

I. Aufsätze und Mitteilungen.

Vulkanismus und Zusammenschub.

Von W. v. Lozinski (Krakau).

Literatur.

1910. AHLBURG, Geol. Aufbau von Nordcelebes. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. 62. Monatsber.
1906. AMPFERER, Über das Bewegungsbild von Faltengebirgen. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst. Bd. 56.
1906. ARLDT, Parallelismus der Inselketten Ozeaniens. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin.
1907. ARLDT, Die Entwicklung der Kontinente und ihrer Lebewelt. Leipzig (Engelmann).
1908. ARLDT, Die geograph. Lage der abyss. Gräben. Globus. Bd. 93.
1915. ARLDT, Die positiven und negativen Elemente Europas. Petermanns Mitteil. Jg. 61.
1917. ARLDT, Handbuch der Paläogeographie. Bd. I. Teil 1. Berlin (Borntraeger).
1914. BARRELL, Upper Devonian Delta of the Appalachian Geosyncline (II—III). Amer. Journal of Science. Bd. 187.
1905. BASCOM, Piedmont District of Pennsylvania. Bull. of the Geol. Soc. of America. Bd. 16.
1911. BAUMGÄRTEL, Eruptive Quarzgänge in der Umgebung der vogtländisch-westerzgebirgischen Granitmassive. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. 63.
1903. BECKE, Die Eruptivgebiete des böhm. Mittelgebirges und der amer. Andes. Tschermaks Mineral. u. petrograph. Mitteil. N. F. Bd. 22.
1895. BECKER, Gold Fields of the Southern Appalachians. 16. Ann. Report of the Un. St. Geol. Survey 1894—95. Part III.
1913. BERG, Beiträge zur Geol. von Niederschlesien. Abhandl. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. N. F. Heft 74.
1887. BERTRAND, La chaîne des Alpes et la formation du continent européen. Bull. Soc. Géol. de France. Ser. III. Bd. 15.
1899. BEYSchLAG-VON FRITSCH, Das jüngere Steinkohlengebirge und das Rotliegende in der Prov. Sachsen. Abhandl. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. N. F. Heft 10.
1913. BEYSchLAG-KRUSCH-VOGT, Die Lagerstätten der nutzbaren Mineralien u. Gesteine. Bd. II.
1910. BORNHARDT, Über die Gangverhältn. d. Siegerlandes (I). Archiv f. Lagerstättenforschung. Heft 2.
1912. BRANDES, Sandiger Zechstein usw. in Mitteldeutschland. Zentralbl. f. Mineral. usw.
1913. BRANDES, Die niederländisch-herzynische Vergitterung oder Querfaltung und der jungpaläozoische Vulkanismus in Mitteldeutschland. Leipzig (Teubner).
1917. BROUWER, Über Gebirgsbildung und Vulkanismus in den Molukken. Geol. Rundschau. Bd. 8.
1901. CVIJIĆ, Die tekton. Vorgänge in der Rhodopemasse. Sitzungsber. d. Kais. Akad. d. Wiss. Bd. 110. Abt. I.

