abgeschnürten Meeresteil, welcher der Wüstensonne Nordafrikas ausgesetzt wäre, ein Nachströmen immer frischen Meerwassers an der Oberfläche und ein Niedersinken der heißen und schweren Solen auf den Boden des Flachseebeckens. Schließlich müssen die Wasserschichten einen solchen Konzentrationsgrad erreichen, daß Sättigung eintritt, zuerst würden die schwerer löslichen, später die leichtlöslichen Salze des Meerwassers zu Boden sacken und sich in feinster Schichtung absetzen.

Die Ausscheidungen des dyadischen Salzbusens bestehen aus mindestens drei einander überlagernden Kristallisationszyklen. Der vollkommenste Zyklus ist die etwa 700 m mächtige „ältere Salzfolge“ des Zechsteinprofils von Staßfurt. Sie besteht vom Hangenden zum Liegenden nach Everding und Erdmann aus folgenden Regionen:

	Formation	Mächtigkeit	Bestandteile in % a	b	c	d	e[1]
Oberer Zechstein	Carnallitregion .	30—40 m	55	17	1	26	1
	Kieseritregion . .	20—40 „	13	17	3	65	2
	Polyhalitregion .	40—60 „	—	1,3	3,8	91,2	3,7
	Anhydritregion .	300—500 „	—	—	—	92	8
Mittl. Zechstein[2]	Älterer Anhydrit	70—100 „	—	—	—	—	100

Die folgende Tabelle zeigt das Verhältnis eines eingedampften Meeresarmes zu den Mächtigkeiten im Staßfurter Lager (der älteren Salzfolge) und ist auf Steinsalzmächtigkeit als Einheit bezogen:

	Meeressalze	Staßfurter Salze
Steinsalz	100	100
Anhydrit	3,4	20,4
Kieserit	7,2	2,3
Carnallit	14	4,7
Bischoffit ($MgCl_2 . 6aq$)	23,5	—

Gar nicht erhalten sind die großen Mengen von Chlormagnesium, sowie noch eine Reihe leicht löslicher seltener Salze des Meerwassers, vor allem die Jodsalze.

Wir müssen hieraus schließen, daß während der ganzen Zeit des Niederschlags der Kalisalze die Verbindung des Salzbusens mit dem freien Meer noch fortbestand, wobei normales Meerwasser eindringen, Mutterlauge aber für die tiefsten Stellen der einschnürenden Barre zurücktreten konnte, und daß andererseits der Kristallisationsprozeß unterbrochen wurde, noch ehe die letzten Reste der Mutterlauge versteinen konnten.

In der Anhydritregion zeigen die beiden Komponenten, Steinsalz und Anhydrit, in auffallender Gesetzmäßigkeit die sogenannten „Jahresringe". Sie bestehen in feinen Schichten von Anhydrit von etwa 5—7 mm Stärke, die sich in Abständen von 8—10 cm durch die Salzmassen hindurchziehen. Sie erinnern in der Tat, besonders wenn sie eine entsprechende Krümmung aufweisen, täuschend an die Jahresringe der Bäume. Die herrschende Meinung, welcher sich auch van't Hoff angeschlossen hat, geht dahin, daß diese Ähnlichkeit auch ursächlich begründet ist, indem in jedem Herbste der Jahre zur Zechsteinzeit bei sinkender Temperatur Steinsalz, in jedem Frühjahr bei steigender Temperatur Anhydrit ausgeschieden wurde. Die

---

[1] a = Carnallit $KCl_2 . MgCl_2 . 6aq$, b = Kieserit $MgSO_4 . aq$, c = Polyhalit $2CaSO_4 . MgSO_4 . K_2SO_4 . aq$, d = Steinsalz $NaCl$, e = Anhydrit $CaSO_4$.

[2] Beyschlag und Everding, Zur Geologie der deutschen Zechsteinsalze, Deutschlands Kalibergbau. Festschrift zum X. Allgemeinen Bergmannstag in Eisenach und Abhandl. d. preuß. Geol. Landesanst. N. F. Heft 52. Berlin 1907. p. 29.

Löslichkeit von Steinsalz nimmt nämlich mit der Temperatur zu, die von Anhydrit mit der Temperatur ab.

Die Jahresringe beherrschen auch die Polyhalitregion. In der Carnallitregion ist nur ganz ausnahmsweise (z. B. in Staßfurt) eine lagenförmige Anordnung der Komponenten Carnallit, Kieserit, Steinsalz und Anhydrit zu beobachten. Vielmehr ist die weitverbreitetste Form, in welcher unsere Kalischätze erhalten sind, die eines wirren Gemenges von Steinsalz-, Salzton- und Kieseritbrocken, welche in eine Grundmasse von Carnallit eingebettet sind. Die Brocken sind in der Regel nicht über faustgroß, erreichen jedoch in einzelnen Fällen das Gewicht von vielen Zentnern.

Lachmann hält sämtliche Kalilager für bodenständig und vermutet, daß bei der geringen Tiefe des inzwischen stark eingedampften Salzsees die Begleitsalze in der zähflüssigen, carnallitischen Chlormagnesiumlauge unter dem Einfluß der Windbewegung des Wassers als Konkretion ausgefällt wurden. Eine schichtenweise Ausscheidung ging nur in tieferen Rinnen vor sich, die den „Prielen" unserer Nordsee-Watten vergleichbar sind. Die Massen von Gemengecarnallit würden dann den Anhäufungen der Sandbänke in der Nordsee entsprechen.

Eine besondere Eigentümlichkeit in chemisch-physikalischer Hinsicht bieten noch die ihrer leichten fabrikatorischen Verarbeitung wegen hochgeschätzten Hartsalze, welche streckenweise das Carnallitlager bezw. den Gemengecarnallit vertreten. Die Hartsalze sind geschichtet und bestehen aus Sylvin und Kieserit neben Steinsalz. Sylvin und Kieserit sind nach den Feststellungen van't Hoff's in Lösungen unter 72° nicht koexistent, treten vielmehr unter Wasseraufnahme zu Kainit zusammen.

Es wurde aus der Erscheinungsform der Carnallitlager auf heftige Windbewegungen geschlossen, denen das — nunmehr endgültig vom Meere abgeschlossene — Salzbecken ausgesetzt war. Den direkten Hinweis auf das Auftreten von Stürmen bildet eine Decke von grauem Salzton, welche in einer Mächtigkeit von 8—10 m das unmittelbare Hangende der älteren Salzfolge bildet und im wesentlichen wenigstens als äolische Bildung zu deuten ist. Man hat in den Salztonschichten kürzlich eine kümmerliche marine Fauna entdeckt.

Von den tektonischen Problemen der Kalilagerstätten sind vor allem zwei Phänomene zu erklären. Zunächst sind die Salzmassen in sich fast überall auf das heftigste in allen nur denkbaren Dimensionen von mikroskopischer Größe bis zum Ausmaß von Hunderten von Metern aus ihrer Ruhelage verbogen, erscheinen in dieser Form auch da, wo die hangenden und liegenden Schichten ganz ungestört liegen; zweitens ist bemerkenswert das Auftreten von großen senkrechten Salzstöcken von unregelmäßiger, häufig runder Begrenzung im norddeutschen Tiefland, beispielsweise bei Hannover, Lüneburg, Lübtheen, Verden, Wietze, Salzwedel, Jessenitz in Mecklenburg, Sperenberg bei Berlin, Hohensalza in Posen und an anderen Orten.

Alle diese Deformationen sind durch die Wirkung chemisch-physikalischer Kräfte zu erklären, welche innerhalb der Salzmassen ihren Sitz

haben (Autoplastie). Die innere Verbiegung der Schichten ist durch Rekristallisation, d. h. durch Hinwandern der Salzkristalle von Ausscheidungs- zu Lösungsräumen bei der ständig wechselnden Durchfeuchtung der Salzmassen im Laufe der geologischen Perioden entstanden. Bei der Wanderung der Salzstöcke aber spielen isostatische Kräfte eine hauptsächliche Rolle und bewirken bei gleichzeitiger kontinentaler Senkung ein Emporsteigen der Salzmassen (Salzauftrieb) und ein Emporheben des Deckgebirges; das geringe spezifische Gewicht des Salzes befördert das Aufquellen. Bei dem Auftrieb der gewaltigen Salzkörper durch die Erdhaut entstehen Bilder, welche den Geschwüren in der tierischen Haut ähnlich sind und welche Lachmann daher mit dem Namen „Ekzeme" belegt hat. Der Ekzemtheorie sind neben vielen Anhängern auch manche Gegner erstanden, deren Zahl sich jedoch in bemerkenswertem Rückgange befindet. **Frech.**

M. Bräuhäuser: Die Spielburgverwerfung, ein Beitrag zur Geologie der Hohenstaufengegend. (Jahreshefte des Oberrh. Geol. Vereins. 1916.)

Von den Ergebnissen der Untersuchung sei hier mitgeteilt:

Die endgültige Feststellung der Tektonik der Hohenstaufengegend stellt dem Geologen noch viele lohnend erscheinende Aufgaben, die sich mit den Fragen nach der Herausbildung des heutigen Landschaftsbildes in der letztvergangenen geologischen Vorzeit eng berühren. Die mögliche Fortsetzung der Spielburgverwerfung gegen die Alb deutet auf das kryptovulkanische Becken von Steinheim; vielleicht besteht ein gewisser Zusammenhang durch einen in der Tiefe durchsetzenden Sprung. Die stark gegen die bedeutend höhere nördliche Randlinie des Grabenbruches einschießenden Gesteinsbänke und Schichtstreifen fallen in ihrer Gesamtheit rascher nach Osten, als die ebenfalls sehr schnell gegen Osten niedersinkenden Schichtentafeln des umgebenden Landes. Einzelbeobachtungen deuten darauf hin, daß die Bewegung nicht oder wenigstens nicht ausschließlich in senkrechter Richtung erfolgt sein kann. Von den Verwerfungen des mittelschwäbischen Landes ist die Spielburgverwerfung die einzige, die oberen Weißjura weit vor der zusammenhängenden Kette der Albberge erscheinen läßt. **F. Haag.**

M. Bräuhäuser: Neue Aufschlüsse im Diluvium von Stuttgart-Cannstatt. (Jahreshefte des Oberrh. Geol. Vereins. 1916.)

Über dem Gipskeuper von Cannstatt folgen Nagelfluhe, Mammutlehm, Sauerwasserkalk, Löß und Lößlehm. Dieser vom Verf. aufgestellten Gliederung (Mitt. 6 der Geol. Landesanstalt [1909]) fügen sich die neuen Aufschlüsse bestens ein. Eine Verwerfung von mehr als 1 m Sprunghöhe im Bahneinschnitt des Seelbergs kann nur diluvial oder nachdiluvial sein; eine ähnliche nördlich vom Kursaal ist von E. Fraas nachgewiesen worden.

Die tiefe Eindeckung des Sauerwasserkalks mit angewehtem Löß zeigt, daß seit seiner Ablagerung keine wesentliche Abtragung und Abspülung mehr stattgefunden haben kann. Der Mammutlehm bildet für die aus dem Untergrund empordrückenden Sauerwasser eine nur an wenigen Stellen durchstoßene Deckschicht.

Neue Aufschlüsse sind auch in den 100 m über dem Neckar liegenden, ins Tertiär zu stellenden Schottern gefunden worden. **F. Haag.**

M. Bräuhäuser: Altwürttembergs Bergbau auf Blei im Gebiete des Oberamts Vaihingen a. d. Enz. (Württ. Jahrb. f. Statistik u. Landeskunde. Jahrg. 1915. 2. Heft.)

Um 1600 standen Baue in der Bleiglanzbank des Keupers, wo häufig genug schöne Kristalle von PbS das Gestein durchschwärmen, wo aber keine größeren Mengen gewonnen werden können. Im dritten und vierten Jahrzehnt des 18. Jahrhunderts war in den höheren Bänken des Hauptmuschelkalks Bleiglanz in Form eines mit Schwerspat umkleideten Erzgangs erschlossen, der aber nur geringe Ausbeute lieferte. **F. Haag.**

M. Bräuhäuser: Die Bohnerzbildung im Muschelkalk am oberen Neckar. Ein Beitrag zur Kenntnis alter Landflächen im Schwäbischen Stufenland. (Jahresh. d. nat. Vereins in Württemberg. 1916.)

Im Muschelkalkhochland westlich der Talstrecke Rottweil—Oberndorf begünstigt ähnlich wie im Weißjuragebiet der Hochalb das Einschneiden tiefer, steilwandiger Haupttäler die Erhaltung von Flächenstücken mit alter Landoberfläche. Schon die Erhaltung der Lößlager beweist, daß hier seit der Diluvialzeit keine wesentliche Abspülung mehr stattfand. Bodenkundliche Untersuchungen konnten scharfe Grenzen zwischen älteren Böden auf den Höhen und jüngeren an den Talgehängen feststellen. Die älteren Böden sind entkalkt, oxydiert und enthalten kleine Bohnerzkörner. Der Verwitterungsvorgang beginnt mit der Oxydation der Eisenverbindungen und der Entfernung der Carbonate. In der zurückbleibenden Bodenmasse führen kolloidchemische Umsetzungen (Diffusions- und Konzentrationsvorgänge) zur Bildung von Bohnerzen.

Bei Fluorn stecken im Untergrunde tiefer Decken von rotbraunem bis gelbbraunem Lehm vielfach Kopfgröße erreichende schlackenartige Konkretionen von Eisenerz mit Beimengung von viel Feuersteinmasse. Die Größe dieser Eisennieren beweist eine lange Bildungsdauer und damit ein hohes Alter der Bohnerzlehme von Fluorn. Sie müssen unter den gleichen klimatischen Bedingungen entstanden sein wie die Bohnerzlehme der Hochalb, sind also fossile Roterden, Reste von Verwitterungsrinden, die zur Tertiärzeit unter tropischem bis subtropischem Klima gebildet

worden sind. Die auf den klimatischen Umschwung zurückzuführende Verlehmung und Bräunung der zuvor rotfarbigen Massen hat nicht vermocht, die roten Farbentöne ganz zu zerstören. Für die alten Landflächen auf der harten Schichtplatte des Hauptmuschelkalkes östlich vom Schwarzwald ist ein hohes, weit in das Tertiär zurückreichendes Alter wahrscheinlich. **F. Haag.**

Jacob, Karl Hermann und Carl Gäbert: Die altsteinzeitliche Fundstätte Markkleeberg bei Leipzig. (Veröffentlich. d. Städt. Mus. f. Völkerk. zu Leipzig 1914. **5.** 1—105. 15 Textfig. u. 25 Taf.)

Gäbert, C.: Über Sande, Sandsteine, Kalksteine und Kreide im südrussischen Gouvernement Wolhynien. (Zeitschr. „Steinbruch und Sandgrube". Halle a. S.)

— Über die Bildungsweise der Gesteine. (Sonderabdr. aus „Die nutzbaren Gesteinsvorkommen Deutschlands." **1.** 1—5.)

— Die nutzbaren Gesteine des Königreichs Sachsen. (Ebendaselbst. **1.** 1—28.)

— Die Raseneisenerzlager bei Buchholz, Marklendorf und Mellendorf im unteren Allertal, nördlich Hannover, nebst Bemerkungen über Raseneisenerze im allgemeinen. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1915. **12.** 187—194. 2 Abbild.)

Meyer, L. F.: Klimazonen der Verwitterung und ihre Bedeutung für die jüngste geologische Geschichte Deutschlands. (Geol. Rundsch. Leipzig 1916. **7.** 5/6. 193—248. 7 Textfig.)

— Die Lahn-Main-Wasserscheide bei Gießen. (Peterm. Mitt. 1916. **62.** 416—417.)

Österreich-Ungarn.

Josef Woldřich: Die geologischen Verhältnisse der Gegend zwischen Litten—Hinter-Treban und Poucnik bei Budnan. (Sitzungsber. d. k. böhm. Ges. d. Wissensch. in Prag. 1914. 1—36. Mit 1 Taf. u. 6 Textfig.)

1. Das in der vorliegenden Arbeit beschriebene, geologisch im Maßstabe 1 : 25000 kartierte Gebiet umfaßt untersilurische Schiefer und Quarzite (d_5), obersilurische Schiefer (e_1) mit Diabasen, tertiäre Süßwasserbildungen, diluviale Terrassen- und Gehängeablagerungen.

2. Verf. konnte dreierlei Bruchlinien feststellen. Längs der Vockover Überschiebungslinie wurden die älteren Schichten d_5 über die jüngeren Schiefer e_1 überschoben. Längs der Vockover Verwerfung sank die westliche Scholle in die Tiefe. Kleinere Querbrüche verursachten Blattverschiebungen.

3. Der tektonische Aufbau des Gebietes ist im großen isoklinal. Zweimal finden wir im östlichen Teile eine Überlagerung der Schichten

e_1 durch die ältere Bande d_5—Barrande's „Kolonien". Einmal wird dies durch Überkippung der Isoklinalfalten, das andere Mal durch eine Faltenüberschiebung bewirkt.

4. Die mittlere Zone d_5 tritt nur östlich von der Vockover Verwerfung zutage; in der abgesunkenen westlichen Scholle ist sie offenbar von den daselbst noch nicht denudierten Hangendschiefern e_1 bedeckt.

5. Der varistischen Hauptfaltung unterlagen auch die Diabase. Ihre Eruption steht in keiner direkten Beziehung zur Faltung und Dislozierung der Schichten, wie von älteren Autoren angegeben wird. Die Diabaslagergänge und -decken liegen als harte, weniger nachgiebige Bänke zwischen den weichen Schiefern e_1. Sie leisteten gewiß der Faltung stellenweise größeren Widerstand, so daß es in ihrer Nähe in den weichen Schiefern zu Zerreißungen, zur Entstehung von Verwerfungen und Überschiebungen kam. In der Tat sind Barrande's Kolonien, die in solcher tektonischen Weise zu erklären sind, sehr häufig von Diabasmassen begleitet. In ähnlicher Weise (Faltenüberschiebung) entstand z. B. die nördliche „Kolonie" und sicherlich viele andere „Kolonien" des Silurgebietes.

6. In der Nähe der großen Faltenüberschiebung ist die Detailfaltung und Schichtenstörung in d_5 und e_1 am stärksten.

7. In abs. Höhe 300—350 m, also 13—60 m höher als die altdiluviale Oberterrasse des Beraunflusses, findet man öfters Sande und Schotter, die Verf. für tertiär hält. Sie wurden früher wohl unrichtig als zerfallene Perutzer Kreideschichten oder als diluvial angesprochen.

8. Im südlichen Teile des Gebietes kam es zur Diluvialzeit zweimal zu einer Anzapfung der Wasserläufe, wodurch sie vielfach aus ihrem ursprünglichen Verlaufe abgelenkt wurden. So entstand das sekundäre System des heutigen Belecbaches.

9. Die Bäche sind epigenetisch auf der Tertiärdecke angelegt.

[Besonders wichtig erscheint dem Ref. der Zusammenhang der längst als tektonisch anerkannten „Kolonien" mit der verschiedenen Härte der Diabase und Schiefer.] **Frech.**

F. Wähner: Zur Beurteilung des Baues des mittelböhmischen Faltengebirges. (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1916. **66.** 1. Heft. 8 Taf. 1 Textfig. 72 p.)

