

Diverse Berichte

Geologie.

Petrographie.

Kristalline Gesteine.

L. MILCH: Über Adinolen und Adinolschiefer des Harzes. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 69. 349—486. 4 Taf. 4 Fig. 1918.)

Die Wiederaufnahme der Untersuchung der von K. A. LOSSEN, EM. KAYSER und H. ROSENBUSCH erforschten Adinolen wurde durch zwei im Laufe der Entwicklung der Petrographie gemachte Erfahrungen veranlaßt: die Vergesellschaftung der Diabase und Keratophyre sowie die stoffliche Ähnlichkeit der Keratophyre und der Adinolen forderte eine Prüfung, ob ein Zusammenhang zwischen Adinolsubstanz und Keratophyrsbstanz besteht, und die wachsende Bedeutung, die eindringendem fremden Material vielfach für die Entstehung der kristallinen Schiefer zugeschrieben wird, erneute das Interesse für eine Gruppe, der ohne Zweifel durch Materialzuführung stark umgewandelte Gesteine angehören.

Als Einteilung der Diabaskontakthöfe wird vorgeschlagen:

- I. normale Kontakte ohne stoffliche Beeinflussung: Hornfels-Kontakthöfe (Beispiel Tafelberge bei Favresmith, ehem. Oranje-Freistaat), beschrieben von E. COHEN, dies. Jahrb. Beil.-Bd. V. p. 995 ff., bes. p. 251—265. 1887),
- II. stofflich beeinflusste Kontakte:
 1. Adinol-Kontakthöfe, charakterisiert durch Zunahme von Na^2O und oft von SiO^2 sowie Abnahme der zweiwertigen Metalle gegenüber dem Schiefer, bestehend aus Adinolen (Albit-Quarz-Gesteine ohne nennenswerten Schieferanteil und ohne Schiefertextur) sowie stofflich zu den Schiefen hinüberführenden Gesteinen, je nach ihrer Textur Adinolhornfelse und Adinolschiefer (Beispiel die meisten Kontakte des Harzes).

2. Natronhornschiefer-Kontakthöfe, charakterisiert durch Natronzunahme ohne Abnahme der zweiwertigen Metalle, bestehend aus Natron-Hornfelsen und Natron-Hornschiefern in verschiedenen Graden der Entwicklung (Beispiel die Kontaktgebilde des oberen Ruhrtales, beschrieben von A. SCHENCK, dies. Jahrb. 1885. I. - 402—406-).

Spilosit (und Desmosit) ist wesentlich ein textueller Begriff und bezeichnet eine Ausbildungsform, die bei verschiedenen Arten kontakt-metamorpher Beeinflussung auftreten kann. Da somit Spilosite weder geologisch noch genetisch an Adinolgesteine gebunden sein müssen, kann die Einteilung ROSENBUSCH'S in Spilosit-Adinol-Kontakthöfe und Hornschiefer-Kontakthöfe (Physiographie II. 2. p. 1302—1311) nicht beibehalten werden.

Als Typus eines Adinol-Kontakthofes wurde ein Vorkommen vom Dornkopf (Blatt Blankenburg am Harz, Steinbruch an der Straße von Rübeland nach Hasselfelde) untersucht. Das 3 m mächtige Vorkommen liegt zwischen zwei Diabaskomplexen, die verändernde Wirkung ist vom liegenden Diabas ausgegangen. Es lassen sich 3 Zonen unterscheiden: dem liegenden Diabas zunächst beginnt die erste Zone mit einem massig erscheinenden, schmutzig graugrünen dichten Gestein vom Aussehen eines feinkörnigen Eruptivgesteines, einem Adinolhornfels, der durch hellere, mit ihm innig verbundene Abarten mit schwach ausgeprägter Schieferung zu Adinolschiefern hinüberführt. Auf eine schmale Lage eines grauen, deutlich schieferigen, aber harten Gesteins, das äußerlich weiter entfernten Gesteinen gleicht, folgt die zweite Zone, gekennzeichnet durch reichliche Führung von hellen, ganz dichten, typischen Adinolen, die teils in gebänderte Adinolen und vorgeschrittene Adinolschiefer übergehen, teils sich deutlich von dunkleren, weniger vorgeschrittenen, an Tonschiefer erinnernden Adinolschiefern abheben und wesentlich in Adern, Putzen und Nestern auftreten. Den Abschluß gegen den hangenden Diabas bildet die dritte Zone, ein mehr als 1 m mächtiges Paket von äußerlich an Tonschiefer erinnernden Adinolschiefern und gehärteten Schieferen. Ein kurzer Bericht über die Vergesellschaftung dieser verschiedenen Gesteinsarten und besonders über ihr mikroskopisches Verhalten, ihre Textur und ihre ganz allmählichen Übergänge ist wegen ihrer sehr verwickelten Verhältnisse und Beziehungen nicht möglich, es muß daher auf das Original (p. 357—398) verwiesen werden; doch soll hervorgehoben werden, daß in einem gewissen Gegensatz zu dem makroskopischen Eindruck den typischen Adinolen sowohl nach dem Mineralbestand wie nach Struktur und Textur keine ausgesprochene Sonderstellung zukommt.

Das Studium der chemischen Verhältnisse der Gesteine des Adinolkontakthofes (p. 398—417) beginnt mit der Untersuchung der Gesteine des Adinolkontakthofes vom Dornkopf; die chemische

Zusammensetzung sämtlicher den Adinolkontakt zusammensetzender Gesteine (p. 405, 406) gibt die Tabelle an. Unter XII ist ihr die Zusammensetzung eines unveränderten Tonschiefers beigelegt, der aus nächster Nähe des keinen völlig unveränderten Schiefer enthaltenden Aufschlusses, aus einer auf den hangenden Diabas folgenden Tonschiefermasse stammt und der übereinstimmend mit anderen teils neuen, teils schon veröffentlichten Analysen von Tonschiefern aus dem Harz hohen Tonerde-Überschuß, viel Eisen und beträchtliche Mengen von Magnesia, wenig Kalk und wenig Natron aufweist (p. 398—404). Während bei dem Dornkopfgestein und manchen anderen der Tonerde-Überschuß bei an sich nicht großer Menge von Al^2O^3 durch den geringen Alkali- und Kalkgehalt herbeigeführt wird, besitzen andere Harzer Tonschiefer einen hohen Gehalt an Tonerde; als Beispiel soll die Zusammensetzung des Tonschiefers vom Gitzhügel bei Hasselfelde (Anal. XIV) angeführt werden. Die Analysen sind zonenweise, nach zunehmender Entfernung von dem die Umwandlung hervorrufenden Diabas angeordnet; sie bestätigen den mikroskopischen Befund in bezug auf das Fehlen einer scharfen Grenze zwischen den Adinolen und den übrigen Gesteinsgruppen, mit denen diese durch Übergänge verbunden sind, und zeigen die auffallende Tatsache, daß die dem Diabas zunächst liegenden Adinolhornfelse der Zone I nach ihrer stofflichen Zusammensetzung dem Tonschiefer weitaus am nächsten stehen. Bei ihnen sind die allen Gliedern des Aufschlusses gemeinsamen Züge, gegenüber dem Tonschiefer beträchtlich höhere Werte für Natron und, wenn auch zu sehr ungleicher Höhe, ansteigende Mengen von SiO^2 , Zurücktreten von Eisen, Magnesia, Wasser und organischer Substanz, die natürlich am stärksten bei den typischen Adinolen der Zone II hervortreten, am schwächsten entwickelt, schwächer sogar, als bei den tonschieferähnlichen Adinolschiefen der Zone III; auch mineralogisch kommen die trotz starker struktureller und textureller Umwandlung stofflich engen Beziehungen der Adinolhornfelse zu den Tonschiefern in dem beträchtlichen Chloritgehalt zum Ausdruck, den sie im Gegensatz zu den Adinolen mit den Tonschiefern teilen.

Eine Zusammenstellung von Analysen typischer Harzer Adinolen zeigt für jede von diesen eine bis in das Einzelne gehende Übereinstimmung mit der Zusammensetzung von Quarzkeratophyren, die der Literatur entnommen wurden (p. 408—411); man könnte daher etwa an eine magmatische Spaltung des Stammagmas unmittelbar vor der Intrusion denken und die Adinolen gewissermaßen als saures Salband eines gemischten, in der Hauptsache aus Diabas bestehenden Magmas deuten; auch könnte der leichtere saure Anteil der Intrusion der diabasischen Hauptmasse vorangehen und auf diese Weise das Auftreten der typischen Adinolen nicht unmittelbar am Diabaskontakt, sondern in Form unregelmäßiger Gänge und Putzen innerhalb anderer Kontaktgesteine erklärt werden. Auch die Möglichkeit, die Adinolisierung auf ein saures Gangfolge des Diabases zurückzuführen, kann nicht unmittelbar von der Hand gewiesen werden: ein saurer Rest, der den bereits erstarrten basischen

Zone II

Zone I

	Zone I			Zone II				
	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.
SiO ²	Dunkel-grünlich-grauer Adinolhornfels	Hellgrauer Adinolhornfels	Hellgrauer Adinolhornfels	Adin.-Schiefer tonsch.-ähnlich aussehend, Grenze v. Zone I u. II	Helle Adinole	Helle Adinole mit dunkler (VII) engverbunden	Dunkle Adinole mit heller (VI) engverbunden	Hochentw. Adinolschiefer (gebänderte Adinole)
TiO ²	64,47	67,16	70,92	60,85	79,60	80,60	76,47	70,75
Al ² O ³	0,70	1,16	0,50	0,57	0,15	0,09	0,27	0,16
Fe ² O ³	15,77	12,74	13,06	16,27	13,78	10,21	12,58	16,79
FeO	Sp.	1,20	4,42	1,04	0,18	1,53	0,48	0,59
MnO	4,02	4,18	—	5,19	0,25	Sp.	0,97	1,53
MgO	n. best.	n. best.	—	0,16	n. vorh.	n. best.	n. best.	n. best.
CaO	3,39	2,51	—	4,17	0,06	Sp.	0,14	1,26
Na ² O	1,43	1,94	—	1,28	0,71	0,60	0,48	0,40
K ² O	5,93	5,26	—	6,50	5,18	6,19	5,96	7,66
H ² O +	1,21	0,76	—	0,65	1,50	0,78	1,69	1,03
H ² O —	2,38	2,28	—	2,35	0,27	0,30	0,51	0,88
Gl.-V.	0,13	0,08	—	0,37	Sp.	n. vorh.	0,01	0,06
P ² O ⁵	0,48	0,69	—	—	—	0,05	0,20	0,09
SO ³	n. best.	n. best.	{ 0,14	{ 0,12	{ n. vorh.	{ n. best.	{ n. best.	{ n. best.
Cl	n. best.	n. best.	{ —	{ nicht vorh.	{ —	{ —	{ —	{ —
CO ²	0,00	starke Sp.	{ —	{ —	{ Sp.	{ n. vorh.	{ Sp.	{ n. vorh.
Org. Subst.	n. best.	—	{ —	{ —	{ n. vorh.	{ n. vorh.	{ n. vorh.	{ —
	99,91	99,96	—	99,52	101,68	100,35	99,76	101,20

* Cl

	Zone III			Außerh. der Kontaktzone	
	IX.	X.	XI.	XII.	XIV.
	Adinol- schiefer	Adinolsch. ton- schiefer- ähnlich	Gehärteter Schiefer (Ein- lagerung)	Unverän- deter Tonschiefer	Tonschiefer Gitzhügel bei Hasselfelde
Si O ²	69,51	66,26	71,93	59,50	57,67
Ti O ²	0,37	—	—	0,80	1,10
Al ² O ³	15,78	—	—	13,61	20,69
Fe ² O ³	Sp.	—	—	3,55	3,94
Fe O	2,40	—	—	5,96	3,83
Mn O	n. best.	—	—	0,16	0,43
Mg O	1,43	—	—	5,14	2,66
Ca O	0,54	—	—	1,38	0,50
Na ² O	7,68	4,43	2,22	2,13	1,21
K ² O	0,58	1,17	3,76	1,59	3,02
H ² O +	1,44	—	—	4,41	4,15
H ² O —	0,01	—	—	1,36	0,59
Gl.-V.	0,26	—	—	—	0,48
P ² O ⁵		—	—	0,18	0,17
SO ³	} n. best.	} —	} —	n. vorh.	n. vorh.
Cl				Sp.	n. vorh.
CO ²	n. vorh.	—	—	Sp.	—
Org. Subst. . .	vorh.	—	—	C 0,61	—
	100,00	—	—	100,38	100,44

Hauptteil schwammartig erfüllt, könnte durch Druck in das Nebengestein hineingequetscht worden sein. Eine derartige Spaltung oder Restbildung kann sich ebenso bei natronreichen essexitischen wie bei gewöhnlichen Diabasen einstellen; tatsächlich gelang es im Diabas vom Gitzhügel (im südöstlichen Teile des Blattes Elbingerode, nordnordwestlich von Hasselfelde und südlich vom Westende von Rübeland) hellgraue feinkörnige Schlieren aus Albit, Quarz und Hornblende bestehend aufzufinden. Zum Vergleich werden auch die Verhältnisse der Adern von „aplitic soda granite“ in den Diabasen des Cobaltdistrikts, Ontario, herangezogen (vgl. dies. Jahrb. 1913. I. -95—96-; p. 412—417).

Auch gewisse Beziehungen zwischen der Adinole und den übrigen Kontaktgesteinen des Dornkopfs (p. 417—426) legen zunächst die Herkunft der Adinole aus einem keratophrischen Spaltungsprodukt nahe, besonders die enge Verknüpfung von Adinole und Schiefer und namentlich die makroskopisch und mikroskopisch festzustellende Durchaderung. Die mikroskopische Struktur der Adinolen könnte dann als sekundär durch Entglasung entstanden aufgefaßt werden und klastische Gemengteile sowie Tonschieferreste könnten bei dieser Annahme als Einschlüsse aus dem intrudierten Gestein gedeutet werden. Gegen

diese Annahme sprechen jedoch bei näherer Prüfung eine Reihe von Gründen: die Unmöglichkeit einer Berechnung der Zusammensetzung der Adinolschiefer nach Art von Mischgesteinen aus Schiefer und der (gegebenenfalls dem quarzkeratophrischen Magma entsprechenden) Adinole, die, wenn man von dem grünen Adinolhornfels zunächst absieht, im günstigsten Fall zu unwahrscheinlichen Verhältnissen führt, vielfach sich aber gar nicht ausführen läßt, wenn das „Mischgestein“, wie die „gebänderte Adinole“ VIII oder der „Adinolschiefer“ IX mehr Na^2O und mehr Al^2O^3 als die Adinole und der Tonschiefer enthalten (p. 418—422), ferner das Ergebnis der mikroskopischen Untersuchung, daß die den Schiefer verändernde Substanz nicht auf offenen Spalten, sondern offenbar auf tektonisch geschwächten Partien in den Schiefer eingedrungen ist (p. 422, 423) und schließlich eine sehr charakteristische Streifung der Adinolen selbst.

Diese bisher wenig beachtete Streifung (nicht zu verwechseln mit den vielfach beschriebenen, durch dünne Lagen und Häutchen von Tonschiefer in den Adinolen hervorgerufenen Erscheinungen) wird durch das Auftreten kleiner trüber Körnchen in parallelen Lagen sowie durch wechselnde Korngröße in Verbindung mit der größeren oder geringeren Häufigkeit der trüben Körnchen erzeugt und läßt vielfach ihre direkte Abhängigkeit von der Schieferflaser erkennen. Durch diese Streifung — und durch sie allein — ist die Entstehung auch der typischen Adinolen aus Tonschiefer einwandfrei bewiesen; diese Streifung findet sich teils schon im Handstück oder im Dünnschliff mit unbewaffnetem Auge, immer aber, nachdem man auf sie aufmerksam geworden, im Mikroskop sichtbar, bei allen Adinolen des Harzes, auch bei den hellsten, dichtesten, durchaus massig erscheinenden (Dornkopf, Gitzhügel, Allrode, Neues Gehege an der Poststraße von Wippra und Sangerhausen, Forstort Lindla südlich Elend, Sektion Elbingerode, jede durch Blättchen und Flatschen bräunlichen Biotits hervorgebracht). Die chemische Zusammensetzung dieser typischen Adinolen — sie erscheint rein quarzkeratophrisch, ohne daß irgend ein Schieferanteil chemisch nachweisbar wäre — läßt den Vorgang der Adinolisierung mit der Pseudomorphosenbildung der Minerale vergleichen, wobei zu untersuchen ist, aus welchen Quellen die Stoffe herrühren, aus denen sich die Adinolen aufbauen, welcher Anteil dem Schiefer entstammt, welcher Anteil zugeführt ist und welche Stoffe dem Schiefer gleichzeitig entzogen sind: die Ähnlichkeit zwischen Adinolen und Quarzkeratophyren hat sich als eine Konvergenzerscheinung erwiesen.

Bei der Besprechung der Entstehungsweise der Adinolgesteine (p. 426—447) weist Verf. zunächst die für die oben erwähnten kanadischen Vorkommen von N. L. BOWEN im Jahre 1910 ausgesprochene Ansicht zurück, die aus dem Diabas in das Sediment eindringenden Massen hätten das Sediment völlig verflüssigt und gleichzeitig alle nicht zum Aufbau von Albit und Quarz geeigneten Stoffe fortgeschafft; ein Teil der verflüssigten Massen sei dann in das Diabasmagma eingedrungen, habe

dort „Granophyr“putzen hervorgerufen, aus der verflüssigten Adinol-Granophyrmasse habe sich durch Differentiation ein reines Albitgestein gebildet und aus dem wasserreichen sauren Rest des „Granophyrs“ hätten sich die aus Quarz und Albit bestehenden Aplitadern gebildet, die den Granophyr und Diabas durchsetzen und somit ihrer Herkunft nach aus dem Hangenden in den Diabas eingedrungen seien. Auch in einer späteren Arbeit (dies. Jahrb. 1917. -153—157-) nimmt BOWEN noch einen Stoffaustausch zwischen Granophyr und Sediment an, obwohl er jetzt den Granophyr als sauren Rest des basischen Magmas anspricht. In seinen früheren Arbeiten hatte K. A. LOSSEN die Adinolisierung als einen im modernen Sinne postvulkanischen Vorgang betrachtet und denkt an „direkte Neubildungen aus heißen Quellen, die auf der durch Zusammenziehen der erkaltenden Eruptivmasse erweiterten Gesteinsscheide zwischen Nebengestein und Diabas spielten, und teils auf dieser Gesteinsscheide direkte Absätze erzeugten, teils zwischen die Schichten des Nebengesteins eindringend, dasselbe imprägnierten und hierdurch seine Umwandlung stofflich beeinflussten“ (dies. Jahrb. 1873. -874-); in seinen späteren Untersuchungen gelangt er zu der Annahme, daß auf eine primäre Kontaktmetamorphose eine spätere Dislokationsmetamorphose gefolgt sei und daß „Zerlegungsprodukte des Diabas selber . . . auf dem Wege der Regionalmetamorphose an Stelle der ursprünglichen Substanz der unveränderten Diabas-Kontaktmetamorphose getreten“ seien (dies. Jahrb. 1888. II. -412-). Gegen die spätere Ansicht LOSSEN's spricht mit aller Bestimmtheit die chemische Zusammensetzung der sich aus dem Diabas durch Dynamometamorphose entwickelnden Lösungen im Vergleich mit der Zusammensetzung der Schiefer und der Adinolen, die scharfe Grenze zwischen Diabas und Adinolen, das Fehlen aller Übergangserscheinungen im Diabas und schließlich der geringe Wirkungsbereich sowie die überraschende Gleichmäßigkeit der Einwirkung bei verschiedenen und der schnelle Wechsel der Art der Beeinflussung bei dem gleichen Vorkommen, wofür die LOSSEN'schen Lösungen keine Erklärung darbieten.

Die am meisten verbreitete Erklärung rührt von EM. KAYSER her, der aus dem im „Eruptionszustande in einem vom heißen Schmelzflusse weit entfernten, stark durchwässerten Zustand“ befindlichen Diabas „heiße, mit mannigfachen Stoffen, in unserem Falle besonders mit dem chemisch so wirksamen Natronsilikat beladene Wasser unter hohem Druck in die angrenzenden Sedimente“ eindringen läßt und auch an die Mitwirkung von Quellen denkt, deren Temperatur „gar nicht einmal ungewöhnlich hoch“ angenommen wird, „in Begleitung und als Nachspiel der Diabas-eruption“, während „chemische Neubildungen sehr wahrscheinlich durch einen noch wesentlich plastischen Zustand des Sediments erleichtert“ wurden (dies. Jahrb. 1870. -495—496-).

Verf. möchte im Gegensatz zu K. A. LOSSEN einen noch innigeren Zusammenhang mit den magmatischen Vorgängen annehmen, für den die Zunahme der Tonerde an einigen Kontaktgebilden, die enge Begrenzung der Kontaktzone in Verbindung mit der überaus starken Veränderung einzelner Teile unmittelbar am Diabas oder in dessen Nähe

und die Beschaffenheit der unmittelbar am Diabas auftretenden, von den eigentlichen Adinolen verschiedenen Adinolhornfelszone des Dornkopfkontakttes sprechen. Die große Fluidität des Wassers bei hohen Temperaturen müßte, wenn ausschließlich überhitzte wässerige Lösung in die Schiefermasse hineingepreßt worden wäre, eine räumlich viel größere Verbreitung der Kontakterscheinungen veranlaßt haben und könnte ebensowenig den Gegensatz zwischen den typischen Adinolen und anderen Gliedern des Kontakthofes wie die Anzeichen gewaltsamen Eindringens (Störung, Aufwölbung und Fältelung der Schieferflaser) erklären, wohl aber erklären sich alle Erscheinungen durch die Annahme eines wasserreichen und hierdurch verhältnismäßig leichtflüssigen Teilmagmas, das aber von einer wässerigen Lösung noch weit entfernt ist. Dann erweist sich der grüne Adinolhornfels mit seinem hohen Gehalt an Eisen und Magnesia, seinem Ansteigen der Tonerde (3 % mehr als der unveränderte Schiefer) als ein von dem nicht übermäßig sauren albitreichen Partialmagma durchtränkter Schiefer mit verhältnismäßig geringem Stoffaustausch und entsprechend geringer Fortführung von Bestandteilen durch den wieder austretenden pyrohydatogenen Rest; dieser Vorgang des Stoffaustauschs ist schon deutlicher bei dem grauen Adinolhornfels und macht sich in sehr viel höherem Grad bei der gebänderten Adinole (VIII) und den eigentlichen Adinolschiefern (IV und IX) geltend, die aber durch die Zunahme der Tonerde zeigen, daß auch bei ihnen ein Teil des Albits den eindringenden Massen unmittelbar entstammen muß. Je mehr sich das Produkt der Metamorphose den typischen Adinolen nähert, desto mehr wird Magnesia und Eisen fortgeführt, Natron und SiO_2 zugeführt und desto mehr tritt der magmatisch gebildete Albit hinter dem aus Tonsubstanzen durch Natronzuführung entstandenen zurück, um bald ganz zu verschwinden, wie das starke Sinken der Tonerde zeigt (Anal. V, VI, VII); alle diese verschiedenen und teilweise entgegengesetzten, aber für den Diabaskontakt charakteristischen Eigenschaften klingen in den weniger veränderten Schiefen der Zone III ab. Es werden somit zwei genetisch zusammenhängende, aber doch verschieden beschaffene Wirkungen der Diabasinjektion unterschieden, eine mehr magmatische Beeinflussung durch ein saures Partialmagma von aplitischer Zusammensetzung (typisch für die Bildung des Adinolhornfels) und eine mehr pyrohydatogene Einwirkung, durch die die typischen Adinolen entstehen; beide gehen schließlich in eine hydrothermale Beeinflussung des Schiefers über, die sich durch Härtung und Spilositbildung bemerkbar macht und zu unveränderten Schiefen hinüberführt. Der Umstand, daß sich aus dem glimmerigen und tonigen Anteil des Schiefers Albit entwickelt, beweist, daß die eindringende Masse einen Überschuß von Natron, der unabhängig von Tonerde ist, enthalten haben muß¹; wahrscheinlich hat sich

¹ Einen Natronüberschuß in dem hier angenommenen Sinne besitzen an Sodalith, Cancrinit und verwandten Mineralen reiche Gesteine; ein

der Natronüberschuß bei der Spaltung des Hauptmagmas in das basische, an Kalk und Tonerde reiche Diabasmagma und in den natronreichen sauren Anteil in diesem eingestellt.

Für diese Auffassung spricht der an einem gehärteten Schiefereinschluß an der Straße von Allrode nach Treseburg (im Tal der Luppode an der Grenze des Blattes Hasselfelde) geführte Nachweis, daß aus dem Diabas Natron unabhängig von der Tonerde und von SiO_2 in den Schiefer eingedrungen ist. Der gehärtete, in ein Chlorit-Albitgestein umgewandelte Schiefer (Anal. XV) erweist seine Zugehörigkeit zu dem benachbarten unveränderten quarzarmen chlorit- und glimmerreichen Schiefer (Anal. XIII) durch vollständige Übereinstimmung der Textur; chemisch unterscheiden sich beide Gesteine wesentlich nur durch den Reichtum an Na_2O und das völlige Zurücktreten des K_2O im Einschluß im Vergleich zum Schiefer:

	XIII. Unveränderter Schiefer Luppodetal	XV. Schiefereinschluß im Diabas Luppodetal
SiO_2	57,08	53,81
TiO_2	0,89	1,03
Al^2O_3	16,62	17,76
Fe^2O_3	4,03	5,52
FeO	6,30	5,61
MnO	0,60	0,31
MgO	3,40	4,70
CaO	0,78	0,92
Na_2O	2,29	5,89
K_2O	3,51	0,15
$\text{H}^2\text{O} +$	3,69	3,67
$\text{H}^2\text{O} -$	0,49	0,29
P^2O_5	0,13	0,34
SO_3	n. vorh.	n. vorh.
Cl	Sp.	Sp.
CO_2	Sp.	Sp.
C	0,50	0,42
Sa. . .	100,31	100,42

Offenbar ist das im Schiefer vorhandene Kali molekular durch Natron ersetzt worden:

	Schiefer XIII.	Einschluß XV.
K_2O	0,0566	0,0016
Na_2O	0,0369	0,0950
Sa. . .	0,0935	0,0966

reichliches Vorkommen von Na im Magma, das bei der Verfestigung im Magma nicht festgehalten wird, beweisen Chlornatrium-Exhalationen vulkanischer Gesteine wie der weit verbreitete hohe Natriumgehalt juveniler Thermen — derartigen, in ihrer quantitativen Bedeutung vielfach stark unterschätzten Vorgängen verdankt indirekt wohl das Meerwasser einen Teil seines Natriums.

Gleichzeitig hat das aus dem erstarrenden Magma in den Schiefereneinschluß eindringende Wasser eine Umkristallisation hervorgerufen und aus dem Glimmer des Schiefers mit Hilfe des zugeführten Natrons den Albit des Einschlusses aufgebaut. [Systematisch würde der Einschluß auf Grund der oben angegebenen Einteilung der Diabaskontaktgesteine zur Gruppe der Natron-Hornschiefer gehören.]

Die Frage nach den Zuführungswegen der die Adinolisierung hervorrufenden Stoffe gab zur Untersuchung der in den Kontaktgesteinen auftretenden Klüfte, Gängchen und Spältchen Veranlassung. Verhältnismäßig breite, geradlinig verlaufende Spalten erweisen sich nach Gangfüllung und nach Einschlüssen von adinolisiertem Nebengestein als zweifellos jünger als die Adinolisierung; das Gleiche gilt von unregelmäßig gestalteten Klüften und langgezogenen Räumen, die mit den Gängen vielfach in direktem Zusammenhang stehen und wesentlich von Quarz und Albit in größeren Individuen, als sie in den Adinolen auftreten, erfüllt sind. (Auf diese Klüfte beziehen sich offenbar die Angaben vom Auftreten „gröberkörniger Trümer“, nach F. ZIRKEL sogar „gröberkörniger Primärtrümer“ in der Literatur; da sie zweifellos jünger als die Adinolisierung sind, so ist der aus ihrer Zusammensetzung auf die mineralogische Zusammensetzung der Adinolen gezogene Schluß nicht gerechtfertigt.) Vereinzelt auftretende, unregelmäßig verdrückte Quarzgängchen wesentlich in den weniger stark veränderten Gesteinen, die ganz unregelmäßig durch das Gestein laufen, sind offenbar älter als die Adinolisierung; hingegen stehen nur bei gekreuzten Nicols beobachtbare dünne Streifen, hervorgerufen durch ganz kleine Albite, die ohne scharfen Gegensatz zur Textur der Kontaktgesteine längs mehr oder weniger gerade verlaufenden Linien angeordnet sind, mit der Entstehung der Kontaktgebilde wohl in engstem Zusammenhang: auf feinen Rissen drangen hier die Stoffe, die das Schiefermaterial in Albit umwandelten, quer und unregelmäßig gegen die Textur-ebenen des Schiefers ein, und die gleichen Vorgänge spielten sich gleichzeitig unverhältnismäßig leichter parallel den Texturflächen ab.