1903. CVIJIĆ, Die Tektonik der Balkanhalbinsel. Comptes rendus IX. Congrès Géol. Internat. de Vienne.
1915. DACQUÉ, Grundlagen und Methoden der Paläogeographie. Jena (Fischer).
1900. DALMER, Die westerzgebirgische Granitmassivzone. Zeitschr. f. prakt. Geol. Jg. 8.
1903. DALMER, Über das Cambrium und das Silur Sachsens. Zentralbl. f. Min. usw.
1906. DALY, Abyssal igneous injection as a causal condition and an effect of mountain-building. Amer. Journal of Science. Bd. 172.
1894. DANA, Manual of Geology. 4. Ed.
1892. DATHE, Geol. Beschreibung d. Umgeb. von Salzbrunn. Abhandl. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. N. F. Heft 13.
1912. DATHE-ZIMMERMANN, Erläuterungen zur geol. Karte von Preußen. Lief. 145. Blatt Freiburg.
1916. DEECKE, Geologie von Baden. Teil I.
1917. DEECKE, Dass. Teil II.
1914. DENCKMANN, Geol. Grundriß- u. Profilbilder zur älteren Tektonik des Siegerlandes. Archiv f. Lagerstättenforschung. Heft 19.
1916. FRÖDIN, Einige Beobachtungen über den Oldengranit. Bull. of the Geol. Inst. of the Univ. of Upsala. Bd. 13 (II).
1846. FUCHS, W., Beiträge zur Lehre von den Erzlagerstätten. Wien.
1909. GRABAU, Evolution of North America during Ordovician etc. Journal of Geology. Bd. 17.
1906. GRATON, Recon. of gold and tin deposits of the S. Appalachians. Bull. Un. States Geol. Survey. Nr. 293.
1917. HAARMANN, Zur tekton. Geschichte Mexikos. Zentralbl. f. Mineral. usw.
1913. HEYL, Platinum in North Carolina. Proc. of the Amer. Philos. Soc. Bd. 52.
1899. HILL, The Geol. and phys. Geogr. of Jamaica. Bull. of the Mus. of Comp. Zool. at Harvard College. Bd. 34.
1894. KEITH, Geol. of the Catoclin Belt. 14. Ann. Report Un. St. Geol. Survey 1892—93.
1895. KEYES, Origin and relations of Central Maryland granites. 15. Ann. Report Un. St. Geol. Survey 1893—94.
- 1916 (a). KOSSMAT, Übersicht der Geol. von Sachsen. Leipzig.
- 1916 (b) KOSSMAT, Bericht über eine geologische Studienreise in Altserbien. Berichte d. Kgl. Sächs. Ges. d. Wiss., Math.-phys. Kl. Bd. 68.
1907. KRÜMMEL, Handbuch der Ozeanographie. 2. Aufl. Bd. I.
1914. LEITH, Structural Geology. London.
1910. LEPSIUS, Geologie von Deutschland. Bd. II.
1916. v. LOCZY, Die geologischen Formationen der Balatongegend. Resultate d. wiss. Erforschung des Balatonsees. Bd. I.
1912. v. LOZINSKI, Zur Bildungsweise der Konglomerate des Rotliegenden. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst. Bd. 62.
1913. v. LOZINSKI, Das seismische Verhalten der Karpathen und ihres Vorlandes. Beiträge zur Geophysik. Bd. 12.
1911. MARSHALL, Oceania. Handbuch der regionalen Geologie. Bd. VII, 2.
1904. MATHEWS, Structure of the Piedmont Plateau in Maryland. Amer. Journal of Science. Bd. 167.
1905. MATHEWS, Correlation of Maryland and Pennsylvania Piedmont Formations. Bull. of the Geol. Soc. of America. Bd. 16.
1913. MEYER, H. L. F., Paläogeographische Bemerkungen. Berichte üb. d. Vers. d. Niederrhein. geol. Vereins.
1915. MEYER, H. L. F., Die Gliederung des Zechsteins. Bericht d. Oberhess. Ges. f. Natur- u. Heilkunde zu Gießen. N. F. Naturw. Abt. Bd. 6.
1912. MOLENGRAAFF, On recent crustal movements in the island of Timor. Kon. Akad. van Wetensch. te Amsterdam. Proc. of the Section of Sciences. Bd. 15(I).