Es dürfte wenige Gebiete von ähnlicher Beschaffenheit geben, in denen die Art der verschiedenen Gebirgsbewegungen verhältnismäßig so genau ermittelt werden kann, wie im mittelböhmischen Faltengebirge. Es ist dies hauptsächlich den zahlreichen künstlichen Aufschlüssen zu danken, in denen wir nicht nur die Lagerungsverhältnisse, sondern an vergleichsweise frischem Gestein auch die vorhandenen Bewegungsspuren gut untersuchen können.

Am längsten und besten bekannt ist die wiederholt beschriebene, in geringer Entfernung vom Südrande des Gebietes gelegene Bruchlinie der Przibramer Lettenkluft. Besonders wichtig ist der Umstand, daß durch den Bergbau die Verwerfungsfläche selbst aufgeschlossen und ihrer Lage und Gestalt nach festgelegt ist. Sie ist keine Ebene, sondern sowohl im Streichen wie im Fallen wellig gebogen. Das Einfallen erfolgt steil gegen die Tiefe zu mit 65° gegen NW.

Sehr genau ist durch die Untersuchungen KETTNER's im Motoltale bei Prag ein Teil der Prager Bruchlinie bekannt geworden, die die beiden Untersilurzüge des nördlichen Teilgebietes scheidet. Danach bilden im allgemeinen zwei im S der Bruchlinie liegende Züge der Quarzitstufe d_2 ein gegen S geneigtes Gewölbe, in dessen Kern die dunklen Schiefer d_1 auftreten.

Die für den Bau des Kalkgebietes wichtige Bruchlinie von Koda—Srbsko ist als Überschiebung aufzufassen. Vor einigen Jahren konnte Verf. feststellen, daß die älteren Kalke g_1 die jüngeren Schiefer H überlagern. Bei Branik am rechten Moldauufer, südlich von Prag, fallen die devonischen g_1-Knollenkalke des „Südflügels" regelrecht nach NW, sind aber hier nicht, wie in der Gegend von Hluboczep westlich der Moldau von jüngeren Gesteinen überlagert, sondern in ihrem Hangenden treten die untersilurischen Schiefer d_5 auf, die hier mitten im Kalkgebiet zum Vorschein kommen. Der Braniker Bruch entspricht einer sehr ansehnlichen Sprunghöhe, die sich stratigraphisch annähernd durch die Mächtigkeit der untersilurischen Stufe d_5, der obersilurischen Stufen e_1 und e_2 und der devonischen Stufen F_1 und F_2 ausdrücken läßt.

F. E. SUESS gibt 9 Querschnitte nach KREJCI wieder, in denen 22 Längsbrüche dargestellt sind; von diesen zeigen 16 Brüche deutlich die Senkung des jeweils nach außen folgenden Gebirgsstückes, wogegen nur an einem Bruche ebenso deutlich das entgegengesetzte Verhalten zu erkennen ist. Rechnet man die Brüche, an denen der Sinn der Bewegung aus der Zeichnung nicht so klar hervortritt, hinzu, so finden wir 19 Brüche, welche unserer Regel folgen, gegenüber dreien, bei denen dies nicht der Fall ist.

Unter der Voraussetzung, daß an den das mittelböhmische Faltengebirge durchziehenden Längsbrüchen Senkungen eingetreten sind, ergibt sich demnach, daß zu beiden Seiten einer mittleren Gebirgszone, der der größere (nördliche) Teil des obersilurisch-devonischen Kalkgebietes angehört, sowohl die im NW als die im SO folgenden Gebirgszonen treppenförmig gesunken sind. Ist die Voraussetzung richtig, dann ist das Gebiet tektonisch nicht nach der von E. SUESS eingeführten Vorstellung als ein Graben, sondern im Gegenteil als ein Horst anzusehen.

Nordwärts gerichtete Bewegungen sollen nach der Lehrmeinung von E. SUESS den Bau nicht nur der geologisch jungen, sondern auch der alten Gebirge unseres Erdteils kennzeichnen. Da ist es nun wohl nicht bedeutungslos, daß „im Herzen Europas" ein Teil eines untercarbonischen (oder vielleicht schon oberdevonischen) Faltengebirges

erhalten ist, der ausgesprochen zweiseitig symmetrischen Bau aufweist, dessen Schichtengruppen einerseits nach NW, anderseits gegen SO bewegt sind, in dem also auch südwärts gerichteter Schub festgestellt ist. Und dieses Gebirge ist, wenn wir von der vorkambrischen Schichtenreihe absehen, die schon eine noch ältere Gebirgsbewegung durchgemacht hat, sowohl stratigraphisch als tektonisch völlig einheitlich aufgebaut.

Die sehr erheblichen Faziesverschiedenheiten fallen im allgemeinen mit Altersunterschieden zusammen, sie ergeben in der Hauptsache ein Nacheinander, kein Nebeneinander. Sie entsprechen einer im Laufe der geologischen Zeiträume (mithin allmählich) im ganzen Gebiete eingetretenen Änderung der Absatzbedingungen. Wir können von den Flachseebildungen des Untersilurs bis zu den küstenfernen Tiefseeablagerungen des Mitteldevons einen stratigraphischen Zyklus feststellen. Wir haben es mit einem durchaus einheitlichen Ablagerungsgebiete zu tun.

Ebenso einheitlich erscheint der tektonische Bau. Es ist nicht der geringste Anhaltspunkt gegeben, um für das nördliche Teilgebiet einen anderen gebirgsbildenden Vorgang anzunehmen als für das südliche und die Entstehung der in entgegengesetzten Richtungen bewegten Gebirgsteile in verschiedene Zeitabschnitte zu verlegen.

Daß jüngere Gebirgsbewegungen in der böhmischen Masse in südlichen Richtungen vor sich gegangen sind, ist lange bekannt. Nicht nur am Elbbruch (der Lausitzer Verwerfung), sondern weithin an der Südwestseite des nordöstlichen Randgebirges sind nach SW gerichtete überfaltende und überschiebende Bewegungen vor sich gegangen.

Immer deutlicher erweist sich gerade aus der fortschreitenden Kenntnis des Alpenbaues, daß faltende und überschiebende Bewegungen nicht nur in der quer auf das Hauptstreichen des Gebirges verlaufenden und in der entgegengesetzten Richtung, sondern auch in den von jenen stark abweichenden Richtungen bis zu einer mit dem Hauptstreichen zusammenfallenden Richtung vorkommen und für den Gebirgsbau von Bedeutung sind.

Steil aufgerichtete Falten legen sich bei fortdauerndem Zusammenschub der tieferen Gebirgsteile schließlich nach jener Seite über, auf der der geringere Widerstand vorhanden ist.

E. Suess ist bekanntlich so weit gegangen, den Hauptteil der Südalpen von den Alpen abzutrennen, mit den dinarischen Gebirgszügen zu den „Dinariden“ zu vereinigen und diesen „asiatische Abkunft“ zuzuschreiben. Wer sich durch mystische Ausdrucksweise nicht gefangennehmen läßt, wird sich hierunter nichts anderes vorstellen, als daß nach jener Anschauung in Asien südwärts, in Europa nordwärts gerichtete Bewegung die Regel ist, daß sonach einige Gebietsteile Südeuropas nach asiatischer Regel gebaut sind.

Wenn wir, wie in Mittelböhmen, so in jenen alpinen Gebirgsgruppen von einem symmetrischen Bau sprechen, so gebrauchen wir zwar einen in einem großen Kreise verpönten Ausdruck, der zufällig auch den in den

theoretischen Anschauungen bestehenden Gegensatz hervorhebt, der aber kaum durch einen anderen ebenso bezeichnenden und sachgemäßen zu ersetzen ist.

Kossmat verfolgt die Baulinien der Südalpen auch in die Zentralalpen, erkennt, daß die gegen die Poebene und Adria gerichteten Faltenbewegungen nicht haltmachen an der sogen. Dinaridengrenze, sondern daß sie auch sicher alpine Zonen noch in großem Stil betroffen haben, und wirft schließlich die Frage auf, ob nicht die nördlichen Kalkalpen und die Grauwackenzone Ähnliches wie die Südalpen zeigen, „ob sich nicht tektonische Annäherungen nord- und zentralalpiner Faziesentwicklungen durch südgerichtete Überschiebungen nachweisen lassen.

In der Tat ist der Bau eines nicht unansehnlichen Teiles der nördlichen Kalkzone der Ostalpen, namentlich jener der Salzburger Kalkstöcke durch herrschendes Nordfallen und südlich gerichtete Bewegungen gekennzeichnet. Solchen Bau sieht heute, so klar er zutage tritt, allerdings nur derjenige, der sich für alpine Dinge einen wirklich unbefangenen Blick bewahrt hat, und der, dem es gelungen ist, sich von den einander so vielfach widerstreitenden Ergebnissen älterer, neuerer und neuester Deckenkonstruktionen zu befreien. Dem zuerst am Südrande des Tennengebirges von Bittner erkannten Schuppenbau, der auf mehrfacher Wiederholung einer Reihe älterer Triasglieder durch südlich gerichtete Überschiebungen beruht, gesellen sich entsprechende Beobachtungen an anderen Orten.

In zahllosen Gebirgsquerschnitten, die nur aufrechte Falten zeigen, vermögen wir zwar eine Richtung des Zusammenschubes, z. B. eine meridionale Richtung zu erkennen; wir sind aber nicht in der Lage zu beurteilen, ob es ein einseitiger oder zweiseitiger Schub war und noch viel weniger, ob — die Einseitigkeit des Schubes vorausgesetzt — dieser in nördlicher oder südlicher Richtung vor sich gegangen ist. Erst wenn ein Schenkel einer Falte überstürzt ist, oder wenn sich aus einer derartigen Falte eine Überschiebung entwickelt hat, vermögen wir einseitig bestimmt gerichtete Bewegung zu erkennen.

So kann nun ein hartnäckiger Vertreter der Lehre vom einseitigen Schub erklären: Im mittelböhmischen Faltengebirge mögen Bewegungen nach beiden Richtungen vorgekommen sein. Trotzdem ist es durch einseitigen, nordwestlich gerichteten Schub entstanden. Das Gebirge ist zwar bis zu großer Tiefe abgetragen; die Falten sind aber in noch größerer Tiefe noch stärker zusammengeschoben und haben sich oben nach verschiedenen Richtungen übergelegt. Dabei wäre nur ein wesentlicher Umstand übersehen: daß weder hier noch anderwärts Tatsachen ermittelt sind, aus denen wir allgemein zur Erklärung solcher Gebirgsbildung auf einseitigen Schub zu schließen berechtigt sind. Es bliebe das Festhalten an einem Glaubenssatz. **Frech.**

Richard Lachmann: Antimon und Schwefelkies bei Pernek in Ungarn. Gutachten, handschriftlich gedruckt und erstattet im Januar 1916. Gedr. in München.

Das Gutachten über ein wichtiges Erzvorkommen enthält aus der Feder der der Wissenschaft durch den Krieg entrissenen Gelehrten so viele wichtige lokal-geologische Angaben, daß die Besprechung abgesehen von der Berücksichtigung der an anderer Stelle gewürdigten Lagerstätte in diesem Zusammenhange erfolgen muß.

Die Kleinen Karpathen sind ein nach Nordosten in die Länge gestrecktes plutonisches Ellipsoid, welches mit einer Kammhöhe von 400 bis 600 m den nördlichen Teil der Mittelgebirgs-Sperrmauer zwischen Wiener Becken und ungarischer Tiefebene bildet. Sie bestehen aus einem kristallinen Kern und einem dreifach geschuppten Sedimentmantel. Die äußere, nordwestliche Sedimentschuppe (I) ist in der sogenannten alpinen, die mittlere (II) in der sogenannten subtatrischen und die innerste (III) in der hochtatrischen Fazies ausgebildet.

Die stratigraphische Verschiedenheit der nah zusammenliegenden, im Streichen recht gleichmäßig ausgebildeten Schuppen ist höchst merkwürdig. Ihre Verschiedenheit beruht darin, daß die sedimentäre Hauptentwickelung sich bei Schuppe I in der älteren, bei Schuppe II in der jüngeren Trias, dagegen bei Schuppe III im Lias vorfindet, als ob die sedimentbildende Geosynkline sich in der Richtung auf den älteren Kern zu im Laufe der Zeiten verschoben hätte.

Diese eigenartigen Verhältnisse haben Uhlig und seine Schüler seit etwa 1907 zu der (NB. irrtümlichen) Anwendung der französischen Nappes-Theorie auch auf die Kleinen Karpathen geführt. Es ist für uns nur von Wichtigkeit, daß nach dem tatsächlichen Befund die Gebiete I und II, sowie II und III durch je eine große, steil unter etwa 50 Grad einfallende Hauptüberschiebung getrennt sind, und daß ferner innerhalb der Einzelgebiete Nebenüberschiebungen bekannt geworden sind, die gleichfalls gegen Nordosten streichen.

Eine solche steile Nebenüberschiebung hat den in dem gänzlich innerhalb der Schuppe III, also in dem hochtatrischen Gebiete von Pernek, liegenden dyadischen Quarzit (auf welchem die Dorfkirche steht) auf Ballensteiner Liaskalk steil heraufgeschoben. [Schon die durchweg steile Form der Überschiebungen zeigt, daß es sich um Schuppen, nicht um flache „Decken" handelt. Wie verhängnisvoll andererseits die Begründung tektonischer Überschiebungen durch Faziesverhältnisse ist, hat Deecke an dem Beispiel der Schweizer Trias nachgewiesen. Ref.]

Dunkle Phyllite bilden nach Vetter, teilweise unter Zwischenschaltung eines Amphiboldiorits die Unterlage des Perneker Kalkzuges. Ihr Streichen ist ostwestlich, das Fallen sowohl nach Norden wie nach Süden gerichtet.

Das Band von Diorit, welches nach der Beck'schen Karte an der Grenze von Lias und den kristallinen Schiefern auftreten sollte, ist ein stark zersetzter Diorit-Intrusivstock, welcher in ostwestlicher Richtung

streichend, die steile Höhe nördlich des Weges von Pernek zum Bergwerk aufbaut. Dieser Porphyritstock nimmt allmählich, je weiter man nach Osten kommt, große, heute allerdings ebenfalls stark zersetzte Feldspateinsprenglinge auf, welche ihn als einen alten Labradorporphyrit zu erkennen geben.

Dann tritt auf dem Höhenwege weiter zur Grube der echte Quarzphyllit auf. Noch lange bevor man sich der Grube nähert, betritt man wieder das Gebiet eines Eruptivkörpers, welcher als Porphyroid zu bezeichnen ist.

Die beiden bisher bei Pernek im Gebiete der Phyllite Beck's identifizierten, recht ausgedehnten Intrusivkörper sind als Spaltungsprodukte des mächtigen Pressburger Granitlakkolithen aufzufassen.

Innerhalb des Porphyroids treten nun die Erze von Pernek, wie Taf. 3 andeutet, als Lagergänge auf, d. h. die Antimonerze sowie die Schwefelkiese sind an mächtige Gangzonen gebunden, welche im Streichen und Fallen mit der wohl sekundär entstandenen Bankung des Porphyroids übereinstimmt.

Unter der wahrscheinlichen Annahme, daß die am Ostri Vrh im Phyllit von Beck und Vetters erwähnten Mangan- und Eisenimprägnationen gleicher Entstehung sind, wie die unter gleichen geologischen Verhältnissen auftretenden Perneker Erze,

unter der weiteren Annahme, daß diese Mangane in den Phylliten den Manganvorkommen in den Hutjen südlich Pernek analog sind,

können wir aussagen, daß auch die Perneker Erze höchst wahrscheinlich jünger sind als die Manganerzgänge im mittelliassischen Ballensteiner Kalk.

Diese Erwägungen stimmen recht gut überein mit dem im allgemeinen frischen Aussehen der tektonisch wenig beeinflußten Erze, sie stehen ferner im Einklang mit der — wohl allgemeinen — Annahme, daß alle Erzlagerstätten in den Karpathen tertiären Alters sind.

Die Ausfüllung der Lagerstätten besteht bei geringer Mächtigkeit häufiger aus reinem Antimonerz, bei größerer nehmen andere Erze, Gesteinsmaterial, Letten und Lagerarten einen erheblichen Teil des Raumes ein. Das am häufigsten und in großen Mengen vorkommende Erz ist Antimonglanz.

Man benutzt Antimon zur Herstellung von Antimonpräparaten, von Farbmitteln und Legierungen (zu Drucklettern, Glocken und Spiegeln). Die Verwendung als Lagermetall wird immer größer. Es dient ferner für säurebeständige Ausfütterungen und wird in immer größerem Maßstabe zur Vulkanisation in der Kautschukindustrie gebraucht.

Bei dem Antimon ist die Eigenschaft wichtig, Blei zu härten. Was die Antimonversorgung speziell Deutschlands anlangt, so stand bisher China an erster Stelle; es lieferte im Jahre 1910 ca. 8000 t Metall, das ist ein erheblicher Teil der Weltproduktion.

In Ungarn wurden im Jahre 1907 ca. 2000 t Erze und 850 t Antimonmetall produziert, bei einer ungefähren Weltproduktion von 35000 bezw. 15000 t.

Frech.

Voltelini, Hans v.: Die territoriale Entwicklung der südlichen Landschaften Österreich-Ungarns im Mittelalter und in der Neuzeit und die Entstehung der heutigen Südgrenze Österreichs. (Mitt. d. k. k. geogr. Ges. in Wien. 1916. 481—608. 3 Kärtchen. 1 Taf.)

Roth v. Telegd, Karl: Eine oberoligocäne Fauna aus Ungarn. (Geologica Hungarica. 1/1. 1914. 1—77. 6 Taf.)

Vadasz, Elemér: Die mediterranen Echinodermen Ungarns. (Ebendaselbst. 1/2. 1915. 79—252. 7 Taf.)

Szontagh, Thomas v.: Die Umgebung von Biharosa (Rossia). (Jahresber. d. k. k. geol. Reichsanst. f. 1914. Budapest 1915. 2. 345—577. 4 Taf.)

Ostalpen.

Franz Kossmat: Die morphologische Entwicklung der Gebirge im Isonzo- und oberen Savegebiet. (Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. 1916. No. 10. 645—675.) (Faltungsperioden der Südostalpen.)

Das Verfolgen der morphologischen Entwicklung liefert eine wichtige Ergänzung der durch Beobachtung stratigraphischer und tektonischer Verhältnisse gewonnenen Anschauungen, weil es die Möglichkeit bietet, den gebirgsbildenden Vorgängen bis in die jüngste geologische Zeit nachzugehen.

Die durch eine Reihe von Jahren in verschiedenen Teilen des dinarischen Gebietes und von verschiedenen Beobachtern erzielten Ergebnisse haben gezeigt, daß die Hauptfaltung dem Oligocän angehört, da am Ende des Miocän, etwa zu Beginn der pontischen Epoche das Relief ein sehr gemildertes war, daß vorwiegend durch Seitenerosion von Flüssen zahlreiche breite Ebenheiten geschaffen waren, deren Entstehung nur in geringer Höhe über dem Spiegel der Adria einerseits und des wahrscheinlich nicht sehr viel höheren pannonischen Wasserbeckens anderseits möglich war. Der nördliche Karst bildete ein Gebiet, das zwischen diesen Senken nur eine verhältnismäßig schmale trennende Scheide darstellt und aus diesem Grunde für die Korrelation der Einebnungsvorgänge in beiden Regionen besonders günstige Verhältnisse zeigt.