Ein Vergleich der Dornkopf-Kontaktgesteine mit anderen Diabaskontakten (p. 451—476), besonders den von EM. KAYSER analysierten Vorkommen, zeigt bei den Kontaktgesteinen des Mittelkopfs, einer dem Dornkopf benachbarten Höhe, für die dem Diabas zunächst liegenden Gesteine die Verhältnisse der Zone I des Dornkopfs; es sind Adinolhornfelse, während die weiter entfernten Gesteine den Charakter nicht sehr weit fortgeschrittener Adinolschiefer tragen. Hingegen erwies sich ein am Nordwestabhang des Mittelkopfs auftretendes, durchaus wie eine schwarze Adinole aussehendes Kontaktprodukt als verkieselter Schiefer, der als solcher gar nicht in die Adinolreihe gehört, wie Analyse XVI ergab: SiO_2 88,66, TiO_2 0,15, Al_2O_3 2,95, Fe^2O_3 3,41, FeO 1,18, MnO 0,14, MgO 0,81, CaO 0,48,

Na²O 0,67, K²O 0,79, H²O + 1,01, H²O — 0,07, P²O⁵ 0,24, CO², SO³, Cl nicht vorhanden; Sa. 100,56.

Die neuere Harzgeologie hat gelehrt, daß eine Reihe der veränderten Schiefer dem Silur angehören; die spärlichen, bisher bekannt gewordenen Analysen unveränderter Silurschiefer aus dem Harz, vermehrt durch die Untersuchung eines schwarzgrauen ebenflächigen Silurtonschiefers vom Teich nahe beim Rabenstein bei Hasselfelde (Anal. XVII) zeigen keinen durchgreifenden Unterschied gegenüber den Wissenbacher Schiefen — möglicherweise spielen unter ihnen kalireichere Gesteine nach Art des von EM. KAYSER analysierten Silurtonschiefers von Allrode eine etwas größere Rolle, wofür auch einzelne stark veränderte, gleichfalls von EM. KAYSER analysierte Kontaktgebilde vom Rabenstein zu sprechen scheinen. Die mikroskopische Untersuchung der sehr harten hellgrauen Adinole von Allrode ergab, daß sie überraschend viel von dem ursprünglichen Sediment übrig behalten hat; klastisch begrenzte Quarze und Feldspate, in Chlorit umgewandelte Biotitfetzen mit Rutilnadelchen und häufig noch mit dem Quarz und Feldspat verwachsen; auch größere Rutilkristalle, die Verf. entgegen den älteren Angaben in den Adinolen niemals sah, stammen offenbar aus dem den Tonschiefer aufbauenden Granit- oder Gneisdetritus. Ein anderes hellgraues Kontaktgestein vom Aussehen eines dichten quarzitisches Sandsteins läßt sehr deutlich die Zuführungswege der die Adinolisierung hervorrufenden Mineralisatoren erkennen; in diesem Gestein findet sich Anatas in steilen Pyramiden mit Vorliebe in Verbindung mit Biotitresten, aus dem es sich offenbar durch Zersetzung, unabhängig von der Adinolisierung gebildet hat.

Die Untersuchung der Kontaktgesteine vom Rabenstein bei Hasselfelde lieferte das sehr interessante Ergebnis, daß sich hier unmittelbar am Diabas Adinolen gebildet haben, während die weiter vom Diabas entfernten, schwächer veränderten Gesteine weder mikroskopisch noch chemisch die Züge der Adinolschiefer tragen, sondern als Natron-Hornschiefer bezeichnet werden müssen, da bei ihnen mit der Zuführung des Natron keine Abfuhr von Eisen und Magnesia, wahrscheinlich auch nicht von Kali verbunden war; auch SiO² hat nur in geringem Grade zugenommen.

Die Besprechung der Natron-Hornfelse und Natron-Hornschiefer aus dem oberen Ruhrtal (nach A. SCHENCK, dies. Jahrb. 1885. I. -402-) führt schließlich zu dem Ergebnis, daß der Unterschied nicht, wie ROSENBUSCH annahm, auf texturellem Gebiet zu suchen ist, sondern sich im chemischen Verhalten äußert. Wie A. SCHENCK erkannte, treten hier bis zu völligem Verschwinden alle Vorgänge zurück, die bei der Entstehung der typischen Adinolen dem Gestein „die Basen“ entführten, ebenso fehlen (entgegen der Annahme SCHENCK's) alle Anzeichen für eine Zuführung von Feldspatsubstanz, durch die die Harzer Adinolhornfelse gekennzeichnet sind. Beide Umstände erklären auch, daß der Grad der Umwandlung gewöhnlich nicht so stark ist wie dies bei den Adinolkontakten der Fall ist.

Für das Alter der Diabasintrusionen des Harzes (p. 476—482) war bisher die Auffassung LOSSEN's maßgebend, die Diabase seien vor der Faltung des Harzes zwischen die Schichten eingedrungen; EM. KAYSER schloß aus den geologischen Verhältnissen, „daß die Diabase zu einer Zeit in die Sedimente eindrangen, als diese noch plastisch genug waren, um ihnen kein großes Hindernis entgegenzusetzen“ — ihr plastischer Zustand hat nach seiner Auffassung die chemischen Veränderungen im Diabaskontakt erheblich erleichtert. Während früher den Diabasen sämtlich das Alter der Wissenbacher Schiefer (unteres Mitteldevon) zugeschrieben wurde, zwischen denen sie eingebettet sind, führte später die entsprechende genetische Auffassung dazu, für einen Teil der Diabase, deren Hangendes und Liegendes als Silur erkannt wurde, neben der devonischen auch eine silurische Intrusion anzunehmen. R. LEPSIUS wies im Gegensatz hierzu den Harzer Diabasen als Eruptionszeiten das Alter der Stringocephalen- und der oberdevonischen Schichten zu, weil dem unteren Mitteldevon Diabastuffe nach seiner Annahme fehlen — die von F. RINNE aus den Goslarer Schichten beschriebenen Bomben (dies. Jahrb. Beil.-Bd. X. p. 363 ff., bes. p. 380 ff.) erkennt er als einen Beweis für Effusionen nicht an; trotzdem nimmt auch er einen weichen Zustand der Sedimente beim Eindringen der Diabase an. [Gegen seine Beweisführung ist geltend zu machen, daß Intrusionen sehr wohl ohne gleichzeitige Effusionen stattfinden können und daß andererseits in der vorliegenden Arbeit echte Ströme mit Mandelsteintextur, begleitet von echten, teilweise palagonitähnlichen Tuffen aus den Wissenbacher Schiefen der Trageburg (zwischen Rappbode und Großem Mühlental, Blatt Elbingerode) beschrieben wurden (p. 448 ff.).]

Diesen Altersbestimmungen steht der hier geführte Nachweis entgegen, daß die Sedimente schon geschiefert waren, als der Diabas eindrang und die Schiefer metamorphosierte; die Intrusion muß also erheblich jünger sein als die Bildung der Sedimente. Es erübrigt sich hierdurch die Annahme silurischen Alters für in Silurschiefer eingedrungene Diabase; man könnte die einzelnen Diabasergüsse zwischen den Wissenbacher Schiefen ebenso wie die Keratophyrtuffe für Vorläufer der gewaltigen Diabaseffusionen des oberen Mitteldevon und Oberdevon ansprechen und die die Adinolisierung hervorruhenden Intrusionen als gleichalterig ansetzen, falls man annehmen kann, daß die mitteldevonischen Sedimente spätestens schon vor dem Auftreten der oberdevonischen Diabase Schiefer-
textur erhalten hatten. Dem Verf. erscheint es wahrscheinlicher, für die intrusiven Diabase ein jüngerer Alter anzunehmen und sie, unabhängig von den spärlichen Wissenbacher und den reichlichen Ergüssen des oberen Mittel- und Oberdevon, in einen Zusammenhang mit der wesentlich obercarbonischen Faltung des Harzes zu bringen. Als ein Produkt vulkanischer Tätigkeit im Culm könnte man als Bindeglied zwischen die oberdevonischen Effusionen und die obercarbonischen Intrusionen einen Teil der sog. „culmischen Adinolen“ einschieben, unter denen sich chemisch mit Quarzkeratophyrtuffen, Tuffiten und Porphyroiden vollständig übereinstimmende Gesteine finden, die, wie die Adinolen

von Lerbach dem Verf. zeigten, tatsächlich auch mikroskopisch eine Beteiligung von Quarzkeratophyrtuffen an ihrem Aufbau erkennen lassen.

Tuffähnlich aussehende Lagen finden sich übrigens gelegentlich auch in den echten typischen Kontaktadinolen, auf die man die Bezeichnung „Adinole“ wohl zu beschränken hat, und derartige Vorkommen führten während des Verlaufs der Arbeit immer von neuem zur Prüfung, ob es nicht möglich sei, die Beziehungen der Diabase zu ihren Nebengesteinen durch die Annahme zu erklären, daß die Diabase in ihrer Mehrzahl nicht intrusiv, sondern submarine Ergüsse auf die adinolartigen Gesteine den Diabas begleitende saure Tuffmassen seien; entscheidend spricht gegen diese wie gegen jede ähnliche Deutung der unzweifelhafte Nachweis, daß die Schieferung der Gesteine der den gegenwärtigen, für die Adinolgesteine charakteristischen Bestand schaffenden Ummineralisierung unbedingt voran gegangen sein muß, während die scheinbare Tuffähnlichkeit sich durch klastische Bestandteile des umgewandelten Tonschiefers und Durchschnitte durch stark gefaltete Tonschieferblättchen und -lagen in der Adinole erklärt (p. 448—450).

Der von O. H. ERDMANNSDÖRFFER geführte Nachweis des Vorkommens essexitischer Diabase im Harz, die Beziehung der Harzer Diabase zu Keratophyren, der Nachweis, daß die die Schiefer adinolisierenden Diabase ursprünglich einen höheren Natrongehalt besessen haben müssen, Erscheinungen, mit denen man auch das von LOSSÉN als charakteristisch für die „Regionalmetamorphose in der SO-Zone“ stark betonte Auftreten albitführender Quarztrümer als Beweis für eine Zuführung von SiO_2 und Na_2O während oder nach der Schieferung der alten Sedimente in Verbindung bringen kann, veranlaßt eine Prüfung der Stellung der Harzer Diabase im System der Eruptivgesteine (p. 482—485). Verf. vermag trotz aller auf einen höheren Natrongehalt hinweisender Umstände, trotz der Verknüpfung mit Ägirin und Alkalamphibol enthaltenden Keratophyren und trotz des Analcims, des Arfvedsonits und der Ägirinsäure der Diabase des Bruchberg-Ackerzuges für das Stammagma dieser Gesteine keine Annäherung an die Alkalireihe zu erkennen und möchte auch die Verwandtschaft mit monzonitischen Magmen nicht zu stark betonen. Abspaltung eines diabasischen Gesteins aus einem dioritischen Magma bewirkt das Übrigbleiben eines keratophyrischen Teilmagmas oder eines an Na_2O und SiO_2 reichen Restes; daher kann sowohl der diabasische Teil gelegentlich reicher an Na_2O sein, als man es gewöhnt ist, und die Anwesenheit eines Feldspatvertreter, eines Alkalipyroxens oder Alkalamphibols in einem der natronreicheren Partialgesteine beweist nichts für die Natur des Gesamtmagmas. Vielleicht wird überhaupt die symptomatische Bedeutung dieser Gemengteile überschätzt, wenn man auf ihr gelegentliches Auftreten in geringer Menge entscheidendes Gewicht legt.

In der Harzer Diabas-Keratophyr-Gruppe könnte man somit die Produkte eines oder mehrerer, zeitig von einem Stammagma der Alkali-Kalk-Reihe abgespaltenen und räumlich getrennter Teilmagmen erblicken, die sich durch ihre Abtrennung petrographisch und geologisch abweichend

entwickelt haben. Schon in der Devonzeit könnten sie dann weiter gespaltene Effusivbildungen, vielleicht auch spärliche Intrusivbildungen geliefert haben, während der sehr beträchtliche Rest dieser Teilmagmen zwar noch vor der Granit-Gabbro-Reihe des Hauptmagmas, aber doch erst während der carbonischen Faltung in die schon zu Schiefen umgewandelten Sedimente intrudiert wurde und diese im Kontakt in Adinolen und verwandte Gebilde umwandelte.

Milch.

A. Lacroix: Über die Umbildung einiger basischer Eruptivgesteine zu Amphiboliten. (Compt. rend. 164. 1917. 69—74.)

I. Verf. zeigt, wie kristalline Schiefer aus primären Eruptivgesteinen auf paramorphem Wege, d. h. ohne wesentliche Änderung der chemischen Zusammensetzung gebildet werden können, also Orthogneis-Bildungen entsprechen. Von Aveyron (bei Arvicu) kennt man einen Hypersthenfels, welcher von einem Serpentinestein durch eine amphibolitische Zone getrennt ist; nach BERGERON (Ann. Soc. Géol. Paris. 22. I. 1889. 282) ist dieser Amphibolit aus dem Hypersthenit hervorgegangen. Das Hypersthenestein enthält noch etwas Plagioklas und Pyrrhotin. Der Hypersthenit ist mechanisch stark beansprucht, das Gestein zeigt infolgedessen kataklastische Textur; aber auch eine chemische Umänderung läßt sich aus der Saussuritisierung des Plagioklas schließen; so entwickelte sich ein Aktinolith-Zoisit-Gemenge im Feldspat. Der Hypersthen geht in Anthophyllit über, ferner erscheinen poikilitisch Granatkristalle, endlich Granoblasten von Albit. Die eisenhaltigen Einschlüsse des Hypersthens bewahren noch lange den Umriss des verschwundenen Pyroxens, endlich können auch diese unter Zurücklassung von etwas Rutil verschwinden. Die Umwandlung des Hypersthens geht auch auf Quersprüngen in Anthophyllit mit Granat und Albit vor sich. Analysen: 1. Hypersthenit [IV (V). (1) 2. 1. 1. (1) 2]; 2. Norit [III'. '5. 4'. 4—5]; 3. Amphibolit.

Bemerkenswert ist die Übereinstimmung von Analyse 2 und 3.

II. Im Südwesten des Vulkanmassivs von Ankaratra (Madagaskar) finden sich zahlreiche melanokrate Gänge mit gabbroiden Gesteinen (mit oder ohne Olivin und Hypersthen), die als Websterite anzusprechen sind. In dem stark kataklastisch umgewandelten Pegmatit von Tsamaranga erscheint der eingelagerte Websterit kaum beansprucht, ist aber lokal in schieferigen Amphibolit umgewandelt. Der unveränderte schwarzgrüne Fels enthält Bronzit, Diallag, oft poikilitisch mit Hornblende durchwachsen, dazu etwas Bytownit, der Amphibolit führt ausschließlich blaßgrüne Hornblende mit eisenhaltigen Einschlüssen, gelegentlich mit etwas Titanmagnetit und Leukoxen. Im NNW-Winkel des Alaotra-Sees im nördlichen Madagaskar (genauere Ortsangabe Ankitsiko-Bucht) findet sich ein ausgesprochener Diallagit, der ebenfalls randlich in Amphibolit (mit einer tief dunkelgrünen Hornblende) umgewandelt ist.

Analysen (von BOITEAU): 4. Websterit, Tsaramanga, [IV. 1'. 1'. 2. 2]; 5. Amphibolit, do.; 6. Diallagit von Ankitsika [IV. 1. (1) 2. 2. 2]; 7. Amphibolit, do.; 8. Websterit, mit Andesin, Ambohimasina (RAOULT), [IV. 1'. 1. '2. 2]; 9. do., ohne Feldspat, (PISANI) [(IV) V. 1. (1) 2. 1'].

Bei der Umwandlung wurde das Eisenoxydul zu Oxyd oxydiert (vgl. H. TEALL, British Petrography, 197). Bemerkenswert ist auch, daß alle Analysen der metamorphen Gesteine potentiellen Feldspat enthalten, der in den Eruptiven kristallisiert vorkam.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.
SiO ₂ . . .	49,90	51,38	49,40	48,93	49,12	48,40	47,36	53,48	53,50
Al ₂ O ₃ . . .	3,35	13,07	12,43	8,79	6,51	8,66	7,05	6,47	3,42
Fe ₂ O ₃ . . .	7,23	4,46	5,86	3,35	5,44	0,95	4,72	2,74	3,05
FeO . . .	8,15	6,17	6,17	7,33	5,29	10,12	9,11	8,76	3,80
MnO . . .	0,18	0,16	0,22	—	—	—	—	—	—
MgO . . .	26,64	17,31	18,22	16,12	17,60	14,59	13,91	16,23	24,20
CaO . . .	3,10	5,56	5,50	13,46	13,28	14,69	14,27	6,97	11,60
Na ₂ O . . .	0,40	1,06	1,04	0,48	0,50	0,54	0,72	1,50	0,29
K ₂ O . . .	0,15	0,21	0,35	0,20	0,16	0,14	0,14	0,97	0,20
TiO ₂ . . .	0,60	0,60	0,60	0,59	0,59	1,60	1,89	1,20	0,03
P ₂ O ₅ . . .	Spur	Spur	Spur	0,11	0,07	0,07	0,10	0,58	Spur
H ₂ O 105° .	—	—	—	0,14	0,18	0,13	0,10	0,09	} 0,43
H ₂ O b. Gl. .	0,30	0,36	0,41	0,79	1,08	0,31	0,51	0,79	
Summe . .	100,39 ¹	100,34	100,20	100,29	99,82	100,20	99,88	99,78	100,43

W. Eitel.

Austin F. Rogers: Ein amerikanisches Vorkommen von Periklas und seine Bedeutung für den Ursprung und die Naturgeschichte der Calcit-Brucit-Gesteine. (Amer. Journ. of sc. (4.) 46. 1918. 581—586.)

1. Das Vorkommen von Periklas bei Riverside, Californien.

Vorkommen von Periklas in mittelkörnigem Kalkstein mit dunkelgrauen oder braunen Flecken von Brucit im Durchmesser von 1—3 mm, in letzteren zentral eingelagert, farblos, ausgezeichnet nach dem Würfel spaltbar, optisch isotrop, Brechungsindex $n > 1,740$. Leicht löslich in Königswasser, schwach eisenhaltig. Die Brucithüllen erweisen sich im mikroskopischen Bilde als deutliche konzentrische Lagen mit faseriger Struktur, Längsrichtung der Fasern α , mit anomaler Interferenzfarbe (rotbraun anstelle des Rots I. Ordnung), $\gamma = 1583 \pm 0,003$; $\alpha = 1,567 \pm 0,003$. Brucit ist das Umwandlungsprodukt des Periklas. Außerdem findet sich Magnetkies, olivengrüner Spinell ($n > 1,740$), Magnetit, Antigorit und ein chondroitartiges Mineral mit $\gamma = 1,637 \pm 0,003$; $\alpha = 1,607 \pm 0,003$, mit polysynthetischen Zwillingslamellen, mit einer maximalen Auslöschungsschiefe von 30° (Unterschied von Humit und Klinohumit).

2. Der Charakter der Calcit-Brucit-Gesteine.

Die sog. Predazzite sind bekanntlich Gemenge von Calcit und Brucit bezw. mit Hydromagnesit (cf. LENEČEK, TSCHEM. Min. Mitt. 12. 1891. 429, 447) mit wenig Silikatmineralien.

¹ 0,39 S.

3. Calcit-Brucit-Gestein von Crestmore, Californien.

EAKLE (Univ. Calif. Publ. Bull. Dept. Geol. 10. 1917. 327) beschrieb einen blaßrötlichgrauen Brucit in weißem kristallinem Kalk am Kontakt mit Granodiorit von Chino Hill bei Crestmore, acht Meilen von Riverside, Californien ($\gamma = 1,583 \pm 0,003$; $\alpha = 1,563 \pm 0,003$). Der Brucit ist offenbar aus Periklas hervorgegangen, nach dem er auch in regulären Pseudomorphosen (Würfel + mit Oktaeder +) gefunden wurde. Zugleich findet man im Kalk noch wenige farblose verrundete Chondroitkristalle ($\gamma = 1,643 \pm 0,003$; $\alpha = 1,613 \pm 0,003$), ferner Spinell ($n = 1,715 \pm 0,005$) und Apatit. Der rötlichgraue Brucit erscheint äußerlich oft in weißen Hydromagnesit verwandelt (dieser zeigt normale Interferenzfarben, Brechungsindex $< 1,55$), der Hydromagnesit manchmal wiederum in ein amorphes Magnesiumhydro-silikat (vielleicht Deweylit): blaßgrün, $n = 1,530 \pm 0,003$ (s. Verf., Journ. Geol. 25. 1917. 515). Wahrscheinlich durchlief der Kalkstein folgende Entwicklungsphasen: 1. Sedimentation als gewöhnlicher Kalkstein; 2. Dolomitisierung; 3. durch Kontaktmetamorphose Übergang in ein periklashaltiges Calcitgestein; 4. Bildung eines Calcit-Brucit-Gesteins; 5. Umwandlung des Brucits in Hydromagnesit; 6. Umwandlung des Hydromagnesits in Deweylit. In den postvulkanischen Umwandlungen des Gesteins erblickt der Verf. die Wirkung hydrothermalen aszendenter Lösungen („hypogene“ Umwandlungen, cf. RANSOME, U. S. Geol. Surv. Bull. 540. 1914. 152; Gegensatz: „supergene“ Bildungen, durch deszendente Lösungen entstanden). Dafür spricht auch das Auftreten von sekundärem hypogenem Magnetit. Der hohe Wassergehalt des Brucits (30,8 % H_2O) widerspricht dem nicht. Ob der Hydromagnesit hypo- oder supergenen Ursprungs ist, läßt sich schwer entscheiden. Sehr wahrscheinlich aber ist der Deweylit supergener Natur.

4. Calcit-Brucit-Gestein von der Mountain Lake Mine bei Salt Lake City, Utah.

Fundort nahe dem oberen Ende des Big Cottonwood Canyon, 25 Meilen südöstlich Salt Lake City; fast reiner Calcit und Brucit, beinahe identisch mit dem bekannten Predazzit vom Fassatal, Tirol.

5. Andere Vorkommnisse von Calcit-Brucit-Gestein in den Vereinigten Staaten.

EMMONS und CALKINS (U. S. Geol. Surv., Profess. Pap. 78. 1913. 157) beschrieben einen kristallinen Kalk von Phillipsburg Quadrangle, Montana, mit Brucit, wahrscheinlich pseudomorph nach Periklas. W. Eitel.

Johnston-Lavis, H. J.: Bibliography of the geology and eruptive phenomena of the more important volcanoes of southern Italy. 374 p. 2 Abb. London 1918.

Zambonini, F.: Il tufo pipernoide della Campania e i suoi minerali. (Mem. Descr. Carta Geol. Italia. 1919. 7. 130 p. 3 Taf. 42 Fig.)

Lagerstätten nutzbarer Mineralien.

C. Gagel: Beobachtungen über einige Wolframitlagerstätten im südöstlichen Portugal. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1916. 177—180.)

Verf. beschreibt die Lagerstätten an der Ribeira de Bodilhão, von Penasquera bei Cebola und von Matta de Reinha, alle drei in der Provinz Beira Beix westlich und südöstlich der Stadt Fundão gelegen. Der Wolframit tritt in wenige Zentimeter bis 2 m (Matta de Reinha) mächtigen Quarzgängen, welche in sehr stark gestörten alten Schiefen aufsetzen, regellos verteilt in kleineren Kristallen, feinen Blättchen und Anflügen, aber auch in faustgroßen, unbegrenzten Massen auf. Zinnstein scheint auf die Salbänder beschränkt zu sein. Die Zimmerkristalle sind kurze, dicksäulige, vielfach verzwilligte Visiergrauen von zimtbrauner Farbe. Sonst kommen noch Pyrit und Kupferkies vor; die sonst üblichen paragenetischen Mineralien der Zinnerzformation hat Verf. auf seiner nur flüchtigen Reise nicht beobachtet trotz aufmerksamer Nachforschung.

Während bei Bodilhão und Cebola die Wolframitlagerstätten mitten im Schiefergebiet etwa 25 km vom Granitkontakt entfernt liegen, tritt die Lagerstätte von Matta de Reinha in einer nur 5 km breiten Schieferzone, beiderseits von Granit begrenzt, auf. Unter den Schiefen anstehender Granit ist anzunehmen.

M. Henglein.

R. Canaval: Das Vorkommen silberhaltiger Bleierze am Calesberg (Monte Calisio) bei Trient. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 24. 1916. 18—25, 29—38, 85—100.)

Die Abhandlung zerfällt in vier Teile: 1. Örtlichkeit und Geschichte 2. Lagerungsverhältnisse und Gesteine, 3. die Erze und ihre Begleiter, 4. Bemerkungen über die Entstehung der Erzlagerstätte.

Bezüglich der Einzelheiten muß auf das Original verwiesen werden.

A. Sachs.

B. Simmersbach: Die Weltversorgung mit Chromeisenstein. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1916. 192, 201, 228.)

Die einzelnen Fundorte werden besprochen nach einleitender Bemerkung über die Verbreitung des Chroms überhaupt und seiner Gewinnung.

Deutschland: Chromeisenstein bei Grottkau in Schlesien in ganz geringer Menge. Die jährliche Einfuhr betrug in den letzten Jahren vor dem Krieg ca. 23000 t.

Rußland: Im Ural sind, neben den staatlichen Gruben im Gora-Blagodatj-Montankreise, die Werke Werch-Isetsk, Schaitansk, Alapajewsk, Serginsk-Ufaleisk und Syssertsk. Im Orenburger Gouvernement ist die

Gewinnung von Chromeisenstein vorläufig noch nicht sehr bedeutend. Im Chromeisensteinlager am westlichen Abhang des Berges Katschkanar kommt selten Uwarowit vor. Im nördlichen Ural kennt man ihn, gut kristallisiert, bei Saranowskaja, ca. 12 Werst von der Hütte Bissersk. Weitere Vorkommen von Chromit sind im Revier von Goro-Blagodatj neben der Hütte Werchne-Turinsk, im Revier von Jekaterinenburg bei der Station Kossulinsk, im Revier Slatoust, Bogoslawsk, Nishne-Tagilsk und anderen. Auch in allen Gold- und Platinseifen ist Chromeisenstein vorhanden; bei Nishne-Tagilsk findet man ihn mit Platin verwachsen. Nesterweise kommt Chromeisenstein im Serpentin bei Kyschtinsk und Sysstertsk bei Katherinenburg vor.

Serbien: Mit Serpentin und Quarz verwachsen im Gebiet von Kopaonik, 50 % Cr_2O_3 ; an der Troglavplanina nahe bei Bogutevac, Lopatnica, Maglič und Dubočica; bei Subovar, südlich von Zazak, ebenso bei Premeče 3 m mächtige Schlieren im Serpentin mit 52 % Cr_2O_3 . In einem Bache bei Veluče unterhalb Kopaonik kommt ein Chromeisensand mit Kristallen bis 0,8 mm vor; im östlichen Teil Altserbiens kennt man Chromeisenerz nur bei Schikole-Vrtschina.

Bulgarien: In manchen Serpentin kommt Chromeisenstein vor; doch ist über die Bauwürdigkeit nichts bekannt. Die wahrscheinlich bedeutendsten Vorkommen liegen bei Sotir (oder Sopot) und Ferdinandovo im Bezirk Philippopel.

Griechenland: Im Serpentin der Landschaft Argolis; ein Abbau scheint nicht stattgefunden zu haben. In Griechisch-Mazedonien sind die Gruben Kara-Ferie und Kassandiere. In der Provinz Saloniki bei Serakini, auch östlich von Njegusch oder Niausta, westlich von Saloniki; im Pajakgebirge nördlich von Pazar im Serpentin; am thessalischen Olymp bei Gereli. Auf einigen Inseln kommen Chromerze häufiger vor. Auf den Sporaden auf Skyros in großen Blöcken aus dem Serpentin, unter den Cycladen auf Tinos. Auf der Insel Euböa tritt Chromerz in Nieren im Serpentin bei Kumi und bei Xerochori als Sand auf.

Auf dem Festland wird heute nur bei Larissa im östlichen Thessalien Chromeisenerz gewonnen mit 38—42 % Cr_2O_3 . Weiter südlich findet sich weniger chromreiches Erz mit hohem Eisengehalt, 2—3 % Cr_2O_3 .

Trotz der vielfachen Chromerzvorkommen und der günstigen Lagerung in Beziehung auf Transportverhältnisse hat Griechenlands Chromerzausfuhr immer mehr in den letzten Jahren abgenommen.