1880. NEUMAYR, Über den geologischen Bau der Insel Kos. Denkschr. d. Kais. Akad. d. Wiss., Math.-naturw. Kl. Bd. 40.
1912. v. PALFY, Geologische Verhältnisse und Erzgänge des Siebenbürg. Erzgebirges. Mitteil. aus d. Jahrb. d. Kgl. Ungar. Geol. Reichsanst. Bd. 18. Heft 4.
1912. v. PAPP, Die Umgebung des Pokoltal im Kom. Haromszek. Földtani Közlöny. Bd. 42.
1899. PHILIPPSON, Der Gebirgsbau der Ägäis. Verhandl. des VII. Internat. Geographenkongresses, Berlin. Teil II.
1909. PIETZSCH, Die geol. Verhältn. d. Oberlausitz. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 61.
1914. PIETZSCH, Über das geologische Alter der dichten Gneise des sächsischen Erzgebirges. Zentralblatt f. Mineral. usw.
1910. RANSOME-EMMONS-GARREY, Geology and ore deposits of the Bullfrog District, Nevada. Bull. Un. St. Geol. Survey. Nr. 407.
1860. v. RICHTHOFEN, Studien aus den ungarisch-siebenbürgischen Trachytgebirgen. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst. Bd. 11.
1856. VON RUSSEGGGER, Die Erderschütterungen zu Schemnitz in den Jahren 1854 und 1855. Amtl. Ber. üb. d. 32. Vers. Deutscher Naturf. u. Ärzte zu Wien.
1896. RUSSELL, On the nature of igneous intrusions. Journal of Geology. Bd. 4.
1910. SCHUCHERT, Palaeogeography of North America. Bull. of the Geol. Soc. of America. Bd. 20.
1912. SCHWENKEL, Die Eruptivgneise des Schwarzwaldes. Tschermaks Mineral. u. petrograph. Mitteil. N. F. Bd. 31.
1915. SCHWINNER, Dinariden und Alpen. Geol. Rundschau. Bd. 6.
1899. SHALER-WOODWORTH, Geology of the Richmond Basin, Virginia. 19. Ann. Report Un. St. Geol. Survey 1897—98. Part II.
1914. STARK, Petrographische Provinzen. Fortschritte d. Mineralogie usw. Bd. 4.
1915. STAUFFACHER, Der Goldgangdistrikt von Aitenberg in Schlesien. Zeitschr. f. prakt. Geol. Jg. 23.
1913. STILLE, Tektonische Evolutionen u. Revolutionen der Erdrinde. Leipzig.
1891. v. SZABO, Die Bewegungen auf den Schemnitzer Erzgängen. Földtani Közlöny. Bd. 21.
1913. v. SZADÉCKY, Beiträge zur Tektonik des Siebenbürg. Beckens. Földtani Közlöny. Bd. 43.
1903. UHLIG, Bau und Bild der Karpathen. Wien-Leipzig.
1898. VAN HISE, Estimates and causes of crustal shortening. Journal of Geology. Bd. 6.
1904. VAN HISE, A Treatise on Metamorphism. Monographs Un. St. Geol. Survey. Bd. 47.
1914. VENDL, Die geologischen Verhältnisse des Gebirges von Velence. Mitteil. aus d. Jahrb. d. Kgl. Ungar. Geol. Reichsanst. Bd. 22. Heft 1.
1908. VERBEEK, Rapport sur les Moluques. Batavia.
1909. WEBER, Zur Petrographie der Samoa-Inseln. Abhandl. d. math.-phys. Kl. d. K. Bayr. Akad. d. Wiss. Bd. 24. Abt. II.
1912. WEED, Geology of Butte District, Montana. Un. St. Geol. Survey. Profess. Paper 74.
1902. WEINSCHENK, Über die Plastizität der Gesteine. Zentralblatt f. Mineral. usw.
1895. WILLIAMS, General relations of the granitic rocks in the Middle Atlantic Piedmont Plateau. 15. Ann. Report Un. St. Geol. Survey 1893—94.
1902. WILLIS, Paleozoic Appalachia. Maryland Geol. Survey. Bd. 4.
1907. WILLIS, A theory of continental structure applied to N. America. Bull. of the Geol. Soc. of America. Bd. 18.
1909. WILLIS, Paleogeographic Maps of N. America. Journal of Geology. Bd. 17.
1914. v. WOLFF, Der Vulkanismus. Bd. I.