Schon im Laufe der pontischen Zeit, also noch im Unter-Pliocän, begann ein Steigen des Landes und eine dadurch bewirkte Neubelebung der Erosion. Daß dieser Vorgang nicht durch Sinken des Meeresspiegels, sondern durch Aufwölbung des Gebirges bewirkt wurde, geht aus der Staffelung nach tektonischen Zonen hervor: am meisten herausgehoben wurden die julischen Alpen, am wenigsten der Küstenkarst. Die Vergrößerung des Flußgefälles zur Adria war infolge dieses treppenförmigen Ansteigens sehr bedeutend, und zwar größer als auf der pannonischen Abdachung, wo sie wegen des allmählichen Auslaufens der Faltungszonen nicht so zur Geltung kommen konnte; so erklärt es sich, daß im letzten Abschnitte der Erosionsperiode an manchen Stellen ein Landeinwärtswandern der Wasserscheide stattfand.

Merkwürdig ist die weitverbreitete Umkehrung des Sinnes der Vertikalbewegung im Laufe der Diluvialzeit. Die ganze istrisch-dalmatische Küstenzone zeigt die Erscheinung eines quartären Senkungsvorganges, der die unteren Teile der vordiluvialen Täler unter den Meeresspiegel brachte. Aber es handelt sich nicht etwa um eine allgemeine, gleichförmige Senkung des ganzen Karstgebirges, sondern um eine Abbiegung, welche besonders das Vorland und die Randfalten betraf. Es liegt daher der Gedanke nahe, daß diese Bewegung auf einer ähnlichen Grundursache beruht, wie die vorhergegangene Hebung.

Sehen wir von den Einzelheiten der Tektonik ab, so zeigt die Adria der Tertiärzeit das Bild einer großen Einmuldung, das dinarische Gebirge einerseits und die Apenninenhalbinsel anderseits das einer großen Aufsattelung, deren Bewegung bis in die jüngste geologische Zeit nachweisbar ist. Da die Grenze zwischen dem aufsteigenden und dem absteigenden Ast einer Faltenwelle keine festliegende Achse darstellt, müssen sich im Laufe eines derartigen Vorganges besonders in dieser Zone Veränderungen einstellen. Gebiete, die vorher stiegen, weil sie dem Wellenberg angehörten, sanken später, weil sie in den Muldenbereich einbezogen wurden — und umgekehrt. Im Grunde genommen tritt uns die gleiche Erscheinung, die an den ertränkten Tälern der istrisch-dalmatischen Küste so überrascht, schon zu Beginn des Alt-Tertiär entgegen. Damals stieg die heutige Hochkarstzone über den Meeresspiegel empor und unterlag einer bis auf verschiedene Kreideschichten, im Ternovanerwald sogar bis auf den Jura gehenden Abtragung. Später sank ihr randlicher Teil in beträchtlicher Breite wieder unter das Meer und wurde von Mitteleocänflysch bedeckt, dessen Bildungen in vieler Beziehung den transgredierenden Seichtwasserablagerungen der heutigen Adria entsprechen müssen. Erst nach dem Absatze des Flysch trat jene oligocäne Hauptphase der Gebirgsbildung ein, welche den gesamten Karst der Trockenlegung und Abtragung aussetzte.

Es ist zu hoffen, daß die Untersuchung der jungen Strandverschiebungen im Mittelmeergebiet allmählich einen wesentlichen Beitrag zur Kenntnis des Zusammenhanges von Gebirgsbildung, Transgressionen und Regressionen geben wird, obgleich diese Art der vergleichenden Forschung in hohem Maße durch das Fehlen einer stabilen Niveaufläche erschwert wird, auf welche wir die Krustenbewegungen beziehen können. Es scheint aber, daß der Vergleich der spät-tertiären bis quartären Vorgänge in jungen Faltengebirgen mit jenen in den tektonisch trägeren Regionen der nordafrikanisch-arabischen Wüstentafel die Gelegenheit bieten wird, das Ausmaß der möglichen Spiegelschwankungen innerhalb dieser Zeit zu umgrenzen. Jedenfalls berechtigt die Art der regionalen Verteilung neogener und quartärer Meeresablagerungen im Mediterranbereich schon jetzt zum Schlusse, daß die hochgelegenen Einebnungsflächen des dinarischen Gebietes durch Aufwölbung der betreffenden Krustenteile und nicht durch Sinken des Wasserspiegels zu erklären sind. **Frech.**

Fritz Machatschek: Verebnungsflächen und junge Krustenbewegungen im alpinen Gebirgssystem. (Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. zu Berlin. 1916. No. 10. 675—687.)

Die wesentlichsten Ergebnisse seien nach dem Verf. kurz zusammengefaßt:

Wir werden uns für den Apennin, soweit Beobachtungen über die hier behandelte Frage vorliegen, mit der Vorstellung begnügen können, daß zwischen der jungmiocänen Hauptfaltung und den jung- und postpliocänen Hebungen die Einebnung der schwach gefalteten, aus vorwiegend wenig widerstandsfähigen Schichten bestehenden Außenzone zu einer Fastebene mit Restbergen durch fluviatile Lateralerosion zustande kam, während das dahinter gelegene Gebirge reife Formen erhielt. Dieser Zustand, der auch nach Braun's Auffassung noch lange nicht an allen Stellen der Außenzone das Ideal einer „Peneplain" erreicht hatte, aber doch schon sehr weitgehende greisenhafte Züge aufwies, bestand schon zur Zeit der pliocänen Transgression, wie der Charakter ihrer Ablagerungen lehrt. Die jungen Krustenbewegungen scheinen auf der Außenseite des Apennin im wesentlichen nur in einer nach Süden zunehmenden Hebung bestanden zu haben, während auf der Innenseite der Einbruch der zentralapenninischen Becken erfolgte[1].

Übereinstimmend läßt sich daher in den Karpathen ähnlich wie in den Ostalpen eine in mehrere Phasen gegliederte Periode jüngerer Krustenbewegungen sowohl morphologisch als geologisch erweisen, deren Wesen je nach der Beschaffenheit des von ihnen betroffenen Materials entweder in Hebungen und Aufwölbungen, verbunden mit Schollenbewegungen, oder in echter Faltung (in den weichen Schichten der Randzonen) bestand und die sowohl mit der Einsenkung der großen Becken als mit den vulkanischen Ergüssen auf deren Innenseite in Zusammenhang stehen. Dabei dürfte, wie Sawicki betont, das Alter und das Ausmaß dieser Bewegungen, denen das Gebirge sein heutiges Aussehen, seine Gliederung und seine Beziehungen zu den Nachbargebieten verdankt, nach Osten zunehmen und es haben sich diese Störungen im östlichen Teil der Karpathen ebenso wie die vulkanische Tätigkeit bis weit ins Pliocän und sogar in das Quartär fortgesetzt. Die ihnen vorausgehende Zeit relativer tektonischer Ruhe führte allüberall zu einer mehr oder weniger weitgediehenen Einebnung des im älteren Tertiär intensiv gefalteten Gebirges.

Das von den Karpathen Gesagte gilt, wie sich gezeigt hat, mit unwesentlichen Einschränkungen von allen hier in Betracht gezogenen geologisch jungen Faltungsgebirgen. Doch hat der zwischen den beiden tektonischen Perioden liegende Abtragungsprozeß nirgends, soweit es sich um tertiäre Faltungsgebirge handelt, zu einer völligen

---

[1] Der von Supan (Phys. Erdk. 6. Aufl. p. 728) gegen Braun erhobene Vorwurf, als ob dieser die Entwicklung einer Rumpffläche einfach aus der geologischen Geschichte des Gebirges gefordert habe, ohne positive Beweise zu geben, ist nach Anschauung des Ref. gerechtfertigt.

Rumpffläche als dem Endziel der Denudation, sondern je nach seiner Dauer nur zur verschieden weit gediehenen Ausreifung des Gebirges in seinen inneren Teilen und zur Bildung von mehr oder weniger ausgedehnten Verebnungsflächen, bezw. auch zur vollständigeren Einebnung schmaler randlicher Zonen geführt. Jedenfalls aber muß vom morphologischen Gesichtspunkt das Alter aller dieser Gebirge wesentlich hinaufgerückt werden, da sie erst den Krustenbewegungen der zweiten Hälfte des Tertiärs die Anlage zu ihren heutigen Formen verdanken.

Noch eine andere Frage, in der der geologische Standpunkt vom geographisch-morphologischen abweichen muß, wird hier berührt, nämlich die nach dem Zusammenhang oder der Zusammengehörigkeit unmittelbar angrenzender Gebirge. Der Geologe bezeichnet zwei Gebirge als zusammengehörig, wenn sie in ihrem Aufbau, im Alter der Faltung und in der Richtung des geologischen Streichens übereinstimmen oder wenn wenigstens die Streichungsrichtung des einen sich ohne Sprung in die des andern Gebirges fortsetzt. [Dazu kommt allerdings noch eine wenigstens in der Hauptsache gleiche erdgeschichtliche Entwicklung. Ref.] Geographisch gesprochen ist der Zusammenhang durch die ununterbrochen fortlaufende erhabene Form gegeben. Wenn daher auch die transsylvanischen Alpen von den übrigen Karpathen im Alter der letzten Hauptfaltung, geologischen Streichen und in der Zusammensetzung wesentlich abweichen, so bilden sie geographisch doch einen Teil der Karpathen, mit denen sie durch die jüngeren Krustenbewegungen verschweißt worden sind. Auch die Abtrennung der südlichen Ostalpen als „Dinariden“ von den übrigen Alpen hat geographisch gar keine Bedeutung und ist übrigens [sicher Ref., Verf. sagt: „vielleicht“] auch geologisch nur ein einer bestimmten Hypothese, nicht „Theorie“ zu Liebe erfundenes Auskunftsmittel. So kann auch die Bemerkung von G. Prinz, daß die Kaschgarer Alpen im Pamir mit dem Jarkandbogen nichts gemein haben, da das geologische Streichen beider unter rechtem Winkel aufeinanderstößt, nur im geologischen Sinne verstanden werden; geographisch geht durch eine fortlaufende Zone von großen Höhen das eine Gebirge aus dem andern hervor, und auch hier dürften es spätere, im Schichtbau allerdings nicht erkennbare Krustenbewegungen gewesen sein, die den Zusammenhang dieser beiden, geologisch disparaten Gebirge hergestellt haben.

[Verf. berührt hiermit das angebliche Übergehen der Tauriden in die Helleniden, d. h. die angebliche Zusammengehörigkeit zweier Gebirge, deren geologische Vorgeschichten gänzlich verschieden sind, während ihre Erhebung sie nahe aneinander rückt und äußerlich als eine Einheit erscheinen läßt. Ref. stimmt durchaus mit dem Verf. überein, wenn er hier einen Unterschied zwischen geographischer und geologischer Abgrenzung für berechtigt erklärt.] **Frech.**

Spanien.

Cesar Rubio y Agustin Marin: Sales Potasicas en Cataluña. (Bol. del Inst. Geológico de España. Madrid 1914. 62 p. 3 Karten.)

Diese interessante Arbeit veröffentlicht zum erstenmal positive Angaben aus dem vor wenigen Jahren entdeckten neuen Kalisalzgebiet in Katalonien. Die mit der Untersuchung des Kaligebietes von Staats wegen beauftragten Verfasser haben es für nötig befunden, aufs eingehendste die dem Spanier bisher nicht geläufigen Probleme der Kalisalzentstehung und die Kalilager Deutschlands zu besprechen (oben p. - 191 - ff.). Uns interessieren nur die spanischen Verhältnisse: Das Salzgebiet von Suria und Cardona nimmt einen großen Teil der Provinzen Lerida und Barcelona ein und ist im Norden durch mesozoische Vorketten der Pyrenäen, im Osten und Süden durch die katalonische Randkette begrenzt. An der Hand von 3 Profilen wird gezeigt, wie die ausschließlich oligocänen Ablagerungen des katalonischen Salzgebietes in langgestreckte Sättel gefaltet sind, in deren Kern unter rötlicher „Molasse" grauer Mergel in Wechsellagerung mit Gips auftritt. In dem Sattel von Cardona hat besonders intensive Hebung zur Entblößung des Salzkernes geführt.

Im wesentlichen unterscheiden Verf. folgende Schichtenfolge:

1. eocäne marine Mergel von Manresa, Vich, Igualada,
2. graue Mergel von Suria, Cardona etc., die an diesen beiden Orten das Salz überlagern,
3. rote gipsführende Mergel oder Gipse,
4. Sandsteine, Konglomerate, Mergel und rote Tone,
5. Molasse, Kalk, fossilführende Mergel mit *Melania albingensis, Planorbis, Limnaea,*
6. rötliche, lignitführende Mergel von Calaf mit Fossilien,
7. Kalk und Molasse mit Knochen von Tarrega,
8. Molasse und rötliche und graue Mergel von Lerida.

[Ref. bemerkt hierzu, daß jedoch ein derartiges Profil niemals beobachtet worden ist. Verf. haben jede besondere Fazies als selbständigen Horizont angenommen. Ref., der das Gebiet gut aus eigener Anschauung kennt, glaubt in den Horizonten 4—7 lediglich den Ausdruck verschiedener, jedoch gleichzeitiger Verhältnisse zu sehen.]

Auf Grund gewisser Säugetierfunde wird den Horizonten 2—8 unteroligocänes Alter zuerkannt.

Verf. unterscheiden im Salzgebiet von Cardona drei im wesentlichen O—W verlaufende Antiklinalen. Die nördlichste ist die von Cardona mit dem berühmten „Salzberg". Nach W findet sie ihre Fortsetzung über Vilanova de la Aguda, Pons bis in die Gegend von Cubells. Die zweite Antiklinale, die von Suria, ist nach O bis Navás am Llobregat zu verfolgen. Nach W zu passiert die Antiklinale die Orte Pinos und Tora südlich und ist in der Sierra Almenara noch zu erkennen. Die dritte Antiklinale von Gallus läuft im O von Sallent über Gallus Casteltallat nach Sampasalas.

Dem Salzlager von Suria und Cardona, dem Gebiet zahlreicher Bohrungen, wird ein besonderes Kapitel gewidmet.

Bei Suria sind die tektonischen Verhältnisse in dem Aufbruch der O—W verlaufenden Antiklinale durch einen an streichender Verwerfung in die Tiefe gesunkenen Südflügel besonders kompliziert worden.

Das bei Cardona auftretende Steinsalz wird hier durch den Horizont des „grauen Mergels und Gips" verhüllt. Die angesetzten Bohrungen haben im allgemeinen zwischen 50 und 140 m das Steinsalz in unregelmäßigster Wechsellagerung mit Carnallit- und Sylvinit-Bänken erreicht. Genaue Angaben finden sich in dem Bohrprofil der Gesellschaft „Roumanie":

48 m grauer Mergel und Gips, 4,30 m Steinsalz, 10,80 m Steinsalz und Carnallit, 8,30 m Steinsalz, 9,50 m Carnallit, 12,25 m Steinsalz, 2,10 m Carnallit, 8,70 m Steinsalz, 0,25 m Carnallit, 1,20 m Steinsalz, 0,25 m Carnallit, 2,45 m Steinsalz, 0,20 m Carnallit, 5,70 m Steinsalz, 7 m Steinsalz und Carnallit, 8,90 m Steinsalz, 4,75 m Carnallit, 2,40 m Steinsalz, 1,45 m Carnallit, 0,90 m Steinsalz, 1,75 m Carnallit, 3,20 m Steinsalz, 8,60 m Steinsalz und Carnallit, 1,90 m Carnallit, 1 m Steinsalz, 1,10 m Carnallit, 10,90 m Steinsalz, 9 m Steinsalz und Carnallit, 5,80 m Sylvinit. [Dieses Profil kann jedoch kein klares Bild von den wahren Mächtigkeiten geben, da die Bohrung das Salz in intensivster Verknetung und Fältelung angetroffen hat. Ref.] Verf. berechnete die wahre Mächtigkeit des Carnallits auf 17 m und die des Sylvinits auf 3,75—4 m.

Alle Analysen erweisen hohe Prozentsätze an Kalium. So z. B. 2 Analysen:

K_2O	KCl	MgO	Mg_2Cl	Na_2O	$NaCl$
14,21	24,22	7,15	1,7	19,36	36,40
12,14	20,68	5,50	2,50	21,17	39,80

Sylvinitanalysen liegen nicht vor.

Bei Cardona haben Verf. in dem im Kern der Antiklinale entblößten Steinsalz eine dünne Lage Sylvin nachweisen können. Auch das Wasser des aus einer Salzgrotte hervortretenden Baches hat starken Kaligehalt (14,5 g K_2O pro Liter).

Wenn auch das eigentliche Kalilager von Suria fehlt, so besteht doch völlige Analogie mit den Verhältnissen dort. An der Gleichaltrigkeit der Salzlager kann kein Zweifel sein.

Das triadische Alter des Salzlagers wird als unmöglich angenommen und die Behauptung Vidal's vom oligocänen Alter zu beweisen gesucht.

Die Entstehung des Salzes denken sich Verf. ähnlich der des oligocänen Salzlagers im Oberelsaß. Verf. setzen diese dem Spanier bisher scheinbar fremden Verhältnisse und Theorien eingehend auseinander.

Der Rest der Arbeit ist rein volkswirtschaftlichen Betrachtungen und Berechnungen gewidmet unter Heranziehung der deutschen Verhältnisse.

A. Born.

Asien.

Karl Deninger: Geographische Übersicht von Westseran. (Peterm. Geogr. Mitt. 61. Jahrg. 1915. Okt.-Heft. 385—388. Mit 1 Taf.)

Die Skizze enthält auch einen gedrängten Überblick über die Gesteinsarten, welche Westseran aufbauen. Es sind hauptsächlich kristalline Gesteine, darunter vorwiegend Glimmerschiefer. Morphologisch treten besonders hervor basische Eruptivgesteine (Serpentine). Alle diese Gesteine sind in O—W-Richtung angeordnet, wodurch die Entstehung von Bergkämmen in dieser Richtung begünstigt wird, im Gegensatz zu Mittelseran, das von einem NNW—SSO streichenden Hochgebirge durchzogen wird.

Im Norden liegt auf den kristallinen Gesteinen eine mesozoische Sedimenttafel. Sie fällt schwach nach Nord, besteht aus einem Wechsel von härteren Kalksteinen und weicheren Mergeln und Tonschiefern, hat eine (N—S) Breite von 20—25 km und begünstigt durch ihr Einfallen das Einschneiden der Flüsse in S—N-Richtung, vom Innern zum Meere.

Die bis an die Nordküste reichende mesozoische Tafel verhindert dort die Bildung größerer Alluvialebenen. Solche sind dagegen an der Südküste vorhanden, nur von vereinzelten Felsmassen aus basischen Eruptivgesteinen oder kristallinen Schiefern unterbrochen. Die jungen Ablagerungen (Konglomerate, Sandsteine, Mergel, Korallenkalke) nehmen dort eine wichtige Rolle im Landschaftsbilde ein. Der 600 m hohe Patu Mani (Tafelberg) an der Elpaputibai wird vollständig von diesen Sedimenten aufgebaut. Im Gebiete der Pirubai sind sie noch weiter verbreitet und setzen dort südlich von Lohia-Tala eine bis über 500 m sich erhebende Tafel zusammen.