Europäische Türkei: Im ehemals türkischen Balkan in der weiteren Umgebung Üskübs und in den Bergen hinter Karaferina und Niausta in Südwest-Mazedonien, besonders auf der Halbinsel Kassandra. Im Wardartal bei der Station Krivolak folgte der Erschließung eines Arsen-Antimonlagers auch die Bearbeitung eines Chromerzlagers. Das ertragreichste Vorkommen war bei Ormilja, welches in dreißigjährigem Betrieb 70 000—80 000 t Chromerz lieferte.

Die Chromeisenerzlagerstätten auf dem ganzen Balkan, einschließlich Griechenlands und der Inseln, gehören wohl derselben Formation an. Sie

erscheinen auf Stöcken, in Nestern und Nieren, in Trümmern und Adern und in mehr oder weniger großen Massen eingewachsen, mehr oder weniger eingesprengt im Muttergestein, fast nie jedoch auf Gängen und Lagern. Sie sind an Serpentin und die denselben begleitenden Talk- und Chlorit-schiefer gebunden.

Asiatische Türkei: Chromeisenerz ist das wichtigste Mineral Kleinasiens. Im südwestlichen Kleinasien im Gebiet von Denizlü liegt das 56 % Erz zutage. Bei Brussa, Macri in der Nähe des Meeres, bei Daghardi im Bezirk Kutahia, Bozbelen im Bezirk Inegöl, in der Nähe des Golfes von Adalia, oberhalb des Golfes von Alexandretta, im Bezirk von Beilan werden Chromerze gewonnen. In der Nähe von Damaskus, bei Catania, im Bezirk Lattakia (im Konsulargebiet von Beirut) findet sich Chromit. Im Vilajet Adana ist der Chromerzbergbau entfaltet oberhalb des Dorfes Tommuk an den Abhängen des Taurusgebirges, zwischen den Orten Ilamin und Elbizik am Tommukfluß. Im Alvanlibezirk entlang des Alataflusses, etwa 7 Stunden vom Meerufer entfernt, oberhalb dieser Gruben, jenseits des Alataflusses bei Aslanli und Hurmachli, auch nordwestlich des Ortes Guara im Lamasbezirk, bei Iamas, Kiöi Bunar, im Ala Dagh und an anderen Orten im Bezirk von Messina standen in den letzten Jahren Chromerzgruben in Betrieb.

Infolge der türkischen Rechtsunsicherheit und der ungenauen Kenntnis der Bodenschätze hielt sich das ausländische Kapital bisher zurück. Jedenfalls wäre der Chromerzbergbau einer weit größeren Entwicklung fähig.

Indien: Im südlichen Indien bei Tipatur, etwa 90 englische Meilen nordwestlich von Bangalore und in Beludschistan.

Afrika: In Südrhodesien bei Selukwe im Distrikt Gwelo, auch im Hartleydistrikt im Tagebau. Rhodesien liefert mehr Chromeisenerz als irgend ein anderes Land. In den ersten 7 Monaten des Jahres 1913 kamen 37995 t zum Versand.

Auch in Transvaal und Natal sollen neuerdings Chromerze gefunden worden sein.

Neukaledonien: In einem Serpentinzug auf der französischen Strafkolonie-Inselgruppe findet sich ein chromhaltiges Eisenoxydhydrat (ca. 70 % Fe_2O_3).

Japan: Verschiedene Vorkommen, doch geringe Produktion.

Nordamerika: Im Staate Massachusetts, Pennsylvanien, Maryland, Nordkarolina, Wyoming und vor allem in Kalifornien in den Grafschaften San Luis Obispo, Shasta, Alameda, Del Norte, Placer, Glenn, Tehama, Napa, Sonoma und Calaveras. Die Vorkommen auf den einzelnen Gruben werden besprochen. Die nordamerikanische Inlandsförderung ist jedoch gering gegenüber dem Verbrauch.

Südamerika: An vielen Stellen Kolumbiens, besonders in der Gegend von Bogotá und Medellín; es handelt sich um 3 %ige Eisenerze.

M. Henglein.

G. Berg: Neue Beiträge zur Kenntnis der Arsenkieslagerstätte von Rothenzechau. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1918. 26. 177.)

Arsenkies bildet einen Lagergang, der sich an die Magnetkieslinse anschließt. Letztere wird als die kontaktmetasomatische Verdrängung einer teilweise in Kalksilikatgestein umgewandelten Kalklinse angesehen. Vereinzelt Spuren von Magnetkies im Hangenden lassen auf eine geringe sekundäre Umsetzung und Wanderung von Magnetkies beim Absatz des Arsenkieses schließen.

Ähnlich sind die Verhältnisse im 6—7 km nördlich gelegenen Westfeld des Kupferberger Ganggebiets, wo wir als unmittelbare Kontaktwirkung im Glimmerschiefer konkordant Hevritführende Magnetkieslinzen, z. T. mit etwas Magnetkies haben. Diese sind durchsetzt und angereichert durch spätere hydrothermale Kupfererze, die außerhalb der Lager Gänge bilden und deren pneumatohydatogene Entstehung hier durch das Beibrechen von Mikroklinfeldspat als Gangart bewiesen wird.

M. Henglein.

P. Krusch: Die Wolframit- und Zinnerzlagerstätten bei Schönfeld—Schlaggenwald, ein Beispiel des Erzgehalts anstehender Gänge und alter Halden im böhmischen Wolframit-Zinnerzgebiet. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1916. 147—157.)

Verf. berichtet über die Verbreitung der zinn- und wolframerzführenden Granite im sächsisch-böhmischen Erzgebirge und unterscheidet grobkörnigen Gebirgs- oder Massengranit und Zinngranit. Ersterer galt bisher als zinnfrei. Aus Zinngranit bestehen die Zinnstöcke oder Stockwerke, von denen die wichtigsten bei Schlaggenwald und Schönfeld liegen. Sie sind größtenteils von Gneis bedeckt, in dem oft der Glimmer durch eine dichte, feinkörnige graue, kristalline Quarzmasse mit Zinnstein, Wolframit, Flußspat usw. ersetzt ist.

In den alten Bauen der Grube Hieronymus bei Lauterbach westlich Schönfeld fand Verf. den Zinnstein in einem grobkörnigen Granit (0,3 % Zinngehalt) und sieht genetisch keinen Unterschied mehr zwischen dem feinkörnigen, mehr oder weniger in Greisen umgewandelten Zinngranit und dem grobkörnigen. Beide dürften Differentiationsprodukte ein und desselben Magmas sein; vielleicht ist der feinkörnige Zinngranit ein jüngerer Nachschub. Die Abnahme des Zinngehalts in südwestlicher Richtung beruht dann weniger auf der Verschiedenheit des Granits als auf der Abnahme der Greisenbildung wegen der geringeren Zahl der Zinnerz-Wolframitgänge.

Die Erzgänge im Gneis fallen nach Nordwesten unter 25—55° ein. Die Erze sind an den Salbändern konzentriert, an welchen der Gneis verquarzt ist. Es hat also eine ähnliche Umwandlung stattgefunden wie bei der Greisenbildung aus Granit. Der veränderte Gneis wird als Zwitter bezeichnet. Die Beziehungen zwischen der Gangausfüllung, Mächtigkeit

und Erzführung der Gänge sind allgemein die: in der Nähe des Zinnsteins treten in der Regel auch viele andere Mineralien auf; je geringer die Mächtigkeit, um so erheblicher ist die Erzführung.

Auf Wolframit legte man früher keinen Wert. Man versetzte in der Grube die wolframreichen Teile oder warf sie auf die Halde, oder man ließ sie als Pfeiler stehen. Heute werden sowohl Halden als Pfeiler abgebaut.

Die Erzvorräte werden, soweit es die Aufschlüsse auf dem Gellnauergang gestatten, berechnet. Die wirtschaftliche Bedeutung wird hervorgehoben und auf die Möglichkeit hingewiesen, daß einige andere Vorkommen ebenso wie Schlaggenwald auch unter Friedensbedingungen einen rentablen Bergbau gestatten.

M Henglein.

Metamorphismus.

Fr. L. Heß: Taktit, das Produkt der Kontaktmetamorphose. (Amer. Journ. of sc. (4.) 1919. 48. 377/78.)

„Taktite“ = allgemeine Bezeichnung für kontaktmetamorphe Gesteine der mineralogisch komplex zusammengesetzten Zone, in der das Eindringen heißer Lösungen und Gase aus Intrusionen zu Mineralneubildungen geführt hat. So ist der Taktit mancher kontaktmetamorpher Wolframerzlagstätten durch das Auftreten von Gold-, Silber-, Blei-, Kupfer-, Zink-, Wismut-, Wolfram- und Molybdänerzen neben Granat, Klinozoisit, Glimmer, Epidot, Diopsid, Hornblende, Magnetkies, Vesuvian etc. gekennzeichnet, während ein anderer hinter dieser taktitischen Zone liegender Gesteinskomplex durch das Auftreten von Wollastonit, Tremolit und rekristallisiertem Calcit sich als weniger intensiv umgebildet erweist. Diese vom Kontakt entferntere Zone ist nicht als diejenige der Taktite zu bezeichnen.

W. Eitel.

G. Berg: Über einen Fall kontaktmetasomatischer Umwandlung eines Ankeritganges im südlichen Norwegen. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 69. 32—36, 1917.)

Bei den Orten Hakedal und Grua im Kontaktbereich des Kristianiagebietes treten besonders in linsenförmig entwickelten Strahlsteinmassen, seltener im Graufels („gravkala“, aufgebaut aus hanfkorngroßen Hedenbergit- und Andraditkörnern) von V. M. GOLDSCHMIDT beschriebene lagerartige, aber nicht niveaubeständige Zinkblendelagerstätten auf, die meist etwas Magnetkies, bisweilen auch etwas Bleiglanz enthalten. Ihre Entstehung ist an die Kontaktmetamorphose gebunden, da das Erz den Strahlstein von den Umrissen und Spaltrissen aus metasomatisch verdrängt, während Strahlstein und besonders auch der Graufels immer unabhängig von der Erzführung ist. Verf. betrachtet die Erzanzfuhr mithin als örtliche Schlußphase der Kontakt-

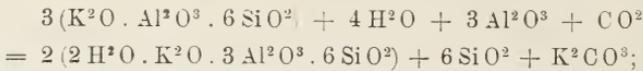
umwandlung, da alle Anzeichen für einen von den Kontaktvorgängen getrennten hydratogenen Prozeß (Gangtrümer im unveränderten Kalkstein, Auftreten des Erzes im Kalk an der Grenze gegen die weniger durchlässigen Silikatfelse) fehlen; gelegentliches Auftreten des Erzes in Gängen im Gneis erklärt er durch die Annahme, daß der regionalmetamorphe ältere Granit keiner Veränderung durch das Eindringen des jüngeren Granits mehr fähig war und dessen Schwitzwasser mithin nur auf einzelnen offenen Spalten eine Mineralbildung bewirken konnten.

In der Umgebung des Elsjöfeldes bei Hakedal findet sich neben Erzen von dem beschriebenen Auftreten ein quer zur Schichtung gerichteter Gang, der Erdmanggang mit einer dem Mineralbestand der Erzlagstätten sehr ähnlichen Mineralfüllung, nach V. M. GOLDSCHMIDT eine Imprägnation des Kalksteins längs einer Gangspalte, die auch zu Magnetit pseudomorphosierten Eisenglanz enthält. Nach den Untersuchungen des Verf.'s gleicht der Magnetit, der Spuren von Eisenglanz als martitische Neubildung enthält, durch seine vorzügliche Spaltbarkeit dem pseudomorph nach Eisenspat entstandenen Magnetit der Siegerländer Spateisensteine; die Zinkblende ist heller und besser individualisiert als in den Lagern, begleitet von großkörnigem Granat, viel Epidot, wenig Strahlstein und reichlich Eisenkies; Verf. faßt ihn daher als einen prägranitischen, durch den Granit metamorphosierten, Eisenspat führenden Carbonatgang oder Ankeritgang auf. Milch.

W. Lindgren: Volume Changes in Metamorphism. (Journ. of Geol. 26. 542—554. 1918.)

Verf. vertritt den Satz, daß unter den von ihm als Metamorphismus zusammengefaßten chemischen und mechanischen Veränderungen, die durch Wärme, Druck und chemische Energie unterhalb der Oxydationszone erzeugt werden, U m m i n e r a l i s a t i o n (von ihm Metasomatismus oder replacement genannt und als Ersatz eines durch Änderung der physikalischen Bedingungen unstabil gewordenen Minerals durch ein anderes, unter den gegebenen Bedingungen stabiles definiert) in der Regel keine Volumveränderung hervorruft. Die Auflösung des ursprünglichen Minerals geht aus von wässerigen Lösungen, die auf kapillaren Spalten zirkulieren, durch den Auflösungsvorgang übersättigt werden und das neue Material „nicht Molekel für Molekel, sondern Partikel für Partikel“ ausscheiden; der Ersatz erfolgt unabhängig vom spezifischen Gewicht und vom Molekularvolumen — gegenüber der Ansicht J. JOHNSTON's und L. A. ADAMS' (Centralbl. f. Min. etc. 1914. 171), Zirkulation von Lösungen vollziehe sich auf Kapillarrissen so langsam, daß sie vernachlässigt werden könne, betont er, daß der ganze Prozeß des Metamorphismus dieser Ansicht widerspricht. Berechnungen, die auf Grund der Erhaltung des Volumens angestellt werden, zeigen, daß vielfach die üblichen Formeln für Umwandlungsvorgänge nicht richtig sein können: während für die Umwandlung von Forsterit in Serpentin gewöhnlich die Formel

angegeben wird: $2 \text{Mg}^2\text{SiO}^4 + 2 \text{H}^2\text{O} + \text{CO}^2 = \text{H}^4\text{Mg}^3\text{Si}^2\text{O}^9 + \text{MgCO}^3$, lehrt die Berechnung, daß bei der Umwandlung von 1 cem Forsterit in 1 cem Serpentin bedeutend mehr MgO und vor allen Dingen auch SiO^2 fortgeführt werden muß. Ebenso sind die bekannten Formeln für die Umwandlung von Kalifeldspat in Sericit bei der Annahme der Erhaltung des Volumens nicht denkbar; Verf. glaubt, daß der Vorgang sich annähernd nach folgender Gleichung abspiele:



es muß also eine erhebliche Menge Tonerde zugeführt werden (für 1 cem 0,58 g Al^2O^3), die von der gleichzeitigen Umwandlung anderer Tonerdesilikate in Kalkspat, Eisenkies und Chlorit herrühren kann. Den besten Beweis für die Ummineralisation unter Erhaltung des Volumens erblickt er in der häufigen Erhaltung der primären Struktur und Textur in dem metamorphen Gestein; in Grünstein umgewandelte mächtige Diabasgänge zwischen Sedimenten zeigen keine Spur von Änderungen des Volumens, ebensowenig serpentinisierte Gesteine und vielfach fehlen alle Anzeichen hierfür bei der Umwandlung von Anhydrit in Gips, so daß hier Calciumsulfat fortgeführt sein muß. Auch für Mineralumbildung unter Streß will Verf. eine Verringerung des Gesteinsvolumens nicht anerkennen; der tatsächlichen Volumverminderung durch die Bildung schwerer Tonerdesilikate steht nach seiner Ansicht eine Zuführung von Material durch Lösungen gegenüber.

Milch.

W. A. Tarr: Rhythmic Banding of Manganese Dioxide in Rhyolite Tuff. (Journ. of Geol. 26. 610—617. 2 Fig. 1918.)

Bruchstücke eines Liparittuffes von Tumamoc Hill, westlich von Tucson, Arizona, zeigen eine eigentümliche, durch Mangandioxyd hervorgebrachte rhythmische Bänderung, wobei die Analyse eines derartigen durch MnO^2 gefärbten Gebildes nur 0,82 % MnO^2 ergab: die durch helleres und dunkleres Braun deutlich zu unterscheidende Bänderung ist trotz rundlicher Umgrenzung der bis zu 30 mm großen Gebilde sehr oft exzentrisch und zwar liegt der Ausgangspunkt der Bänderung immer näher an der verwitterten Oberfläche des Blocks, und die Bänder sind demgemäß auf der entgegengesetzten Seite erheblich verbreitert. Zur Entstehung dieser Gebilde nimmt Verf. an, daß das Mangan von einem manganhaltigen Mineral im Tuff herrühre (vielleicht Spessartit, oder Mn-haltiger Biotit, Pyroxen oder Amphibol, obwohl im Tuff selbst kein derartiger Gemengteil nachgewiesen werden konnte) und daß von diesem Gemengteil aus als Kern die Bildung infolge von Lösung des Mangans durch atmosphärisches Wasser als Carbonat und Ausscheidung als MnO^2 durch Oxydation vor sich ging, begünstigt durch das aride Klima der Gegend. Das gelöste Mangansalz diffundierte durch den porösen Tuff nach außen und es trat rhythmische Fällung durch Zutritt sauerstoffhaltiger Lösung ein; die Exzentrizität

erklärt Verf. durch die Annahme verschiedener Diffusionsgeschwindigkeit der beiden Lösungen in verschiedenen Richtungen: die von der Oberfläche nach innen gerichtete Diffusion der oxydierenden Lösungen erfolgte voraussichtlich sehr schnell, so daß sie die manganhaltigen Lösungen auf der der Oberfläche am nächsten liegenden Seite dem Kern zunächst antrafen. Daß die rhythmische Bänderung nicht nur in Gelen sich vollzieht, beweisen Versuche von A. HOLMES, der sie in lose liegendem Pulver von Schwefelblumen hervorgebracht hat; offenbar hat die Porosität des Tuffs ganz entsprechend die Diffusion gestattet. Milch.

Allgemeine Geologie.

Bodenkunde.

E. Blanck: Ein Beitrag zur Kenntnis arktischer Böden, insbesondere Spitzbergens. (Chemie der Erde. I. 420—476. 1917.)

Experimentelle Untersuchungen arktischer Böden sind bisher noch nicht bekannt geworden, daher stellt die vorliegende Arbeit einen wichtigen Beitrag zur Kenntnis klimatischer Bodenzonen dar. Verf. gibt seiner Arbeit einen weiten Rahmen und bespricht zuerst die allgemeinen Verwitterungsbedingungen der Arktis, die ja infolge niedriger Temperaturen und der Niederschlagsarmut besonders eigenartige sind. Da in der hochgebirgsartigen und wüstenähnlichen, wesentlich durch physikalische Kräfte beeinflussten Landschaft die Vegetation zurücktritt, wird der physikalische Zerfall und der mechanische Transport der Gesteinsmassen besonders wirken und der Untergrund hat für die Bodenbildung starke Bedeutung. Nach DRYGALSKI werden hinsichtlich des Zusammenhanges von Untergrund und Landschaftsform 4 Formengruppen, Urgebirgstyp, Heklaa-Hook,- Old-Red- und Eisfjordtyp unterschieden, die auch durch besondere Vereisung charakterisiert sind. An den Küsten treten außerdem niedrige flache Vorländer auf, die zumeist schuttbeladen sind, und die Vegetationsform der Tundra aufweisen. Die klimatischen Verhältnisse werden ziffernmäßig belegt. Durch das Klima wird die Tundra bedingt, deren Charakter an Hand ausführlicher Literaturangaben zu schildern versucht wird. Die Tundraböden sind durch Auflagerung von absorptiv ungesättigtem Humus gekennzeichnet und weisen daher trotz des Zurücktretens chemischer Verwitterung humide Verhältnisse auf. Da die Bodenwässer elektrolytarm sind, findet keine Ausflockung statt und der Bodenfluß, die Solifluktion entwickelt sich. In beschränkter Verbreitung neben der Tundra finden sich noch Spaltenfrostböden (Gemische ausgebleichter Mineralfragmente mit mehr oder weniger unzersetzten Torfmassen), denen noch äolisches Material beigemischt ist.

Die erste Bodenprobe, ein stark steinhaltiger grusiger Sand- oder Schuttboden von braunroter Färbung, als Verwitterungsboden

zwischen Blockmeeren von Granit, Gneis, Quarzporphyr vorkommend, stammt aus dem Gebiet der Magdalenen-Bay. Die größeren Bruchstücke von $1\frac{1}{2}$ —2 cm, innerlich frisch, zeigen eine sehr dünne, äußerlich schmutzigrötlichbraune matte Politur. Sand und Feinsand machen den Hauptteil der Feinerde aus. Die chemische Analyse gewinnt nach der Menge der Alkalien, der erhöhten Salzsäurelöslichkeit der Tonerde, Vergleich mit den bekannten HILGARD'schen Analysenziffern humider und arider Böden und nach der Zusammensetzung des VAN BEMMELEN'schen Verwitterungssilikates das Ergebnis, daß ein Produkt humider Bodenbildung vorliegt. Eine mechanische Abfuhr feiner Teile muß dabei stattgefunden haben. Die zweite Probe, ein grauer Grus-Sandboden, läßt auf ähnliche Verhältnisse schließen. Nur ergibt sich aus dem Verhältnis $Al_2O_3 : SiO_2 = 1 : 2,18$ stärkere chemische Verwitterung. Der graue lehmige Sandboden der dritten Probe, außerordentlich arm an Silikaten oder deren Verwitterungsprodukten, erweist sich auch als deutlich humid, das Tonerde-Kieselsäure-Verhältnis ist aber $1 : 0,79$, wie es eigentlich nur in Lateritböden bekannt ist. Der Boden ist offenbar aus Sandstein entstanden, was das chemische Verhalten zum Teil erklärt. Eine weitere lehmige graubraune alkalisch reagierende Probe, wohl mit äolischer Masse vermischt, weist auf Grund ihrer Löslichkeit in Salzsäure auf aride Verhältnisse. Das Verhältnis Al_2O_3 zu SiO_2 ist hier sogar $1 : 0,39$. Ein äolischer Staub schließlich, der nach dem Salzsäureauszug rein humid ist, zeigt ebenfalls im Verwitterungssilikat ein niedriges Verhältnis $Al_2O_3 : SiO_2 = 1 : 0,53$. Die Untersuchung eines sandreichen Mergels hat kaum besondere Bedeutung.

Der größte Teil der Bodenproben weist also nach der chemischen Zusammensetzung (im HCl-löslichen Anteil) und dem Vorherrschen der Feinerde auf eine Einwirkung chemischer Verwitterung hin, die man zunächst nicht vermutet. Deutlich humide Böden liegen vor. Eine Probe zeigt abweichend von den übrigen aride Verhältnisse [was mit den Mitteilungen HÖGBOM's über Salzausblüfung und Rindenbildung und NORDENSKJÖLD's über kontinentales Klima in arktischen Gebieten sehr schön zusammenpaßt und uns die Sicherheit gibt, daß hier aride Verhältnisse auftreten. Ref.].

Die auffallend niedrigen Werte in dem nach VAN BEMMELEN festgestellten Verhältnisse im Verwitterungssilikat von $Al_2O_3 : SiO_2$ bei einigen Proben geben dem Verf. Veranlassung zu prüfen, ob die Auffassung VAN BEMMELEN's richtig ist, daß bei einem niedrigeren Verhältnis als $1 : 3$ von lateritartiger Verwitterung zu sprechen ist. An Hand zahlreicher Analysen von LÜDECKE aus dem Odenwald und vom Oberrhein zieht Verf. den Schluß, daß dies nicht der Fall ist. [Demgegenüber muß darauf hingewiesen werden, daß die Zahlen LÜDECKE's nur mit Vorsicht herangezogen werden können. Es müßte erst die einwandfreie Feststellung vorliegen, daß es sich bei diesem Material um rezente Verwitterung handelt. Das viel zu wenig beachtete Vorkommen fossiler Verwitterungsrinden, die weit verbreitet in Deutschland zu finden sind, kann hier fälschend eingreifen. In der Oberpliocänzeit haben wir in Süd- und Mitteldeutschland Hydratverwitterung gehabt (vgl.

die Bauxite des Vogelsbergs, Roterde und Bohnerztone). Im Odenwald sind in dieser Zeit flächenhafte Einebnungen erfolgt, daher können diese, wie auch in anderen Gegenden, noch Reste der Verwitterungsrinden des Oberpliocäns aufweisen. Daß bei einigen jüngeren von LÜDECKE's analysierten Böden ein niedrigeres Verhältnis vorhanden ist, ist dabei bedeutungslos. Eine Auseinandersetzung darüber würde hier zu weit führen. Ref.]

Harrassowitz.

E. Blanck: Über die chemische Zusammensetzung des nach der Schlämmethode von ÄTTERBERG erhaltenen Tons. (Die landwirtschaftlichen Versuchsstationen. 41. 1918. 85—91.)

Verf. bestimmte an 6 Bodenproben verschiedenster Herkunft im Anteil unter 0,002 mm, dem sog. Rohton, die Kieselsäure und die Summe der Sesquioxide ($Al_2O_3 + Fe_2O_3$). Es ergibt sich, daß die nach ÄTTERBERG gewonnene Fraktion geringster Teilchengröße eine erheblich einheitlichere chemische Zusammensetzung in chemischer Beziehung besitzt, als die nach SCHLÖSING-GRANDEAU erhaltene. Zwar entspricht sie nicht der chemischen Zusammensetzung des reinen Kaolins [was auch nicht zu erwarten ist. Ref.], kommt diesem aber in seiner Zusammensetzung erheblich näher, als bei dem anderen genannten Verfahren. Harrassowitz.

K. v. See: Über den Profilbau der Marschböden. (Intern. Mitt. f. Bodenk. 10. 1920. 169—185.)

Verf. hat in der alten Elb- und Ostemarsch eine Anzahl Bodenprofile genau und sorgfältig aufgenommen und mit den Bodenprofilen der gewöhnlichen Verwitterung verglichen. Bemerkenswert für den Marschboden ist zunächst der Aufschlickungsvorgang, der feingeschichtete, tonige und sandige Lagen von einer gewissen Wasserdurchlässigkeit entstehen läßt. Mit der Ackerbenutzung beginnt dann die Entkalkung der oberen Profilregion, zuerst schnell, später langsamer, bis zum Verschwinden des Carbonatgehaltes, worauf Entsättigungsvorgänge in den gelartigen Bodenbestandteilen und chemische Zersetzung kalkhaltiger Silikate eintreten. Nach dem Verlust des Carbonatkalkes wurden unter Verschwinden der ursprünglichen Schichtung die tonigen Substanzen, das Eisen und der im feuchten Marschklima sich reichlich bildende Humus beweglich. „Es trat gleichsam eine Entmischung ein dadurch, daß in erster Linie Tonsubstanz in die Tiefe wanderte, sich ihr zeitweise in stärkerem Maße der Humus anschloß“ und während und nach diesen Vorgängen Eisen, z. T. vielleicht selbständig, in die Tiefe wanderte, sich dort ausschied und anhäufte. Das Ergebnis dieser Wanderungen sind sekundäre, schichtartige Niederschläge von überwiegend toniger, hellfarbiger oder mehr tonig-humoser, dunkelfarbiger Beschaffenheit, in allen Graden der Intensität mit Eisenfärbung oder Eisenausscheidungen versehen.

Die Entkalkung kann bis tief in das ständige Grundwasser reichen unter Bildung pflanzenschädlicher Erdschichten (Maibolt, Bittererde). Kalkkonkretionen oder schichtige Kalkausscheidung wurden nicht beobachtet.

Die ausgeschiedenen Ton- und Tonhumusschichten sind die sog. Kmikbildungen. Die beweglich gewordene Tonsubstanz ist zähe und klebend. Doch bleiben die Kmikschichten meist porös. Außer diesen von oben her kommenden Substanzausscheidungen sind Niederschläge toniger und rostiger Natur aus dem Grundwasser (sog. Gleibildungen) zu beobachten.

Verf. bezeichnet die von ihm untersuchten Böden als podsolige und glei-podsolige, bei welchen eine echte Bleicherdebildung mit Sicherheit nicht festzustellen ist.

Stremme.

Nordenskjöld, O.: Några klimattyper från inlandsisens randområden och deras betydelse för kändedom om istidens klimat. (Forh. Skand. Naturforsk. Möte. 16. 355—357. Kristiania 1918.)

Arrhenius, S.: Klimatiska ändringar. (Forh. Skand. Naturforsk. Möte. 16. Kristiania 1918. 28—42.)

Sedimentärgesteine.

Sven Odén: Automatisch registrierbare Methode zur mechanischen Bodenanalyse. (Studien über Tone. 2.) (Bull. Geol. Inst. Univ. of Upsala. 16. 15—64. 18 Fig. 1919.)

—: Über die Vorbehandlung der Bodenproben zur mechanischen Analyse. (Studien über Tone. 3.) (Ebenda. 125—134. 1 Taf. 18 Fig.)

Sven Odén und A. Reuterskiöld: Zur Kenntnis des *Ancylus*-Tons. (Studien über Tone. 4.) (Ebenda. 135—158.)