Wenn gegenwärtig die Kontraktionshypothese für überwunden gilt, so bleibt es ihr dauerndes Verdienst, das Verhältnis einer zusammengeschobenen Zone zu ihrem starren Vorlande geklärt zu haben. Um die Beziehungen zum Hinterlande dagegen hat man sich wenig gekümmert. Auf dem Boden der Kontraktionshypothese entstand die allgemeine, kritisch nie überprüfte Ansicht, es werde das Hinterland eines »Faltengebirges« von Senkungen und dadurch passiv ausgelöstem Vulkanismus beherrscht. Dazu schien der Karpathenbogen mit seinem Hinterlande ein Musterbeispiel zu bieten, an welches TIETZE den drastischen Ausdruck knüpfte, daß der Schichtenschub »gewissermaßen von einem Loch ausgeht«¹⁾. In der Tat bekommen wir aus der Betrachtung der geologischen Karte den äußeren Eindruck, daß das ungarische Tiefland, orographisch gegenüber dem umwallenden Karpathenbogen eingesenkt und von jungen Ablagerungen ausgefüllt, ein Senkungsfeld darstellt. Es entsteht aber die Frage, ob in paläogeographischer Beziehung das Hinterland der Karpathen ein zu Senkungen neigendes Verhalten aufweist. Mit der Senkung hat die Kontraktionshypothese den Vulkanismus als eine passive Folgeerscheinung verbunden. Indes weist ein Blick auf die geologische Karte der Karpathen auf einen anderen Zusammenhang hin, welcher v. RICHTHOFEN nicht entging²⁾. Der oberungarisch-siebenbürgische Vulkankranz auf der Innenseite des Karpathenbogens schmiegt sich dem Verlauf des letzteren so genau an, daß der räumliche Zusammenhang des Vulkanismus mit dem Zusammenschub der Karpathen in die Augen springt. Damit taucht das Problem auf, inwieweit auch ein zeitlicher Zusammenhang zwischen den Schubphasen der Karpathen und dem Vulkanismus auf ihrer Innenseite besteht. Nachdem man im Banne der Kontraktionslehre im Vulkanismus auf der Innenseite von Schubzonen eine Folgeerscheinung des Zusammenschubs erblickte, konnte UHLIG noch die Möglichkeit eines Zufalls vorschweben³⁾, daß die jüngsten, nach v. PAPP (1912) pliozänen Vulkanausbrüche auf der Innenseite der Karpathen, diejenigen des Büdöshegy am Südostende des siebenbürgischen Vulkanzuges der Hargitta, wo das junge Eruptionsalter gegenwärtig durch Solfataren und Mofetten verraten wird, mit dem Einsetzen der jüngsten, pliozänen Schubphase am Außenrande der rumänischen Karpathen zeitlich und räumlich genau zusammenfallen.

Das Hinterland der Karpathen.

Durch die jungtertiär-quartäre Ausfüllung des ungarischen Tieflandes, die eine Senkung vortäuscht, wird der ältere Untergrund, die »alte ungarische Masse« von FRECH⁴⁾, zum größten Teil verhüllt. In

1) Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst. Bd. 32. S. 729. 1882.

2) v. RICHTHOFEN (1860), S. 153—155.

3) UHLIG (1903), S. 896.

4) Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 57. 1905. Monatsber. S. 334.

inselartigen Durchragungen des granitischen und metamorphen Grundgebirges, so in der Gegend des Balatonsees und des Bakonyerwaldes¹⁾, in dem von VÉNDL (1914) untersuchten Gebirge von Velence, in größerem Umfange dagegen am Westrande des Siebenbürgischen Beckens, im Gyaluer Massiv, Bihargebirge usw.²⁾ — schaut der varistische Bau mit angelagertem kontinentalem Perm hervor. In der Umrandung des ungarischen Tieflandes, wie im oberungarischen Erzgebirge, in den westkarpathischen Kerngebirgen und in der ostkarpathischen Masse treten größere Flächen des varistischen Untergrundes zutage, ebenfalls von kontinentalem Perm oder limnischem Oberkarbon diskordant überlagert. So wird der varistische Bau im Untergrunde der Karpathen³⁾ wie auch des ungarischen Tieflandes verraten. Letzteres hat v. LOCZY⁴⁾ mit vollem Recht als ein strukturelles Bindeglied zwischen Mitteleuropa und dem »Orientalischen Festland« von v. MOJSISOVICS angesprochen.