Diese mächtigen Ablagerungen alluvialen und diluvialen Alters beweisen durch ihre verschiedene Höhenlage sehr junge Einbrüche. Die

großen Buchten (Piru, Elpaputi, Sawai) sind tektonische Senkungsgebiete, die häufigen Erdbeben bezeugen die Fortdauer der radialen Bewegungen, welche teils Hebungen, teils (für die heutigen Meeresbuchten) Senkungen erzeugten.

Diese Angaben über die Geologie von Westseran geben natürlich nur ein ganz allgemeines Bild. Jedoch läßt sich daraus entnehmen, daß auch in Westseran das alte Gebirge vorwiegend tangentialer Entstehung ist, während die jungen Bewegungen anscheinend ausschließlich in radialer Richtung erfolgen. **Kurt Leuchs.**

Jetzler, Hubert: Das Ölfeld Sanga Sanga in Koetei (Niederländisch-Ost-Borneo). Dissertation. 1916. 3—23. Mit 5 Taf.

Tobler, Aug.: Über Deckenbau im Gebiet von Djambi (Sumatra). (Verhandl. d. Nat. Ges. in Basel. 1917. 28/2. 123—147. Mit 1 Taf.)

Stratigraphie.

Allgemeines.

R. Wedekind: Über die Grundlagen und Methoden der Biostratigraphie. Gebr. Bornträger, Berlin. 1916. 8. 60 p. Mit 18 Textfig.

Der Inhalt des vorliegenden Buches entspricht nicht den Erwartungen, die man an den Titel knüpfen möchte. Verf. bezeichnet als die Aufgabe der Biostratigraphie (im Sinne Dollo's) „die Schaffung einer Zeiteinteilung, auf Grund deren die geologischen Ereignisse zeitlich festgelegt und miteinander verglichen werden". Mit der Feststellung dieser Aufgabe ist das Wesen der Biostratigraphie wohl noch keineswegs erschöpft. Die Rekonstruktion der Lebensbezirke aus den Fossilresten, der Grenzen von Meer und Festland in den einzelnen Perioden der Erdgeschichte, der Nachweis des Ineinandergreifens verschiedener Fazies innerhalb desselben Lebensbezirkes, kurz, alle jene Fragen, die in die Chorologie, Paläogeographie und Paläoklimatologie hineinspielen, gehören ebensogut in den Bereich der Biostratigraphie wie die biologische Zeitmessung (vergl. den Abschnitt „Biologische Geologie" in Tornquist „Geologie", I. T. 1916).

In dem vorliegenden Buche wird also nur eines der zahlreichen Probleme der Biostratigraphie, jenes der Zeitmessung auf der Grundlage der Veränderungen der Tierwelt, leider in überaus einseitiger Weise, behandelt. Schon die beiden Grundsätze, die den Ausgangspunkt aller weiteren Betrachtungen bilden, stehen in schroffem Widerspruch mit den Forderungen der induktiven Forschungsmethode. Sie lauten: 1. die gleichen Ursachen bedürfen des gleichen Zeitintervalls, um am gleichen

Objekt die gleiche Veränderung hervorzurufen [das gilt doch nur in der Physik, für unbelebte Körper, nicht für lebende Wesen. Ref.]; 2. die Veränderungen der Tierwelt, die für Zeitmessungen zu benutzen sind, kommen nicht von außen her, sondern sind durch innere Ursachen bedingt, so daß die äußeren Verhältnisse lediglich die Wege vorschreiben, auf denen mögliche Veränderungen zum Ablauf oder zur Entfaltung kommen. Der letztere Satz wird an anderer Stelle (p. 27) noch schärfer formuliert. Dort heißt es: „Die Form eines Tieres ist durch das Milieu bedingt, in dem es lebt, lehren die überzeugten Vertreter der Anpassungslehre. Man kann aber auch sagen, ein Tier lebt in einem bestimmten Milieu, weil es durch seinen Bau dazu gezwungen wird. Der Frosch, der auf die Reize der Außenwelt reagiert und fliegen will, bricht das Genick, der Frosch aber, dem Flughäute gewachsen sind — aus Gründen, die die Vererbungslehre zu erklären hat — wird fliegen können. Das Landtier, das ins Wasser geht, wird ertrinken, sich aber nicht anpassen."

Gegen eine solche These ist nichts einzuwenden, solange sie als persönliche Meinung vorgetragen wird. Auf metaphänomenalem Gebiete kann sich jeder Forscher unter verschiedenen Ansichten die ihm am besten zusagende nach Belieben auswählen. Etwas anderes jedoch ist es, wenn derselbe Forscher dieser Ansicht eine über ihren streng persönlichen Wert hinausgehende Bedeutung zuerkennt und sie so sehr zur Grundlage seiner Anschauungen über die Schaffung eines biologischen Zeitmaßes macht, daß er (p. 2) selbst zugibt, jede Biostratigraphie wäre erledigt, wenn die Vererbung erworbener Eigenschaften als eine wirkliche Anpassung bewiesen werden könnte. Damit verzichtet er von vorneherein auf die Möglichkeit einer Zustimmung von seiten aller derjenigen, die seine — milde gesagt, bisher unbewiesenen — Voraussetzungen nicht teilen. Das dürfte allerdings vorläufig noch die überwiegende Mehrzahl der Paläontologen sein.

Auf dieser Grundlage glaubt Verf. das geologische Zeitintervall (bezw. die Zeiteinheit in der Stratigraphie) durch den Ablauf der Veränderungen definieren zu können, die die Art als biologische Einheit von ihrem Beginn bis zu ihrem Ende erfahren hat. Daraus ergibt sich für ihn zunächst die Notwendigkeit einer Fixierung des Artbegriffes in der Paläontologie.

Über den Artbegriff ist Wedekind zu einem abschließenden Urteil gelangt. In seinen Vorschlägen zu einer Abgrenzung der Art — das, was dem Artbegriff in der Natur entspricht, ist scharf begrenzt (p. 14) — und zu einer Beseitigung der Willkür in der Artaufstellung werden das Quetelet'sche und das Mendel'sche Prinzip in ausgiebiger Weise herangezogen. Zumeist handelt es sich freilich um bekannte Tatsachen in einem modernen Gewande. Besonderes Gewicht wird auf die Erfahrung gelegt, daß die Umwandlungs- oder Variationsgeschwindigkeit bei verschiedenen Objekten eine wesentlich verschiedene ist. Als Beispiel wird das — leider vorwiegend als Maskulinum gebrauchte (p. 24, 25) — *Cheiloceras subpartitum* angeführt, „das schnell und fortdauernd neue

Formen hervorgehen läßt, dann aber diese Fähigkeit vollständig verliert.“ „Wir sagen, daß dieses Objekt während mehrerer Zeitintervalle stratigraphisch virulent ist, dann aber invirulent wird.“

Die Untersuchungen des Verf.'s über den Gattungsbegriff sind noch nicht abgeschlossen, eine Kritik des Einflusses „adordinierter“ Merkmale auf „isogene“ und „isophäne“ Arten kann also vorläufig unterbleiben.

Den Kern der Ausführungen Wedekind's enthält der zweite Abschnitt „Die geologische Zeitmessung“. Diese Ausführungen sollen daher soweit als möglich mit seinen eigenen Worten wiedergegeben werden.

Die Aufgabe der stratigraphischen Paläontologie ist die Aufsuchung eines Zeitmaßes, mit dessen Hilfe nicht nur die Aufeinanderfolge, sondern auch die Dauer der geologischen Ereignisse festgelegt werden kann. Das Zeitintervall [die Zeiteinheit. Ref.] kann definiert werden: 1. durch die Lebensdauer der Art, 2. durch die Lebensdauer der Fauna. Die erste Methode hat Neumayr, die zweite die Schule Beyrich-v. Koenen betont. Waagen und Neumayr begründeten als die ersten und einzigen den Begriff der Zone und verstanden darunter die absolute Lebensdauer der Art. An Neumayr's Grundprinzip ist unbedingt festzuhalten, wenn Zonengliederungen einen Anspruch auf Exaktheit machen sollen. Die konsequente biostratigraphische Methode stützt sich auf den Grundsatz, daß das Zeitintervall — die Zone — der Lebensdauer einer Art entspricht. Maßgebend für die Verknüpfung verschiedener Zonen zu einer Zonenfolge ist der Grundsatz der Zeitmessung überhaupt, daß die gleichen Ursachen des gleichen Zeitintervalls bedürfen, um am gleichen Objekt dieselbe Wirkung hervorzurufen. Da die stratigraphische Virulenz der Tiere verschieden ist, so muß die Zone als Einheitsmaß der geologischen Zeitbestimmung auf stratigraphisch virulente Tiergruppen begründet werden. Daher sind Ammoniten die tauglichsten Objekte für eine Zonengliederung. Auf sie begründete Zonen sind als das Einheitsmaß der geologischen Zeitmessung anzusehen.

Es wird dann auseinandergesetzt, wie man zu einer Zonenfolge gelangen kann. „Wenn eine Zone am Objekt *A* durch die Art *A a*, also deren Lebensdauer definiert wird, so ist die nächstjüngere Zone theoretisch durch die Lebensdauer der Art *A b* bestimmt, die der direkte Nachkomme der Art *A a* ist und somit der Bedingung am gleichen Objekt entspricht.“ Die „Bedingung am gleichen Objekt“ (Wedekind's Konsequenzprinzip) betrachtet Verf. als erfüllt, sobald die eine Art „immer und unmittelbar kontinuierlich aus der anderen hervorgeht“. Da man aber solche Formenreihen von Art zu Art nur eine beschränkte Zahl von Zonen hindurch verfolgen kann, muß man für die Ermittlung der Zonenfolge über eine längere Periode zu der Kombination mehrerer kontinuierlicher Zonenfolgen seine Zuflucht nehmen. Eine solche kombiniert-kontinuierliche Zonenfolge wird in einer biostratigraphischen Tabelle (p. 36, 37) für das Oberdevon entworfen. „Wie die Art die Zone, so charakterisiert die Lebensdauer einer Gattung eine Gruppe von Zonen, die man als Stufe bezeichnen kann“ (p. 35).

„Im Gegensatz zur Zonenfolge steht die Faunenfolge, die die Grundlage der Beyrich'schen Auffassung von der geologischen Zeiteinteilung bildet" (p. 39). Es folgen Erörterungen über die Entstehung von Faunenunterschieden und deren Bedeutung für den Geologen. Maßgebend ist das Verhalten der benthonischen Komponente. Auf ihrem Wechsel beruhen die diskontinuierlichen Faunenfolgen. Dem Wechsel können bathymetrische oder klimatische Veränderungen als Ursache zugrunde liegen. Die Feststellung der Faunenfolge ist die Grundlage der Zonenuntersuchung. Ein Faunenwechsel kann die scheinbare Verschiedenheit in der Lebensdauer eines Zonenfossils an verschiedenen Lokalitäten erklären. „Erst dann stellt sich eine Schichtfolge, die durch eine bestimmte Art charakterisiert ist, als wirkliche Zone dar, wenn das Ausbleiben dieser Art innerhalb einer kontinuierlichen Faunenfolge stattfindet und wenn oberhalb dieser Grenze eine neue Art desselben Objektes folgt" (p. 50). Die im Anhang mitgeteilten Bemerkungen stehen mit dem Hauptproblem in keinem engeren Zusammenhang.

Fast gegen jeden der hier mitgeteilten Leitsätze Wedekind's erheben sich Bedenken der schwersten Art. Schon in der Wahl des Terminus „Zone" für die neue Zeiteinheit liegt eine Quelle von Mißverständnissen. Dieser Ausdruck entspricht nach den vom 2. Internationalen Geologen-Kongreß in Bologna festgesetzten Nomenklaturregeln einem räumlichen Begriff. Waagen und Neumayr haben ihn dann sowohl für die Unterabteilungen eines Schichtsystems als für die jenen Unterabteilungen entsprechenden Zeitabschnitte, also bald in einem räumlichen, bald in einem zeitlichen Sinn gebraucht, weil sie die für die Bildung einer Oppel'schen Zone (= Schicht oder Schichtgruppe) benötigte Zeitdauer der durchschnittlichen Lebensdauer einer Mutation (Waagen) gleichstellen zu dürfen glaubten. In der Praxis aber decken sich ihre Zonen mit jenen Oppel's. Die Verwirrung, die aus einer Anwendung desselben Terminus in verschiedenem Sinne entspringt, indem bald das räumliche, bald das zeitliche Moment stärker betont wird, erfährt aber noch eine erhebliche Steigerung dadurch, daß Wedekind den Ausdruck „Zone" entgegen seiner ursprünglichen Bedeutung auf ein Zeitmaß derart beschränkt, daß seine und Oppel's Zonen überhaupt nichts mehr miteinander gemein haben. Denn die Dauer einer Oppel'schen Zone ist eben nicht gleichzusetzen der Lebensdauer einer einzelnen Ammonitenart, weil in der Praxis die Juragliederung in Zonen nicht auf einzelne Arten, sondern auf das Gesamtbild der Fauna mit Bevorzugung der Ammoniten begründet worden ist und noch heute basiert bleibt. Um den sonst unvermeidlichen Mißverständnissen aus dem Wege zu gehen, will ich daher fernerhin, einem Vorschlage Buckman's gemäß, stets von der Biozone einer Form sprechen, wenn es sich um den Zeitbegriff handelt, der durch die Lebensdauer jener Form gegeben ist.

Waagen und Neumayr haben Oppel's Zonengliederung des Jurasystems fast unverändert übernommen. Neumayr glaubte, „daß die Oppel'schen Jurazonen chronologisch die mittlere Durchschnittsdauer einer

Mutation der verbreitetsten marinen Tiere, speziell der Cephalopoden, darstellen". Niemals jedoch hat er auch nur den Versuch gemacht, diese Annahme zu beweisen, die in Anbetracht der geringen Zahl der im Jahre 1878 bekannten Formenreihen von Ammoniten überaus gewagt erscheinen mußte. Wedekind hat sich Neumayr's Annahme zu eigen gemacht, obwohl er Waagen's Mutationslehre, die doch den Ausgangspunkt der Überlegungen Neumayr's gebildet hat, verwirft. Man dürfte daher mit Recht erwarten, daß er den damals versäumten Beweis nachholen und zeigen würde, daß die Oppel'sche oder eine der neueren, viel mehr ins Detail gehenden Gliederungen des Jura zur Ermittlung von Biozonen von gleicher Länge führt, die demgemäß als Maßeinheit in der Zeitskala dienen können. Denn die Brauchbarkeit der Biozonen als Einheitsmaß für die Länge geologischer Perioden bedarf unbedingt der Prüfung auf dem klassischen Versuchsfeld der Zonengliederung, dem Jura. Es liegt ja auf der Hand, daß den bisher im Jura unterschiedenen Zonen Zeitabschnitte von ungleicher Größe entsprechen. Die Biozonen der *Reineckia anceps* oder des *Amaltheus margaritatus* z. B. gehen über den Zeitraum der von Oppel nach jenen beiden Ammonitenspezies benannten Zonen hinaus, haben daher vermutlich länger gedauert als die Biozone des *Oxynoticeras oxynotus*, die der Oppel'schen Zone dieses Ammoniten als Zeitäquivalent entspricht. Wenn Salfeld im Oberjura Nordwesteuropas 24 an Stelle der 10 Zonen Haug's, oder Stolley im obersten Lias und untersten Dogger Westdeutschlands 12—13 Zonen gegenüber den 4 Zonen Oppel's ausscheiden, so können diese verschiedenen Zonen unmöglich die gleiche Zeitdauer zu ihrer Bildung beansprucht haben, die ihnen entsprechenden Zeitabschnitte geben daher keine Maßeinheiten.

Hier winkt also die dankbare Aufgabe, zu zeigen, daß sich trotz solcher Schwierigkeiten Biozonen von gleicher Länge ausfindig machen lassen. An diese Aufgabe ist Verf. leider überhaupt nicht herangetreten. Die gewiß verdienstvolle Aufstellung einer Biozonenfolge im Oberdevon, für die jede Möglichkeit einer Kontrolle fehlt, gewährt dafür wohl kaum einen Ersatz. Was er uns bietet, sind nur theoretische Erörterungen, so das Schlagwort „Stratigraphische Virulenz", mit dem sich in der Praxis wenig anfangen läßt. Die stratigraphische Virulenz der einzelnen Arten innerhalb einer und derselben Gattung ist ja selbst wieder so verschieden (*Phylloceras Kunthi* Neum. — *Macrocephalus*-Zone, *Ph. mediterraneum* Neum. — Bajocien bis Untertithon), daß alles darauf ankommt, ob sich ein Mittel zur Bestimmung des Ausmaßes dieser Virulenz finden läßt. Dazu kommt noch, daß sehr häufig die Biozone einer und derselben Art an verschiedenen Orten ungleich lang ist, auch wenn die Faziesverhältnisse keine Änderung erfahren haben. Obgleich die Aufeinanderfolge der Ammonitenfaunen in Württemberg und Lothringen die gleiche ist, ist damit durchaus nicht gesagt, daß jede einzelne Form in beiden Gebieten gleichzeitig auftritt und verschwindet (Benecke). Das Maß der stratigraphischen Virulenz einer Art können wir wieder nur auf dem Wege der Zonengliederung im alten Sinne durch Vergleich der Einzelfaunen

ermitteln. So können wir z. B. erfahren, daß *Harpoceras striatulum*, *H. Aalense* u. a. in Lothringen länger als in Schwaben und Franken gelebt haben, daß *H. Aalense* und *H. opalinum* im aquitanischen Becken (Welsch, Glangeaud) sich auf zwei getrennte Zonen verteilen, während sie in Lothringen zusammen vorkommen. Aber selbst wenn es sich herausstellt, daß die Biozone einer Art nirgends die Dauer einer Oppel'schen, Haug'schen, Stolley'schen etc. Jurazone überschreitet, so bleibt doch die Länge einer solchen Biozone noch immer unbestimmt. Nehmen wir an, eine Art, *A*, sei ausschließlich auf die Zone des *Oxynoticeras oxynotus*, eine zweite, *B*, auf jene des *Harpoceras fallaciosum* beschränkt, so berechtigt uns noch keine einzige Erfahrungstatsache dazu, die Längen dieser beiden Biozonen einander gleichzusetzen, denn die Zonengliederung übermittelt uns nur die Kenntnis der Aufeinanderfolge von Einzelfaunen, liefert uns aber keine Zeitskala.