Wenn ein kugelförmiges Teilchen unter dem Einfluß der Schwere in einer Flüssigkeit zu sinken beginnt, so ist nach C. G. STOKES der Reibungswiderstand der Flüssigkeit $w = 6\pi r \eta v$, worin v die Geschwindigkeit des Teilchens, η die innere Reibung der Flüssigkeit, r den Radius des Teilchens bedeutet. Hat das Teilchen seine konstante Geschwindigkeit erreicht, so muß die Gravitationskraft gleich dem Reibungswiderstand sein, d. h. $6\pi r \eta v = \frac{4}{3}\pi r^3(\sigma - \sigma_1)g$ oder $v = \frac{2}{9}g r^2 \frac{\sigma - \sigma_1}{\eta}$, worin g die Gravitationskonstante, σ das spezifische Gewicht des Teilchens, σ_1 dasjenige der Flüssigkeit bedeutet. Ist v bekannt, so läßt sich demnach r berechnen. Die Gleichung gilt allerdings nur unter gewissen Voraussetzungen bezüglich der Größe der Teilchen und der Menge der Flüssigkeit, der Starrheit und Oberflächenbeschaffenheit der sinkenden Teilchen und deren Radius und unter der Annahme, daß zwischen letzteren und der Flüssigkeit keine Gleitung statthat. Eine exaktere Form hat C. W. OSEEN der Widerstandsgleichung gegeben.

Bei einer Schlämmanalyse würden gleichartige Teilchen nur dann gleichzeitig zu Boden gelangen, wenn sie alle kugelförmig wären. Da dies nicht zutrifft, so ist die Gestalt und dazu die Fallage der Teilchen bestimmend für ihre Fallgeschwindigkeit, d. h. Teilchen von verschiedener Größe werden gleichzeitig am Boden des Schlämmsylinders ankommen. Durch Berechnung einer Kugel, die mit all den verschiedengestalteten Teilchen einer Schlämffraktion zu Boden gelangt wäre, findet man den mittleren „Äquivalentradius“ dieser Teilchen. Die von ÄTTERBERG¹ vorgenommenen Ausmessungen der Körnergröße schwedischer Sand- und Ton- teilchen und Verf.'s Berechnungen aus den beobachteten Fallzeiten in Wasser von 15° zeigen doch, daß die berechneten Äquivalentradien und die mittleren Dimensionen der abgeschlämmteten Teilchen ziemlich übereinstimmen:

Absatzzeit für 10 cm Fall- höhe nach ÄTTERBERG	Geschwindig- keit in cm/sec	Äquivalentradius berechnet in cm nach		Die abgeschlämmteten Körnchen haben n. ÄTTERBERG einen Radius von
		STOKES	OSEEN	
5 Sek.	2	78 · 10 ⁻⁴	101 · 10 ⁻⁴	100 · 10 ⁻⁴ cm
50 „	0,2	24,8 · 10 ⁻⁴	25 · 10 ⁻⁴	30 · 10 ⁻⁴ „
7' 30 „	22,2 · 10 ⁻³	8,3 · 10 ⁻⁴	8,3 · 10 ⁻⁴	10 · 10 ⁻⁴ „
1 Stunde	27,78 · 10 ⁻⁴	2,9 · 10 ⁻⁴	2,9 · 10 ⁻⁴	3 · 10 ⁻⁴ „
8 Stunden	3,472 · 10 ⁻⁴	1,03 · 10 ⁻⁴	1,03 · 10 ⁻⁴	1 · 10 ⁻⁴ „
24 „	1,157 · 10 ⁻⁴	597 · 10 ⁻⁷	597 · 10 ⁻⁷	
100 „	27,78 · 10 ⁻⁶	295 · 10 ⁻⁷	295 · 10 ⁻⁷	

Wenn eine Suspension von kleinen Teilchen mit gleichem Äquivalentradius in einem zylindrischen Gefäß bis zu gleichmäßiger Verteilung aufgeschlämmt wird, so ist die Geschwindigkeit, mit der die Ablagerung auf dem Boden erfolgt, der Gesamtmenge der Teilchen direkt und die Höhe der Flüssigkeit umgekehrt proportional und von der Zeit unabhängig, d. h. bei Beginn so groß wie zum Schluß. Bei ungleich großen Äquivalentradien wird gleichfalls die Geschwindigkeit der Ablagerung der Gesamtmenge direkt, der Flüssigkeitshöhe umgekehrt proportional, dagegen von der Zeit abhängig sein, denn der Absatz der größeren Teilchen geschieht schneller als der der kleineren und in verschiedenen Abschnitten der Versuchszeit muß verschieden viel von der Suspension zu Boden sinken. Die graphische Darstellung ist die Fallkurve. Um diese durch den Versuch zu erlangen, hat Verf. einen sehr verwickelt zusammengesetzten Apparat in Gang gebracht, der in all seinen Feinheiten ausführlich beschrieben wird. Er besteht zunächst aus dem 35 cm hohen, 138 mm weiten Fallzylinder, über dessen Boden die „Fallplatte“ schwebt, die die eine Schale einer

¹ Die mechanische Bodenanalyse und die Klassifikation der Mineralböden Schwedens. (Intern. Mitt. f. Bodenkunde. 2. 1912. 319.)

Wage ersetzt. Sinkt die Fallplatte infolge des allmählichen Schlammabsatzes, so wird ein elektrischer Kontakt geschlossen und durch den Strom ein kleiner Apparat in Gang gesetzt, der auf die andere Wagschale eine Stahlkugel von bekanntem Gewicht legt (zwischen 0,4366 g und 0,0153 g, abnehmend mit fortschreitendem Versuch, wobei je 100 von gleichem Gewicht zur Verfügung standen). Auf einem ablaufenden Papierstreifen wird die Zeit und die jedesmalige Auflage eines Gewichtchens registriert. Mit dem selbstregistrierenden Apparat wurden Versuche bis zur Dauer von 150 Stunden vorgenommen: dann haben die kleinsten Teilchen nur noch Durchmesser von unter $0,3 \mu$ und die Ausscheidung ist kaum mehr merklich. Die beigefügten Tabellen und Kurven lehren den Verlauf des Versuches und zeigen teilweise zugleich, wie weit die Ergebnisse von der Konzentration der Suspension und dem dadurch bedingten größeren oder geringeren Auftrieb auf die Fallplatte abhängig sind. Zu große Konzentration verzögert selbstverständlich auch die Ausfallgeschwindigkeit. Sie sollte 1—5 g auf den Liter Wasser nicht überschreiten. Ebenso müssen Temperaturschwankungen oder ungleichmäßige Erwärmung des Versuchszylinders vermieden werden.

In der an zweiter Stelle genannten Abhandlung werden 9 verschiedene Arten der Vorbehandlung geprüft und durch graphische Darstellung der Resultate verglichen, durch welche bei der mechanischen Analyse die Krümelstruktur in die Einzelkornstruktur übergeführt und die Probe in ihre Primärteilchen aufgelöst werden soll. Es ergibt sich als geeignetste „Normalmethode“ für die Vorbehandlung die folgende: „Das Tonstück ist am besten nicht im Mörser zu zerkleinern, sondern als ganzes Stück unter allmählichem Zusatz von ammoniakhaltigem Wasser sorgfältig auf der Fläche mit einem steifen Pinsel zu bearbeiten und dadurch zu zerreiben. Hierdurch werden vor allem die kleinsten Teilchen am vollständigsten losgelöst. Größere Teilchen werden dann abgeschlämmt oder besser abzentrifugiert und dieser Brei nochmals mit dem Pinsel bearbeitet, ehe mit Ammoniak auf der Maschine geschüttelt wird. Durch dieses Schütteln mit Ammoniak werden vor allem die größeren Aggregate (Sekundärteilchen) aufgelöst. . . . Das Wesentlichste ist die Einwirkung des Ammoniaks, welches in dreierlei Hinsicht wirksam ist, nämlich durch

1. Verstärkung der negativen Ladung der Tonteilchen, wodurch die Teilchen aufeinander abstoßend wirken und Koagulation verhindert wird.

2. Auflösung solcher Aggregate, worin Humussäuren als Bindemittel zwischen den Teilchen fungieren. Die Humussäuren werden von der Base als Ammoniumhumate aufgelöst.

3. Die Zunahme der Alkalität des Dispersionsmittels, wodurch gemäß dem Massenwirkungsgesetz die Dissoziation der Calciumionen zurückgedrängt und Koagulation durch Calciumkationen verhindert wird:



Die Studie über den *Ancylus*-Ton soll eine Reihe von Untersuchungen über spezielle Tone mittels der von ODÉN entwickelten Arbeits-

methode beginnen. Die Hauptmenge des postglazialen Tones in Schweden ist dadurch entstanden, daß der durch die abschleifende Tätigkeit des Landeises gebildete Schlamm ursprünglich zwar als Bänderton auf dem Meeresboden niedergeschlagen, nach dessen Emporhebung aber durch Fluß- und Wellenerosion wieder ungeschlämmt und in Senkungen zusammengeschwemmt wurde, wo diese Tone heute noch lagern. Der *Ancylus*-Ton schließt sich als fein gestreifter, grauer, besonders feinkörniger und dichter Ton, nach oben hin völlig homogen, an den marinen Bänderton an und geht desgleichen nach oben in den marinen *Litorina*-Ton über. Die vorliegende Untersuchung bezieht sich auf jene obersten, homogenen Lagen des *Ancylus*-Tones aus der nächsten Umgebung von Upsala. Durch Verwitterungsprozesse kann der Ton nicht wesentlich verändert sein, denn er lag noch am Ende der Bronzezeit (vor 2500—3000 Jahren) unter dem Meeresspiegel und ist von der 2 m mächtigen *Litorina*-Ablagerung geschützt; dazu reicht auch der Einfluß der Vegetation nicht tief genug.

In einer Tabelle werden die Resultate der Schlämmanalyse ausführlich angegeben. Sie wird nachstehend auszugsweise und in zusammengeprägter Form mitgeteilt, wobei es auch gut schien, in einer besonderen Spalte noch das errechnete Gewicht der Teilchenmengen zu verzeichnen, denen die innerhalb eines gewissen Intervalles gelegenen Äquivalentradien zugehören. Man ersieht die plötzliche Zunahme der Teilchenzahl im Intervall 2—1 μ , die ungeheure Zahl von 2900 Billionen Teilchen in der Gesamtmenge von 100 g und die beträchtliche Gesamtoberfläche von 500 qm^1 .

Äquivalentradius r	In 100 g Ton		
	Gewicht der Teilchen	Anzahl der Teilchen	Oberfläche der Teilchen
> 7 μ	2,8 g		
7 — 6 μ	0,7 "	0,2 Milliarden	0,1 qm
6 — 5 "	0,9 "	0,5 "	0,2 "
5 — 4 "	1,5 "	1,5 "	0,4 "
4 — 3 "	2,5 "	5 "	0,8 "
3 — 2 "	4,5 "	28 "	2,1 "
2 — 1 "	11,4 "	450 "	9,7 "
1 — 0,5 "	15,7 "	4,7 Billionen	25,6 "
0,5 — 0,3 "	12,2 "	20,4 "	36,4 "
0,3 — 0,25 "	5,1 "	22,7 "	20,9 "
0,25 — 0,20 "	7,2 "	58,1 "	36,0 "
0,20 — 0,17 "	4,5 "	64,2 "	27,5 "
< 0,17 μ (im Mittel 0,1 μ) .	30,9 "	2730 "	340 "
Summe	99,9 g	2900 Billionen	500 qm

¹ Die ziemlich umständliche Umrechnung und Neuberechnung ist von meinem Assistenten Studienassessor Dr. RASCH ausgeführt worden. Ref.

Der innerhalb 20 Minuten abgeschiedene Teil des Tons (bis zu $5,13 \mu$ Äquivalentradius) enthält hauptsächlich scharfeckige Quarzkörner von $0,5-0,1$ mm, sehr spärlich auch Feldspat- und ganz vereinzelt frische Körner von Epidot und Hornblende. Einige große ($0,5-1$ mm) braungelbe Quarzkörner von rauher Oberfläche dürften, da sie gerundet und abgeschliffen sind, von einem Sandstein herrühren. Die Schlämungen wurden über 3 Monate lang fortgesetzt, es gelang aber trotzdem nicht, die allerfeinsten Fraktionen (etwa unter $0,2 \mu$) zu trennen.

In nachstehender Tabelle ist die chemische Zusammensetzung des ungeschlammten Tones und diejenige einiger Fraktionen der Schlämung angegeben:

	Unge- schlammter Ton	Fraktion $5,13-1,05 \mu$	Fraktion $1,05-0,60 \mu$	Fraktion $0,60-0,23 \mu$	Fraktion $< 0,23 \mu$
SiO ₂ . . .	51,4	69,5	64,0	59,1	50,2
TiO ₂ . . .	0,7	1,0	0,8	0,8	—
Al ₂ O ₃ . . .	23,2	9,8	19,2	20,8	27,3
Fe ₂ O ₃ . . .	11,1	8,2	5,6	7,7	13,5
CaO . . .	2,3	2,5	2,6	2,5	2,3
MgO . . .	4,8	3,0	2,0	1,5	0,8
MnO . . .	0,1	—	0,1	—	—
K ₂ O . . .	5,3	3,8	4,3	4,8	5,4
Na ₂ O . . .	1,4	2,1	1,7	2,1	0,7
	100,3	99,9	100,3	99,3	100,2

Man erkennt den großen Kieselsäuregehalt und den auffallend geringen Al₂O₃-Gehalt der größten Fraktion; sie weisen darauf hin, daß diese viel Quarz enthält. Mit abnehmender Korngröße nimmt ersterer rasch ab, letzterer samt dem Fe₂O₃-Gehalt schnell zu; der Gehalt an CaO, MgO, K₂O und Na₂O zeigt keine so auffälligen Änderungen. Wahrscheinlich stammen die sehr feinkörnigen Verwitterungsprodukte — denn um solche handelt es sich wohl in den feineren Fraktionen — aus den tonhaltigen Zermahlungsprodukten, welche die Vergletscherung den Silurgesteinen des Bottnischen Meerbusens entnommen hat. Eine quartäre Verwitterung des *Ancylus*-Tones kann als ausgeschlossen gelten.

Zun Schluß wird das Verhalten des Tones gegen Salzsäure erörtert. Von $0,4 \mu$ an abwärts wird fast der ganze Ton aufgelöst, was einerseits damit zusammenhängt, daß die kleinsten Teilchen Verwitterungsprodukte sind, andererseits sich aus der großen Oberfläche der dem Angriff ausgesetzten Teilchen erklärt. Feinere Fraktionen werden durch die Behandlung mit Salzsäure grobkörniger; umgekehrt gröbere feinkörniger, weil durch die Säureeinwirkung nur wenig Teilchen ganz weggelöst und fast alle verkleinert werden.

Bergeat.

Historische Geologie.

Allgemeines.

Th. Arldt: Handbuch der Paläogeographie. Verlag Gebr. Borntraeger, Berlin 1917—1921. 2 Bände.

Verf. verfolgt in diesem Werke das Ziel, eine zusammenfassende Übersicht über das Gesamtgebiet der Paläogeographie in weitestem Sinne zu geben.

Der erste Band wird durch eine ganz kurze Besprechung des Permanenzproblems der Ozeane eingeleitet; Verf. lehnt die von WILLIS für die Permanenz der Ozeane vorgebrachten Argumente ab und tritt für eine weitgehende Nichtpermanenz der Ozeane ein. Hierauf folgt die sehr eingehend und mit außerordentlich großer Literaturkenntnis dargestellte Geschichte der paläogeographischen Rekonstruktionen. An den Schluß des allgemeinen Teiles stellt ARLDT einen Gliederungsversuch des Gesamtgebietes der Paläogeographie. Unter den vom Verf. vorgeschlagenen neuen Fachausdrücken wäre dem Namen „Paläaktologie“ für die Lehre von dem Verlaufe der alten Küstenlinien eine weitere Verbreitung zu wünschen; die übrigen Namen werden wohl nur so weit allgemein angenommen werden, als sie den Unterabteilungen der Geographie entsprechen.

Der ganze übrige Teil des ersten Bandes behandelt auf 640 Seiten die Paläaktologie. Bei Erörterung der Methoden werden den vier von SCHUCHERT unterschiedenen geologischen Methoden noch drei biographische angefügt. Ich möchte die paläontologische Methode lieber zu den biogeographischen als den geologischen zählen, da sie ja nur eine — wegen der Lückenhaftigkeit der paläontologischen Überlieferung allerdings beschränkte — Anwendung der biogeographischen Methoden auf die fossile Lebewelt darstellt.

Bei der Besprechung der Landbrücken werden mit besonderer Ausführlichkeit die sich aus dem Vorkommen rezenter Tiere und Pflanzen ergebenden Verbindungen dargelegt, wobei zahlreiche Gattungen und Arten namentlich angeführt werden, während die fossilen Floren und Faunen, insbesondere die Marinfarren, aus deren Verteilung ja auch wichtige Schlüsse auf das Vorhandensein von Landbrücken gezogen wurden, stark zu kurz kommen. Zum Schlusse folgt eine tabellarische Übersicht über die Landbrücken auf den paläogeographischen Karten der verschiedenen Autoren.

In dem Abschnitte „Alte Kontinente und Ozeane“ wird zunächst eine einheitliche paläogeographische Nomenklatur vorgeschlagen, die darin gipfelt, alle Kontinente auf -is, alle Meeresbecken auf -ik endigen zu lassen. Diese Vereinheitlichung ist gewiß zu begrüßen, doch glaube ich, daß sich so allgemein eingebürgerte Namen wie SUSS' „Tethys“ nicht leicht durch den farbloser klingenden „Mediterranik“ werden verdrängen lassen. Auch hier wieder werden in einer tabellarischen Übersicht die Kontinente und Ozeanbecken in den einzelnen Formationen zusammengestellt.

Den nächsten Abschnitt „Paläogeographische Erdkarten“ halte ich für einen der schwächsten des Buches. Hier werden die Rekonstruktionsversuche der einzelnen Autoren mehr minder kritiklos nebeneinandergestellt. Eine stratigraphische Begründung für die Rekonstruktionsversuche wird man vergebens suchen; in dieser Hinsicht bietet selbst die kleine Paläogeographie von KOSSMAT (Sammlung Göschen) bei weitem mehr. Als einen besonderen Mißgriff möchte ich die beigegebenen Kärtchen bezeichnen, auf welchen die Rekonstruktionsversuche aller Paläogeographen derart vereinigt erscheinen, daß mit drei Signaturen 1. Land nach Ansicht aller, 2. Land nach Ansicht einiger, 3. Meer nach Ansicht aller Paläogeographen ausgeschieden wird. Denn abgesehen davon, daß bei dem kleinen Maßstabe durch den Überdruck der zahlreichen Linien ein sehr unübersichtliches, verwirrendes Bild entsteht, sind die Differenzen im Verlaufe der Küstenlinien bei den einzelnen Autoren entweder darauf zurückzuführen, daß die älteren Karten durch die neueren überholt sind, oder — besonders im Bereiche der heutigen Ozeane — derart durch Zufälligkeiten bedingt, daß man keineswegs behaupten kann, daß das Vorhandensein von Meer oder Land dort am sichersten nachgewiesen erscheint, wo durch mechanisches Übereinanderlegen aller Rekonstruktionsversuche sämtliche als Meer (bezw. als Land) ausgeschiedenen Flächen aufeinander fallen. Nur ein besonderes krasses Beispiel: aus der Karte des Albien (p. 393) muß man herauslesen, daß damals Ostaustralien trotz des Nachweises mariner Sedimente nach Ansicht aller Paläogeographen Festland war (!). Sämtliche paläogeographische Karten (in diesem Falle bloß LAPPARENT) sind doch an dieser Stelle durch den erst später erfolgten Nachweis mariner Sedimente überholt und ist daher die Annahme einer „Paläonotis“ in dem auf der Karte angegebenen Umfang gänzlich unmöglich. Obwohl Verf. dies selbst bemerkt (p. 394), hat er doch nicht gewagt, an Stelle der überholten Rekonstruktion eine neue zu setzen. Es wäre überhaupt viel wertvoller gewesen, wenn ARLDT statt dieser höchstens „historisches Interesse“ bietenden Kärtchen auf Grund seiner ausgebreiteten Literaturkenntnis neue, dem heutigen Stande der Kenntnis angepaßte Karten entworfen und im Text auf die Unterschiede gegenüber den älteren Karten hingewiesen hätte.

In dem Abschnitt: „Paläogeographische Länderkarten“ versucht Verf., die von WILLIS, besonders aber von SCHUCHERT in Nordamerika mit Erfolg angewendete Methode der positiven und negativen Elemente auch auf die anderen Erdteile zu übertragen. Dieser Versuch ist zweifellos als ein Fortschritt zu bezeichnen, doch muß wohl beachtet werden, daß diese Elemente von sehr verschiedenem Werte sind. In Europa z. B. treten einige dieser Elemente, so die Arvernien oder Bohemien, mit größter Deutlichkeit als positive Elemente hervor, während andere, wie die Borussien, als selbständige positive Elemente sehr zweifelhaft sind. Auf weitaus schwächeren Füßen stehen begreiflicherweise die meisten positiven und negativen Elemente in den übrigen Erdteilen. Die mit großer Mühe zusammengestellte tabellarische Übersicht am Schlusse der einzelnen Ab-

schnitte hätte wie einige andere ähnliche Zusammenstellungen ohne Schaden wegleiben können, da sie alles eher als eine anschauliche Vorstellung von der Entwicklung des Kartenbildes der Erdteile im Laufe der geologischen Formationen vermittelt. Eine Serie von Karten wäre hier anschaulicher gewesen; überhaupt hätte eine reichlichere Ausstattung des Werkes mit Karten so manchen Teil des Textes, der im wesentlichen nur eine Beschreibung der Karte ist, mit Vorteil ersetzen können.

In der „Inselkunde“ werden die sich aus biogeographischen Tatsachen ergebenden Schlüsse über das Alter der Abtrennung der einzelnen heute bestehenden Inseln von den Kontinenten, bezw. von den Nachbarinseln besprochen. Dieser durchweg biogeographische Abschnitt unterscheidet sich dadurch sehr vorteilhaft von den vorhergehenden, vorwiegend geologischen Kapiteln, daß in ersterem Resultate samt Begründung, in den geologischen Abschnitten hingegen bloß Resultate angeführt werden.

Der zweite Band des Handbuches umfaßt die Paläorographie, Paläohydrographie, Paläoklimatologie, Paläobiogeographie und Paläokosmologie.

Zur Paläorographie gehören die Paläoptychologie, die Lehre von dem Verlaufe der Faltenzonen, die Paläektypologie, die Lehre vom Erdrelief, und die Paläovulkanologie, die Lehre von der örtlichen Verbreitung der vulkanischen Tätigkeit in früheren erdgeschichtlichen Perioden.

Ich würde es vorziehen, die Paläoptychologie, welche ja einen sehr großen Teil der tektonischen Geologie umfaßt, überhaupt aus der Paläogeographie auszuschneiden; denn abgesehen davon, daß gerade durch diesen Abschnitt der Umfang der Paläogeographie allzu sehr erweitert würde, entspricht der Paläoptychologie in der rezenten Geographie kein Gegenstück, da die Lehre von den gegenwärtigen tektonischen Vorgängen nicht der Geographie, sondern bereits der Geologie angehört. In der Paläoptychologie konnte Verf. natürlich nur ganz kurz, wenn auch unter Heranziehung sehr zahlreicher Literatur, über diesen Gegenstand referieren. Hierzu möchte ich nur bemerken, daß er p. 696, 697 die mesozoischen Falten der Ostalpen stark unterschätzt.

Hingegen ist die Paläektypologie, auf welche ich den Namen Paläorographie beschränken möchte, zweifellos ein Zweig der Paläogeographie. Hierher gehören alle geologischen und morphologischen Untersuchungen, deren Ziel die Erforschung der Gestalt einer früheren Landoberfläche ist.

In der Paläovulkanologie wird vor allem die Verbreitung der Eruptivgesteine in den einzelnen erdgeschichtlichen Perioden dargestellt; es ist zweifelhaft, ob man dies zur Paläogeographie rechnen soll. Sicher aber gehört zur Paläogeographie die allerdings nur selten mögliche Rekonstruktion vorzeitlicher Vulkanberge.

Aus denselben Gründen wie bei der Paläoptychologie möchte ich auch die rein geophysikalische Paläesologie, die Lehre von den früheren Zuständen des Erdinnern, aus der Paläogeographie lieber ausschließen.

Die Paläohydrographie zerfällt in die Paläopotamologie, Paläolimnologie und Paläoozeanographie.

In der Paläopotamologie wird die Rekonstruktion der vorzeitlichen Flußsysteme behandelt. Hier fiel mir auf, daß p. 757 der norische Fluß SCHAFFER's irrtümlicherweise in die Trias versetzt wurde. Bei Behandlung der tertiären und quartären Flußläufe wird besondere Aufmerksamkeit den Flußverlegungen zugewendet. Kärtchen erläutern das Kampfgebiet zwischen Rhein und Donau, die alten Flußläufe des Elbsandsteingebirges, die norddeutschen Urstromtäler und das vorquartäre Flußsystem Südostasiens, Nordamerikas, Afrikas und Australiens.

In der Paläolimnologie wird zwischen den vorquartären, erloschenen und nur mit stratigraphischen Methoden erkennbaren und den quartären, z. T. noch heute bestehenden Seen unterschieden. Kärtchen zeigen die Ausdehnung des Sarmatischen Sees und die paläogeographische Entwicklung der Canadischen Seen.

In der Paläoozeanographie werden die Meerestiefen, der Salzgehalt, die Temperaturverteilung, die Meeresströmungen und die Korallenbauten der vorzeitlichen Meere behandelt.

In der Paläoklimatologie, und zwar in deren erstem Abschnitt, der Paläothermologie und Paläombrologie, werden nach einer Besprechung der Methoden zunächst die Glazialerscheinungen behandelt: die vorcarbonischen (algonkischen, cambrischen, silurischen und devonischen) Glazialspuren, die permocarbonische und die quartäre Eiszeit. Sehr begrüßenswert sind die tabellarischen Zusammenstellungen, welche eine Parallelisierung der von den verschiedenen Autoren unterschiedenen quartären Eiszeiten und der für dieselben errechneten absoluten Zeitdauer ermöglichen sollen. Nun wird die Ausdehnung der quartären Gletscher in den verschiedenen Teilen der Erde beschrieben, wobei selbstverständlich die europäischen und nordamerikanischen quartären Gletscher die genaueste Besprechung erfahren und ebenso wie die Verbreitung der quartären Glazialgebiete der ganzen Erde auch auf Kärtchen dargestellt werden.

Der folgende Abschnitt behandelt die ariden Zeiten der Erdgeschichte im Algonkium, Devon, in der Trias und im Quartär. Bemerkenswerterweise faßt ARLDT die Wüsten bis einschließlich Trias als Urwüsten im Sinne WALTHER's auf. p. 945 werden die alpinen Salzlager irrtümlicherweise in den Keuper statt in den Buntsandstein gestellt.

Dann wird gezeigt, daß seit dem Bestehen eines Solarklimas auf der Erde auch klimatische Zonen bestanden haben müssen, worauf eine chronologische Übersicht über die Klimaentwicklung in den einzelnen Formationen folgt.

Die Paläanemologie wird sehr kurz behandelt, da man die Windsysteme der Vorzeit nur aus der Verteilung von Land und Meer nach Analogie mit den heutigen Verhältnissen erschließen kann.

In der „ätiologischen Paläoklimatologie“ werden die Hypothesen über die Klimaschwankungen der Vorzeit besprochen, wobei es sich natürlich in erster Linie um die Eiszeithypothesen handelt. In einer Zusammenfassung nimmt Verf. ein Zusammenwirken der verschiedensten Ursachen für das Auftreten von Klimaschwankungen an. Nur Polverschiebungen und die Einwirkung der Erdwärme lehnt er gänzlich ab.

Eine Paläomagnetologie ist derzeit noch nicht möglich.