Auf den varistischen Diastrophismus und die jungpaläozoische Abtragung folgte die Meeresbedeckung der Triaszeit von epikontinentalem Charakter mit gelegentlichen Vertiefungen. Gegen Ende der Triaszeit kommt der Meeresrückgang zunächst im Südosten des pannonischen Gebietes zur Geltung und wird der Anschluß an das »Orientalische Festland« im Sinne von v. MOJSISOVICS⁵⁾ zur Liaszeit angebahnt⁶⁾. Andererseits aber liegen Anzeichen räumlich und zeitlich sehr beschränkter Schwankungen der Tiefe des Liasmeeres und zwar Einschaltungen von kieseligen, mangan- und radiolarienführenden Ablagerungen (Bakony) vor. Eine weitgehende Verlandung ist für die Doggerzeit anzunehmen, aus welcher Sedimente auf Küstennähe hinweisen⁷⁾ oder überhaupt fehlen. Nach der Episode der tithonen Transgression kehren zur Unterkreidezeit ungefähr dieselben Verhältnisse wieder und werden durch vorwiegend sandigen Charakter der Sedimente oder die Riffazies der Caprotinenkalke, andererseits durch eine Ablagerungslücke angedeutet. Gegen Ende der Unterkreidezeit tritt eine diastrophische Periode in den Karpathen wie ihrem Hinterlande ein. In paläogeographischer Beziehung ist das sog. Bucegi-Konglomerat in Siebenbürgen, dessen Alter etwa dem oberen Gault und dem Cenoman entspricht, sehr charakteristisch. Will man den Bildungsverhältnissen dieses Riesenkonglomerats von mehreren hundert Metern Mächtigkeit näher treten, so versagt die geläufige Auffassung über Transgressionen und angeblich damit zusammenhängende Konglomerate⁸⁾. Mit vollem Recht wird die Entstehung des Bucegi-

1) v. LOCZY (1916), S. 17 usw.

2) v. SZADÉCKY (1913), S. 492.

3) v. LOZINSKI (1913), S. 20.

4) Geograph. Zeitschr. Jg. 20. S. 329. 1914.

5) Jahrb. d. k. k. Geolog. Reichsanst. Bd. 30. S. 178—181. 1880.

6) POMPECKJ in Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Ges. Bd. 49. S. 807 ff. 1897.

7) VADASZ im Geolog. Zentralblatt. Bd. 21. Nr. 682. 1914.

8) Vgl. die treffliche Kritik von DEECKE in Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Ges. Bd. 68. S. 384—385. 1916.

Konglomerats in der Weise gedeutet, daß der Meeresboden über die Wasserfläche schrittweise herausgehoben bzw. herausgeschoben wurde und die immer wieder emportauchenden Meeresklippen der allmählichen Zertrümmerung durch die Brandung unterlagen¹⁾. So ist uns das Bucegi-Konglomerat ein Emersionskonglomerat, das den Eintritt einer längeren diastrophischen Periode an der Wende der Unter- und Oberkreidezeit registriert. Damit werden die Karpathen und ihr Hinterland zum Schauplatz von diastrophischen und vulkanischen Äußerungen, deren weiteren Verlauf und Wechselbeziehungen die nachstehende Zusammenstellung vorführen soll.

		Hinterland der Karpathen		Diastrophismus in der Karpathen
		Wechsel von Meer u. Festland	Vulkanismus	
Gegenwart		Festland (subaërisch)		
Diluvium				
Pliocän		Fortschreitende Aussüßung u. Trockenlegung limnisch-fluviatil	Rhyolite, Andesite u. Dazite des Siebenbürgischen Erzgebirges	Allgemeine Hebung
Miocän		Brackwasser (sarmatischer Binnensee)		
Oligozän	Binnenmeer	Brackische Ablagerungen mit Kohle	Liparit (Siebenbürgen)	Hebung in den inneren Zonen (westkarp. Kerngebirge, ostkarp. Masse)
Eozän		Süßwasserkalk in Siebenbürgen		
Senon		Kontinentalphase. Brackische und limnische Bildungen mit Kohle. Bruchbildung u. vertikale Bewegungen		Vertikale Bewegungen in den westkarpathischen Kerngebirgen
Turon		Wechselnde Meeresbedeckung (durch ? Diskordanzen unterbrochen)	Rhyolite des Rez- und Vlegyasza-Bihar-Gebirges	Schubphase bzw. mehrere, durch Ruhepausen getrennte Schubphasen
Cenoman		Limnisch (Kohlenbildung)		
Oberer Gault		Hebung mit räumlich abwechselnder Meeresbedeckung und Trockenlegung (Bildung des Bucegi-Konglomerats in Siebenbürgen)		