Wedekind erklärt Biozonen solcher Arten, die unmittelbar voneinander abstammen, für gleich lang. Zugunsten einer solchen Behauptung macht er den Lehrsatz geltend, daß die gleichen Ursachen des gleichen Zeitintervalls bedürfen, um am gleichen Objekt dieselbe Wirkung hervorzurufen, d. h., den Satz aus der Physik in die Biologie übertragen, daß die Umwandlungsgeschwindigkeit der Arten, die im Verhältnis direkter Vorfahren und Nachkommen stehen, dieselbe sei. Nun sind schon zwei Individuen derselben Art nicht mehr das gleiche Objekt — jedes Individuum ist ein besonderes Quale, wie die medizinische Wissenschaft lehrt — geschweige denn zwei Arten, selbst, wenn sie im Verhältnis direkter Deszendenz stehen sollten, was übrigens bei Ammoniten nicht leicht zu beweisen sein dürfte, nachdem Beobachter wie Waagen an einem solchen Versuche (Formenreihe des *A. subradiatus*) gescheitert sind. Wedekind selbst widerspricht seinem „Konsequenzprinzip". In seiner Gliederung des Oberdevons unterscheidet er zwei Biozonen nach zwei aufeinanderfolgenden Arten des Genus *Sporadoceras* und fährt dann fort: „Ein Versuch, diese Zonenfolge auf noch jüngere Zeitintervalle auszudehnen, scheitert daran, daß sich diese Formen in der Lobenlinie und in der Gestalt nicht mehr merklich und außerdem sehr langsam ändern. Die Formen dieser Reihe haben sich also zunächst schnell geändert, waren somit stratigraphisch virulent, um dann nach einer bestimmten Zeit diese Eigenschaft und damit den Wert für die Biostratigraphie zu verlieren" (p. 34). Wie können — darf man da fragen — die Formen derselben Reihe plötzlich ihre stratigraphische Virulenz ändern, nachdem sie doch zwei Zonen hindurch die Bedingungen des gleichen Objekts erfüllt haben? Oder haben sie später nur deshalb aufgehört, dieser Bedingung zu entsprechen, weil sich auf Grund anderweitiger Beobachtungen herausgestellt hat, daß sie stratigraphisch invirulent geworden sind? Es dürfte demnach eine Selbsttäuschung sein, zu glauben, daß jemand eine schärfere Definition gegeben habe, wenn er früher als kurzlebig bezeichnete Formen jetzt stratigraphisch virulent nennt. Die feine Distinktion zwischen beiden Bezeichnungen wird so lange gegenstandslos bleiben, bis es gelingt,

die stratigraphische Virulenz irgendwie ziffermäßig zum Ausdruck zu bringen.

Die Frage, ob Wedekind in der Biozone ein Zeitmaß für die Dauer geologischer Ereignisse entdeckt hat, ist zu verneinen. Für die Abmessung der relativen Zeitlängen der Epochen, Perioden und Ären bleiben auch die Biozonen kurzlebiger Ammonitenarten vorläufig unverwendbar, weil uns für die Umwandlungsgeschwindigkeit der letzteren jeder Maßstab fehlt. Das Problem der Zeitdauermessung in der Erdgeschichte ist auch durch das vorliegende Buch, von der Bereicherung unserer wissenschaftlichen Terminologie um einige neue Ausdrücke abgesehen, seiner Lösung nicht um einen Schritt näher gebracht worden. Ob eine solche Lösung auf biostratigraphischem Wege überhaupt erreichbar ist, muß die Zukunft lehren. Jedenfalls wäre sie auf einer neuen Grundlage und ohne Zuhilfenahme aprioristischer Voraussetzungen in Angriff zu nehmen.

Diener.

Andrée, K.: Über Sedimentbildung am Meeresboden. 1. Fortsetzung. (Geol. Rundschau. Leipzig 1916. 7. 3/4. 123—170.)

Wähner, F.: Einiges über Gebirgsbau und Gebirgsbewegungen. (Vorträge d. Vereins z. Verbreitung naturw. Kenntnisse in Wien. 1916. 3—33. Mit 5 Taf.)

Dyasformation.

Meyer, L. F.: Die faunistische Gliederung des Zechsteins. (Ber. a. d. Vers. d. Niederrh. geol. Ver. 1914. 20—24. Mit 2 Textfig.)

Triasformation.

W. Pfeiffer: Über den Gipskeuper im nordöstlichen Württemberg. Inaug.-Diss. Tübingen 1915.

Der Einteilung von Weigelin wird (vor der von Thürach) der Vorzug gegeben, da hier bestimmt markierte Bänke die einzelnen Stufen begrenzen. Am Stiftsberg bei Heilbronn sind Pseudomorphosen aus Malachit nach Rotkupfererz gefunden worden. Der Weigelin'schen Entstehungstheorie — Eindampfung des Wassers der Grenzdolomittransgression und derjenigen der Hauptbleiglanzbank — wird nicht beigestimmt, sondern der bekannten Erklärung von Eberhard Fraas. **F. Haag.**

R. Kraus: Die Cephalopodenfauna des Muschelkalkes der Volujakalpe bei Gacko in der Herzegowina. (Wissenschaftl. Mitt. aus Bosnien u. der Herzegowina. 13. 1916. 103 p. 3 Taf.)

Das Volujakgebirge bei Gacko hat eine Muschelkalkfauna der *Trinodosus*-Zone geliefert, die an Reichhaltigkeit mit der altbekannten Lokalität Han Bulog wetteifert. Die Fazies ist die gleiche. Die Fossilien sind prächtig, zumeist als Schalenstücke erhalten. Einzelne Blöcke bestehen ganz aus Cephalopoden, insbesondere Ptychiten. Die Fauna enthält im ganzen 116 Cephalopodenspezies. Unter ihnen sind 109 mit bereits beschriebenen teils identisch, teils außerordentlich nahe verwandt. Unter diesen wieder sind 92 bereits von der Lokalität Han Bulog selbst bekannt.

Am geringsten ist die Zahl der Dibranchiata (7). Dann folgen die Nautiloidea mit 21 Spezies. Unter ihnen sind die von E. v. Mojsisovics aus den nordalpinen Hallstätter Kalken beschriebenen *Germanonautilus Tintorettii* und *Grypoceras privatum* — in der Zuweisung dieser Art zu *Germanonautilus* vermag Ref. sich dem Verf. nicht anzuschließen — als für Bosnien neu zu verzeichnen.

Die Ammoniten überwiegen weitaus. Von 88 Arten bedurften nur 6 einer Neubenennung. Es sind dies: eine neue Art der *Balatonites gemmati*, bei der die Lateralknoten im Alter verschwinden, *Beyrichites Arnoldi*, auf ein ziemlich mangelhaft erhaltenes Fragment begründet, *Proavites Benigari*, eine ziemlich plumpe Form mit clydonitischer Suturlinie, *Proteites multispiratus*, mit radial gestellten, wulstigen Falten, die den Externteil ohne Unterbrechung übersetzen, endlich zwei neue Arten von *Ptychites*, darunter der durch den rechteckigen Querschnitt seiner Windungen auffallende *Ptychites rectangulus*.

Erwähnung verdient ferner das Vorkommen der beiden von Martelli zuerst aus Montenegro als *Gymnites anomalus* und *G. Dieneri* beschriebenen *Japonites*-Arten, ferner ein zirkumplikater Ceratit, der zu *Hollandites Roxburghii* Dien. aus dem Muschelkalk des Himalaya Beziehungen zu haben scheint, das Vorkommen von zwei Arten der Gattung *Judicarites*, endlich die auffallende Seltenheit des im Bulogkalk verhältnismäßig häufigen Subgenus *Halilucites*. Die beiden auf Taf. X in Fig. 6a und 6b abgebildeten Suturlinien, die Verf. auf *Japonites anomalus* bezieht, sind so verschieden, daß Ref. die Ansicht, jene beiden Stücke seien zu vereinigen, nicht zu der seinigen machen kann. Fig. 6a zeigt die Suturen eines typischen *Japonites*, Fig. 6b jene eines ebenso typischen *Gymnites*.

Die ausführliche und sorgfältige Beschreibung der einzelnen Arten ist anzuerkennen, wenngleich das zumeist aus gut bekannten und viel diskutierten Formen bestehende Material zu neuen Beobachtungen nur sehr wenig Gelegenheit geboten hat. **Diener.**

E. Kittl: Halorellenkalke vom Vorderen Gosausee. (Ann. d. k. k. Naturhist. Hofmuseums Wien. **30.** 1916. 51—54. 1 Taf.)

An der Ostseite des Vorderen Gosausees stehen gelbrote Halorellenkalke innerhalb der großen Masse der obertriadischen Riffkalke und Dachsteinkalke an. In einer nachgelassenen Schrift, die von Dr. E. Spengler

druckfertig gemacht und herausgegeben worden ist, gibt Kittl einen kurzen Bericht über die Faunula dieser Halorellenkalke. Neben den weitaus vorherrschenden Halorellen finden sich auch einige andere Brachiopoden, ferner als Seltenheiten Gastropoden und Cephalopoden (*Arcestes* sp.). Neu beschrieben werden *Rhynchonella gosaviensis,* ausgezeichnet durch ihre sehr feine Berippung, *Trachynerita infranodosa* und *Oonia Gappi.* Die beiden letzteren Gastropodenspezies sind leider auf je ein ziemlich mangelhaft erhaltenes, unvollständiges Exemplar begründet.

Der Fauna nach sind die Halorellenkalke am Vorderen Gosausee den Dachsteinkalken und nicht den Hallstätter Kalken anzuschließen, denen sie ihrer Färbung nach wohl zugezählt werden könnten. Immerhin weichen sie auch faunistisch von den Dachsteinkalken durch das vollständige Fehlen der Megalodonten und Korallen nicht unerheblich ab. **Diener.**

C. Diener: Die Fauna der Hallstätter Kalke des Siriuskogels bei Ischl. (Verhandl. d. k. k. Geol. Reichsanst. Wien 1916. 275—280.)

Der im Jahre 1913 verstorbene Direktor der Geol.-Paläontol. Abteilung des k. k. Naturhistorischen Hofmuseums in Wien, E. Kittl, hat eine systematische Ausbeutung dieser Fundstelle veranlaßt, die in der großen Monographie der Hallstätter Cephalopoden von E. v. Mojsisovics nur gelegentlich der Beschreibung des *Rabdoceras Suessi* erwähnt wird. Aus dem reichen Fossilmaterial sind von Kittl selbst nur die Halobiidae beschrieben worden, die durch eine ungewöhnlich große Zahl von Arten (14), darunter nicht weniger als 8 auf diese Lokalität beschränkte, repräsentiert erscheinen.

Eine Durchsicht des Materials durch den Verf. bestätigte den norischen Habitus der Fauna, die im ganzen 78 — darunter 50 spezifisch bestimmbare — Arten umfaßt. Unter den Brachiopoden stehen 19 norischen 2 karnische Arten gegenüber. Unter den Lamellibranchiaten fällt eine *Daonella (D. imperialis)* auf, da diese Gattung sonst nicht über die Oberkante der karnischen Stufe hinausgeht. Unter 28 Cephalopodenspezies gestatten nur sieben eine sichere Bestimmung. Es handelt sich dabei ausnahmslos um kleine Formen. Drei sind innerhalb der ganzen norischen Stufe verbreitet, vier auf das Unternoricum beschränkt. Ausschließlich obernorische Typen fehlen vollständig. Für die von Kittl befürwortete Parallelisierung mit der obernorischen Zone des *Pinacoceras Metternichii* sind daher keine Anhaltspunkte vorhanden, vielmehr spricht die Cephalopodenfauna für ein unternorisches Alter. Daneben macht sich durch das Auftreten von einigen seltenen Vertretern der Genera *Tropites*, *Lobites* und *Sybillites* ein unverkennbarer Einschlag karnischer Elemente bemerkbar.

Die Hauptmasse der Hallstätter Kalke des Siriuskogels gehört ohne Zweifel in die untere Abteilung der norischen Stufe, doch ist die Möglichkeit nicht ausgeschlossen, daß ein Teil derselben bis in die oberkarnische

Subullatus-Zone hinabreicht. Nach der Entdeckung der hochinteressanten Mischfauna des Feuerkogels durch A. Heinrich würde ein solches Zusammenvorkommen unternorischer und oberkarnischer Faunenelemente nicht mehr vereinzelt dastehen. **Diener.**

A. Heinrich: Kurze Mitteilung über den Nachweis der *Subbullatus*-Zone am Feuerkogel des Rötelsteines bei Aussee. (Mitt. d. geol. Ges. in Wien. 8. 1915. 246—247.)

Nachdem Verf. im Jahre 1909 über die Entdeckung einer aus rein julischen und norischen Ammoniten zusammengesetzten Mischfauna berichtet hat, stellt er jetzt die bei der weiteren Ausbeutung der Linse gefundene *Subbullatus*-Zone fest; unter den oberkarnischen Ammoniten finden sich auch einige julische Arten, so daß auch hier wieder eine Mischfauna vorliegt. Auffallend ist das häufige Vorkommen von *Trachyceras*, der nach den bisherigen Erfahrungen in der julischen Unterstufe ausstirbt.

F. Heritsch.

G. Geyer: Über die Hallstätter Trias im Süden vom Grundlsee in Steiermark. (Verh. d. k. k. Geol. Reichsanst. 1915. 107—115.)

—: Aus den Umgebungen von Mitterndorf und Grundlsee im steirischen Salzkammergut. (Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst. **65**. 1915/16. 177—238. 2 Taf. u. 2 Textfig.)

Das Gebiet südlich vom Grundlsee bis zur Mitterndorfer Talung gehört der Hallstätter Entwicklung der Trias an. Es wird im Norden und Süden von den beiden großen sich gegeneinander neigenden Dachsteinkalkmassen des Totengebirges und der Dachsteingruppe — zu der letzteren gehören auch Kammergebirge und Grimming — eingeschlossen. Sowohl im Totengebirge als in der Dachsteingruppe wurden unmittelbar über dem Dachsteinkalk, bezw. in einem denselben, insbesondere dessen basalen Teil vertretenden weißen Riffkalk nicht nur Liaskalke in der bekannten Hierlatzfazies, sondern auch Ammonitenkalke der Klausschichten nachgewiesen. Das eigentliche Gebiet der Hallstätter Entwicklung wird durch einen schmalen Zug von Hauptdolomit geteilt, der die westliche Fortsetzung der Hauptdolomitregion des Hochmölbing darstellt und von Osten her, sich keilförmig verschmälernd, über den Lawinenstein und Türkenkogel zum Zlaimkogel zieht.

Vert. erörtert ausführlich die stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse im Gebiet der Talung von Mitterndorf mit dem durch seinen Fossilreichtum berühmten Zug des Rötelsteins, ferner in dem kleineren Gebirgsstück zwischen Türkenkogel-Zug und Grundlsee, das durch einen antiklinalen Aufbruch von Haselgebirge am Auermahdsattel in zwei Hälften zerlegt wird. Stratigraphisch bedeutsam ist der Nachweis einer Überlagerung roter unternorischer Ammonitenkalke des Rötelsteins durch einen korallenführenden hellen Riffkalk, der in der weiteren Umgebung

das normale Liegende der geschichteten Dachsteinkalke bildet, ferner die Beobachtung, daß in den Aufschlüssen zwischen Grasberg- und Schneckenalpe (südlich vom Grundlsee) fossilreiche norische Zlambachschichten zwischen karnischen Lunzer Schichten und rhätischen Kössener Schichten eingeschaltet sind und daß die *Pedata*-Kalke der Zlambachschichten allmählich in die Hauptdolomitfazies des Lawinensteins übergehen.

Vielfach läßt sich eine Verzahnung der abweichend ausgebildeten Triasbezirke feststellen, die nur zum Teil von den beobachteten Störungen abhängig ist. Daß die Längsstörungen zumeist mit den Grenzen der von S nach N zonal folgenden Faziesgebiete zusammenfallen, beruht auf dem Umstand, daß an jenen Grenzen durch den Gesteins- und Mächtigkeitswechsel schwache Stellen bestanden, an denen anläßlich der Gebirgsfaltung die Neigung zum Einsetzen von Störungen zunächst gegeben war.

Im einzelnen werden die folgenden Längsstörungen eingehend besprochen:

1. Die nach der Mitterndorfer Therme von Heilbrunn benannte Linie, die dem durch den Pyhrnpaß laufenden südlichen Randbruch der Puchberg-Mariazeller Dislokationszone entspricht.

2. Die Radlinglinie, verbunden mit einer südwärts gerichteten Überschiebung der Trias des Rötelsteinzuges über den Dachsteinkalk von Kainisch.

3. Die Weißenbachlinie als südliche Begrenzung des Hauptdolomitzuges Zlaimkogel — Lawinenstein.

4. Die Grasberglinie, der entlang jener Hauptdolomitzug das im N vorliegende Triasterrain der Hallstätter Entwicklung südlich vom Grundlsee überschiebt.

5. Der Stoderbruch, an dem der Dachsteinkalk des Totengebirges mit gewaltiger Schichtbeugung unter dem Hauptdolomit des Hochmölbingzuges und unter die Hallstätter Trias am Grundlsee hinabzutauchen scheint.

Dazu kommen noch einige Querstörungen (Offensee—Seewiese bei Altaussee, Salzabruch bei Mitterndorf, Transversallinie Klachau—Stuttern).

Mit dem Deckenschema Haug's harmonieren die tatsächlich beobachteten Lagerungsverhältnisse schlecht. Eine befriedigende Erklärung ergibt sich nur, wenn man von der Vorstellung einer scharfen Gliederung des Terrains in faziell einheitliche tektonische Elemente absieht und dafür das Vorhandensein autochthoner, unregelmäßig miteinander verzahnter Faziesbezirke annimmt. Die Mächtigkeitsschwankungen der Sedimente, das Auftreten plastischer Salztone in deren Liegendem und die Vielzahl von abweichenden, aber doch wieder regional durch Übergänge verbunden, gegen Druck verschieden widerständsfähigen Fazies bedingten Festigkeitsunterschiede, die bei einem Zusammenschub Überschiebungen in der Richtung des geringsten Widerstandes auslösen mußten. Die zwischen zwei starren Platten mächtiger Dachsteinkalke eingekeilte Zone der geringmächtigen und minder widerstandsfähigen Hallstätter Trias ist entlang ihren Rändern nach oben ausgewichen und wird nun scheinbar von den Rändern der einander genäherten Dachsteinkalkplatten unter-

fahren. Sie täuscht auf diese Weise eine über dem Dachsteinkalk liegende Decke vor.

Für die Annahme ausgedehnter Deckenüberschiebungen liefert das von dem Verf. so genau und sorgfältig untersuchte Triasgebiet von Mitterndorf und am Grundlsee keine Anhaltspunkte. „Nur durch die Überschätzung des Ausmaßes von randlichen Aufschiebungen relativ starrer Schollen in der Richtung des geringsten Widerstandes, d. h. also über die aus geringer mächtigen oder weicheren Schichten bestehenden nachbarlichen Synklinalregionen, gelangte man zur Vorstellung ausgedehnter Überdeckungen auch in diesem östlichen Teile der Alpen."

Auf dem Auermahdsattel wurde über Anraten Geyer's im Herbst 1913 eine Schurfbohrung auf Salzton bis in 87 m Teufe niedergebracht, infolge des Krieges jedoch eingestellt. Der Nachweis einer 27 m mächtigen Anhydritdecke ladet zu einer Weiterführung der Bohrung ein.

Diener.

Kreideformation.

Scupin: Über sudetische, prätertiäre junge Krustenbewegungen und die Verteilung von Wasser und Land zur Kreidezeit in der Umgebung der Sudeten und des Erzgebirges. Eine Studie zur Geschichte der Kreidetransgression. (Zeitschr. f. Naturwiss. **82**. 1910. 321—344. Mit 2 Textfig.)

—: Die Löwenberger Kreide und ihre Fauna. (Palaeontogr. Suppl.-Bd. **6**. 1912—13. 266 p. 1 geol. Kartenskizze, 1 Taf. Profile, 13 Taf., 50 Textfig.)