In der Paläobiogeographie wird zunächst das Vorhandensein einer Universalfloora und -fauna in einem früheren Abschnitt der Erdgeschichte wohl mit Recht abgelehnt. In der Paläofaunistik und -floristik werden zuerst die kontinentalen Faunen und Floren besprochen. Verf. gibt eine Tabelle, auf welcher er, von den heutigen tiergeographischen Reihen ausgehend, deren Entwicklung aus den paläogeographischen Karten der heutigen Kontinente theoretisch ableitet. Diese Überlegung ist aber ein Zirkelschluß, da die Paläaktologie im wesentlichen aus der Paläofaunistik und -floristik gewonnen ist. Nun wird, gleichfalls in Tabellenform, die Verteilung der Landtiere und Landpflanzen auf die einzelnen Kontinente der Vorzeit dargestellt, soweit sich dies paläontologisch feststellen läßt. In etwas anderer Weise werden in dem Abschnitt über die Ozeanfaunen nur vereinzelte, charakteristische Gattungen der verschiedenen tiergeographischen Reiche tabellarisch zusammengestellt. Daß hier nur eine knappe Auswahl getroffen werden konnte, ist selbstverständlich; auch scheint mir diese Auswahl im allgemeinen glücklich zu sein. Aufgefallen ist mir aber, daß p. 1069 *Neithea*, eine der universell verbreitetsten Bivalven der Oberkreide, als Charakterform des „Arktik“ angeführt erscheint. Überhaupt scheint es unpassend, die mitteleuropäische und atlantisch-nordamerikanische Entwicklung der marinen Oberkreide, welche mit Ausnahme des Sosswagolfes und der Westküste Grönlands nirgends über den 60.° nördlicher Breite nach Norden reicht, als „Arktik“ zu bezeichnen. In der Paläochorologie und Biogenie wird auf 110 Seiten die phylogenetische Entwicklung der einzelnen Tier- und Pflanzenstämme mit besonderer Berücksichtigung des geographischen Momentes, in der Paläökologie werden die sich aus paläontologischen Befunden ergebenden Schlüsse über die seinerzeitige Bodenbedeckung, besonders aber die Erklärung des Vogelzuges aus paläogeographischen Momenten besprochen.

In der Paläokosmologie endlich werden kurz diejenigen Hypothesen behandelt, in welchen die Vorgänge auf der Erdoberfläche auf einfache geometrische oder physikalische Gesetze zurückgeführt werden. Vollständig ablehnend verhält sich Verf. gegenüber der Pendulationstheorie, teilweise anerkennend gegenüber der WEGENER'schen Theorie, vollständig günstig steht er der Tetraederhypothese und der Theorie gegenüber, daß der Mittelmeergürtel einem ehemaligen Erdäquator entspricht.

Ein Registerband, welcher die Benützerbarkeit des Werkes jedenfalls bedeutend erhöhen wird, ist derzeit noch ausständig.

Wenn ich mein Urteil über das Handbuch zusammenfasse, so möchte ich sagen, daß es sich hier um ein mit staunenswertem Fleiß und immenser Literaturkenntnis zusammengetragenes, sehr übersichtlich gegliedertes, streng objektiv gehaltenes Werk von dem Charakter eines Sammelreferates handelt, welches bei jeder Beschäftigung mit irgendeinem Gebiete der Paläogeographie in weitestem Sinne mit Erfolg herangezogen werden wird. Insbesondere ist die Auffindung von Literatur durch dieses Handbuch ganz wesentlich erleichtert worden.

Ein Urteil über die sachliche Richtigkeit der einzelnen Angaben zu fällen, ist schon deshalb nicht möglich, weil sich kein Referent finden wird, der den ganzen in diesem Werk behandelten, außerordentlich heterogenen Stoff in einer solchen Weise beherrscht, um ein Urteil über die Verlässlichkeit der Detailangaben zu besitzen. In dieser Hinsicht wird sich der Wert und die Zuverlässigkeit des Buches erst im Laufe der Zeit erweisen. Auf einige — übrigens bei der riesigen Menge von daselbst zur Verarbeitung gelangten Literatur durchaus verzeihliche — sachliche Irrtümer habe ich bereits oben hingewiesen.

Trotz der unleugbaren Vorzüge wird besonders der Geologe speziell in der Paläaktologie nicht das finden, was er von einem groß angelegten Handbuche der Paläogeographie erwartet. Weitaus besser als die geologische ist die biogeographische Seite der Paläogeographie in dem Buche ausgebaut und bietet dadurch auch dem in dieser Wissenschaft weniger vertrauten Geologen viel Anregung.

E. Spengler.

Devon.

O. H. Schindewolf: 1. Über das Oberdevon von Gattendorf bei Hof a. S. (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 68. 1916. Monatsber. 1—3. 30—39. 1 Textfig.)

—: 2. Neue Beiträge zur Kenntnis der Stratigraphie und Paläontologie des deutschen Oberdevons. (Senckenbergiana. 2. H. 3/4. Frankfurt 1920. 114—129. 2 Textfig.)

1. Die erstere Arbeit bringt eine vorläufige Mitteilung über die Untersuchungen des Verf.'s im Oberdevon von Gattendorf östlich von Hof, die die allgemeinere Anwendbarkeit der von DENCKMANN für das Rheinische Gebirge inaugurierten und von WEDEKIND im einzelnen biostratigraphisch begründeten Oberdevongliederung dartun. Im Anschluß an die Arbeiten namentlich des letzteren konnte in dem großen Gattendorfer Steinbruche das Vorhandensein der *Cheiloceras*-Stufe (Oberdevonstufe II), der *Postprolobites*- (IV) und der *Laevigites*-Stufe (V) mit ihren charakteristischen Ammoneenfaunen nachgewiesen werden. Die Tiefstufe des Oberdevons, die *Manticoceras*-Stufe, wird — offenbar in ihrer Gesamtheit — durch Schalsteine, die sog. Planschwitzer Tuffe, mit *Spirifer Verneuli* MURCH. und var. und *Phillipsastraea* cf. *Hennahi* LONSD. vertreten. Im Hangenden der *Laevigites*-Stufe tritt eine Schichtenfolge mit einer in dieser Zusammensetzung bisher aus dem Rheinischen Gebirge unbekanntem Cephalopodenfauna hervor, die jedoch gewisse Beziehungen zu der der *Wocklumeria*-Stufe (VI) WEDEKIND's erkennen läßt. Sie wird mit dem Fossley des Rheinischen Gebirges in Parallele gesetzt und mit diesem zusammen als eine untere Zone der *Wocklumeria*-Stufe aufgefaßt.

2. Die zweite Arbeit des Verf.'s stellt im Nachtrag zu der ersteren auch die Vertretung der *Prolobites*-Stufe (Oberdevonstufe III) inner-

halb des Gattendorfer Profils fest. Sodann erfährt der im Hangenden der *Laevigites*-Stufe aufsetzende Schichtkomplex auf Grund erweiterten Materials eine neue etwas abweichende Deutung. Die früher als Vertreter des Genus *Wocklumeria* WDKD. aufgefaßten Goniatitenformen ließen bei einer Präparation der inneren Lobenlinie ihre Verschiedenheit gegenüber dieser Gattung erkennen. Für sie wird mit dem Genotyp *Gattendorfia subinvoluta* MSTR. em. SCHDWF. die neue Gattung *Gattendorfia* aufgestellt. Da nun nach den von WEDEKIND aufgestellten biostratigraphischen Prinzipien durch die Lebensdauer der Gattung die Stufe charakterisiert wird, müssen die fraglichen Schichten als Repräsentanten einer neuen Stufe, der *Gattendorfia*-Stufe, aufgefaßt werden. Damit steht weiterhin im Einklang die ausgesprochene Selbständigkeit der übrigen Ammonoitenfauna gegenüber der im Liegenden sowie der im Hangenden, der *Wocklumeria*-Stufe in dem ursprünglichen von WEDEKIND gegebenen Umfange. Der Fossley des Rheinischen Gebirges wird gleichfalls dieser neuen *Gattendorfia*-Stufe eingereiht. Im Anschluß daran wird auf Grund eigener Untersuchungen die horizontale Verbreitung der *Gattendorfia*-Stufe innerhalb des deutschen Oberdevons diskutiert. Sie konnte bisher, abgesehen von zahlreichen Aufschlüssen in der Umgebung von Hof, noch am Schübelhammer im Frankenwalde, am Bohlen bei Saalfeld, bei Bicken in der Dillmulde und am Kalkberge bei Ebersdorf nachgewiesen werden. Einige paläogeographische Bemerkungen beschließen den stratigraphischen Teil.

Im paläontologischen Abschnitt ist zunächst eine Revision und Erweiterung der Familie der *Prolobitidae* WDKD. durchgeführt, in die alle neuen die Gattungen *Gattendorfia* SCHDWF., *Paralytoceras* FRECH und *Phenacoceras* FRECH (+ *Balvites* WDKD.) eingereiht wurden. Sodann wird eine neue Gruppierung der Familie der *Gonioclymeniidae* HYATT em. WDKD. gegeben, innerhalb deren auf Grund der progressiven Differenzierung der Lobenlinie die folgenden Genera ausgeschieden wurden: *Costaclymenia* SCHDWF. (Lobenformel E L U I), *Sellaclymenia* GUEMB. em. SCHDWF. (E L U I mit flachem Mediansattel), *Gonioclymenia* GUEMB. em. WDKD. + *Kalloclymenia* WDKD. (E A L U I), *Schizoclymenia* SCHDWF. (E A L U_I U_{II} I) und *Sphenoclymenia* SCHDWF. (E A_{II} A_I L U_I U_{II} I).

O. H. Schindewolf.

W. Paeckelmann: Zur Stratigraphie des Sauerländischen Oberdevons. (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 73. 1921. Briefl. Mitt. 40—46.)

Stellungnahme zu R. WEDEKIND's Auffassungen über den Rheinischen Fossley und die Culmtransgression. Fußend auf Untersuchungen von H. SCHMIDT stellt Verf. zunächst einige geringfügige Änderungen an WEDEKIND's Gliederung des Oberdevons in Aussicht und wendet sich sodann gegen die von WEDEKIND vertretenen Anschauungen in der Fossleyfrage. Im Gegensatz zu diesem Autor, der den Fossleybegriff stratigraphisch definiert und auf die im Hangenden der *Laevigites*-Stufe auftretenden

Rotschiefer beschränkt, faßt Verf. den Fossley lediglich petrographisch als eine in verschiedenen Horizonten vorkommende Fazies der Cephalopodenkalke auf. Während eine solche Begriffserweiterung vollkommen dem subjektiven Ermessen überlassen ist und den Kernpunkt der Frage selbst nicht berührt, zieht Verf. aber weiterhin überhaupt die Existenz von Rotschiefern jüngeren Alters als dem der *Laevigites*-Stufe, d. i. von Fossley im Sinne WEDEKIND's, in Zweifel, da er bezüglich der Altersdeutung einzelner Profile zu anderen Anschauungen als WEDEKIND gelangt ist. So entsprechen beispielsweise die von WEDEKIND als Fossley bestimmten Schiefer an der Röddinghäuser Papierfabrik der Oberdevonstufe III und besitzen mithin nicht das ihnen zugeschriebene Alter. Gegen die von WEDEKIND vertretene Fossleytransgression spricht die enge petrographische Verknüpfung der Fossleyschiefer mit ihrem Liegenden. Der von WEDEKIND für die älteren Rotschiefer im Bergischen Lande eingeführte Begriff der „roten Randschiefer“ wird dadurch als hinfällig hingestellt, „daß es rote Schiefer im Unteren Oberdevon des Bergischen überhaupt nicht gibt“. [Rote Randschiefer sind jedoch typisch entwickelt in den „Roten und grünen Cypridinenschiefern“ des Verf.'s, die mit Sicherheit älter sind als die *Laevigites*-Stufe. Ref.]

Den zweiten Punkt angehend, wird zwar die Existenz einer Culmtransgression nunmehr anerkannt, deren Bedeutung jedoch gegenüber WEDEKIND weit eingeschränkt und nur lokal als maßgebend bezeichnet. Die im O deutlich nachweisbare untercarbonische Transgression soll nach W zu verklingen, da die Oberdevon-Culmprofile bei Letmathe als vollständig angesehen werden. Das liegendste Schichtglied des transgredierenden Unter carbons bildet das Etroeungt, dem sich in konkordanter Auflagerung die Culmserie anschließt.

O. H. Schindewolf.

O. H. Schindewolf: Versuch einer Paläogeographie des europäischen Oberdevonmeeres. (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 73. 1921. 137—223. Mit 1 Karte und 4 Übersichtstabellen.)

Über die Durchführbarkeit einer das gesamte Europa umfassenden Synthese oberdevonischer Paläogeographie mag man geteilter Meinung sein, kann es sich doch angesichts der häufig mangelnden Daten nur um einen vorläufigen Versuch handeln. Verf. glaubte jedoch diesen Versuch unternehmen zu sollen, da er ihm trotz der Lückenhaftigkeit der Unterlagen bereits geeignet erschien, allgemeine Züge herauszutreten und Impulse zu neuen Detailuntersuchungen gewinnen zu lassen.

Ausgehend von den grundlegenden stratigraphischen Untersuchungen R. WEDEKIND's im Rheinischen Gebirge, handelte es sich für den Verf. zunächst darum festzustellen, ob und inwieweit die von diesem Autor eingeführte Oberdevongliederung auch in den übrigen deutschen Oberdevongebieten anwendbar ist. Zu diesem Ende wurden neu untersucht die „klassischen“, aber bisher nie exakt behandelten Oberdevonprofile von Gattendorf bei Hof a. S., Saalfeld, Schleiz und Ebersdorf bei Glatz. Eine

weitere moderne Bearbeitung lag für das Oberdevon des Oberharzes (Äketal) aus der Feder von A. BORN vor. Diese in z. T. räumlich weit voneinander getrennten Gebieten angestellten Untersuchungen lieferten einen geschlossenen allgemeinen Gültigkeitsbeweis für die R. WEDEKIND'sche Oberdevongliederung; denn alle die genannten Vorkommnisse ließen sich mühelos in das von diesem Autor entworfene Gliederungsschema einordnen. In Ergänzung dieser Einteilung mußte ein weit verbreiteter, aber im Rheinischen Gebirge nur auffallend selten entwickelter Horizont zwischen der *Laevigites*- (V) und *Wocklumeria*-Stufe (VII) als *Gattendorfia*-Stufe (VI) neu ausgeschieden werden. Nachdem durch diese Voruntersuchungen die Grundlagen genügend sichergestellt waren, konnten für die übrigen nicht im speziellen bearbeiteten Profile Sammlungs- und Literaturstudien hinzugezogen werden, die gleichfalls, auch die außerdeutschen Vorkommnisse betreffend, eine vollkommene Harmonie mit WEDEKIND's Oberdevonstratigraphie erkennen ließen und diese daher weit über den Rang lokaler Bedeutung hinausheben.

Eine derart gewonnene Auslegung und Nebeneinanderstellung zahlreicher Profile läßt, abgesehen von Einzelheiten, zwei allgemeine Punkte klar hervortreten: das Vorhandensein kritischer Grenzen zwischen den Oberdevonstufen V und VI einerseits und dem Oberdevon und Carbon andererseits; das ist die in vielen Fällen nachweisbare Existenz einer Fossley- und Culmtransgression, wie sie von DENCKMANN und WEDEKIND vertreten, neuerdings aber (W. PAECKELMANN, H. SCHMIDT) teilweise in Zweifel gezogen werden. Die zuerst genannte Grenze angehend, ergibt sich die Annahme einer Transgression bereits durch das häufige Fehlen der typischen Basalfauna der *Gattendorfia*-Stufe und den Nachweis von Konglomeraten im Liegenden des darüber folgenden „Fossley“. In den Fällen, wo das Profil lückenlos ist, handelt es sich um Muldengebiete der Präfossleyfaltung WEDEKIND's, die von der Emersion und Denudation verschont blieben. Aber auch da, z. B. Bohlen bei Saalfeld, Lehesten, Probstzella usw., ist häufig eine stärkere Heraushebung der benachbarten Denudationsgebiete durch das Auftreten von Quarzit- bzw. Sandsteinbänken innerhalb der *Gattendorfia*-Stufe nachweisbar. Gegen den Ausgang des Oberdevons ist dann in weiten Gebieten eine Verflachung und endlich vollkommene Trockenlegung des Meeres zu konstatieren, bis von neuem das Carbonmeer eindrang. Die carbonische Transgression ist in der Mehrzahl der Profile durch das Fehlen 1. von Äquivalenten der *Wocklumeria*-Stufe, 2. von Vertretern tiefcarbonischer Horizonte und 3. durch das Vorhandensein typischer Transgressionskonglomerate oder auch nur eines dieser drei Faktoren allein zu belegen. Lediglich in der westlichen Ausbildung des Oberdevons (Becken von Dinant, Namur, Aachen, Velbert usw.) scheint ein lückenloser (jedoch wegen des Fehlens von Cephalopodenfaunen zurzeit als solcher nicht nachweisbarer) Anschluß des Carbons an seine Unterlage vorzuliegen. Neu in Angriff genommene Untersuchungen werden diese einstweilen noch nicht deutlich zu überschenden Verhältnisse zu klären haben.

Zur Erklärung dieser und anderer Eigentümlichkeiten der untersuchten Profile werden als das Oberdevonmeer und dessen Sedimentation beherrschende kontinentale Massen der Nordatlantische Kontinent, die Alemannische und Podolische Insel sowie zwei ihrer Gestalt und Größe nach noch problematische festländische Gebiete im Vorland des Westurals angenommen, deren mit mehr oder weniger großem Wahrscheinlichkeitsgrad erschlossene Konturen in die beigegebene „Karte der mutmaßlichen Ausdehnung des europäischen Oberdevonmeeres“ eingezeichnet sind.

O. H. Schindewolf.

J. W. Evans: The correlation of the Devonian Rocks of North Devon with those of other localities. (Geol. Magaz. 6. 1919. 547—549.)

Von den Devonablagerungen Nord-Devons wird ein in Einzelheiten neues stratigraphisches und fazielles Bild entworfen, das durch folgendes Schema in Kürze wiedergegeben sei:

Wales	Nord-Devon	Süd-Devon	Ardennen	
—	Ob. Pilton-Schichten, mar.	—	—	U.-Carb.
	Unt. Pilton-Schichten, mar.	—	Calc. de Étroeuingt ¹	Fam- men- nien
	Baggy- u. Marwood-Schichten, mar.	—		
	Pickwell Down-Sandst. terr.	—	Psamm. de Condroz	
	Morte-Schiefer, mar.	—	Schistes de Matagne	Fras- nien
Fehlt	Ifracombe-Schichten, mar.	—	—	Give- tien
	Combe Martin-Schichten, marin	—	—	
	Hangman Grits, terr. u. mar.	—	—	
Senni- Schichten	—	Staddon Grits	—	Eifelien
	Lynton-Schichten, mar.	Meadfoots	Schistes de St. Hubert	
Rote Mergel	Foreland Grits, terr. ? ←	Dartmouth-Schiefer, terr.	Schistes d'Oignies	Gedin- nien

Man erkennt eine dreimalige Wiederkehr von terrestrischen und marinen Schichten zwischen Silur und Carbon Nord-Devons. Demgegenüber zeigt sich in Süd-Devon und Cornwall ein Überwiegen der marinen Fazies, in Süd-Wales ein Überwiegen der terrestrischen Fazies. Wetzel.

¹ Gleichalterige Schichten sind in der Bohrung Turnford, NO von London, ferner in marinen Einschaltungen im Old Red von Süd-Wales und in den Coomhola-Grits von Südirland erkannt.

Permocarbon.

C. Diener: The Anthracolithic faunae of Kashmir, Kanaur and Spiti. (Palaeontologia Indica. New ser. 5. No. 2. Calcutta 1915. 135 p. 11 Taf.)

Durch die Entdeckung eines pflanzenführenden Gondwana-Horizonts mit *Ganganopteris* in Kashmir durch NOETLING im Jahre 1902 ist eine neue Periode der Detailuntersuchung des jüngeren Paläozoicums im Himalaya eingeleitet worden. Da es NOETLING nicht gelungen war, die Beziehungen des von ihm entdeckten Pflanzenlagers bei Khunmu im Vihidistrikt zu den umgebenden marinen Sedimenten festzustellen, wurde 1903 R. D. OLDHAM, 1906 H. HAYDEN, 1908 und 1909 C. S. MIDDLEMISS mit solchen Detailuntersuchungen in Kashmir betraut. An sie schließen sich HAYDEN's Aufnahmen in Spiti und Kanaur im Jahre 1904 an. Das bei diesen Aufnahmen gesammelte Fossilmaterial wurde im Jahre 1910 dem unterzeichneten Berichterstatter zur Verbreitung übermittelt. Das Ergebnis dieser Bearbeitung erscheint in dem vorliegenden Bande der Palaeontologia Indica niedergelegt, der mir erst jetzt durch die Direktion der Geological Survey of India zugänglich gemacht worden ist.

Nach den Beobachtungen von C. S. MIDDLEMISS gliedert sich die anthracolithische Serie in Kashmir in die folgenden fünf Stufen:

5. Zewan beds (Schiefer und Sandsteine),
4. Lavaströme und Decken des Panjal trap,
3. Agglomeratische Schiefer (fossilleer),
2. *Fenestella* beds (Schiefer),
1. *Syringothyris*-Kalkstein.

Das tiefste Schichtglied, der *Syringothyris*-Kalkstein von Eishmakam, hat 14 Brachiopodenformen geliefert, unter denen aber nur vier spezifisch bestimmbar sind. *Syringothyris cuspidata* weist auf Untercarbon hin. Diese stratigraphische Diagnose wird durch einen Vergleich mit der von HAYDEN gesammelten Fauna aus dem gleichaltrigen Kalkstein des Lipakprofils in Kanaur und mehrerer Lokalitäten in Spiti (Muth, Kuling) bestätigt, die unter 24 spezifisch bestimmbar 18 Arten enthält, die mit solchen aus dem europäischen und amerikanischen Untercarbon übereinstimmen. Neu beschrieben werden aus diesem Niveau nur 4 Formen (*Conularia Haydeni*, *Chonetes lipakensis*, *Spirifer Holdhausii*, *Dielasma Kanauicum*).

Viel weniger scharf läßt sich das Alter der darüber folgenden mächtigen Schieferserie der *Fenestella* beds feststellen, die von MIDDLEMISS zuerst als selbständiges wichtiges Glied des jüngeren Paläozoicums erkannt worden sind. Ihre Fauna trägt in viel höherem Maße als jene irgend eines anderen anthracolithischen Horizonts im ostindischen Faunengebiet ein durchaus individuelles Gepräge. Unter 41 Spezies (2 Bryozoa, 30 Brachiopoda, 6 Lamellibranchiata, 1 Conularida, 1 Crustacea) sind 20 auf diesen Horizont beschränkt, 12 weitere zu ungenügend bekannt, um für stratigraphische Parallelisierungen verwertet werden zu können. Die Unterschiede gegen-

über den permischen Faunen der Salt Range und des Himalaya sind so auffallend, daß an eine Korrelation nicht gedacht werden kann. Aber auch zu den unter- und obercarbonischen Faunen Eurasiens und Amerikas bestehen so wenig klare Beziehungen, daß man die *Fenestella* beds mit gleichem Recht in das Unter- und Obercarbon stellen könnte.

Von neuen Arten werden aus diesem Horizont beschrieben: *Aviculopecten Middlemissii*, *Modiola lidarensis*, *Productus spitiensis*, *P. doucha-tensis*, *P. lidarensis*, *Aulosteges percostatus*, *Derbya dorsoplana*, *Uncinella Middlemissii*, *Spirifer Vauma*, *Sp. Middlemissii*, *Camarophoria doucha-tensis*, *Dielasma lidarensis*.

Für die Zeit der großen Eruptionen des Panjal trap bleibt ein bedeutender Spielraum, da für die Zewan beds, das jüngste Glied der anthracolithischen Serie in Kashmir, von denen bisher wenigstens die tiefsten Abteilungen als obercarbonisch galten, mit Sicherheit ein permisches Alter festgestellt werden kann. C. S. MIDDLEMISS hat innerhalb der Zewan beds sechs fossilführende Zonen unterschieden, deren einzelne Faunen jedoch in so enger Beziehung stehen, daß man die Zewan beds als eine faunistische und stratigraphische Einheit betrachten darf, deren Unterabteilungen nur für die lokale Stratigraphie Bedeutung besitzen. Schon ihre tiefste Zone enthält eine ausgesprochen permische Fauna. Das ganze Fossilmaterial der Zewan beds umfaßt 59 Arten, von denen 46 auf die Klasse der Brachiopoden entfallen. Unter 44 spezifisch sicher bestimmbareren Formen sind 33 identisch mit solchen aus den Keslingschiefern von Spiti und Painkhanda, aus den Klippenkalken des Chitichun No. 1 und aus den höheren Stufen des *Productus*-Kalkes der Salt Range, die sämtlich ungefähr homotax sind und der gleichen zoogeographischen Region angehören. Rechnet man auch zwei permische Arten der Zewan beds hinzu, von denen die eine (*Marginifera spinosocostata* AB.) sich sonst in Armenien, die andere (*Productus Waagenianus* GIRTY) in Texas findet, so steigt die Zahl der permischen Elemente in der Fauna der Zewan beds auf fast 80 % der Gesamtzahl der spezifisch bestimmbareren Formen. Von besonderer stratigraphischer Bedeutung ist das Vorkommen des bekannten permischen Leitammoniten *Xenaspis carbonaria* WAAG. Man zählt nur sieben, dieser Fauna ausschließlich eigentümliche Spezies, von denen vier (*Pseudomonotis Middlemissii*, *Marginifera Vihiana*, *Spiriferina gewanensis*, *Spirigera Xetra*) als neu beschrieben werden.

Für die pflanzenführenden Bänke mit der jüngeren Talchirflora (*Gangamopteris*, *Psymphyllum*, *Cordaites*) ergibt sich aus dem engen Schichtverband mit den Zewan beds — am Golabgash-Paß hat MIDDLEMISS einen allmählichen Übergang der ersteren in die Schiefer und Sandsteine der tiefsten Zone der Zewan beds festgestellt — ebenfalls ein permisches Alter.

C. Diener.

H. Ziervogel: Das Steinkohlengebirge von Diersburg-Berghaupten im Amtsbezirk Offenburg. (Mitteil. d. Bad. Geol. Landesanst. 1915. S. 1—62.)

Bei den im südlichen und mittleren Teile Badens gelegenen Steinkohlenbildungen haben wir es nur mit Resten getrennter Schichtkomplexe zu tun. In den isolierten, im allgemeinen südwest-nordöstlich verlaufenden Becken zeigt die fossile Flora einen verschiedenen Charakter, wie nachstehende Übersicht zeigt:

Rotliegendes	Cuseler Stufe (Unt. Rotl.)		Oppenau	
Produktive Steinkohlen- formation (Obercarbon)	Ottweiler Stufe	Obere	Hohengeroldseck u. Hinterohlsbach	Baden-Baden: Varnhalt, Umwegen, Neuweier
		Untere		
	Saarbrückener Stufe	Obere		
		Mittlere		
		Untere	Diersburg— Berghaupten	
Sudetische Stufe				
Culm			Badenweiler, Lenzkirch	

Nur die Steinkohlen bei Diersburg—Berghaupten und in geringem Maße diejenigen von Varnhalt—Umwegen—Neuweier bei Baden-Baden haben wirtschaftlich einige Bedeutung erlangt. Zwischen Diersburg und Berghaupten (etwa 3 km) ist das aus grob- und feinkörnigen Sandsteinen, Konglomeraten, Schieferton, „Tonstein“ und Steinkohlen bestehende Carbon an seinem Ausgehenden als ein 40—400 m breiter Zug nachgewiesen worden. Die Kohle gehört zu den aschenreichen Anthrazitkohlen; die Heizwerte wechseln zwischen 5841 und 8146 Wärmeeinheiten. Analyse des lufttrockenen Materials:

Kohlenstoff	82,73 %
Wasserstoff	3,78 "
Sauerstoff und Stickstoff . . .	3,10 "
Schwefel	0,74 "
Asche	8,56 "
Wasser	1,09 "
	100,00 %

Die Dichte ist nach PLATZ für die geringere Sorte 1,668, für die bessere Sorte 1,253. Gefunden wurden bisher 36 verschiedene Pflanzentypen; darunter 15 Filicaceen, besonders *Sphenopteris*- und *Pecopteris*-Arten, ferner 5 Calamariaceen, 12 Lycopodiaceen, 2 *Sphenophyllum*, *Sphenasterophyllites Diersburgensis* und *Trigonocarpus subhexagonus* STERZEL n. sp.

Begrenzung und Ausdehnung des Kohlengebirges, sowie die Lagerung werden eingehend besprochen. Es ist in Diersburg bei 150 m, bei Hagenbach bei 330 m und in Berghaupten bei 230 m Tiefe noch nicht durchsunken worden. Die Diersburger Kohle verschlechtert sich mit zunehmender Tiefe, in Hagenbach tritt eine Erschöpfung der Kohleschichten ein und bei Berghaupten nimmt ebenfalls mit zunehmender Tiefe die Regelmäßigkeit und Stärke der Flöze ab. Hier zeigen die Verhältnisse auf der tiefsten, der 6. Sohle am auffälligsten das Bild vollständiger geologischer Zerrüttung. Durchgehende Flöze sind nicht vorhanden, scheinbar nur, insofern als Kohle und Gesteinsmaterial meist so innig vermengt sind, wodurch die Kohle vom tauben Gestein nur schwer zu unterscheiden ist.