Aus dem vorstehenden Überblick kann man die paläogeographischen Beziehungen zwischen den Karpathen und ihrem Hinterlande sowie die innige Verknüpfung des Vulkanismus mit den diastrophischen Perioden

¹⁾ JEKELIUS in Jahresber. d. Kgl. Ungar. Geol. Reichsanst. f. 1913. S. 179—180.

direkt ablesen. Dabei ergeben sich auffallende Zusammenhänge, die wir in folgenden Punkten zusammenfassen.

1. Das Hinterland der Karpathen ist in seiner entwicklungsgeschichtlichen Rolle nichts weniger als ein Senkungsgebiet. Der paläogeographische Rückblick zeigt, daß nach jeweiligem Meereseinbruch bald die Hebungstendenz durch die Einschränkung und Zurückdrängung der Wasserfläche sich geltend macht, am vollkommensten in der jungtertiär-quartären Entwicklungsreihe vom Marinen durch das Brackische und Limnische zum Kontinentalen. Die Meereseinbrüche erweisen sich als Episoden, in denen die habituelle Hebungstendenz zeitweise erlahmte, um nach relativ kurzer Pause mit rhythmisch zunehmender Intensität wieder zum Ausdruck zu kommen. In diesem Sinne kann man von einer pannonischen Masse im Innern des Karpathenbogens sprechen und dieselbe zu den Gebieten rechnen, die in der neuen Literatur als positive Elemente¹⁾, Hochgebiete²⁾, Hebungszentren³⁾, weniger glücklich auch als Dauerland⁴⁾ bezeichnet werden.

Angesichts der großen Mächtigkeit der kontinentalen Quartärbildungen im Großen Alföld hat man eine allmähliche Senkung in der jüngsten Vergangenheit vorausgesetzt. Die Hauptbedingung der kontinentalen Akkumulation liegt in der orographischen Gestaltung und wird durch die allseitige Umwallung von höheren Gebirgszügen eines tiefer gelegenen, geschlossenen und durch ein schmales Tor entwässerten Beckens bestimmt. Spielt dabei auch Senkung mit, so dürfen wir dennoch von einem Hochgebiet im erdgeschichtlichen Sinne sprechen, wofür die mächtige Akkumulation von Kontinentalablagerungen allein maßgebend ist.

2. In Anbetracht der vorherrschenden Hebungstendenz ist die in anderen Spezialfällen bereits überwundene Verknüpfung des Vulkanismus mit Senkungen auch im karpatischen Hinterland undenkbar. Im Gegenteil lassen sowohl die zeitlichen Beziehungen wie die äußere Erscheinungsform des Vulkanismus auf der Innenseite der Karpathen einen innigen Zusammenhang mit Hebungen, d. h. mit Perioden gesteigerter Hebungstendenz erkennen. Die Anfänge der vulkanischen Tätigkeit, auf welche Einschaltungen von Rhyolittuff in der Oberkreide des Rezgebirges in Ostungarn⁵⁾ und des Vlegyasza-Bihargebirges in Westsiebenbürgen⁶⁾ hinweisen, gehen in die diastrophische Periode der Oberkreide-

¹⁾ WILLIS (1907), S. 390.

²⁾ BRANDES (1912), S. 664 ff. — H. L. F. MEYER (1913), S. 94—95, (1915), S. 135—136.

³⁾ KLÜPFEL in Geol. Rundschau. Bd. 7. S. 107. 1916.

⁴⁾ STILLE (1913), S. 13.

⁵⁾ ROTH v. TELEGD in Jahresber. d. Kgl. Ungar. Geol. Reichsanst. f. 1913. S. 257.