Das Löwenberger Kreidegebiet bildet das Innerste einer Anzahl hercynisch (besser sudetisch) gerichteter Mulden, von denen die Löwenberger Mulde im engeren Sinne, sodann die von ihr durch den Plagwitzer Buntsandsteinsattel getrennte, sich weit nach Osten erstreckende Goldberg—Hermsdorfer und die Groß-Hartmannsdorf—Neu-Warthauer Mulde ein geschlossenes, oberflächlich stellenweise durch Diluvialablagerungen getrenntes Kreidegebiet darstellen. Das Liegende bildet die Trias: Buntsandstein in verschiedenen Horizonten oder Unterer Muschelkalk. Wo Rotliegendes oder die niederschlesische Tonschieferformation an die Kreide stoßen, ist die Grenze durch Verwerfung bedingt. Die Auflagerung auf die Trias beruht nicht auf einer einfachen Erosionsdiskordanz, sondern wie in anderen Gegenden Deutschlands auf einer präcenomanen Krustenbewegung, wobei eine flache, schildartige, dem Auge unmerkliche Faltung der Schichten oder präcenomane Verwerfung anzunehmen wäre, die etwa in der Richtung des Nordrandes der Goldberger Mulde verläuft und sich in der Nähe der postcretacischen Hermsdorfer Spalte hält. An ihr ist die Goldberg—Hermsdorfer Mulde gegen die nördlich gelegene Groß-Hartmannsdorf—Neu-Warthauer Mulde abgesunken. Der Nordflügel dieser letzteren wird von einer streichenden Verwerfung, dem Neu-Warthau—

Wehrauer Sprung durchschnitten, an welchem dessen südlicher, hangender Teil abgesunken ist. Die Löwenberger Mulde im engeren Sinne wird im Norden von dem Schönau-Löwenberger Bruch begrenzt.

Die zahlreichen Basaltkegel des Gebietes sitzen in seltenen Fällen den Spalten auf, die meisten begleiten in einer etwa 1 km breiten Störungszone jederseits vom Bruche diesen. Diese postcretacischen Brüche werden indes kaum allein als Ursache der vulkanischen Tätigkeit in Anspruch genommen werden können; vielleicht ist einer der Faktoren das Vorhandensein nicht nachweisbarer Spalten der schon erwähnten, auch für das Riesengebirgsvorland anzunehmenden präcenomanen Faltungsepoche, und es wird die Möglichkeit des Auftretens derartiger älterer Spaltensysteme bei den reihenweise angeordneten Vulkanen, die nicht ohne weiteres mit jüngeren Spalten in Beziehung zu setzen sind, in Rechnung zu ziehen sein.

Die Löwenberger Kreidebildungen sind von Charpentier, v. Dechen, Beyrich, Drescher und Williger behandelt worden; sie gliedern sich nach den Untersuchungen des Verf.'s von oben nach unten in:

Untersenon	8. Schlesischen Überquader (Beyrich).
Emscher	7. Oberquader.
	6. Neu-Warthauer Schichten.
Turon	5. Ludwigsdorfer Sandstein (oberen Mittelquader).
	4. Groß-Rackwitzer Scaphitenmergel.
	3. Löwenberger Mergelsandstein.
Cenoman	2. *Plenus*-Zone.
	1. Unterquader.

In der Goldberger Gegend sind als lokale Fazies der Glieder 3 und 4 der Rabendockensandstein (unterer Mittelquader) und der Hermsdorfer Mergelsandstein aufzufassen.

Die im Süden gelegene, von dem Schmottseiffener Nord- und Südsprung eingefaßte Lähner Mulde weist das Cenoman auf, das von Mergelsandsteinen überlagert wird und im Quader des Kienbergs-Grunauer Spitzberges mit dem Ludwigsdorfer Sandstein (*Cuvieri*-Zone) abschließt.

Bis auf den Ludwigsdorfer Sandstein, in dem nur *Lima canalifera* Gdfs. beobachtet wurde, sind alle Schichtenglieder reich an organischen Einschlüssen. Es werden 215 Arten, darunter 38 neue, besprochen.

Der untere Quadersandstein enthält unter 18 Formen die durch Häufigkeit hervortretenden *Pecten asper* Lam., *Vola aequicostata* Lam., *Ostrea carinata* Lam. und *Exogyra columba* Lam.; *Exogyra conica* var. *decliva* und *Rhynchonella Kunthi* (= *Rh.* sp. Drescher, Kunth) sind neu.

Von den 22 Arten des *Plenus*-Mergels, unter denen die Fische durch 8 vertreten sind, gehen außer *Act. plenus* noch *Spondylus striatus* und *Serpula septemsulcata* nicht über das Cenoman hinaus. Nur auf diese Zone beschränkt ist *Vola Dresleri* Drescher.

Der Rabendockensandstein enthält im unteren Teile *Exogyra columba* am häufigsten, seltener ist *Lima canalifera*. Bei Wolfsdorf kommt

Inoceramus labiatus vor, in den höheren Schichten bei Hermsdorf außer *Lima canalifera* eine neue *Pecten*-Art (aff. *multicostatus* Gein., non Nilss.) sowie *Stellaster Schulzei* Cotta.

Der Löwenberger und Hermsdorfer Mergelsandstein mit einer reichen Molluskenfauna, in der *Radiolites fasciger*, und Spongienfauna, in der *Guettardia crassa*, *Leptophragma* n. sp. und *Craticularia auricularis* neu sind, gehören infolge des Vorkommens von *Inoceramus Brongniarti* der durch dieses Fossil gekennzeichneten Zone an, doch ist an ihrer Basis eine scharfe Grenze gegen die *Labiatus*-Zone nicht zu ziehen, auch Verf. geneigt, den obersten Teil des Löwenberger Mergelsandsteins zur Scaphitenzone zu rechnen.

Der Groß-Rackwitzer Scaphitenmergel weist enge Beziehungen zu den Priesener Schichten und dem Vorkommen bei Zatschke auf durch *Scaphites Geinitzi* n. var. *intermedia*, *Baculites bohemicus* Frič und Schlönb., *Pleurotomaria baculitarum* Gein., *Pl. Reussi* n. nom (= *funata* Reuss) und *Nucula productoides* n. nom (= *N. producta* auct.). Wie bei Zatschke gehört *Inoceramus latus* Sow. auch bei Groß-Rackwitz zu den häufigsten Fossilien.

Aus den 73 Fossilien, unter denen *Baculites incurvatus*, *Turritella iniqueornata*, *Hemifusus coronatus*, *Ceromya cretacea*, *Panopaea plana*, *Tellina costulata*, *Cytherea ovalis*, *Granocardium productum*, *Trigonia glaciana*, *Modiola flagellifera*, *Crassatella arcacea*, *Avicula kieslingswaldensis*, *Inoceramus involutus* und *Vola propinqua* hervorzuheben sind, ergibt sich die Zugehörigkeit der Neu-Warthauer Schichten zum Emscher. Über diese Stufe gehen *Inoceramus latus*, *Tudicla costata*, *Natica Römeri* und *Placenticeras Orbignyanum* nicht hinaus. Zwar ist *Peroniceras tricarinatum* bei Neu-Warthau nicht vertreten, findet sich aber im schlesischen Oberquader. Eine große Artenzahl ist mit den Chlomeker Schichten, die dem Emscher angehören, gemeinsam. Neu sind *Cerithium Willigeri*, *Turritella Drescheri*, *Panopaea Goldfussi* d'Orb. mut. *plana*, *P. depressa*, *P. Mülleri*, *Crassatella bohemica*, *C. gregaria*, *Cucullaea cardiiformis*, *Mytilus concinnus*, *Crenella striatula*, *Ostrea sudetica* und *Schizaster Sturmi*.

Der obere Emscher tritt als ein gleichmäßig feinkörnig, anscheinend überall glimmerfreier Sandstein auf und tritt infolge seiner Festigkeit deutlich im Gelände als Höhenzug heraus. Verf. bezeichnet ihn als schlesischen Oberquader. Von den 42 Arten — neu sind *Tylostoma Stoliczkai*, *Granocardium Beyschlagi*, *Pectunculus senoniensis*, *Cucullaea abscisa*, *Pecten Zimmermanni* und *Ostrea fallax* — sind *Placenticeras Orbignyanum*, *Peroniceras tricarinatum*, *P. westfalicum*, *Actaeonella Beyrichi*, *Nerinea bicincta*, *Inoceramus Frechi*, *I. Kleini*, *I. percostatus*, *I. Lusatiae*, *I. crassus*, *I. lobatus* und *Stellaster Schulzei* hervorzuheben.

Den Abschluß macht der dem Untersenon angehörige schlesische Überquader; vorherrschend sind feinkörnige Sandsteine, mit denen Tonlager, Kohlenflözchen sowie Toneisensteine wechsellagern. Der größte Teil der tierischen Reste, deren 55 mit den neuen Formen *Mesostoma*

Charlottae, Venilicardia Steinvorthi, Isocardia sudetica, Macrodon Böhmi, Mytilus rackwitzensis und *Plicatula Drescheri* (= *Pl. Römeri* Drescher) angeführt werden, entstammt dem Sandstein; eine Reihe von Arten findet sich daneben in den tonigen Schichten, besonders die Turritellen, *Glauconia ornata, Aporrhais vespertilio, Arca propinqua* und *Cardium pectiniforme. Cyrena cretacea* bildet im Toneisenstein ganze Bänke. Die eingeschwemmten Pflanzenreste, deren Göppert bereits 8 anführt, stammen zumeist aus diesem, zum Teil auch aus dem Sandstein.

Im Überquader macht die Verlandung des Gebiets weitere Fortschritte. Die Landpflanzen häufen sich, massenhafte Cyrenen deuten auf Ablagerungen in halbsalzigem Wasser. Für Allochthonie der Kohlenflöze spricht die auf geringe Strecken schon stark wechselnde Mächtigkeit der Flöze. Ebenso wie die Tone und die in ihnen vorkommenden Kohlenteile wurde auch die reinere Kohle in einem flachen, schlammigen Becken abgelagert, das mit dem Meere nur noch unvollkommen in Verbindung stand. Verf. möchte die Kohlenflöze vorwiegend für umgelagerte Moore halten. Hierdurch wird das Auftreten umgelagerter Kaoline in der Bunzlauer Gegend, die unter den Mooren gelegen haben und aus der Zersetzung kristalliner Gesteine durch Moorwasser hervorgegangen sein dürften, verständlich. Durch Zerstörung und Umlagerung von Raseneisenstein sind wohl auch die Toneisensteine entstanden zu denken.

Die positive Strandverschiebung am Beginn der Oberen Kreide, welche den Einbruch des Meeres nach Sachsen, Schlesien und Böhmen verursachte — die Lausitzer Platte und mindestens ein sehr großer Teil des Erzgebirges lagen zur Kreidezeit unter Wasser —, vollzog sich nicht gleichmäßig; ausgedehnte Schollen scheinen in der Umgebung stehengebliebener Pfeiler abgesunken zu sein. Es sind dies nach den Faziesverhältnissen die Riesengebirgsinsel (Iser- und Riesengebirge), sodann die Ostsudetische Landmasse (Reichensteiner und Altvater-Gebirge, Eulengebirge, Zobtengebirge und etwa der Granit und die alten Schiefer bei Striegau-Jauer; weiter nördlich, östlich Goldberg, war die Landmasse wohl zum großen Teil aus den paläozoischen Schiefern der niederschlesischen Tonschieferformation zusammengesetzt). Die Senkung des Gebietes hielt während des Cenoman und Turon an und kam erst im Senon zum Stillstand. Gegen Ende des Cenoman erreichte der Betrag der Senkung das Übergewicht über den der Sedimentbildung. Vom Beginn des Turon nimmt dann die Aufschüttung wieder zu, erst gegen Ende dieser Zeitspanne erlangt der Betrag der Senkung neuerdings das Übergewicht und dürfte in Schlesien und Sachsen die größte Meerestiefe erreicht haben. Während im Norden das Meer stetig flacher wird, behält es im größten Teil Böhmens und der Grafschaft Glatz noch länger bedeutendere Tiefe. In der Löwenberger Kreide hat das Land anscheinend bereits am Beginn des Untersenon an den Küsten einen Zuwachs erfahren. Ein flaches Becken ist entstanden, das vielleicht durch schmale Kanäle mit dem Meer ein Verbindung stand. Es begann sich auszusüßen; es bildeten sich die oben geschilderten Verhältnisse heraus. Der mannigfaltige Fazies-

wechsel in der Umgebung der Sudeten erscheint sonach nicht als Folge einer wiederholten Hebung und Senkung, sondern ist der Ausdruck des Kampfes zwischen Senkung und Aufschüttung, bei dem bald diese, bald jene die Oberhand behielt.

In einer Tabelle gibt Verf. eine Übersicht der schlesischen, sächsischen, böhmischen und fränkischen Ablagerungen der Oberen Kreideformation.

Joh. Böhm.

E. Böse: Algunas faunas del Cretácico superior de Coahuila y regiones limitrofes. (Bol. Inst. geol. Mexico. 30. 1913. 56 p. 8 Taf.)

Im Anschluß an die Darstellungen der Senonfauna von Cardenas (dies. Jahrb. 1908. I. - 102 -) und des Cenoman und Turon am Cerro Muleros (dies. Jahrb. 1911. II. - 429 -) schildert Verf. in der vorliegenden Schrift das Turon und Senon in den Staaten Coahuila und Zacatecas. Beide Stufen schließen sich in ihrer faziellen Ausbildung an die von Neu-Mexiko, Colorado, Dakota und Montana an, welche White als die der Great interior area bezeichnet hat.

Das Turon enthält: *Pachydiscus* sp. indet., *Inoceramus labiatus* v. Schloth. und *Ostrea lugubris* Conr., der untere Teil des Obersenon: *Inoceramus Barabini* Mort., *Lima coahuilensis* n. sp., *Anomia subtruncata* d'Orb., *Ostrea glabra* M. et H. var. *wyomingensis* Meek, *Exogyra ponderosa* Röm. und *E. costata* Say, der obere Teil des Obersenon: *Sphenodiscus lenticularis* Owen, *Volutilithes arypensis* n. sp., *Inoceramus Crippsi* Goldf., *Anomia mexicana* n. sp., *Ostrea saltillensis* n. sp., *Ostrea glabra* M. et H. und *Exogyra costata* Say. In einer Fußnote werden turone Ammoniten von San Juan de Quadalupe im Staate Zacatecas angeführt, die den Gattungen *Vascoceras*, *Neoptychites*, *Mammites*, *Pseudoaspidoceras* und *Fagesia* angehören und sich an solche aus Portugal und Nordafrika anschließen. Unterlagert werden die beiden Horizonte von Cenoman mit *Metoicoceras* und *Exogyra*-Spezies. Joh. Böhm.

E. Geinitz: Die Kreide von Warnemünde. (Archiv Ver. Freunde Naturgesch. Mecklenburg. 68. 30—38. 1914.)

In Tiefbohrungen bei Diedrichshagen und Gr.-Klein wurde unter Diluvium und Eocänton, der eine Mächtigkeit von 317 bezw. 365 m hat und neuerdings auch in Müritz bei — 63 m und Röversbagen bei — 60 m angetroffen wurde, die Kreideformation erreicht. Durch ihre Kerne laufen in ziemlich allen Teufen horizontal dünne Tonzwischenlagen, meist grau, aber auch rot und schwarz, welche in feinster Verteilung und unendlich wechselnder, fast schlieriger Folge das Sediment von schwach bewegtem Wasser darstellen. Um die zahlreich auftretenden Spongien findet sich vielfach eine Anreicherung von schwarzem bituminös-tonigen Material, welches auch oft keine glatten, sondern wulstförmige Bruchflächen der

Kerne bildet. Die ziemlich reiche Fauna mit *Belemnitella mucronata* erweist das obersenone Alter. Darunter folgen ein toniger Feinsand und im zweiten Bohrloch turoner Kalkstein mit Bänken von weißem Feuerstein. Die Kerne sind mit Salz imprägniert, das von einem benachbarten Salzhorst stammen dürfte, von wo Risse der Sole einen Weg boten.

Joh. Böhm.

W. Janensch: Bericht über den Verlauf der Tendaguru-Expedition. (Archiv f. Biontologie. 3. 17—58. 1914. 6 Taf. 17 Textfig.)

—: Die Gliederung der Tendaguruschichten im Tendagurugebiet und die Entstehung der Saurierlagerstätten. (Ebenda. 227—261. Mit 2 Textfig.)

Der Tendaguru erhebt sich als niedrige, etwa 30 m hohe Kuppe am Rande einer Hochfläche, die nach Westen in zwei Stufen zur Talniederung des Mbenkuruflusses abfällt, sich nach Osten aber in teils ebener teils welliger oder von Erosionsfurchen zerteilter Fläche bis an den Westfuß des um weitere 250—300 m steil aufragenden Plateaus von Likondo und Noto hin erstreckt. Südlich und nordöstlich von der Tendagurukuppe und innerhalb einer Entfernung von kaum mehr als 1 km liegen die Stellen, wo Herr Sattler die ersten Knochen entdeckt und später E. Fraas zusammen mit jenem seine Grabungen angestellt hatte (dies. Jahrb. 1909. I. -448-). Von 1909—1912 hat Verf. in Gemeinschaft mit Herrn Dr. E. Hennig (dies. Jahrb. 1912. II. -120-) unter Aufgebot einer großen Arbeiterschar, deren Zahl 480 in 1912 betrug, die Saurierlager im Tendagurugebiet, im letzten Jahre mit Unterstützung von Herrn Dr. Staff überdies solche bei Mchuja, etwa 35 km nördlich vom Tendaguru, und bei Makangaga im Kilwagebiet ausgebeutet. Hierbei wurde bis zur Gneisunterlage ein dreifacher Wechsel von Mergeln und marine Versteinerungen einschließenden Sandsteinen festgestellt. Unter den Fossilien treten die Trigonien als Leitformen hervor und weisen im Verein mit den Cephalopoden dem vom Verf. als Tendaguruschichten zusammengefaßten Schichtenkomplex oberjurassisches und untercretacisches Alter zu (siehe nebenstehende Tabelle).

Da die Lindiformation Dacqué's und Krenkel's (dies. Jahrb. Beil.-Bd. XXVIII. 191) nur die beiden Trigonienhorizonte umfaßt, die Saurierschichten mit den Zwischenlagen jedoch ein einheitliches Ganzes bilden, so begreift Verf. unter Lindiformation auch noch die dem Aptien angehörigen Makondeschichten Bornhardt's.