Als Resultat der Untersuchungen ergibt sich:

1. Es besteht keine Identität mit den Kohlerevieren von Saarbrücken und Westfalen, die irrthümlicherweise von den Gutachtern zum Vergleich herangezogen wurden.
2. An fast allen Teilen der streichenden Ausdehnung des Kohlengebirges sind Konvergenzen sowohl vom Carbon und Urgebirge, als auch innerhalb des ersteren angetroffen worden. Die Breite nimmt nach unten ab.
3. Wir haben es mit einer kleinen Anzahl von Flözen zu tun, die durch Rutscheln gestört und teilweise abgerissen sind, so daß infolge der intensiven Zerrüttung auf ein Aushalten längerer Flöze nicht zu rechnen ist. Die stellenweise bedeutende Mächtigkeit der Flözfragmente erklärt sich aus der Horizontalverschiebung und Auffaltung.
4. Das Streichen der Carbonschichten ist weit unregelmäßiger als das steile Einfallen. Es schwankt stellenweise so, daß das Streichen rechtwinklig zum Generalstreichen verläuft.

Der Bergbau wurde von 1753—1910 nahezu ununterbrochen betrieben. Nach dem Kriege wurde er wieder eröffnet. Nach Ansicht des Referenten ist es schade um das Grubenholz, welches mehr Heizwert besitzt als die geförderte Kohle.

Ein im Bottenbachtal angelegter Versuchsstollen ist im Gneis eingestellt worden, desgleichen hat eine [Zusatz des Ref.] in Reichenbach bei Gengenbach niedergebrachte Bohrung, wozu ein Rutengänger geraten hatte, das Kohlengebirge nicht angetroffen. Unter 11 m Anschwemmungen fand sich Gneis, der von Granit durchzogen wird. Der Gneis ist Graphitoidgneis und erweckte in bergfeuchtem Zustand den Eindruck, als ob Carbon vorhanden wäre.

M. Henglein.

P. Kukuk: Bemerkenswerte Einzelercheinungen der Gasflammkohlschichten in der Lippe-Mulde. (Glückauf. 1920. 805—810, 829—835. Mit 15 Abbild.)

Mit guten Abbildungen werden mehrere einzelne Erscheinungen besprochen. Eigenartige Störungserscheinungen im Verlauf der Flöze werden

hauptsächlich auf mit Sand ausgefüllte fossile Bachläufe zurückgeführt, die während oder nach Bildung der Torfmoore ihre Wirkung ausübten. Ein Bergemittel aus feuerfestem Ton und ein Kanneisensteinflöz werden in ihren z. T. technisch wichtigen Eigenschaften mit Analysen beschrieben. Schließlich wird die Frage der Kohlengerölle ausführlich behandelt — mehrere neue Funde, darunter ein eckiger Kohlenbrocken von $35 \times 15 \times 16$ cm Ausdehnung aus einem Konglomerat geben dazu begründete Veranlassung. Verf. ist der Meinung, daß intracarbonische Faltungsvorgänge im Carbon-trog die Inkohlung schon fast bis zu dem heutigen Grade bewirkt hätten und daß sie durch die Bewegungen in den Bereich der Abtragung gekommen wären. In gleichem Sinne werden die mächtigen konglomeratischen Sandsteinmittel innerhalb der Schichten des Steinkohlengebirges nicht als Ergebnisse weit ausgedehnter reiner Deltabildungen vorgestellt, sondern auch sie werden durch die schwachen Faltungen, die bei dem Sinken des Carbon-troges entstanden, erklärt. Die Deltabildung beweisende Größenabnahme der Gerölle nach Norden wird bestritten. **Harrassowitz.**

Fritz Kerner von Marilaun: Untersuchungen über die morphogene Klimakomponente der permischen Eiszeit Indiens. (Sitzungsber. K. Akad. d. Wiss. Wien, Math.-Nat. Kl. Abt. I. 126. 177—227. 1 Taf.)

Nur für küstennahes Gletschereis in tropischen Gebieten sind bisher die thermischen Existenzbedingungen rechnerisch ermittelt worden. Die geographischen Voraussetzungen hierfür sind aber bisher nur im allgemeinen erwogen worden. Eine Lösung dieses Problems will Verf. noch nicht geben, sondern nur die unerläßlichen Vorarbeiten, die sich aus der Beantwortung der Frage ergeben: Was für thermische Verhältnisse ergeben sich bei der für die Paläodyas verwandten Land- und Meervertretung in Südasiens. Zugrunde gelegt wird die FRECH'sche Darstellung der Kontinente und Meere am Schluß der Steinkohlenzeit. Dann wird rein klimatologisch vorgegangen, indem verschiedene Methoden angewandt werden; die auf geologischem Wege erschlossenen Paläotemperaturen bleiben ganz außer Betracht. Eine geographische Analyse der Sommertemperaturen ergibt für den 60. Breitengrad — Mitte des russischen Meeres — eine Juliwärme von $1-2^{\circ}$, für den 45° — Übergang des russischen in das tibetanische Meer — eine solche von 8° , für den 35° — der Nordspitze des Gondwanalandes entsprechend — 14° . Vorausgesetzt ist dabei Zusammenhang mit dem arktischen Eismeer und Fernbleiben erwärmender Einflüsse und daß eine dem jetzigen nordhemisphärischen Eisbergtransport entsprechende Gletscher- und Gebirgsentwicklung im hohen Norden existiert. Weitere Kombinationen ergeben schließlich die Möglichkeit großer Gletscher am Nordrande eines Tafellandes, das die Lage des heutigen Indiens einnimmt. Weiteres läßt sich rechnerisch aber nicht ermitteln und das Problem landet schließlich bei der alten

Frage, der großen Höhe des Tafellandes, die aber aus anderen Gründen unwahrscheinlich ist. Die geologischen Erfahrungen reichen noch nicht aus, um die morphogenen Paläoisothermen den mit ihrer Konstruktion erstrebten Zweck erfüllen zu lassen.

Harrassowitz.

B. von Freyberg: Die Zechsteintransgression in Thüringen und die Eindampfung der Zechsteinsalze. (Zeitschr. f. d. Berg-, Hütten- und Salinenwesen im Preuß. Staate. 1921. 15 p.)

Nachdem durch die Arbeiten von BRANDES und H. L. F. MEYER schon länger festgestellt ist, daß unter dem Zechstein noch Aufragungen älterer Gesteine vorhanden sind, die zum Teil erst von höheren Schichten eingedeckt wurden, wie besonders die Spessartachse, wird nun von dem Verf. eine Erweiterung des Bildes für Thüringen gegeben. Die carbonische Faltung soll eine Reihe von Gebirgszügen geschaffen haben, die noch im Oberrotliegenden und später erkennbar sind: die Mitteldeutsche Hauptfalte [von BRANDES aufgestellt. Ref.], die Achse Ruhlaer Sattel—Unterharz-Falte [entspricht der von H. L. F. MEYER nachgewiesenen Spessartlinie. Ref.], der Schwarzbürger Sattel, der Ostthüringische Quersattel und der Ostthüringische Hauptsattel (von BRANDES schon dargestellt). Zwischen den Achsen lagen Sammelmulden, von denen vier unterschieden werden. Noch im Unteren Zechstein machen sich diese Erhebungen geltend, indem sie bestimmend auf die Linie der Ostküste in Thüringen einwirken und sich als varistisch gerichtete Untiefen und Inseln bemerkbar machen. Lückenhafte Ablagerung, Randausbildung, Vorkommen des Weißliegenden und der Bryozoenriffe sind Beweise dafür. Gegen Ende des Unteren Zechsteins verschwinden die meisten Erhebungen.

Im Werraprofil fehlt das jüngste Salzlager, während es bei Staßfurt vorhanden ist. Das eindampfende Meer muß sich also nach Nordosten zurückgezogen haben. Dann müßten theoretisch im Süden in dieser Zeit Randsedimente zu erwarten sein [die sich freilich bei der weiten Entfernung von den Hochgebieten kaum ausprägen werden. Ref.]. Das vermutete Auftreten eines Leinetypus wird durch posthume Bewegungen der vorher eingedeckten mitteldeutschen Hauptfalte zu erklären versucht.

Harrassowitz.

Hans Scupin: Die erdgeschichtliche Entwicklung des Zechsteins im Vorlande des Riesengebirges. (Sitzungsber. Kgl. Pr. Akad. d. Wiss. 1916. 53. 1266—1277.)

Aus dem schlesischen Zechstein, dem östlichsten Deutschlands, lagen bisher keine befriedigenden Ergebnisse vor. Dem Verf. gelang zunächst eine Gliederung und stratigraphische Einordnung, die in folgender Tabelle wiedergegeben ist.

Oberer Zechstein.

Oberer Zechsteinsandstein mit Letten-, Kalk- und Dolomit-einlagerungen. Etwa 60 m = Obere Letten Thüringens. „Plattendolomit“, etwa 10 m (nur in einzelnen Bänken dem Typus entsprechend).

Unterer Zechsteinsandstein. Bunte Sandsteine mit Letten und Gips. Etwa 6—8 m = Untere Letten Thüringens.

Mittlerer Zechstein.

Hangender Hauptkalk. Dolomit. Kalke mit Lettenlagen. Etwa 6—8 m.

Unterer Zechstein.

Liegender Hauptkalk mit Mergelschiefern, in der Mitte Kupfer führend, aber weder petrographisch noch stratigraphisch dem Kupferschiefer entsprechend. Etwa 14 m.

Zechsteinkonglomerat. Konglomerat. Kalksandstein. Etwa 1 m.
Liegendes: Grenzkonglomerat des Oberrotliegenden.

Dieses selbständige Profil ist nur in der Chatabachgegend vorhanden, zeigt aber nach O und besonders SW auffallenden Fazieswechsel, da der niederschlesische Zechstein eine typische Randbildung der böhmischen Masse darstellt. Unterer und Mittlerer Zechstein verschwinden und an ihre Stelle setzt sich ein Kalkkonglomerat, das sich aus dem gleichartig beschaffenen Kalkkonglomerat des Oberrotliegenden entwickelt. Der eckige Gesteinschutt mit schneidenden Kanten, windgeschliffene Gerölle sprechen für kontinentale Entstehung. [Es liegen typische aride Oberflächencarbonate vor, „Steppenkalke“. Außerdem ist vollständige Parallele zu Süddeutschland vorhanden. Auch hier ist im Liegenden ein Carbonathorizont des Oberrotliegenden vorhanden, der unter den verschiedenen Gliedern des Zechsteins und schließlich sogar Buntsandstein liegt. Es handelt sich um den von mir sog. Horizont der permotriadischen Grenzcarbonate, der sich jeweils randlich auf den Hochgebieten ausbildet. Ref.] Auch der obere Zechstein besteht aus ariden Sedimenten [Scupin schreibt „Wüsten“-Sedimente], die nur durch den nochmaligen Einbruch des jetzt weiter vordringenden Meeres unterbrochen werden. Harrassowitz.

Hans Scupin: Das Vorkommen des Plattendolomites im niederschlesischen Zechstein. (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 69. 1917. 104—121.)

Die im Jahre 1916 veröffentlichte Gliederung des schlesischen Zechsteins (siehe vorsteh. Besprechung) wird hier in bezug auf den Plattendolomit an Hand der einzelnen Aufschlüsse begründet, da die Auffassung der geologischen Spezialkarte sich nicht durchführen läßt. Der Plattendolomit zeigt auch hier die gleiche übergreifende Lagerung wie in Thüringen

und Sachsen. Er stellt auch in Schlesien einen einheitlichen, wenn auch örtlich gelegentlich etwas abweichenden Horizont dar, der auch faunistisch den anderen Kalken gegenüber durch *Schizodus rotundatus* BROWN wohl bezeichnet ist.

Harrassowitz.

Hertha Riedel: Die Fossilführung des Zechsteins von Niederschlesien. Diss. Halle-Wittenberg. 1917. 80 p.

Nachdem SCHEIN eine Gliederung des schlesischen Zechsteins in großen Zügen auf Grund der petrographischen Entwicklung gegeben hatte, wird in der vorliegenden Arbeit der Verteilung der Fauna nachgegangen und eine speziellere Gliederung versucht. Aus dem Katzbach—Bober—Queiß—Neisse-Gebiet und von Gröditz im Norden werden Profile vielfach mit chemischen Analysen und Fossilisten und -beschreibungen gegeben. Die beiden schwer zu trennenden *Schizodus*-Arten *Schlotheimi* und *truncatus* werden des allmählichen Überganges wegen als eine Art zusammengefaßt und die kürzere als var. *truncatus* bezeichnet. Im übrigen scheint von den liegenden zu den hangenden Schichten ein weiteres allmähliches Übergehen von *Schlotheimi* über var. *truncatus* zu *rotundatus* im Oberen Zechstein stattzufinden. *Prod. horridus* auct. wird als glatt erkannt, während var. *Sowerbyi* drei deutliche Radialrippen zu beiden Seiten des Sinus aufweist.

Stratigraphisch ergibt sich, daß der Untere Zechstein eine Zweischaler- von einer Brachiopodenfazies deutlich unterscheiden läßt. letztere ist im Norden entwickelt. *Prod. horridus* bleibt ebenfalls der Küste fern und kommt nur im Unteren Zechstein vor. Typische, auf einzelne Horizonte beschränkte Leitfossilien kommen in Schlesien [wie auch sonst nur selten. Ref.] nicht vor. Im Katzbachgebiet ließ sich immerhin eine den Unteren Zechstein abschließende Gervillenschicht verfolgen. Der Mittlere fossilarme Zechstein ließ sich faunistisch und petrographisch-chemisch abtrennen. Gegenüber den tieferen Kalken und Mergeln finden sich hier dolomitische Kalke und Letten. Im Oberen Zechstein fand sich als durchgehendes Leitfossil *Schizodus rotundatus*. Besondere Beziehungen zur russischen Fauna waren nicht zu beobachten.

Harrassowitz.

Franz Beyschlag: Die niederschlesische Kupferformation. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1918. 26. 67—80. 1 Taf.)

Wie die vorhergehenden Autoren erwähnt haben, findet sich im mittleren Teile des Unteren Zechsteins eine Kupferführung, die auch zu Abbau Veranlassung gegeben hat. Die Erzführung ist weder in vertikaler noch in horizontaler Richtung niveaubeständig. Der Erzgehalt ist in den Mergelschiefern größer als in den regelmäßig dazwischengelagerten Kalkbänken. Die sulfidischen primären Erze, die bei Haasel bekannt wurden, sind in den Schiefen überaus fein verteilt, selbst bei relativ hohem Gehalt nicht mit unbewaffnetem Auge oder der Lupe erkennbar. Demgegenüber wird versucht, die Herkunft des Erzes auch hier von Spalten abzuleiten.

Harrassowitz.

Kreide.

J. Woldřich: Die Kreidefauna von Neratovic in Böhmen. Paläontologische Untersuchungen nebst kritischen Bemerkungen zur Stratigraphie der böhmischen Kreideformation. (Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 67. 267—334. Taf. 4—6. 1917. 1918.)

Gelegentlich der Herstellung eines Fangdammes bei Neratovic am rechten Elbeufer wurden über einem aus algonkischem Untergrunde hervortretenden Monzonitlakkolithen Kreidesedimente, dichte bis sehr feinkörnige Kalksteine, kalkige Sandsteine und sandig-mergelige Schichten, bloßgelegt, welche in mehr oder weniger seichten Vertiefungen des Eruptivkörpers, von dem sie vielfach kleinere oder größere Bruchstücke einschließen, erhalten geblieben sind. Sie stellen mit ihrer, im besonderen an Bivalven (52 Arten), wenigen Gastropoden, Brachiopoden (11 bezw. 2 Arten), 1 Koralle und Fischzähnen reichen Fauna eine der Klippenfazies der böhmischen Korycaner-Schichten und des sächsischen Cenomans entsprechende Ablagerung dar. Innerhalb der im Cenoman unterschiedenen Horizonte scheint die Fauna von Neratovic, in der *Pecten (Chlamys) acuminatus* GEIN. zu den am reichlichsten vertretenen Formen gehört, der Zone der *Schloenbachia varians* am nächsten zu stehen. Hervorzuheben ist das Vorkommen phosphatreicher Konkretionen (23,1 % P₂O₅), welches in der böhmischen Kreideformation bisher unbekannt war, jedoch wegen des spärlichen Auftretens praktisch nicht verwertbar ist.

Wie erwähnt, überwiegen die Lamellibranchiaten, unter denen sessile und mit Byssus versehene Gattungen (Ostreiden, Spondyliden bezw. Pectiniden, Limiden und Mytiliden) am häufigsten sind. Häufig sind auch die Brachiopoden, die sich mit ihrem Stiel an die Felsenklippe anheften konnten. Insgesamt erweist sich das Vorkommen als eine Seichtwasserbildung, womit nicht gesagt sein soll, daß sie eine Strandbildung vorstellen müßte, ob schon darauf Bruchstücke versteinernerer Hölzer mit oft sehr schön erhaltener Struktur hinweisen könnten. An neuen Formen werden beschrieben: *Arca (Barbatia?)* sp., *Mytilus (Septifer?) Poctai*, *Neithea Woodsi* (= *Pecten striatocostatus* GOLDFUSS, Petref. Germ., Taf. 93 Fig. 2 f, g [p a, b]) und *Fusus* sp. Joh. Böhm.

L. M. Vidal: Segunda nota paleontológica sobre el Cretáceo de Cataluña. (Buttl. Inst. Catalana d'Hist. nat. Barcelona. 2 Ser. 1. 56—62. Taf. 1—3. 1921.)

VIDAL setzt in vorliegendem Aufsatz die Darstellung spanischer Kreideversteinerungen, die er gelegentlich der Versammlung der Asociación española para el progreso de la Ciencias auf dem Kongreß von Sevilla (1917) begonnen hat, fort und beschreibt aus dem Senon der Provinz

Barcelona *Terebratella decorata*, *T. Lujani*, *Vulsella Maestrei* und *Ostrea Priorati*, aus dem Senon der Provinz Gerona *Arca Llulli*, *Pectunculus Buchi*, *Limopsis Badiai*, *Ferna Paradellae*, *Vulsella montsecana*, *Lima Lavoisieri* und *Solen ambiguus*.

Joh. Böhm.

M. Blanckenhorn: Das Danien in Palästina mit der Leitform *Pecten obrutus* CONR. (= *P. farafrensis* ZITT. = *Mayer-Eymari* NEWT.). (Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 67. Monatsber. 187—191. 1915.)

Wurde bisher angenommen, daß das Danien, das in der Libyschen Wüste durch ZITTEL in großer Verbreitung und Fossilreichtum nachgewiesen wurde, dem nördlichen Ägypten, dem Sinai und dem syrisch-arabischen Gebiet fehle, so konnte Verf. an Hand der Feststellung, daß *Pecten farafrensis* ZITT. und *Mayer-Eymari* NEWT. synonym *P. obrutus* CONR. sind, in Ägypten die Blättermergel von Theben und den von ihnen eingeschlossenen weißen Kreidekalk mit *Echinocorys Fakhryi* FOURT. (= *Ananchytes ovata* ZITT.) der Libyschen Wüste sowie die Esneh-schiefer in der Libyschen Wüste mit den *Pecten*-Kalken der obersten Kreidestufe zuweisen. Sie ist ferner in Palästina im nördlichen Ostjordanland als Mergel und Kalke entwickelt; wahrscheinlich entspricht ihr im südlichen Ostjordanland der obere Phosphathorizont bei es-Salt. Ganz anders ist die Fazies des Danien im südlichen Westjordanland; hier sind es im wesentlichen buntgefärbte Gipsmergel, wobei der Gipsspat entweder gleichmäßig im Mergel oder Kalk in schwach glitzernden Kristallen verteilt ist oder in unregelmäßig dünnen Bändern, dicken Lagen oder senkrechten Adern konzentriert ist. Vorzüglich aufgeschlossen ist die Fazies an der Jerichostraße.

Joh. Böhm.

A. Spitz: A lower cretaceous fauna of the Himalayan Gieumal sandstone together with a description of a few fossils from the Chikkim series. (Records Geol. Surv. India. 44. 197—224. Taf. 18, 19. Textfig. 4—11. 1914.)

Der die Spitischiefer in Spiti und Hundes überlagernde Gieumal-Sandstein ist als kalkiger Sandstein, als kalkig-kieseliger, dem Grauwackenschiefer ähnlicher Schiefer und als Quarzit ausgebildet. Nach dem Vorkommen von *Holcostephanus (Astieria)* aff. *Atherstoni* SHARPE, *Parahoplites* sp. und *Stoliczkaia* cf. *dispar* D'ORB., an welche sich außer unbestimmbaren Arten der Gattungen *Ostrea*, *Pecten*, *Lima*, *Cardium*, *Arca*, *Cucullaea* und *Opis*, *Cardium gieumalense* n. sp., *Pseudomonotis superstes* n. sp., *Tellina Rochebrunei* ZITT., *T. cf. strigata* GDFS., *Avicula?* aff. *Sanctae Crucis* PICT.-CAMP., *Panopaea* cf. *arcuata* D'ORB. und *Aporrhais* aff. *Dupiniana* D'ORB. anschließen, erscheint der Gieumalsandstein als ein vom Mittleren Neocom bis an die Basis der Oberen Kreide

reichender Schichtenverband. Das Vorkommen der erwähnten *Astieria* deutet auf eine Verbindung des Neocoms der Himalaya-Region mit dem südwestlichen Ozean hin. Mit dem Beginn der Ablagerung klastischer Sedimente gegen Ende der Spitischiefer tritt ein scharfer Faunenwechsel ein. Die zahlreichen Ammoniten, die Bivalvengattungen *Astarte*, *Inoceramus*, *Aucella* und *Nucula* verschwinden und an ihre Stelle treten *Cardium*, *Ostrea* und *Pseudomonotis*, welche letztere Gattung durch ihre berippte Schale an Formen des himalayischen Doggers anstatt an die glattschaligen Arten der Spitischiefer anknüpft. Diese Seichtwasserfauna wanderte aus anderen Regionen ein und die Gattung *Pseudomonotis* fand hier ihren letzten Zufluchtsort. Aus dem den Gieumalsandstein überlagernden obercretacischen Chikkimkalkstein gibt Verf. *Belemnites* sp. ex aff. *B. Gerardi* OPP., *Cucullaea Uhligi* n. sp., *Astarte* (? *Eriphylla*) *hundesiana* n. sp. und Foraminiferen (4 *Nodosaria* sp., 3 *Cristellaria* sp. und 1 *Textularia* sp.) bekannt. Wahrscheinlich aus dem Dogger von Sikkim stammt ? *Corbis montana* n. sp.

Joh. Böhm.

W. T. Lee: Relation of the cretaceous formations to the Rocky Mountains in Colorado and New Mexico. (U. S. Geol. Surv., Prof. Pap. 95-C. 27—58. 1 Taf. 11 Textfig. 1915.)

An Hand zahlreicher Profile zeigt Verf., daß die Rocky Mountains während der Kreideformation noch nicht existierten und die Kreideablagerungen nicht deren West- und Ostrand umsäumten, wie mehrfach angenommen worden, sondern daß deren Stelle vom nördlichen Eismeer bis zum Golf von Mexiko eine Ebene einnahm, die sich infolge epirogenetischer Vorgänge in eine seichte Mulde umwandelte, in der das Obere Kreidemeer von der Dakota- bis zur Laramieformation seine Sedimente niederlegte. Die Rocky Mountains wurden erst zur Tertiärzeit aufgerichtet.

Joh. Böhm.

T. W. Stanton: Contributions to the geology and palaeontology of San Juan County, New Mexico. 3. Nonmarine cretaceous invertebrates of the San Juan Basin. (U. S. Geol. Surv., Prof. Pap. 98-R. 309—319. Taf. 79—83. 1916.)

Der Ausgang der Kreideepoche im „Inneren Becken“ Nordamerikas wird durch kohleführende Brack- und Süßwasserbildungen gekennzeichnet. Die bekannteste derselben ist die Laramieformation.

Die an der Basis der von MEEK als Fox Hill bezeichneten Stufe gelegene Fruitlandformation im San Juan-Becken führt eine reiche Fauna, aus der STANTON außer einer Anzahl von MEEK, WHITE und WHITEFIELD aus dem Lance, Laramie und Judith River beschriebenen Arten der Gattungen *Ostrea*, *Anomia*, *Unio*, *Corbicula*, *Tulotoma* und *Goniobasis*, als neu *Anomia*

gryphaeiformis, *Unio amarillensis*, *U. Gardneri*, *U. Reesidei*, *U. Baueri*, *U. neomexicanus*, *U. brimhallensis*, *Corbula chacoensis*, *Teredina neomexicana*, *Neritina Baueri*, *Physa Reesidei*, *Planorbis (Bathymphalus) chacoensis* bekannt macht.

Joh. Böhm.

Cl. M. Bauer: Stratigraphy of a part of the Chaco river valley. Contributions to the geology and palaeontology of San Juan County, New Mexico. 1. (U. S. Geol. Surv., Prof. Pap. 98-P. 270—278. Taf. 64—71. Textfig. 27. 1916.)

An dem Aufbau des zwischen dem San Juan River und Chaco River gelegenen San Juan-Beckens nehmen Tertiär (Wasatch- sowie Puerco- und Torrejon-Formation) und Obere Kreide teil. Von diesen sind die Mesaverde-Formation, der Lewis shale mit *Placenticeras intercalare* MEEK and HAYDEN, einem Fossil der Montana group, sowie der Oja Alamo sandstone bekannt; zwischen ihnen scheidet Verf. den Pictured Cliffs sandstone, die Fruitland formation und den Kirtland shale, der den Farmington sandstone umschließt, aus. Während der Pictured Cliffs sandstone eine marine Fauna führt (*Inoceramus barabini* MORT. u. a.), besteht die Fruitland formation aus kohlenführenden Brack- und Süßwasserschichten mit einer zumeist neue Formen der Gattungen *Unio*, *Neritina*, *Tulotoma* enthaltenden Fauna. Der Kirtland shale ist gleichfalls eine Süßwasserbildung.

Joh. Böhm.

Schuchert, Ch.: Age of the American Morrison and East African Tendaguru formations. (Bull. geol. soc. Amer. 1918. 29. 2. 245—280.)

Regionale Geologie.

Alpenmorphologie.

Otto Ampferer: Über die Bohrung von Rum bei Hall i. T. und quartäre Verbiegungen der Alpentäler. (Jahrb. d. Geol. St.-A. Wien. 71. 1921. 71—84.)

„Mangel an Kohlen und Überfluß an Vertrauen auf die Angaben von Wünschelrutentechnikern“ haben der Geologie einen wichtigen Aufschluß gebracht. Mitten in der Sohle (560 m ü. M.) des Inntales unterhalb Innsbruck wurde zu Anfang 1921 eine Bohrung ausgeführt, die (zwar keine Kohle, aber) in 200 m Tiefe (360 m ü. M.) noch nicht den felsigen Talgrund erreichte, sondern hier in ähnlichen Aufschüttungen endigte, wie sie an den Hängen des Inntals noch mehr als 250 m über das Mundloch der Bohrung ansteigen: den „Inntal-Terrassensedimenten“, deren interglazialer Deutung sich seither auch PENCK angeschlossen hat. Zwei weitere Bohrungen in der Gegend von Wörgl haben dort in 92 und 98 m Ver-

schüttungstiefe (ca. 410 m ü. M.) den Felsgrund erreicht. Auf der Zwischenstrecke (Innsbruck—Wörgl) ist der Felsgrund des Tales also rückfällig, so daß sich für die Gegend von Innsbruck rein nur im Grundgebirge ein Stausee von mindestens 50 m Tiefe ergibt.

AMPFERER nimmt bekanntlich schon seit langem für die Erklärung der so mächtigen bereits über Tag feststellbaren Einschotterung des Inn-tales, entgegen den rein glazialen Deutungen, tektonisch, durch Einbiegen, bedingten Rückstau an. In dem Bohrergebnis findet er eine Bestätigung seiner Ansicht. Das Bohrprofil zusammen mit der Übertags-Mächtigkeit der Terrassensedimente zeigt nämlich mehrere Verlandungsserien übereinander, d. h. das Becken ist nicht, wie es im Falle seiner glazialerosiven Entstehung zu erwarten wäre, mit nach oben hin fortschreitend gröber werdenden Ablagerungen zugeschüttet worden, sondern das Fortschreiten von feinerem zu größerem Korn, von der Stauseetiefe zur Kiesflur wiederholt sich mehrmals (dreimal) nach- und übereinander. Die Verlandungsserien beginnen mit Feinschlamm und endigen mit Schotter (die Serien sind zu mächtig, als daß sie lediglich auf den Wechsel von Sand- und Schotterbänken rein fluviatiler Aufschüttung zu deuten wären, ganz abgesehen von den mächtigen typischen Stausee-Sedimenten der Bändertone). Die ganze Folge der Terrassensedimente könne demnach „nicht die Verlandung einer einheitlichen glazialen Untertiefung vorstellen“, „wohl aber geht es an, darin eine Reihe von Seeverlandungen und Flußaufschüttungen zu erkennen, die durch mehrere zeitlich getrennte Niederbiegungen des Inn-tales erzwungen worden sind“.