Die Saurierreste liegen in einem sandigen Mergel von grünlichgrauer, stellenweise roter Farbe. Daß die Sauriermergel, die einen Flächenraum von über 100 km Länge einnehmen, eine Bildung des flachsten Wassers sind und vielfach im Verlauf ihrer Entstehung bei Ebbe freilagen, dafür sprechen sowohl das Vorkommen ganzer Herden von Stegosauriern und kleinen Ornithopoden, die an der Stelle ihrer Einbettung

	Lindibezirk	Kilwabezirk
Neocom	Schicht mit *Trigonia Schwarzi*	
	Obere Sauriermergel	
Malm	Schicht mit *Trigonia Smeei* (Oberer Kimmeridge—Tithon)	
	Mittlere Sauriermergel (Kimmeridge)	
	Nerineenzone	
Kelloway	Untere Sauriermergel	(Vergl. p. -230-)

durch Einsinken in den zähen breiartigen Mergelschlamm umgekommen sein müssen, aber nur auf trockengelegtem Boden dorthin gelangt sein können, als auch das Vorkommen einer massenhaften Anhäufung von Ganoidfischen, die wohl unmittelbar an der Strandlinie erfolgt sein kann. Ebenso findet sich Treibholz, gelegentlich von Bohrmuscheln angebohrt, in den Sauriermergeln; dazu kommen Wellenfurchen, die sich im allgemeinen nur in ganz flachem Wasser bilden. Die Saurierskelette finden sich meistens nicht mehr vollständig zusammen, und auch ursprünglich als Ganzes an einer Stelle eingebettete Skelettabschnitte, z. B. Teile der Wirbelsäule, sind häufig nachträglich getrennt und verstreut worden. Dies Vorkommen spricht gleichfalls für eine Ablagerung in flachem Wasser, und es bedarf zu seiner Erklärung nur der Annahme gelegentlich auftretender heftiger Wasserbewegung, wie sie hervorgerufen sein könnte durch Wirbelstürme oder besonders heftige Sturmfluten oder Erdbebenwellen, die über die Lagunen abschließenden Riffe oder Barren hinweggingen. Die Anwesenheit von Riffen hat Hennig für einen jüngeren Zeitabschnitt, in dem die Urgonkalke zwischen Lukuledi und Matandu sich bildeten, nachgewiesen, und sie könnten wohl auch zur Zeit der Ablagerung der Sauriermergel, wenn auch heute nicht mehr nachweisbar, vielleicht noch weiter seewärts gelegen, bestanden haben. Auf dem sehr flach einfallenden Schelf, der für das Meer jener Zeit anzunehmen ist, könnten sich jedoch auch Sandbänke, Sandriffe, Strandwälle oder Nehrungen gebildet haben, die gegen die Brandung geschützte Buchten oder förmliche Lagunen gegen das Meer abschlossen. In derartige Meeresräume führten die Flüsse Schlamm und Sandmassen und lagerten sie ab. An der Ausbreitung der Sedimentmassen, die auf einem absinkenden Meeresboden erfolgte, während mehr oder weniger gleichzeitig in 18—20 km Entfernung vom Tendaguru das Festland aufstieg, mögen Gezeitenströme und vielleicht auch Strandversetzung mitgewirkt haben.

Im Gegensatz zu den Sauriermergeln sind die zwischengelagerten Sandsteinkomplexe tonfrei. Da jedoch beiderlei Materialien zusammen

zugeführt worden sind, so müssen die feinen tonigen Teile ausgeschlämmt worden sein, und die Sedimente, welche die Sandsteine lieferten, dürften demnach in weit höherem Maße der Wasserbewegung ausgesetzt gewesen sein als die Schlammassen, die die Sauriermergel bildeten. Führten Senkungen des Meeresbodens zu dieser Zeit zu einem tieferen Untertauchen der etwa vorhandenen Riffe oder Barren oder zu einer Erhöhung des Gefälles des weiten flachen Meeresbodens, so konnten die Wellenbewegungen von der See her in bedeutenderem Maße wirksam sein und eine stärkere Ausschlämmung bewirken, zugleich konnten auch die heftiger aufbrandenden Wogen von Flüssen ins Meer gebrachte oder durch Abrasion fortgeführte gröbere Sande und Gerölle weiter an der Küste entlang transportieren und an Stellen ablagern, wohin sie während der Bildung der Saurierschichten nicht gelangen konnten. Damit würde sich das Fehlen des Tons und das Auftreten gröberer klastischer Teile erklären. In dem klaren Wasser vermochte sich eine reiche Molluskenfauna anzusiedeln. Waren nun auch die Sandsteinsedimente den Sauriern ebenso zugänglich wie die Sauriermergel, so waren sie doch begehbar. So erklärt es sich, daß die Saurier beim Beschreiten derselben nicht durch Einsinken wie beim Betreten der Sedimente der Sauriermergel umkamen, so daß Reste von ihnen in den Sandsteinkomplexen bis auf unbedeutende Knochenfragmente ganz fehlen. **Joh. Böhm.**

W. Janensch: Übersicht über die Wirbeltierfauna der Tendaguru-Schichten, nebst einer kurzen Charakterisierung der neu aufgeführten Arten von Sauropoden. (Arch. f. Biontologie. 1914. 3. 81—110. Mit 12 Textfig.)

An erster Stelle innerhalb der aus den Tendaguru-Schichten gehobenen Wirbeltierfauna stehen die wahrscheinlich amphibischen Sauropoden, an zweiter die übrigen landbewohnenden oder vielleicht auch teilweise amphibischen Dinosaurier, denen gegenüber die anderen ausschließlich im Wasser oder in der Luft lebenden Wirbeltiere an Bedeutung und Häufigkeit zurücktreten. Die Zusammensetzung der Dinosaurierfauna zeigt bemerkenswerte Ähnlichkeit mit der der nordamerikanischen *Atlantosaurus-*, Como- oder Morrison-beds, denen sie auch im Alter ziemlich gleichstehen. Die riesigen Sauropoden, die Theropoden, die Stegosaurier, die kleinen bis mittelgroßen Ornithopoden und schließlich die kleinen Säuger haben entsprechende Vertreter in Ostafrika, allerdings ist die Zahl der Arten in Nordamerika eine größere. Unter den Sauropoden scheint die nordamerikanische Gattung *Brachiosaurus* in Ostafrika durch *B. Brancai* n. sp. und *B. Fraasi*, von denen Halswirbel, Scapula, Humerus, Ulna und Radius abgebildet werden, vertreten zu sein.

Diese Beziehungen sind geeignet, neues Licht auf die Frage von Festlandsverbindungen zwischen Ostafrika und Nordamerika gegen Ende der Jurazeit oder in nicht zu langer Zeit vorher zu werfen.

Dagegen weicht der europäische Wealden — wenn auch der englische an Ornithopoden eine kleine Form *Hypsilophodon* von ähnlichem Typus wie die amerikanische und ostafrikanische Art aufweist — durch das Auftreten der großen Iguanodonten und eigenartiger Stegosaurier von dem Faunenbild der ostafrikanischen Saurierablagerungen in höherem Grade ab als die amerikanischen *Atlantosaurus*-beds.

Die neue Sauropoden-Gattung *Dicraeosaurus* mit den neuen Arten *Hansemanni* und *Sattleri* weist einen mäßig langen Hals auf, auch die hinteren Halswirbel sind nur mäßig gestreckt. Die Halswirbel haben hohe, vollständig geteilte Dornfortsätze. Rumpfwirbel mit sehr hohem Dornfortsatz, der bei den Brustwirbeln in seiner ganzen Höhe geteilt ist, und mit langen, schräg nach oben gerichteten Diapophysen. Die Wirbelkörper sind in der hinteren Rumpfhälfte ohne pleurocentrale Gruben.

Von Crocodiliern wurden vereinzelte Zähne, von Fischen solche von *Orthacodus* sp. und Schuppen von *Lepidotus minor* Ag. (dies. Jahrb. 1915. I. -422-), ferner von Vögeln eine *Archaeopteryx* nahestehende Form sowie von Säugetieren ein einem polyprotodonten Beuteltiere angehöriger Unterkiefer zutage gebracht. **Joh. Böhm.**

E. Hennig: Die Invertebratenfauna der Saurierschichten am Tendaguru. (Arch. f. Biontologie. **3**. 157—185. Taf. 14. 1 Textfig. 1914.)

In der oberen Saurierschicht treten außer den von Dietrich beschriebenen *Physa tendagurensis* und cf. *Bythinia Mytilus* cf. *Galliennei* d'Orb. und *Cyrena* sp. reich an Individuenzahl auf. Der *Mytilus* geht bis in die Nerineenschicht ohne Veränderung durch, nur übertrifft seine Durchschnittsgröße in der oberen Saurierschicht die der tieferen Vorkommnisse beträchtlich. Sonach dürfte das Gewässer dieser Schicht kaum weniger salzig gewesen sein als das der *Schwarzi*- und Nerineenschicht. Will man jedoch mit Lagunen rechnen, so könnten das eher vom Meereswasser vorübergehend abgeschnürte und durch starke Verdunstung an Salzgehalt bereicherte Wasserbecken gewesen sein. *Cyrena* sp. zeigt eine sehr variable Gestalt auf, jedoch zeigen sich sämtliche Übergänge zwischen den extremsten Formen von der unteren bis zur oberen Saurierschicht, so daß eine Zerlegung in Arten undurchführbar ist.

Außer Gastropoden, Schalen von *Cyrena* und *Mytilus* sowie einer costaten *Trigonia* an der Basis birgt die mittlere Saurierschicht in ihrem Dach bei Mtapaia noch eine marine Invertebratenfauna, deren Kimmeridgealter unzweifelhaft ist. Weniger als das Eindringen zahlreicher, der Saurierschicht sonst fremden Formen überrascht hier das fast vollständige Zurücktreten von *Mytilus* und *Cyrena*. Neben jenen, wie *Thracia incerta*, *Pholadomya* aff. *Protei*, *Pleuromyatellina* Ag., *Protocardia Schencki* G. Müll., *Astarte* cf. *supracorallina* d'Orb., *Cucullaea irritans* n. sp., *Modiola perplicata* Et., *Gryphaea bubo* n. sp., *Entolium* aff. *cingulatum*

Phill., *Pseudomonotis tendagurensis* n. sp., ist ein Teil nur der Gattung nach *(Tellina, Anisocardia (?), Ostrea, Anomia, Lima, Inoceramus [Anopaea], Perisphinctes)* bestimmbar. **Joh. Böhm.**

J. Zwierzycki: Die Cephalopodenfauna der Tendaguru-Schichten in Deutsch-Ostafrika. (Arch. f. Biontologie. 3. 1—96. Taf. 1—10. 39 Textfig. 1914.)

Während E. Fraas (dies. Jahrb. 1909. I. -448-) und Krenkel (dies. Jahrb. 1912. II. -249-) die Ablagerungen am Tendaguru noch als einen Horizont auffaßten und als unter- und mittelneocomen Alters ansahen, konnten Janensch und Hennig deren 6 unterscheiden, von denen nach den Untersuchungen der Cephalopoden durch den Verf. nur der oberste dem Neocom angehört, während die übrigen dem Jura bis hinab zum Kelloway zuzuweisen sind. Die oberste Schicht, die *Trigonia-Schwarzi*-Schicht, enthält die meisten Formen: *Belemnites pistilliformis* Blv., *B.* aff. *subfusiformis* Rasp., *Belemnites* n. sp. ind., *Duvalia elegantissima* n. sp, *Nautilus pseudoelegans* d'Orb., *N. plicatus* n. sp., *N.* cf. *Bouchardi* d'Orb., *N. Dietrichi* n. sp., *N.* cf. *neocomiensis* d'Orb., *N. expletus* n. sp., *Phylloceras* aff. *infundibulum* d'Orb., *Ph. serum* var. *perlobata* Sayn, *Ph. Krenkeli* n. sp., *Lytoceras mikadiense* Krenk., *Astieria frequens* n. sp., *A. multistriata* n. sp., *A. auriculata* n. sp., *A. scissa* Baumb., *Holcostephanus crassus* n. sp., *Holcodiscus inflatus* n. sp. und *subquadratus* n. sp., *Hoplites* cf. *neocomiensis* d'Orb., 4 *Crioceras*-Arten, *Hamulina* cf. *Quenstedti* und *Bochianites Janenschi* n. sp. Es scheint eine Mischfauna vorzuliegen, da sie typische mediterrane Unter- bis Mittelneocom-Formen enthält; wahrscheinlich werden spätere Untersuchungen im Felde eine weitere Gliederung ermöglichen.

Die nächsttiefere cephalopodenführende Schicht, die *Trigonia-Smeei*-Schicht, hat *Belemnites alfuricus* G. Boehm, *Phylloceras silesiacum* Opp., *Haploceras elimatum* Opp., *H. Kobelli* Opp., *H. Dieneri* Uhl., *H. spira* n. sp., *Craspedites africanus* n. sp., ein für die ganze indisch-afrikanische Provinz neues Faunenelement, sowie *Perisphinctes Bleicheri* de Lor. und *P. latissimus* n. sp. geliefert. Ihr kommt somit ein Alter zu, das ungefähr dem oberen Kimmeridge und dem Tithon entspricht.

Die unterste Schicht, aus der Cephalopoden vorliegen, die Nerineenschicht, birgt *Nautilus Sattleri* Krenk., *N. latifrons* n. sp., *Haploceras priscum* n. sp., *Perisphinctes sparsiplicatus* Waag., *P.* cf. *Achilles* d'Orb. und *P. Staffi* n. sp. Falls sich die Annahme des Verf.'s bestätigt, daß *P. sparsiplicatus* aus der unteren Katrol group stammt und somit ein Vertreter der Oxfordfauna ist, dürfte auch die Nerineenschicht Oxfordalter haben.

Aus der Altersbestimmung dieser 3 Horizonte ergibt sich, daß der obere Saurierhorizont dem Wealden, der mittlere dem unteren Kimmeridge, der untere dem Kelloway gleichzusetzen sein werden.

Während des letzten Abschnitts der Doggerzeit bis einschließlich der Oxfordzeit bildete das afrikanische Meer im wesentlichen einen Meerbusen des himalayischen und war im Süden abgeschlossen. Im Tithon ist bereits eine bessere Verbindung mit dem Mediterrangebiet geschaffen, so daß typische Stramberger Formen einwandern können. In der Neocomzeit muß die Meeresverbindung nach der Thetys günstiger gewesen sein als nach der himalayischen See, denn jetzt überwiegen bei weitem mediterrane Formen. Gleichzeitig erweitert sich während der ganzen Malmzeit der afrikanische Meerbusen nach Süden. Zugleich muß ein Vordringen des Meeres von Südamerika her an dem Südrande des Gondwanakontinents angenommen werden. Gegen Ende der Malmzeit stoßen beide Meeresarme zusammen, so daß in der Neocomzeit eine offene Meeresverbindung mit Südamerika existiert.

Auf Grund neuen Materials fügt Verf. zu den von Krenkel und Kilian beschriebenen Gault-Ammoniten noch *Phylloceras Eris* n. sp., *Puzosia Stremmei* n. sp. und *Acanthoceras Rauffi* n. sp.; leider ist die Fundstelle noch unbekannt. Joh. Böhm.

W. O. Dietrich: Die Gastropoden der Tendaguruschichten, der Aptstufe und der Oberkreide im südlichen Deutsch-Ostafrika. (Arch. f. Biontologie. 3. 101—153. Taf. 11—13. 5 Textfig. 1914.)

Die sämtlich mit der Schale erhaltenen Formen treten nur bei wenigen Arten (den Pseudomelanien, Nerineen und Actaeonellen) mit großer Individuenzahl auf und diese sind entweder gleichmäßig in den Bänken über weite Strecken in einem Horizont verteilt oder gelegentlich massenhaft angehäuft. Dies ist in der organogenen Riffazies des Urgon der Fall. In den Saurierschichten ist das Auftreten der Schnecken auf vereinzeltes nesterweises Vorkommen beschränkt.

Die Schicht mit *Trigonia Schwarzi* enthält außer mehreren nur der Gattung nach angeführten Formen *Pleurotomaria Janenschi* n. sp., *Trochus Brancai* n. sp., *T. Langei* n. sp., *?Nerita (Lissochilus) Stremmei* n. sp., *Natica* cf. *Arnaudi* Math., *N. crassitesta* n. sp., *Mesalia palaeocretacea* n. sp. und *Chenopus eurypterus* Buv. sp.

Auf die eigentlichen Sauriermergeln selbst sind nur wenige Steinkerne von augenscheinlichen Süsswasserarten *(Physa tendagurensis* n. sp., cf. *Bythinia* sp.) beschränkt.

Aus der Schicht mit *Trigonia Smeei* werden *Rhytidopilus obliquus* n. sp., *Pleurotomaria* cf. *nebrodensis* Gemm., *Nerinea Hennigi* n. sp., *N.* cf. *tuberculosa* Defr. und *Nerinella Credneri* G. Müll. beschrieben.

Die mittlere Saurierschicht umschließt *Nerita* cf. *transversa* v. Seeb., *Nerita* sp, *Oonia* aff. *Sancti Antonii* Struckm., *O. Recki* n. sp. und eine ? Naticide.

Die Nerineenschicht lieferte *Patella kindopensis* n. sp., *Lissochilus Stremmei* n. sp., *Oonia* aff. *Sancti Antonii* Struckm. und *Nerinella Credneri* G. Müll.

Die von Zwierzycki an der Hand der Cephalopoden gewonnenen Altersergebnisse der obigen Horizonte werden durch die Gastropoden bestätigt.

Die Urgonfazies der Barrême- bis Aptstufe lieferte 16 Formen, von denen *Purpuroidea* sp., *Diozoptyxis Coquandi* d'Orb., *D. toucasiaephila* n. sp., *Trajanella Fraasi* n. sp., *Campichia Zwierzyckii* n. sp., *Phaneroptyxis africurgonica* n. sp. und *Trochactaeon* sp. hervorzuheben sind.

Als ein wahres Schneckengestein erwiesen sich mittelkörnige Sandsteine aus dem Lindi- und Makondegebiet. Die größeren Gehäuse sind zertrümmert, nur die kleinen ließen sich herauspräparieren. Knochensplitter von Dinosauriern, Haifischzähne, kleine Zweischaler und *Dentalium* kommen ebenfalls vor. Es werden 14 Formen, 13 Gattungen angehörig, angeführt. *Margarita Böhmi* n. sp., *Solarium* cf. *Bailyi* Gabb, *Perissoptera Bailyi* Eth. und *Nerinea* sp. lassen auf ein obercretacisches Alter schließen. Neu ist *Solarium lindiense.* **Joh. Böhm.**

E. Lange: Die Brachiopoden, Lamellibranchiaten und Anneliden der *Trigonia-Schwarzi*-Schicht nebst vergleichender Übersicht der Trigonien der gesamten Tendaguru-Schichten. (Arch. f. Biontologie. 3. 191—289. Taf. 15—22. 1914.)

Aus der *Schwarzi*-Schicht, der jüngsten der Tendaguru-Schichten, werden 5 Brachiopoden, 57 Pelecypoden und 3 Serpeln beschrieben, in einer Tabelle sämtliche bisher aus ihr bekannten Spezies zusammengestellt, wonach deren Zahl 92 beträgt. Neu sind *Astarte grandidentata, Avicula auricularis, Cardium thetironiae, Cytherea Mülleri, Hinnites equinus, Limatula tendagurensis, Nucula africana, Pecten euplocus, Ptychomya Kitchini, Radula tumida, Tancredia tellina, T. praecursor, Trigonia Hennigi, T. Janenschi, T. Krenkeli, T. niongalensis, T. Staffi, T. Stremmei, Venus semiconcava, Kingena transiens, Rhynchonella Rauffi* und *Serpula triangulata.* Die tiefere *Smeei*-Schicht — ein Exemplar der *Trigonia Smeei* (= *T. Beyschlagi* G. Müll., *crassa* Kitchin) wurde auch in der *Schwarzi*-Schicht gefunden — birgt *T. Dietrichi* als neue Art neben *T. matapuana* Krenk.

Die Pelecypodenfauna der *Schwarzi*-Schicht ist eine Mischfauna. Bei der Betrachtung der Teilnahme des kosmopolitischen, ostafrikanischen, mediterranen, südafrikanischen, südandinen und indischen Elements an dieser Fauna ergibt sich, daß die drei letzteren gegen das erste mit *Anomia laevigata* Sow., *Fimbria cordiformis* d'Orb., *Exogyra Couloni* Defr., *Cucullaea Gabrielis* d'Orb., *Pholadomya gigantea* Sow., *Pecten orbicularis* Sow. und *Vola atava* d'Orb. stark zurücktreten, während das mediterrane Element mit über 50 % beteiligt ist, sonach die Pelecypodenfauna einen deutlich mitteleuropäischen Anstrich zeigt.