Auch der AMPFERER'schen Deutung erwachsen jedoch Schwierigkeiten aus dem Umstande, daß einerseits die Verschüttung in horizontalem und vertikalem Sinne weit über die nachweisbare Felsschwelle hinausreicht, andererseits die Terrassenreste älterer, präglazialer Talböden nichts von der angenommenen Verbiegung erkennen lassen.

Seinen tatsächlichen Feststellungen schließt AMPFERER theoretische Erörterungen über quartäre Talverbiegungen und ihre Folgen an. Er denkt nicht an einheitliches quartäres Einsinken des ganzen Alpenkörpers gegenüber seinem Vorlande (wie z. B. HEIM), sondern „der Umfang des einzelnen Verbiegungsbereiches ist nur lokal, regional scheint dagegen das Auftreten von solchen Verbiegungen über die ganzen Alpen hin zu sein“ [einschließlich des unvergletschert gebliebenen Areals? — oder nur im Bereiche großer Haupttalglätscher?, letzteren Falles läge der Schluß auf isostatische Vorgänge nahe. Anm. des Ref.]. Diese Talverbindungen gäben Zeugnis von der wesentlichen Rolle, welche noch im Quartär die Tektonik gespielt hat, wenn schon nicht im Sinne von Faltungen, Schiebungen und Verwerfungen.

Kleibelsberg.

Otto Lehmann: Die Bodenformen der Adamellogruppe und ihre Stellung in der alpinen Morphologie. I. Teil: Die allgemeine Bedeutung der U-Täler. (Abh. d. Geogr. Ges. Wien. 11. No. 1. 1920. 89 p. 16 Abb. 1 Lichtbildtafel.)

Eine Arbeit, der dank Exaktheit der Beobachtung und Originalität in der Methodik allgemeinere Bedeutung für die morphologische Alpenforschung zukommt.

Die Arbeit — der Titel paßt nicht recht zu der weniger regionalen als systematischen, auf bestimmte grundsätzliche Gesichtspunkte hingewandten Behandlung des Stoffes — ist in erster Linie der Frage nach dem Anteil der Gletscher an der Formung der Gletschertäler gewidmet. Dabei kommt Verf. zunächst für die Eigentümlichkeiten im Längsprofile des Genovatales, das als eines der schönsten und größten ostalpinen Trogtäler bekannt ist, zum Schluß, daß hier Becken, Riegel und Stufen selektiv sind, insbesondere ergab sich für die Becken „nirgends ein Zusammenhang ihrer Anlage mit Konfluenz“; namentlich fällt auch die Mündungsstufe des Genovatales bei Pinzolo mit dem Übergang aus dem Tonalit in den Schiefer zusammen. Verf. schreibt diese selektive Erosion vornehmlich dem Gletscher zu und leitet aus den Stufenhöhen glaziale Tiefenerosionsbeträge von 60—150 m ab (nach Meinung des Referenten würde nur die Beckentiefe sichere Schlüsse auf das Ausmaß der glazialen Tiefenerosion ermöglichen). Was die Querschnittsform betrifft, bestimmte Verf. die maximale Eisstromhöhe auf, von Mandron bis Pinzolo allmählich absteigend, 2500—2100 m; ob dieselbe einer früheren oder der letzten Vergletscherung entspricht, ließ sich nicht entscheiden. Erst wesentlich tiefer setzt die Trogform ein, die im äußeren Abschnitt des Tales eine leichte Unterteilung in einen unteren und einen oberen Trog erkennen läßt. Statt eigentlicher Trogschultern sind meist nur etwas gemäßigte Gehängestreifen gegeben. Die Seitentäler münden stufenförmig, durchschnittlich in der Höhe des Trograndes. Die Entstehung der Mündungsstufen erscheint a priori der Vertiefung des Haupttales durch Gletschererosion zugeschrieben. Die steilen Schluchten, welche in die Mündungsstufen geschnitten sind, „zeigen meist drei größere Abstufungen“, welche Verf. auf getrennte Zeiten fluviatiler Erosion zurückführt [Inter- und Postglazialzeiten; bei der Unzugänglichkeit und Kürze dieser Schluchten möchte Ref. in die Bestimmtheit dieser Feststellung fast einigen Zweifel setzen], wobei die postglaziale Erosion noch weitaus am wenigsten geleistet hat. Die Stufenmündungen einiger Seitentäler sind durch karförmige Nischen gegliedert, so daß die Stufe verdoppelt ist. In vereinzelt Fällen ist es zur Ausbildung zweier solcher „Mündungskare“ übereinander gekommen. Diese Mündungskare erklärt Verf. (sie sind, wenigstens äußerlich, den „Durchgangskaren“ ähnlich) als interglazial in die Stufenwand gekerbte Wassererosionstrichter, die dann glazial ausgestaltet wurden. Bei glazialer Entstehung der Mündungsstufe bedeuten die Mündungskare folgerichtig eine Unterbrechung der Gletscher- durch Wassererosion, Ablösung der Glazial- durch eine Interglazialzeit. Aus wiederholter fluviatiler und glazialer Überarbeitung folgt der Schluß auf wiederholten, wenigstens zweimaligen solchen Wechsel. Den Rang der fluviatilen Zwischenzeit als Interglazial- und nicht etwa Interstadialzeit folgert Verf. aus der ungleich geringeren Intensität der

gesamten postglazialen Erosionstätigkeit. Die Mündungskare zeigen so nicht nur einen wiederholten Wechsel von Glazial- und Interglazialzeiten an, sondern erweisen auch, daß die Trogform des Haupttales — die erst wenig über der Höhe der Mündungskare beginnt — mindestens drei Eiszeiten mitgemacht hat, nicht etwa das Werk nur einer Vereisung, sondern aller Wahrscheinlichkeit nach des ganzen Eiszeitalters ist. [Ref. scheint jedoch auch die Annahme ganz gut möglich, daß die erste Ausbildung (Anlage) der Mündungskare an fluviatil-erosiv bewirkten Stufen erfolgt ist.]

Den unmittelbar präglazialen Talboden nimmt Verf. in der Höhe des oberen von zwei Terrassensystemen (1500—1100, bezw. 1200—900 m ü. M.) an, welche er an den Hängen des Rendenatales (Pinzolo—Tione) genau verfolgt. Die dafür angeführten Gründe (stark unsymmetrische glaziale Beeinflussung des oberen Terrassensystems entsprechend der ungleichen Verteilung der Strömungsgeschwindigkeit) sind nach Meinung des Referenten nicht überzeugend, weil sie sich in gleicher Weise auch auf nur mehr in Terrassen vorhandene alte Talreste geltend machen konnten.

Sehr wichtig sind die Feststellungen des Verf.'s über die Lage der Trogschlüsse und was sich daraus für die ursächliche Erklärung derselben ergibt. Nur ganz vereinzelte Trogschlüsse von den vielen, die in Betracht gezogen wurden, liegen so, daß sie sich nach Meinung des Verf.'s auf Gletscherkonfluenz zurückführen lassen. Von diesen wenigen, geradezu Ausnahmefällen sind nach Meinung des Referenten erst noch die zwei wichtigsten anfechtbar, weil die Trogschlußwand hier noch an Stellen liegt, wo die konfluierenden Gletscherströme noch jeder für sich wirken konnten, nicht sich gegenseitig verstärkend. Weitaus in der Mehrzahl der Fälle und zwar gerade auch bei den schönsten und größten Trögen kann glaziale Konfluenz gar nicht in Frage kommen; sie setzen frühere Anlage voraus im Sinne alter Talschlüsse, bis zu denen die fluviatile Erosion früherer, präglazialer Abschnitte der Talentwicklung rückwärts fortgeschritten war. Diese Feststellungen erhärtet Verf. sehr instruktiv durch den Nachweis, daß die Lage der Trogschlüsse fast durchaus sehr gut den Gesetzmäßigkeiten entspricht, mit denen sich eine ruckweise begonnene, talaufwärts fortschreitende (fluviatile) Tiefenerosion in die Seitentäler fortpflanzt. Diese Regel, daß Talschlüsse in Seitentälern um so näher der Mündung liegen, je weiter einwärts im Haupttal das Seitental mündet, ist ja nichts Neues, die exakte Art ihrer Anwendung zur Kontrolle der Lage der Trogschlüsse aber originell und nachahmenswert. Verf. kommt auf diesem Weg zur Bestätigung mancher in der Natur schon früher erkannter alter Talzusammenhänge (Breguzzo mit Chiese, Oberes Camonicatal, Val Malga und wahrscheinlich auch noch Val Saviore über Apricapaß mit Veltlin). — Folgerichtig nimmt Verf. an den oberen Trogenden den präglazialen Talboden tiefer an als etwa im Schnittpunkt der gleichsinnig gegen die Mitte fortgesetzten Schrägflächen der Trogränder. (Überraschend wirkt nach diesen Ausführungen die Betonung im Schlußworte, daß „Trogbildung auch ohne Vorhandensein einer

fluviatilen Sondertiefen möglich und bei einfach V-förmiger Grundlage auch normal“ sei.) An die Tatsache aber, daß die Höhe der Trogschlüsse bzw. die Tiefe der Tröge in den einzelnen Tälern sehr verschieden ist — sie schwankt zwischen 100 und 400 m —, knüpft Verf. die Beweisführung für einen sehr wesentlichen Tiefenerosionsanteil der Gletscher an der Ausgestaltung der Tröge. Er hält so große Unterschiede aus fluviatiler Entwicklung allein nicht annähernd erklärlich. Die hohen Trogschlüsse, die tiefen Tröge fänden sich dort, wo von der zentralen Plateauvergletscherung der Gruppe „bereits bewegte größere Eismassen den Trog betraten“. Erst durch die Gletscherströme wären diese Tröge so sehr, um 2—300 m vertieft worden. Ref. kann sich nicht des Eindruckes erwehren, daß hier ein Trugschluß vorliegt. Die Täler mit niederen Trogschlüssen sind wenigstens zur Mehrzahl auch diejenigen mit kleineren Einzugsgebieten; die Tröge, in die „größere bereits bewegte Eismassen“ eintraten, sind mit Wahrscheinlichkeit auch Täler, in die größere Wassermassen abfloßen. Und der Gleichung, die Verf. mit so viel Geschick für die Lage der Talschlüsse in der Horizontalprojektion verwendet, ist eine zweite an die Seite zu stellen, die die Vertikalkomponente berücksichtigt, d. i. die Massenerhebung des Gebirges; dann werden sich auch aus rein fluviatiler Entwicklung bedeutende Höhenunterschiede der Trogschlüsse ableiten lassen — ohne daß Ref. starke glaziale Ausgestaltung der fluviatil angelegten Talschlüsse in Abrede stellen möchte. Nicht oder zu wenig berücksichtigt erscheint in der Arbeit das Auftreten unterer, weiter talaus liegender Trogschlüsse bzw. Talstufen, wie z. B. im Daonetal zwischen 1700 und 1600 m, in Val d'Aviolo bei 1800, Val d'Avio zwischen 1900 und 1700 m u. a., deren Untersuchung, insbesondere bezüglich des Verhältnisses unterer und oberer Trogschlüsse zueinander, geeignet sein wird, aus der Adamellogruppe weitere wichtige Beiträge zur Trogfrage zu liefern.

Im Schlußkapitel vertritt Verf. die Ansicht, daß im Firngebiete eine scharfe Abgrenzung der Stromstrichpartie angenommen werden könne, mit der man dann die Schärfe der Trogränder erklären könnte. Nach Meinung des Referenten sind in den Strömungsverhältnissen zwischen Zehr- und Nährgebiet keine derartigen Unterschiede gegeben.

Die Behandlung der präglazialen Formelemente behält Verf. einem späteren Teile seines Adamellowerkes vor.

Die angeführten Einwände vermögen der Wichtigkeit der Arbeit keinen Eintrag zu tun; sie werden im Gegenteil durch die scharfsinnige und originelle Art der Behandlung des Stoffes geweckt, die die Arbeit ohne Zweifel mit zum Besten macht, was in neuerer Zeit zur Alpenmorphologie geäußert wurde.

Kleibelsberg.

N. Creutzburg: Die Formen der Eiszeit im Ankogelgebiet. (Ostalpine Formenstudien, herausgegeben von F. LEVY. Abt. 2. Heft 1. 102 p. 3 Tafeln Profile. 2 Tafeln Photos, Berlin, Borntraeger, 1921.)

Eine gründliche, über die Eiszeitformen hinausgehende morphologische Bearbeitung der Ankogelgruppe, mit wichtigen Beiträgen zur Morphologie der Alpen, im besonderen des Hochgebirges, überhaupt.

Die Arbeit fußt auf intensiven Beobachtungen im Großteil der Ankogelgruppe von Bad Gastein bis Gmünd (nur nordöstliche Teile, Arltal und Murwinkel, bleiben außer Betracht) und im angrenzenden Teile der Sonnblickgruppe. Die Darlegung des Beobachtungsmaterials in dem so umschriebenen Gebiete nimmt den Hauptteil der Arbeit ein.

Unter den Formelementen des Hochgebirges tritt eine Gruppe auffällig hervor; das ist eine Zone oberster Verflachungen. Dieselben tragen die Firnfelder der rezenten Gletscher, bilden die flachen bis mäßig geneigten Böden der schon gletscherfrei gewordenen Kare und setzen sich in Form breiterer oder schmälerer Felsterrassen an den Talhängen fort. Zusammenfassend wird von ihnen als dem „Firnfeldniveau“ gesprochen. Dasselbe senkt sich, unabhängig von Exposition und Gestein, allmählich talaus, ist am schönsten ausgebildet im Bereiche der größten Massenerhebung. Die weitere Fortsetzung talauswärts vermutet Verf. in jener „Zone mit Mittelgebirgsformen“ (E. RICHTER), welche an den Ausgängen der Tauerntäler gegen das Mölltal ungefähr in Waldgrenzhöhe weit ausgedehnt ist. Dem Firnfeldniveau gehört die Mehrzahl dessen an, was als „Schliffbord“ bezeichnet wird. Unter Ablehnung rein glazialer Deutung erkennt Verf. in diesen Formelementen die Reste eines alt-präglazialen fluviatil-erosiven Reliefs, das gegenüber dem heutigen viel schwächer war. Kare und Firnbecken seien „in wesentlichen Zügen bereits als Quelltrichter und Quellmulden eines Reliefs angelegt, das erheblich älter ist, als das unmittelbar präglaziale und das bereits vor dem Eintritt der Eiszeit zerschnitten und nur mehr in Resten vorhanden war“. Glazialerosiv sei nur die Ausgestaltung im kleinen (Abschleifung, Rundbuckel, kleine Felsbecken) und die Ausprägung der oberen Umgrenzung durch die Abtragungsvorgänge an Bergschründen und Randklüften.

In dieses oberste Flächensystem ist ein Talsystem mit breitem, flach trogförmig gerundetem Boden eingetieft, das „Hochtal“ oder der „obere Trog“. Es ist größtenteils nur in randlichen Resten, Sohlenstreifen oder Fußgehängepartien erhalten, welche als Terrassen am Gehänge entlang ziehen. Diese Terrassen, nicht die Unterränder der Verflachungen des Firnfeldniveaus, bilden die „Trogschultern“ eines zweiten „unteren“ Troges, der in den Hochtalboden eingesenkt ist und den eigentlichen, was man sagt „klassischen“ Taltrog (schmäler gerundetes Sohlenprofil) vorstellt. Entsprechend oberem und unterem Trog wird ein oberer und ein unterer Trogschluß unterschieden, zu ersterem fällt das Firnfeldniveau ab, zu letzterem die Hochtalsohle. In kurzen Tälern rücken die beiden Trogschlüsse im allgemeinen nahe aneinander, in langen Tälern halten sie meist größeren Abstand und bleibt zwischen beiden ein Abschnitt des Hochtals unversehrt. Auch bezüglich der beiden Trogtalsysteme kommt Verf. zum Schluß, „daß ihre Entstehung durch Glazialerosion allein nicht ausreichend erklärt werden kann“, daß sie vielmehr fluviatil angelegt,

glazial nur ausgestaltet seien. Dabei wird nun aber der Glazialerosion schon ein sehr viel bedeutenderer Anteil eingeräumt, im besonderen die Ausbildung bis zu 300 m tiefer Stufenabfälle im Längsprofil. Dafür ist bestimmend das angebliche Vorkommen von Fällen, wo die glazial ausgestaltete Sohle eines inneren Talabschnittes (Hochtal) talauswärts im Niveau unvermittelt austreiche, hingegen um den Betrag des Stufenabfalles tiefer ihre Fortsetzung finde.

In diesem letzteren Punkte kann sich Ref. der Argumentation des Verf.'s nicht anschließen. Die Fälle, die für das angenommene Verhältnis der Talstufenbildung sprechen sollen, scheinen, nach der vorzüglichen AEGERTER'schen Karte verglichen, durchaus nicht eindeutig, insbesondere jener der Schönaustufe im Maltatal; es ist nicht einzusehen, warum hier die Verflachungen der Annemann- und Straner Alpe mit Bestimmtheit einen so bedeutenden Stufenabfall erweisen sollten und nicht sohlennahe Reste einer ohne beträchtliche Gefällszunahme fortgesetzten, der Maltatalterrasse entsprechenden Talung sein könnten. Aber selbst wenn diese Möglichkeit zu verneinen wäre, bleibt jene andere offen, daß korrespondierende Fortsetzungen lediglich nicht erhalten wären. Die Annahme eines glazialen „Spatenstichs“ in der Gegend der Schönaustufe ist nicht mehr und nicht weniger motiviert, als wollte man dem Fluß eine solche sprungweise Steigerung der Tiefenerosion zuschreiben; die Einnündung des Hochalmgletschers vermag bei dem relativ geringen Mächtigkeitzuwachs, den dieser für den großen Haupttalgletscher bedeutete, keine befriedigende Erklärung zu geben. In den beiden anderen Fällen, die beweisend sein sollen, ist es noch schwieriger, die angenommene Stufenbildung als Folge glazialer Konfluenz zu deuten — kurz, da scheint dem Ref. selbst die Zuflucht in die Unkenntnis einer korrespondierenden Fortsetzung des oberen Talbodens vorzuziehen; zudem sich für diese Stufen kein grundsätzlicher Unterschied gegenüber den oberen Trogschlüssen feststellen läßt, die auch Verf. im Sinne alter Talschlüsse fluvial angelegt sein läßt (Senkung der Erosionsbasis).

Hingegen stimmt Ref. mit dem Verf. in den Feststellungen bezüglich des „Firnfeldniveaus“ so sehr überein, daß er sich eines Urteils hiezu enthalten muß. Völlig unabhängig und fast gleichzeitig ist Verf. diesbezüglich zu grundsätzlich genau derselben Auffassung gekommen, wie sie Ref. vor Kurzem für weit abgelegene Gebiete (Brenner, vgl. Zeitschr. d. deutsch-österr. Alpenvereins 1920, Lessinische Alpen, vgl. Ostalpine Formenstudien 3/1) geäußert hat. Darin darf man wohl einen Hinweis dafür sehen, daß es sich hier um eine gesicherte Erkenntnis aus der Alpenmorphologie handelt: Firnfelder (Felsunterlage), Böden der (höchst gelegenen) Ursprungskare und korrespondierende Mäbigungen der Gehänge gehören morphogenetisch zusammen zu einer Zone oberster Verflachungen, welche die Reste einer höchsten, ältesten noch einigermaßen flächenhaft erhaltenen Abtragungsoberfläche des Gebirges mit schon weit gediehenem Formenausgleich

(Mittelgebirgscharakter) vorstellen, nur ganz untergeordnet und sekundär glaziale Züge aufweisen. Das Alter dieses in den zentralen Ostalpen in weiter Ausdehnung erhaltenen Flächensystems ist alt-präglazial, nach Meinung des Ref. miocän zu veranschlagen.

Eine zweite wichtige Übereinstimmung ergibt sich bei aller methodischen Verschiedenheit und Unabhängigkeit der Forschung mit den Darlegungen O. LEHMANN's über die Adamello-Gruppe. Beide Autoren kommen in den weit voneinander abgelegenen, dabei petrographisch ähnlichen Gebieten zu dem Schlusse, daß Tröge und Trogschlüsse wenigstens in der Mehrzahl der Fälle fluviatil angelegt sind.

Kleibelsberg.

F. Levy: Diluviale Talgeschichte des Werdenfelser Landes und seiner Nachbargebiete. (Ostalpine Formstudien, herausgegeben von F. LEVY, Abt. I. Heft 1. 8, 192 p. Berlin, Borntraeger, 1920.)

Mit dieser, wie vorweggenommen sei, sehr wichtigen Arbeit eröffnet LEVY eine von ihm herausgegebene morphologische Folge, deren Ziel die planmäßige Sammlung eines möglichst reichen Beobachtungsmaterials über die Formgestaltung der Ostalpen ist. Ein sehr zu begrüßender Schritt, der einem viel empfundenen Mangel abhilft. Die Morphologie als gemeinsames Gebiet der Geologie und Geographie bedarf einer solchen äußeren Selbständigmachung, damit wenigstens ein Teil des Wissensschatzes unter eindeutigem Aushängeschild gesammelt werden kann.

Das Werdenfelser Land ist die nähere und weitere Umgebung von Garmisch-Partenkirchen.

LEVY beginnt mit einer ausführlichen Einleitung über Lage und Begrenzung des behandelten Gebietes, über seinen geologischen Aufbau (auf den LEVY erfreulich viel Rücksicht nimmt), über Oro- und Hydrographie, Methoden der Untersuchung und die bisherige Erforschung. Als Aufgabe stellt er sich hierbei die Ableitung der heutigen Verhältnisse aus jenen vor Eintritt der Vergletscherung, mithin besonders auch die Feststellung des unmittelbar präglazialen Reliefs. Die präglaziale Formentwicklung selbst, sowie das Trog- und Karproblem als solches bleiben außer Betracht.

Methodisch gut ist die strenge Auseinanderhaltung der Begriffe Unterschneidung und Übertiefung (besser gesagt wäre Vertiefung, vgl. unten). Erstere beschränkt sich auf das (seitliche) Anschneiden (Erweiterung des Querprofils ohne Vertiefung des Längsprofils), bei letzterer ist die Eintiefung unter die präexistierende Gefällskurve die Hauptsache. Ohne daß dies völlig neue Gesichtspunkte wären; denn aus Gehängeknicken, wie sie durch Unterschneidung bewirkt werden, hat man immer erst durch Konstruktion der Verschneidung auf die — viel tiefere — Lage der zugehörigen Talsohle schließen können, nur der Unvorsichtige hat sich diese schon durch die Gehängeknicke selbst vortäuschen lassen

und ist in der Folge zur Annahme übermäßiger Vertiefungsbeträge gekommen. Gerne hätte Ref. im Anschlusse hieran eine klare Scheidung zwischen „Vertiefung“ und deren speziellem Fall: „Übertiefung“ (sc. stellen- oder streckenweise Vertiefung gegenüber der fluviatilen Gefällskurve) gesehen. Denn nur Stufenmündungen zufolge Übertiefung können ohne weiteres zur Feststellung des eiszeitlichen Vertiefungsbetrages herangezogen werden. LEVY hält es im wesentlichen ja tatsächlich so, in der Unschärfe der Ausdrucksweise jedoch klingt noch die alte glazialistische Einseitigkeit nach, in deren Sinne Stufenmündungen überhaupt etwas spezifisch Glaziales wären, während es dazu notwendig weder einen Gletscher noch eine Glazialzeit braucht, ja nicht einmal eine Anachronie (im Gegensatz zur Synchronie) oder Anastase (im Gegensatz zur Isostasie), sondern schon Ungleichheit der Erosionskräfte unter Umständen zur Stufenbildung genügen kann, wie DAVIS die deutschen Morphologen treffend aufmerksam gemacht hat. Von dem Nachweis der Übertiefung sagt LEVY sodann sehr richtig, er lasse sich „nur dort schlüssig erbringen, wo die Vertiefung wieder aussetzt“ . . . nur eine solche Vertiefung kann „unmöglich durch das fließende Wasser . . . erklärt werden“. Von Trog und Trogschulter zu sprechen, vermeidet dabei LEVY in sehr vorteilhafter Weise.

An die einleitenden Ausführungen schließt der regionale Hauptteil der Arbeit an. Zwecks größerer Übersichtlichkeit möge dem Ref. gestattet werden, dabei von der Anordnung des Autors im einzelnen etwas abzuweichen.

1. Das Isargebiet.

A. Relief des Grundgebirges.

Das Quertal von Seefeld bis Mittenwald ist schon aus der Präglazialzeit als Torso übernommen. Die eiszeitliche Vertiefung setzt zwischen Seefeld und Scharnitz mit rund 100 m tiefer Stufe ein. Der (unmittelbar) präglaziale Talboden führt, in Gesimsen und Mündungsstufen erhalten, mit ca. 10 ‰ Gefälle ins Becken von Wallgau hinaus, liegt dort bei rund 950 m. In der bisherigen Süd—Nord-Richtung setzt die Vertiefung hier aus. Nach Osten hält sie im Tale von Vorderriß zunächst noch an, dann aber, bei Fall, hebt sich auch hier die Felssohle zu einem nur schmal durchschnittenen Riegel von ca. 1000 m Meereshöhe heraus. Gesimsreste und Mündungsstufen senken sich von diesem Riegel nach Westen korrelativ ins (unmittelbar) präglaziale Talsohlenniveau im Becken von Wallgau. Die Vertiefung ist demnach Übertiefung, im Süd—Nord-Aste gleich gerichtet mit dem heutigen Tale, im West—Ost-Aste entgegengesetzt zu ihm. Das (unmittelbar) präglaziale Isartal verlief aus dem Becken von Wallgau zunächst in nördlicher Richtung weiter durch die breite niedrige Senke (tiefster Punkt heute 900 m) in die Gegend Walchensee-Süd (Sohle nahe 900 m), ist dort zufolge des (postglazialen, KNAUER) Walchensee-Einbruches ertrunken und fand seine weitere Fortsetzung durch die Jachenau (Sohle 850—770 m, Gefälle 6 ‰) in die Gegend von Lenggries.

Diese alte Mutmaßung erhält durch LEVY ausführliche Belegung und eine sehr glückliche Darstellung. Eine ausgeglichene, allmählich ver-

flachende Gefällskurve verbindet aus der Gegend von Seefeld bis ins heutige Isarquertal bei Lenggries. Hier kam dem (unmittelbar) präglazialen Tale von Süden her an Stelle des heutigen Isartales vom Riegel bei Fall ein verhältnismäßig kurzes Seitental zu. Am Ausgang in die Weitung von Tölz wird für den (unmittelbar) präglazialen Talboden kein Gefälle mehr nachweisbar. LEVY schließt daraus (vorerst lassen die Anhaltspunkte wohl zu wünschen übrig), daß der Alpenrand hier später eine Aufwärtsbewegung erfahren habe. (Ob die Vertiefung des präglazialen Talbodens im Lenggries—Tölzer Gebiet Übertiefung ist oder vielleicht auf neu einsetzende Flußerosion zufolge gedachter Senkung der Erosionsbasis zurückgeht, wird nicht weiter ausgeführt.)

Der Kesselberg-Sattel kommt für eine Fortsetzung des Isartales nicht in Betracht. In den einigermaßen entsprechend weit geöffneten höheren Lagen liegt er schon zu hoch (bei 950 m), der tiefste Einschnitt ist eine zu schmale Rinne. Der Sattel (im breiter geöffneten höheren Teile) stellt den Torso eines alten Tales vor, dessen Einzugsbereich mit dem Walchensee-Einsturz niedergebrochen ist, während das flache Ausstreichen hoch über dem Alpenvorlande auf eine starke Hebung des Gebirgsrandes in früherer Präglazialzeit deutet. Um 150—200 m tiefer liegen Stufenmündungen und Gesimse um Kochel, die als Reste der unmittelbar präglazialen Talsohle aufgefaßt werden; auch sie streichen mit jähem Abbruch noch an 150 m über dem Alpenvorland aus, ohne daß für letzteres an dieser Stelle so starke Übertiefung angenommen werden könnte. Sie zeugen von einer Hebung des Gebirgsrandes um den entsprechenden Betrag seit der Präglazialzeit.

Weniger glücklich erscheint dem Ref. LEVY's Argumentation in der Leutasch, deren breiter Grund eiszeitlich in eine 100—150 m höhere ältere Talsohle eingetieft ist, die im oberen Gaistal noch ziemlich zusammenhängend und von da talaus in entsprechenden Gesimsen erhalten ist. Durch ihr talabwärtiges Aussetzen (nur klammförmig gegen Mittenwald geöffnet) erweist sich die Vertiefung als Übertiefung. Aus einer hohen Stufenmündung links der Mitte des breiten langgestreckten Talzuges nun rekonstruiert LEVY einen 300 m hohen präglazialen Querriegel, der den — so augenfällig einheitlichen! — Talzug in eine SW- (Oberleutasch-) und eine NO- (Unterleutasch-) Hälfte zerlegt hätte und erst durch glaziale Erosion niedergelegt worden wäre. LEVY sucht die ihm selbst nicht ganz geheure Annahme damit plausibler zu machen, daß eben an dieser Stelle weniger widerstandsfähige Neocommergel zutage kommen; allein dann ist nicht minder unwahrscheinlich, daß vordem gerade in diesen ein so mächtiger Querriegel bestanden haben sollte. Und die Talung „Durch den Boden“ die LEVY als ursprüngliche Fortsetzung des südlichen Abschnittes (Oberleutasch) nach Osten zur Isar in Betracht zieht, erscheint ungleichwertig gegenüber dem Gaistal.

B. Glaziale Ablagerungen.

In dem ganzen Übertiefungsbecken zwischen Scharnitz, den Höhen nördlich Wallgau und dem Riegel von Fall staute sich ein See, in

welchem „Seekreide“ zur Ablagerung kam. Mindesthöhe des Seespiegels nach den höchst gelegenen Seekreidevorkommnissen 930 m. Von Süden her ist bei Mittenwald in den See, und zwar auf die Seekreide ein Nagelfluhdelta hereingebaut. Nagelfluhreste über Seekreide sind auch noch im Tale von Vorderriß nachweisbar. Unter der Seekreide ist an einigen Stellen Liegendmoräne erschlossen. Über der Nagelfluh liegt Hangendmoräne: Seekreide und Nagelfluh sind die Ablagerungen eines interglazialen Stausees im Übertiefungsbecken einer älteren Vergletscherung.

Ein anderer See wurde im Tölzer Becken und von da rückgreifend bis in die Jachenau hinein aufgestaut. Als Staufaktor sind nur die Endmoränen von Tölz nachweisbar. Mindesthöhe des Seespiegels nach höchstgelegenen Seekreidevorkommnissen 730 m. Die Endmoränen, die diesen See abdämmen (innere Endmoränen von Tölz), deutet LEVY, entgegen PENCK, wohl zutreffend als Bühlmoränen (überwiegend vom Karwendelgletscher stammend). Unter ihnen greifen tiefere ältere Seekreideablagerungen durch, die einem See entstammen, der durch die äußeren Endmoränen von Tölz, Würmmoränen, abgedämmt wurde.

Die angeblichen Deckenschottervorkommnisse des Tölzer Beckens (AIGNER) stellt LEVY in Abrede, es seien, wenigstens der Mehrzahl nach, nur lokal verfestigte jüngere Schotter. Erst 3 km nördlich von Tölz, am Rummelsberg, beginnt die eigentliche Deckenschotterplatte des Alpenvorlandes; ihre Sohle liegt hier, nach AIGNER, bei 630 m, d. i. rund 150 m tiefer als die — gefällslose — unmittelbar präglaziale Talsohle am Ausgang des Isartales: ein weiteres Anzeichen der hier seit der Präglazialzeit erfolgten Hebung des Gebirgsrandes.

Die Moränenlandschaft um Jachenau führt LEVY darauf zurück, daß sich hier Bühlgletscherarme vom Walchensee her und aus dem Lengrieser Isartal herein begegnet hätten.

In der Umrandung des Wallgauer Beckens gibt sich durch Ufermoränen mit viel Obermoränenmaterial ein weiterer Halt des Gletscher-rückschmelzens zu erkennen, den LEVY nach dem Dorfe Krünn, das in der Mitte dieser Endmoränenlandschaft liegt, als das Krünnstadium bezeichnet. Es schaltet sich zwischen Bühl- und Gschnitzstadium, die Seefelder Senke war zu seiner Zeit noch von zentralalpinem Eise überflossen.

Jüngere, postglaziale, von keiner Moräne mehr überlagerte Schotterbildungen schneiden in niedrigen Terrassen über der heutigen Flußbaue ab.
2. Das Loisachgebiet.

A. Relief des Grundgebirges.

Eine alte Fortsetzung des Mittenwalder Isartales gegen Garmisch-Partenkirchen kommt nicht in Betracht. Die Wasserscheide liegt hier auch heute noch höher als der (unmittelbar) präglaziale Talboden in der Umgebung von Wallgau. Sie lag damals etwas weiter westlich als heute, bei ca. 1000 m ü. M. Von da senken sich entsprechende Gesimse nach Westen und streichen in ca. 850 m ins Garmischer Becken aus, übereinstimmend mit Stufenmündungen und Gesimsen in dessen übrigen Umkreis. Die Partnachklamm bestand zur entsprechenden Zeit noch nicht,

nur ein kurzes, höher basiertes Seitental kam aus ihrer Richtung. Das Reintal mündete im Zuge des heutigen Ferchentaales auf das Mittelgebirge um Ellmau und damit ins Isartal aus — eine Verbindung, die sehr glücklich erscheint. [Hingegen kann sich Ref. von der angenommenen starken Übertiefung, 350 m, im Reintale nicht überzeugen; die Verbindung der Oberreintalstufenmündung mit der 1000 m-Sohle über der heutigen Ferchenbachmündung ist unmotiviert, zumindest sehr problematisch.]

Aus dem Garmischer Becken zieht der angenommene unmittelbar präglaziale Boden mit 5‰ Gefälle in das Loisachquertal hinein bis gegen Eschenlohe. Dort taucht die Felssohle auch median im Tal hervor, setzt in 780 m Höhe die Übertiefung des Garmischer Beckens aus. Ähnlich wie am Ausgange des Isartales bei Tölz wird hier für die (unmittelbar) präglaziale Talsohle kein Gefälle mehr nachweisbar.

Unterhalb der angenommenen (unmittelbar) präglazialen Talbodenfläche ist im Garmischer Becken mehrfach ein Niveau von 780 m besonders ausgeprägt (Gesimse, Stufenmündungen). Es führt bei Eschenlohe in den präglazialen Talboden über. LEVY ist geneigt, es auf einen interglazialen Talboden zu deuten. (Mit Bestimmtheit kann man nur unter diesem Niveau von Übertiefung sprechen, weil tiefstens erst mit ihm auf der Schwelle von Eschenlohe die Übertiefung aussetzt.)

Vorwärts der Schwelle von Eschenlohe schließt das Übertiefungsbecken des Murnauer Moooses an, das als Zungenbecken des Bühlgletschers gedeutet wird (daß der Gletscher gerade hier an seinem Ende, im erweiterten Tale erodiert haben sollte!?).

Aus dem Garmischer Becken läßt LEVY die (unmittelbar) präglaziale Talsohle unter dem Eibseer Bergsturz hindurch allmählich in die Höhe der Törlen ansteigen (gibt das nicht einen zu raschen Anstieg, sollten da nicht ältere Gehängesysteme, mindestens eines, dazwischen liegen?). Sichtbar entsprechen den Gesimseresten des Garmischer Beckens um 850 m solche, die allmählich im Loisachtal gegen Grießen hin ansteigen (6‰) und dort in das Neidernachtal überleiten, um durch dasselbe in flacher Kurve (11‰) ans Plansee-Ostende fortzusetzen. Dort, in ca. 1100 m, schließt in allmählich steilerer Kurve (20—70‰) über den Sattel am Blauen Jäger (1207 m) als altes präglaziales Einzugsgebiet der Oberlauf des heute zum Lech entwässernden Zwieseltales (SO des Säuling) an. Das Planseetal von damals sperrt LEVY durch eine Wasserscheide an seiner engsten Stelle im Ostteile des Sees, das Ammertal durch eine solche an der Stelle des engen schluchtartigen Durchbruches von heute bei den Torsäulen. Ein entsprechender Sattel an den Törlen schied das Loisachtal der Gegend von Grießen gegen das Becken von Ehrwald hin, nur ein untergeordnetes Seitental kam aus dieser Richtung.

Das Ammertal jener Zeit hatte seinen Scheitel in ca. 1430 m Höhe im Sattel gegen die Pöllat und senkte sich von dort, durch Gesimse und Stufenmündungen vergegenwärtigt, in allmählich verflachender Kurve ostwärts bis auf ca. 1000 m nächst Linderhof und 850 m im Sattel von

Ettal, wo es annähernd gleichsöhlilig ins Loisachtal unterhalb Garmisch mündete. Eine alte, jedoch noch vor dem Ende der Eiszeit niedergelegte Wasserscheide trennte davon das Süd—Nord gerichtete Ammergauer Tal ab, welches LEVY um den Nordfuß des Trauchberges, südlich der stark hervortretenden Molasserippe des Schneidberges, nach Westen in den Lechbereich nordwestlich von Füssen verfolgt.

Alle diese mit reichlichem Detail belegten Rekonstruktionen müssen als sehr glücklich bezeichnet werden, erwecken nach Natur und Karte durchaus den Eindruck der Wahrscheinlichkeit.

Im Neidernachtale, anschließend an die bis 950 m in Fels gelegene Planseeschwelle, finden sich auch Reste eines tieferen, als interglazial aufgefachten Talbodens, die ostwärts in die 780er Gesimse im Garmischer Becken überführen, sich anderseits aber schon durch das Planseetal hindurch ins Hintertorental (Lechbereich) verfolgen lassen (Verfolgung lückenhaft und unsicher!), während die Wasserscheide bei den Torsäulen gegen das Ammertal noch bestand. In diesen „interglazialen“ Boden wäre durch einen von Westen her eingedrungenen Würmgletscher das Felsbecken des östlichen Neidernachtals eingetieft worden, hingegen als Zungenbecken eines ebenfalls von Westen gekommenen Bühlgletschers das Planseebecken(?). Die beiden Becken könnten nicht gleichzeitig oder durch denselben Gletscher ausgekolkt worden sein, weil zwischen beiden die (Bühl-) Endmoränen der Planseeschwelle liegen (das bräuchte wohl nicht auszuschließen, daß auch das Planseebecken, Tiefe 50 m, schon hocheiszeitlich, eventuell durch einen und denselben Würmgletscher wie das Neidernachbecken eingetieft worden ist).

B. Glaziale Ablagerungen.

Im Grunde des Garmischer Beckens finden sich Reste einer alten zu Nagelfluh verkitteten Moräne, deren Oberfläche von späterer Vergletscherung geschliffen und mit Moränenschutt überdeckt ist, der Rollstücke der Nagelfluh enthält: vermutlich Moräne einer älteren Vergletscherung.

Bei Eschenlohe und Kainzenbad liegen die Endmoränen des krünnstadialen Loisachgletschers. Dieselben stauten zusammen mit der Felschwelle von Eschenlohe einen See mit mindestens 725 m Spiegelhöhe auf, der das Becken seiner ganzen Horizontalausdehnung nach einnahm (See- Kreide-Ablagerungen). Im Becken des Murnauer Moooses sammelte sich nach dem Rückzuge des Bühlgletschers ein See mit 630 m Spiegelhöhe (nach PENCK). Der Bergsturz von Eibsee ist jünger als die Krünnmoränen, die unter ihm stellenweise zum Vorschein kommen.

Als Endmoränen des Bühlstadiums werden ferner gedeutet jene der Planseeschwelle (heutige Wasserscheide zwischen Plansee und Neidernach; Planseegletscher; daß im Garmischer Becken der Krünggletscher bis Eschenlohe, im Planseetal der Bühlgletscher hingegen nur bis zur Planseeschwelle gereicht hätte, erscheint bedenklich), jene im Ammertale zwischen der Mündung des Sägertals und Linderhof (und zwar aneinandergrenzend die Moränen eines lokalen Ammertaler Gletschers, des Ellmauer

Astes des Loischgletschers und eines von Osten, Ettal, her eingestülpten Armes des Loischgletschers) und jene von Saulgrub—Altenau (Ammergauer Ast des Ettaler Loischgletschers). — Auf das Gschnitzstadium des Partnachgletschers (nicht des Isargletschers, wie GEHL meinte) bezieht LEVY die Moränen von Ellmau westlich Mittenwald (es käme für dieselben wohl auch krümmstadiales Alter in Betracht).

3. Ehrwalder Becken und Lechgebiet.

A. Relief des Grundgebirges.

In dem alten bis in die Postglazialzeit hinein zum Inn geöffneten Tale von Lermoos—Ehrwald entsprechen Sohlenreste bei 1100 m jenen (angenommen unmittelbar präglazialen, PENCK) von 1000 m in der Imster Gegend. Die Wasserscheide gegen Griesßen wäre im Überflüßdurchbruch des durch den Fernpaß-Bergsturz aufgestauten Sees durchschnitten worden (Seespiegel bei ca. 1100 m). Die 1100er Sohlenreste verfolgt LEVY aus dem Ehrwalder Becken allmählich (13 ‰) ansteigend durch das Hintertorental bis zu einer alten Wasserscheide bei ca. 1300 m nahe östlich des Lech, auf der Höhe des damals zusammenhängenden Schlögel- und Schloßberges. Dem Hintertorentale jener Zeit weist LEVY auch noch das Planseetal zu bis zu jener Wasserscheide (ca. 1300 m) gegen das gleich alte (unmittelbar präglaziale) Loischtal am Ostende des Plansees (wie reimen sich diesfalls die um den Plansee ermittelten Werte 1200 und 1160 m mit jenen von 1200 m bei Bichlbach zusammen?). Diese (unmittelbar) präglaziale Sohle hätte der Gletscher im Becken von Lermoos um ca. 150 m übertieft (der Nachweis des Aussetzens der Vertiefung steht aus), eine zweite starke Übertiefung folgt in der Gegend von Heiterwang. Die Wasserscheide zum Lech wäre dann von der Seite des stärker übertieften Lechtales her angeschnitten und das Hintertorental zum Lech abgelenkt worden. Für jenen „interglazialen“ Talboden der Planseeschwelle nimmt LEVY eine Wasserscheide ungefähr in der Gegend der heutigen bei Lehn an; von da wäre dieses interglaziale Tal in ganz allmählicher Senkung (20 ‰) durch das Hintertoren- und Planseetal zur Neidernach verlaufen (Anhaltspunkte sehr geringfügig, Rekonstruktion daher fragwürdig).

Im Lechtal schließt LEVY an AMPFERER und MÜLLER an, lehnt jedoch die von MÜLLER angenommene tektonische Einbiegung des (unmittelbar) präglazialen Talbodens in der Gegend von Reutte aus guten Gründen ab und zieht die präglaziale Sohle in allmählicher Senkung von 1050 m an der Rotlech-Mündung gegen Pfronten hinaus. Dem von MÜLLER betonten (angebliche tektonische Vertiefung des präglazialen Talbodens) Niveau von 950 m nordwestlich von Reutte komme eventuell die Bedeutung eines interglazialen Talbodens ähnlich wie im Plansee—Garmischer Gebiete zu.

Im Vorlande deuten die Stufenmündungen des Halblech und der Halbammer, da hier mit glazialer Übertiefung wohl nicht mehr gerechnet werden kann, auf eine ähnliche tektonische Hebung des Gebirgsrandes seit der Präglazialzeit hin wie nördlich des Walchensees und Tölzer Beckens.

Im Zusammenhange mit ihr dürfte die Wasserscheide zwischen Ammergau und Ammertal, durch Anzapfung von der hier näheren tiefer gesenkten Erosionsbasis im Norden her, niedergelegt worden sein.

B. Glaziale Ablagerungen.

Bei Pfronten, vor dem Hopfensee, dann nördlich von Füssen und vor dem Bannwaldsee stellt LEVY das Vorhandensein von Bühlendmoränen fest. Dieselben hätten im untersten Lech-(Vils-)Tal den See aufgestaut, den Ref. angegeben, MÜLLER hingegen in Abrede gestellt hatte; doch hätte dieser Vilstalsee nicht in das Becken von Reutte hineingereicht, sondern dort wäre zu seiner Zeit das Gletscherende des Krünnstadiums gelegen und in dessen Becken (Moränen- oder Übertiefungsbecken?) hätte sich dann später ein anderer See gesammelt, nachdem der Vilstalsee schon im Wege des Überflüßdurchbruches gegen Füssen abgeflossen war. Ähnlich hätte im Hintertorental der Krünnegletscher mit seinem Ende bei Heiterwang an den schon bestehenden Plansee herangereicht.

In einem abschließenden III. Teil bringt LEVY eine zusammenfassende Darstellung über die Herausbildung des heutigen Formenschatzes seit der Präglazialzeit. An Hand einiger instruktiver kleiner Skizzen zeigt LEVY die im Sinne seiner Rekonstruktionen eingetretenen Verschiebungen der Wasserscheiden seit der Präglazialzeit. Der auffallendste generelle Zug ist hiebei die Verschiebung der Wasserscheiden nach O, im Wettersteingebirge auf Kosten der Isar zugunsten der Loisach, im Planseegebiete auf Kosten der Loisach zugunsten des Lech. Nichtsdestoweniger zeigten schon die (unmittelbar) präglazialen Wasserscheiden mehrfach eine auffallende Asymmetrie. Die (unmittelbar) präglazialen Täler boten wohl in ihrem Längsprofil, nicht aber auch in ihrer horizontalen Entwicklung ein ausgeglichenes und einheitliches Bild. Die (unmittelbar) präglaziale Landschaft „entspricht ganz und gar nicht etwa der landläufigen Vorstellung eines Mittelgebirges, . . . „steil nud schroff ragten wie heute schon damals die aus Wettersteinkalk gebildeten Hochstöcke auf“. Klarer als aus irgend-einer älteren morphologischen Alpendarstellung geht hervor, daß der eiszeitliche Anteil an der Reliefgestaltung ein ungleich geringerer ist als der präglaziale. „Das (sc. unmittelbar) präglaziale Landschaftsbild stellt nicht den Ausgangspunkt, sondern das unfertige, gewaltsam herbeigeführte Ende einer unendlich langen Entwicklung dar, gewissermaßen nur eine Augenblicksaufnahme in der Geschichte der Kalkalpen und ihrer Täler seit dem Abschluß der tektonischen Gebirgsbildung.“ „Die großen Haupttäler waren in der Präglazialzeit schon großenteils fast im gleichen Umfang entwickelt wie jetzt.“ Verschiedentlich erwähnt LEVY auch Reste älterer präglazialer Formentwicklungsstadien.

Kartenskizzen zeigen die verschiedenen eiszeitlichen und stadialen Seebildungen des Gebietes.

Die Feststellung des „Krünnstadiums“ zwischen Bühl- und Gschnitzstadium, jedoch näher dem ersteren, bringt weiteres Detail in die Geschichte des Rückschmelzens der Eiszeitgletscher; es setzt eine Hebung der Schnee-

grenze gegenüber dem Bühlstadium um kaum 100 m voraus, Isar- und Loisachgletscher wurden noch mit zentralalpines Eise gespeist.

Dem Sinne älterer Ausführungen PENCK's entspricht die Feststellung, daß bei Beginn des Eiszeitalters Isar- und Loisachgletscher nur auf dem Wege durch die Seefelder Senke nennenswerte Zuschüsse zentralalpines Eises erhielten, daher die Seltenheit kristalliner Geschiebe in den ältesten Moränen und Schottern entsprechender Teile des Alpenvorlandes.

Sehr wichtig sind die Konstatierungen betreffs junger tektonischer Verschiebungen, und zwar Aufwärtsbewegungen des Gebirgsrandes, ähnlich wie solche schon länger vom Südalpenrande bekannt sind. Außer präglazialen erkennt LEVY von der Tölzer Gegend bis an den Ausgang des Lechtales hinüber auch auf eine eiszeitliche Hebung des Gebirgsrandes um mindestens 100 m (die Präzisierung, daß sie in der letzten Interglazialzeit erfolgt wäre, ist wohl noch nicht genügend begründet). Und diese Hebung, nicht die Glazialerosion an sich, ist für ihn der Hauptaussgangspunkt für die durch fluviatile und glaziale Erosion bewirkte eiszeitliche Fortbildung des Reliefs; in ihrer Folge wären auch die noch zu Beginn des Eiszeitalters bestandenen Schranken so weit erniedrigt oder durchbrochen worden, daß bei späteren Vergletscherungen zentralalpines Eis in ungleich bedeutenderer Menge Zutritt ins Isar—Loisachgebiet erlangte. „Die Gletscher blieben abhängig von dem Formenschatze, den sie vorfanden, konnten sich erst voll und in größter Kraft entfalten, als interglaziale Flußerosion infolge tektonischer Vorgänge ihnen den Weg frei gemacht hatte.“ Aber auch dann noch kommt LEVY im allgemeinen zu mäßigen Übertiefungs- (s. str.) Beträgen, in der großen Mehrzahl der Fälle zwischen 100 und 200 m. Nur wo präglaziale Wasserscheiden durchschnitten oder beseitigt wurden, wären überhaupt eiszeitliche Vertiefungen um erheblich größere Beträge erfolgt. Die Übertiefung setze meist dort aus, wo der Gletscher durch einen anderen, übergeordneten gestaut wurde, und lasse sich dann eben eindeutig als solche erweisen durch das rückfällige Hervortreten der Felssohle.

Für ein Rücksinken des Gebirgskörpers fehlten Anhaltspunkte (der ungestörte Verlauf der präglazialen Talböden bis in die unmittelbare Nähe des Alpenrandes schließt indes nur Verbiegungen aus, für eine Senkungsbewegung des Gebirgskörpers im ganzen bleibt die Möglichkeit offen).

LEVY's Arbeit bedeutet einen großen und sehr erfreulichen Fortschritt in der morphologischen Alpenforschung: sie hat sich freigemacht von der Schablone glazialmorphologischer Übertreibungen, ohne andererseits glazialerosive Momente zu unterschätzen. Sie läßt der Eiszeit und auch den Gletschern selbst einen immerhin wichtigen Anteil an der Schaffung des heutigen Formzustandes, die Hauptentwicklung aber rückt in viel frühere Zeiten zurück. Und das ist wohl die Richtung, in der die morphologische Alpenforschung fortschreiten wird.

Klebeisberg.

Paul Beck (Thun): Grundzüge der Talbildung im Berner Oberland. (Ecl. Geol. Helv. 17. Heft 2. Juli 1921. 139—176. Mit 2 Textfig. und 1 Tabelle.)

Nach etwas breiten, gutenteils Selbstverständlichkeiten enthaltenden allgemeinen Ausführungen über die Bedingungen der Talbildung unterscheidet Verf. für sein Gebiet drei Hauptabschnitte angeblich quartärer (ohne nähere Begründung) Talvertiefung: eine „älteste, welche bis auf 15—1600 m Meereshöhe herab weite Hochflächen und mehr als die Hälfte des Talraumes schuf; eine mittlere, welche Terrassen bis auf ca. 1000 m herab und vom tieferen Hohlraum den stark überragenden Hauptteil erzeugte, und endlich eine letzte, welche die Durchtalung der Seen und ihrer Umgebung beendigte“. Als Reste der „pliocänen Abtragungsfäche“ betrachtet Verf. die Gipfflur des Aarmassivs und die nördlich vorliegenden ungleich tieferen „Plateaugipfel“ (z. B. Faulhorn, Stockhorn).

Das „altquartäre“ Oberflächensystem „von 1500 m aufwärts“ ist besonders schön entwickelt beiderseits des unteren Simmentals. Die Eintiefung auf das Terrassenniveau läßt mehrere Etappen erkennen. Das Terrassenniveau (1000 m) ist besonders in der Umgebung des Thuner Sees schön entwickelt, ihm gehört u. a. auch der Brünigpaß an (1011 m), über den damals noch die Aare nach NNO floß; erst mit der folgenden dritten Eintiefungsperiode wäre sie nach W abgelenkt worden. Auch diese Epoche gliedert sich nach einzelnen Stadien, denen Terrassen (700 und 600 m ü. M.) entsprechen, die untere Grenze setzen die Böden des Thuner und Briener Sees (308—343 m). Jene stadialen Terrassen sind dadurch besonders bemerkenswert, daß sie für 60 bzw. 40 km Haupttalstrecke kein Gefälle aufweisen. Dieser Gefällsmangel genüge, um den im Grundgebirge gelegenen Teil der Seebildung zu erklären. Die tektonischen Dislokationen (Rücksinken der Alpen), auf die der Gefällsmangel zurückgeführt wird, werden als Ursache der im folgenden behandelten jungquartären Aufschüttungen betrachtet. Doch genüge kein einfaches Einsinken des Alpenkörpers gegenüber dem Vorlande, da der Gefällsmangel der Terrassen — eine in weiterem Umfange anzuwendende Argumentation — auch in jenen Talstrecken gegeben ist, die im Streichen des Gebirges liegen, es müßten die Alpen nicht nur einfach gleichmäßig gegenüber dem Vorlande eingesunken sein, sondern in der Streichungsrichtung verschieden stark, im Falle des Aaretals nach NO hin zunehmend.

Für die Entstehung der Talböden, deren Reste die erwähnten Stadialterrassen vorstellen, und für die Herausschneidung der Terrassen selbst ist Verf. (in Anlehnung an ältere derartige Annahmen) geneigt, den Wechsel von Gletschervorstoß und Gletscherrückgang verantwortlich zu machen: Gletschervorstoßen habe Verminderung der Wasserführung und der Erosionskraft zur Folge, letztere reichte dann gleichsam nur mehr zur Ausarbeitung flacher Talböden durch Seitenerosion aus, im übrigen trete Aufschüttung ein; Gletscherrückgang hingegen habe Vermehrung der Wasserführung

und der Erosionskraft zur Folge, die Talböden würden zerschnitten, tiefere Rinnen in sie eingetieft (die Erosionsbasis scheint dabei vergessen worden zu sein). Im Zusammenhang mit dem angenommenen Rücksinken reimt sich Verf. weiter zusammen: vor der Stirn des vorgehenden Gletschers wären im einsinkenden Gebiete gewaltige Schottermassen abgelagert worden, „bei einem raschen Rückzug des Gletschers, vielleicht durch die Dislokation selber verursacht, entstand hinter der Schotterbarriere ein See“. Derartige Vorstellungen dienen zur Erklärung des Thuner und Brienzer Sees.

Aus dem bekannten schönen Interglazialprofile an der Kandermündung schließt Verf. in zwar ganz kurzer, aber auch ganz unzureichender Argumentation auf eine zwischen den Deckenschottervergletscherungen einerseits, der vorletzten, „großen“ Vergletscherung andererseits gelegene „Kandereiszeit“; ganz vage sind Schlüsse auf eventuelle weitere Vergletscherungen, die auf Kosten der „großen“ Interglazialzeit gingen. Mit diesen unsicheren Annahmen für die ältesten vorhandenen Glazialablagerungen verliert Verf. den Boden für eine verständliche Ansetzung und Beurteilung der späteren; von der letzten Interglazialzeit z. B. ist seltsamer Weise mit keinem Worte die Rede, während Verf. seinen beiden früheren Interglazialzeiten ganz bestimmte Rollen zuweist. Erst für die Würmeiszeit findet man sich wieder einigermaßen zurecht, über ihren Verlauf werden manche interessante Einzelheiten mitgeteilt; desgleichen über die seit jüngsten historischen Zeiten eingetretenen Veränderungen (Berechnungen über die Schuttführung der Kander, wobei eine auffallende Steigerung der Schuttführung anschließend an den Rückgang des 1850er Gletschermaximums angegeben wird).

Die Arbeit bringt manche schätzenswerte Bereicherung des Beobachtungsmaterials. Sie leidet aber andererseits an offenkundigen Mängeln. Zunächst fehlt es an Systematik und Übersichtlichkeit der Durcharbeitung und Darstellung (nur äußerlich scheint eine klare Gliederung gegeben), wodurch ihr Studium sehr erschwert wird. Besonders aber fällt die dilettantische Selbstherrlichkeit unangenehm auf, mit der Verf. manches für fix nimmt, was erst erwiesen werden sollte, hingegen sich glatt über vieles hinwegsetzt, was sehr zu berücksichtigen wäre. Bei einem Gebiet, das schon mancherlei eingehende Bearbeitung erfahren hat (ZOLLINGER, BRÜCKNER z. B.), geht es denn doch nicht an, die Ansichten anderer und die Ergebnisse älterer Forschungen völlig zu ignorieren, auch nicht unter Berufung auf „20jährige Beobachtungen“ und den Standpunkt „Nicht-Prioritäten feststellen, sondern das Naturgeschehen“. Mit solchen Bemerkungen läuft man Gefahr, überhaupt nicht ernst genommen zu werden, — was einem für den eifrigen Thuner Lokalforscher auch wieder leid täte.

Klebensberg.

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: 1922

Band/Volume: [1922](#)

Autor(en)/Author(s):

Artikel/Article: [Diverse Berichte 1320-1389](#)