Durch Zahl der Arten und an stratigraphischer Bedeutung treten

die Trigonien gegenüber den übrigen Fossilien hervor, wie sie überhaupt um die Wende von Jura- und Kreidezeit in den Küstenablagerungen der südlichen Meere, am Rande des alten brasilo-äthiopischen Kontinents, die beherrschende Rolle spielen.

	Tendaguru	Cutch	Uitenhage	Las Lajas und Copiapó
Mittl. Neocom	Schichten mit *Trigonia Schwarzi, transitoria, conocardiiformis*			Schichten mit *Tr. transitoria, conocardiiformis, longa* var. *undulatostriata*
Unt. Neocom	obere Saurierschicht		*Tr. ventricosa, conocardiiformis, Herzogi*	
Oberster Jura	Schichten mit *Tr. Smeei* u. *ventricosa*	Umia beds mit *Tr. Smeei* u. *ventricosa*		

Joh. Böhm.

Wiman, G.: Über das Kreidegebiet bei Bastad. (Reprinted from Bull. of the Geol. Inst. of Upsala. 1916. **15**. 77—90.)

Tertiärformation.

Arthur Winkler: Untersuchungen zur Geologie und Paläontologie des steirischen Tertiärs, Studie über Verbreitung und Tektonik des Miocäns von Mittelsteiermark. (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. **63**. 1913. 503 ff.)

R. Hoernes hatte 1908 hervorgehoben, daß der Wechsel in der Verbreitung der miocänen Meere Mittelsteiermarks, insbesondere das Fehlen der Mediterranbildungen am nördlichen Grundgebirgsrande der Grazer Bucht, verständlicher erscheint, wenn man das mittelsteirische Becken als Bruchregion auffaßt, in der tektonische Bewegungen bis in jugendliche Zeiten fortgedauert haben. Diesen Gedanken genauer zu verfolgen und an der Hand der bekannten Erscheinungen zu prüfen, ist der Zweck der vorliegenden Studie, bei welcher Stratigraphie und Tektonik im Vordergrunde stehen, die Paläontologie dagegen, trotzdem sie im Titel der Arbeit als gleichwertiger Bestandteil dieser miterwähnt wird, sehr zurücktritt.

Als tiefstes Glied des Miocän werden die „basalen marinen Mergel“ aufgefaßt, welche am Nordostabfall des Bosruck im Süden der Grazer Bucht entwickelt sind. Sie enthalten Tuffbänke und werden mit den marinen Mergeln identifiziert, welche in Untersteiermark, zumal in der Gegend von Neuhaus, die Sotzkaschichten überlagern und das tiefste Miocän darstellen. Sie allein werden hier als Vertreter der ersten Mediterranstufe, als Burdigalien, aufgefaßt. Die auf sie folgende „Foraminiferenmergelgruppe“ stellt das dar, was von Hilber und anderen Autoren als „Schlier“ bezeichnet wird. Sie enthält gleichfalls tuffige Beimengungen und wird als unteres Helvetien, als Äquivalent der Grunder Schichten, aufgefaßt. Es würden also hier Schlier und Grunder Schichten, die sonst zeitlich aufeinander folgen sollten, zusammenfallen, eine Auffassung, die etwas ungewöhnlich ist. Die weiter westlich gelegenen kohlenführenden Horizonte von Wies und Eibiswald sollen nur „die brackisch lakustre Lagunärfacies des mittelsteirischen Foraminiferenmergelmeeres darstellen“, da die Schichten des Foraminiferenmergels nach Westen allmählich in diese kohlenführenden Absätze übergehen. Nach Absatz der Foraminiferenmergel nimmt die Hebung im Gebiete der südlichen Koralpe, welche schon bei Ablagerung des tiefsten Miocän begonnen hatte, an Bedeutung zu und liefert das Material für die gewaltigen Konglomerate, welche sich bei St.-Egydi, Gamlitz etc. als Basis des Leithakalkes vorfinden. Die fossilreichen Sande von Fantsch, wie der Tegel von St.-Florian, Oisnitz[1], deren interessante Fauna von Hilber, R. Hoernes und anderen bearbeitet wurde, gehören dieser Periode an. Nach ihrem Abschluß werden die Blockschuttanhäufungen des Horizontes durch das Fortschreiten der tektonischen Bewegung innerhalb des Koralpenrückens mitergriffen und zu bedeutenden Seehöhen emporgehoben. Dieser Hebung an der Koralpe entspricht eine mächtige Senkung im Sausalgebiete, in welcher sich Nulliporen- und Leithakalke ablagern. Diese Senkung muß längere Zeit angedauert haben, um die große Mächtigkeit dieser Bildungen möglich zu machen. Später, während der sarmatischen und pontischen Periode, verschiebt sich das Zentrum der Senkung immer mehr von Südwest nach Nordost gegen das Innere der Grazer Bucht hin, und der jeweils nordnordöstliche Abschnitt sinkt in Staffelbrüchen herab. Dagegen sind Hebungen im westlichen und südwestlichen Teil der Grazer Bucht noch während des oberen Teils der sarmatischen und des unteren Teils der pontischen Stufe nachzuweisen.

Als interessante Einzelheit wäre noch nachzutragen, daß, nach der Auffassung des Verf.'s, die Trachyte und Andesite von Gleichenberg nur den ragenden Gipfel eines viel ausgedehnteren und unter jüngeren Schichten verborgenen Vulkangebietes darstellen. Das Alter des Ausbruches soll nicht sarmatisch sein, wie R. Hoernes meinte, sondern vorsarmatisch, vielleicht sogar altmediterran. **Oppenheim.**

---

[1] Vergl. die Tabelle auf p. 537.

Quartärformation.

Fr. Enquist: Der Einfluß des Windes auf die Verteilung der Gletscher. (Bull. geol. Inst. Upsala. **14**. 1916. 108 p. 4 Taf.)

Auf Grund sehr eingehender Untersuchung kommt Verf. zu dem Ergebnis, daß Gletscher und perennierende Schneefelder hauptsächlich auf der Seite eines Berges ausgebildet sind, die in Lee der vorherrschenden schneeführenden Winde liegt. Die mitgeteilten Figuren über Verteilung der Gletscher in Schweden und Norwegen, der Schneefelder im Schwarzwald im Vergleich mit den Windrosen bestätigen dies in klarer Form. Zwar werden die überwiegenden Mengen der Schneeniederschläge auf der Luvseite ausgefällt, aber erst bei der endgültigen Ablagerung (durch Schneetreiben u. a. Faktoren) entsteht die Verschiedenheit der Niederschlagsarten: Schnee und Regen. Die „Vergletscherungsgrenze" (nicht Schneegrenze) läßt sich aus Höhe und Lage der gletschertragenden und -freien Berge kartographisch konstruieren. Ihre Höhenlage wird bestimmt durch Temperatur und Niederschlag. Sie bildet immer eine geneigte Fläche. Die Orientieruug der Gletscher zeigt sich in Skandinavien unabhängig von den Faktoren, welche für die Vergletscherungsgrenze bestimmend sind, sie wird von der Richtung der vorherrschenden Westwinde bedingt.

Speziell werden dann die jetzigen und eiszeitlichen Verhältnisse aller Gletschergebiete durchgesprochen und z. T. mit guten Skizzen erläutert. Überall, auch bei scheinbaren Ausnahmen, findet Verf. seine Behauptung bestätigt. Hier mögen die Betrachtungen über Skandinavien und Nordamerika referiert werden.

Für Europa ergibt sich, daß die Windverhältnisse während der Winter den jetzigen glichen.

Die skandinavische Großvergletscherung unterscheidet sich von der der übrigen Teile Europas, was seinen Grund in der topographischen Bildung dieses Gebirges hat. Das skandinavische Hochgebirge ist ein stark zerschnittenes Denudationsplateau; ein ausgeprägter Höhenkamm fehlt; die Wasserscheide repräsentiert einen solchen nicht. Vielfach reichen dort Plateaureste (Berge) über die Vergletscherungsgrenze und hier finden sich dann Gletscher, in anderen Teilen reichen nur einige wenige Spitzen hinüber — dort unbedeutende Gletscherbildung; viele andere aber erreichen die Grenze nicht ganz und bei einer nur unbedeutenden Senkung der Vergletscherungsgrenze würde die Vergletscherung stark zunehmen. Zur Eiszeit war dies der Fall, mindestens war die Grenze um 500 m gesenkt. Schon nach einer Senkung um wenige 100 m war das Hochgebirge vollständig in Eis gehüllt, das ganze breite Gebiet drang weit über die Vergletscherungsgrenze, alle Berge und alle Täler wurden in Eis gehüllt. Die westlichen Winde orientierten diese Eismasse nach Osten, die hauptsächlichste Eisanhäufung fand wie überall nicht auf dem Höhenkamm statt, sondern auf der Leeseite; dadurch wurde die „Eisscheide" hergestellt. Die größte Dicke des Eises war über ganz tiefem Lande ausgebildet, sie betrug dort nach dem konstruierten Quer-

profil über 1000 m. Auch damals strichen dort die Winterwinde vom Atlantik über Skandinavien hin.

In Nordamerika sind die geographischen Verhältnisse den skandinavischen neben bedeutenden Verschiedenheiten sehr ähnlich: ein gletschertragendes Berggebiet unmittelbar östlich von einem warmen Meeresgebiet, von welchem feuchte westliche Winde über das Land streichen; auf der Ostseite der Berge ein weites flaches Tiefland; dagegen im Osten ein großes Meer, der Atlantik und nicht ein großer Kontinent, wie Asien drüben. Dieser Unterschied wurde von durchgreifender Bedeutung für die verschiedenartige Ausbildung der pleistocänen Vergletscherungen. Nordamerika kann bezüglich der heutigen Gletscher in zwei getrennte Gebiete geteilt werden, im einen, den Hauptteil umfassenden, liegen die Gletscher in Übereinstimmung mit der Richtung der Winterwinde gegen Nordosten, im anderen, Alaska, in der Richtung nach Süden. (Die Winterwinde sind hier nördlich, bestimmt durch das Minimum im nördlichsten Teil des Stillen Ozeans, die südlichen Sommerwinde haben keinen Einfluß auf die Verteilung der Schneemassen.)

Die beinahe die Hälfte des Kontinentes bedeckenden Inlandeise Nordamerikas gingen von drei Zentren aus, dem Cordilleran, auf den hohen Gebirgsketten im Westen, dem Keewatin, im westlichen Teile des hier anschließenden weiten kanadischen Tieflandes, und dem Labradorean, im östlichen Teile dieser Ebene. Die allseitige Eisbewegung war doch am ausgeprägtesten in westlicher oder südwestlicher Richtung. In früheren Perioden der Eiszeit hatte das Gebiet abweichende Entwicklungsstadien gezeigt.

Ganz im Osten liegt wieder eine Gebirgskette, deren Berge weit über die Vergletscherungsgrenze reichten. Dies Gebiet ist ein vollständiges Gegenbild zum skandinavischen Gebirgsgebiet. Aber hier herrschen im Winter trockene westliche Winde und Gletscher fehlen heute so gut wie ganz, im Gegenteil zu Skandinavien. Während des Maximums der Eiszeit waren die Winde in Labrador den jetzt herrschenden gerade entgegengesetzt, Feuchtigkeit tragende Nordostwinde fällten über die Küstenberge große Schneemengen und verursachten die Vergletscherung. Die Eisscheide bildete sich über dem Tieflande südwestlich der Torngat Mountains im Lee der nordöstlichen Winde.

Die Ursache der Veränderung der Windverhältnisse an der Ostküste Nordamerikas bestand darin, daß die Luftdruckverteilung über dem nördlichen Atlantischen Meer während der Eiszeit eine ganz andere war als die jetzige. Das große nordatlantische (isländische) Minimum war während der Hauptausbreitung infolge des von den großen Eismassen verursachten höheren Luftdruckes nach Süden verschoben und auf seiner Nordseite wehten nordöstliche Winde, welche die Feuchtigkeit des Atlantischen Ozeans über Nordamerika führten.

[Die auf Taf. II gegebenen Karten der Luftdruckverteilung stimmen recht gut überein mit denen, die Ref. in seiner Arbeit über Wesen und Ursache der Eiszeit 1905, Arch. Nat. Meckl. **55** gebracht hatte.]

Zur Erklärung der Existenz der Keewatin Ice Sheet über den Ebenen des Westens:

Bei Beginn der Eiszeit lag die Vergletscherungsgrenze noch recht hoch, es herrschten noch ziemlich dieselben Verhältnisse wie heute, die Gletscher waren wie heute orientiert; indessen wuchsen die Gletscher und wurden zahlreicher. Dieses Stadium niederer Vergletscherungsgrenze, aber noch ohne totale Vergletscherung, muß lange angedauert haben. Die Grenze sank langsam tiefer, die Gletscher in den Berggebieten Kanadas und Skandinaviens begannen zusammenzufließen, schließlich drang das Eis in das Tiefland, nach Osten getrieben, auch die Eisscheide wurde von den Westwinden in derselben Richtung verschoben (im kanadischen Gebiet viel weiter). Die Keewatin Ice Sheet war damals das Gegenbild des nordeuropäischen Inlandeises. Die Labrador Ice Sheet existierte damals gar nicht, doch war ein großer Teil ihres Gebietes von der Keewatin überflossen. Bei der größten Ausbreitung des Keewatinstadiums (als seine Grenzen von der „driftless area" markiert wurden) trat der revolutionäre Umschlag in den bisher herrschenden Windverhältnissen ein infolge der Verschiebung des nordatlantischen Minimums nach Süden. Diese veränderten Windverhältnisse ließen zuerst die Keewatin selbständig werden und ihren Zusammenhang mit den westlichen Bergen verlieren und auch an Mächtigkeit und Ausdehnung nach Osten abnehmen; vor allem wurde die Labrador Ice Sheet ausgebildet. Diese Entwicklung stimmt mit den Altersverhältnissen überein. 2 Karten erläutern das Gesagte vortrefflich.

In Schlußbemerkungen über die meteorologischen Verhältnisse der Eiszeit wird dargelegt, daß südlich der nordeuropäischen Inlandeise während der Sommer niederer Luftdruck mit östlichen oder nördlichen Winden herrschte. Dies entspricht der Ausbreitung der Löß ablagerungen. Die beiden Minima übten auch sehr weitgehenden Einfluß auf das Klima der von ihnen beherrschten Gebiete aus: Diese Gebiete, heute infolge der regenarmen Sommer Steppen und Wüsten, standen in der Hauptperiode der Eiszeit unter dem Einfluß der im Westen über dem Ozean liegenden niedrigen Luftdruckgebiete, welche reichliche und über das ganze Jahr verteilt Niederschläge verursachten und dort die „Pluvialzeit" schufen.

E. Geinitz.

Keilhack: Glazialablagerungen der mittleren Niederlande und ihre Beziehungen zum Diluvium der preußischen Rheinlande. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **67**. 49.)

Die äußerste Ausdehnung des skandinavischen Eises, das den Rhein in zwei mächtigen Strömen überschritten hat, wird durch zwei mächtige Endmoränen gekennzeichnet. Ihnen folgen weitere Staffeln mit großen Sandr. Alle Endmoränen gehören zum Typ der Staumoränen, entstanden beim Rückzug und werden der vorletzten Eiszeit zugerechnet. Die Beziehungen zu den Terrassensystemen des Niederrheins sind schwieriger.

Von Beachtung sind die an den Vortrag anknüpfenden Bemerkungen.

E. Geinitz.

Hess v. Wichdorff: Über tiefgreifende diluviale Störungen bei Lübzin in Pommern. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **67**. 92.)

Eine Einlagerung von diluvialem Kies in selbst auch unregelmäßig gelagertem Tertiär (bei 126,5—132 m Tiefe) ebenso wie Tertiärschollen im Diluvium von Daber u. a. O. wird dadurch erklärt, daß der durch zahlreiche Staffelbrüche stark dislozierte vordiluviale Untergrund dem letzten Inlandeis in horstartig aufragenden Staffeln Widerstand bot und so in die Grundmoräne aufgenommen werden konnte. **E. Geinitz.**

P. G. Krause: *Paludina diluviana* Kunth aus dem älteren Interglazial des Niederrheins. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **66**. 1914. Monatsber. 93—97.)

In Feinsand am Örmter Berg (nördlichster Punkt des geschlossenen Endmoränenbogens) fand sich *Paludina diluviana* neben *Valvata naticina* und *Bythinia tentaculata*. Auch bei Mosbach, Tegelen und Markelo wurde *Paludina diluviana* nachgewiesen. Dieser Fund im Westen bildet eine Brücke nach Holland und England und zeigt die weite Verbreitung der *P. diluviana* (die, wie anhangsweise betont wird, nicht mehr lebend vorkommt). **E. Geinitz.**

Th. Wegner: Die nördliche Fortsetzung der münsterländischen Endmoräne. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **67**. 1915. 57—68.)

Die nördliche Fortsetzung der Münsterschen und Neukircher Bogen liegt in den Emsbürener und Lohner Bergen. An dem Aufbau der Endmoräne nehmen Tertiär und Diluvium teil, letzteres nur in fluvioglazialen Ablagerungen. Es sind nicht „Pseudoendmoränen" Martin's und nicht tektonisch struierte Erosionsformen Tietze's, sondern eine Staumoräne, in der nicht nur der Untergrund, sondern auch die am Eisrand aufgeschütteten Materialien aufgepreßt und zusammengeschoben wurden.

E. Geinitz.

L. von zur Mühlen: Zur Entstehungsgeschichte der Hochmoorseen. Der Pakkas-See in Estland. (Abh. preuß. geol. Landesanst. **78**. 1916. 88—105. 3 Taf.)

In dem Pakkasmoor, östlich Reval, liegt der Große Pakkas-See, ungefähr 700 m lang und 460 m breit. Seine steil abfallenden Ufer bestehen aus Sphagnummoor. Die Tiefenverhältnisse sind wenig abwechslungsvoll, die größte Tiefe ist 4,3 m, die Farbe des Wassers braun. Der Grund besteht aus 3—3,5 m mächtigem Faulschlamm, nur in der Nähe des Ufers aus Torf. Es ist ein „Restsee", zur Litorinazeit infolge der

Hochmoortransgression aufgestaut, während andere kleine Gewässer, der Kleine Pakkas-See u. a. als „Hochmoortümpel“ bezeichnet werden, von der Entstehung, wie sie Weber für ähnliche Bildungen annimmt, eine gewisse Alterserscheinung darstellend. **E. Geinitz.**

J. Korn: Der Rogasener See. (Jahrb. preuß. geol. Landesanst. 78. 1914. 85—87.)

Ein 5,5 km langer Rinnensee mit eigentümlichem, fast rechtwinkligem Knick am Südende [wie man sie häufig bei Seen der Moränenebene findet. Ref.]. In flacher Talsandebene gelegen, ist der See als eine ursprünglich subglazial angelegte Schmelzwasserrinne anzusehen; der Geschiebemergel der nachbarlichen Hochfläche tritt nämlich nur unter geringer Decke des Talsandes auf. **E. Geinitz.**

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: 1917

Band/Volume: 1917

Autor(en)/Author(s):

Artikel/Article: Diverse Berichte 1153-1239