⁶⁾ v. PÁLFY, dass. f. 1914. S. 343. — v. SZADÉCZKY in Muzcumi Füzetek. Bd. 3. S. 142. Kolozsvár 1915.

zeit zurück. Die jungtertiäre (tortonisch-sarmatisch-pliozäne) Hauptphase der vulkanischen Tätigkeit, in welcher große Massen vulkanoklastischen Materials bis an den Außenrand der Ostkarpathen gelangten¹⁾, fällt aufs genaueste mit dem allmählichen Aussüßen und Zurückgehen des pannonischen Binnenmeeres der Miozänzeit zusammen. Die erloschenen Vulkangruppen auf der Innenseite des Karpathenbogens sind zum Teil älteren Schollen aufgesetzt, in denen wir inselartige Durchragungen des varistischen Untergrundes erkannten, so in der Schemnitzer Gruppe, die v. PETTKO als ein »Erhebungskrater« vorkam²⁾, im Borsoder Bükkgebirge, in der Tokayer Gruppe, die mit der paläozoischen Insel von Zemplen verschmilzt und im siebenbürgischen Erzgebirge. Ein ausgezeichnetes Miniaturbeispiel bietet die von VENDL (1914) kartierte varistische Insel des Velencegebirges mit ihren Andesitdurchbrüchen. Der jungtertiäre Entwicklungsgang des pannonischen Gebietes lehrt, daß diese varistischen Schollen keinesfalls etwa stehengebliebene Reste einer sinkenden Landmasse darstellen³⁾, sondern als vulkanbesetzte Scheitel einer alten Masse aus jungtertiären Fluten aufstiegen, wie es gegenwärtig mit den weiter zu besprechenden Inselbögen der Fall ist.

Da die jungtertiären Vulkanzüge auf der Innenseite des Karpathenbogens noch keine tiefergreifende Abtragung erfahren, vielmehr ihre orographische Ausgestaltung durch Aufschüttung bzw. Ergüsse bewahrt haben, ist ein Einblick in die korrespondierenden plutonischen Vorgänge, insbesondere aber in das tiefere Verhältnis des Vulkanismus zum Bau des Grundgebirges kaum möglich. Nur durch den siebenbürgischen Goldbergbau wurden Aufschlüsse eröffnet, die eine starke Zusammenstauung der Miozänschichten in der Umgebung der Vulkanschote zeigen und dadurch die aktive Betätigung des durchbrechenden Magmas in unzweideutiger Weise vor die Augen führen⁴⁾.

3. Die diastrophischen Vorgänge in den Karpathen, sowohl Schubphasen wie Hebungen, fallen genau mit Perioden gesteigerter Hebungstendenz und vulkanischer Tätigkeit im Hinterlande zusammen. Dabei tritt die nach außen gerichtete Verlagerung des Schichtenschubes im Laufe der Zeit (»zonares Wandern der Gebirgsbildung«) in den Karpathen mit besonderer Deutlichkeit hervor. Die oberkretazische Schubperiode betrifft am stärksten die inneren Karpathenzonen, zunächst die

1) Dazittuff (Palla) in der subkarpathischen Salzformation Rumäniens, andesitische Tuffsandsteine in den sarmatischen Ablagerungen der moldauischen Platte und im Pliozen des Comanesti-Beckens in der moldauischen Flyschzone.

2) Berichte üb. d. Mitteil. von Freunden der Naturwiss. Herausgegeben von HÄIDINGER. Bd. 3. S. 208. Wien 1848.

3) Müßte doch in dem Fall die paläogeographische Entwicklung der Jungtertiärzeit vom Kontinentalen durch allmähliche Übergänge zum Marinen führen, somit umgekehrt wie in Wirklichkeit verlaufen.

4) Vgl. die ausgezeichneten Profile bei v. PALFY (1912), S. 266 und 408.

westkarpathischen Kerngebirge und die ostkarpathische Masse. Die jungmiozäne diastrophische Phase äußerte sich in den inneren Karpathenzonen durch vertikale Bewegungen¹⁾, in den weiter nach außen folgenden Zonen dagegen, d. h. in der Flysch- und in der subkarpathischen Zone war sie die Hauptphase des Zusammenschubs. Indem die inneren Zonen in ihrer Schubfähigkeit erstarren, werden sie in bezug auf das diastrophische Verhalten dem Hinterlande angegliedert. Zugleich kommt es vor, daß der Vulkanismus durch sporadische, magmatisch verwandte Ausläufer aus dem Hinterlande in die zusammengeschobenen und nachher dem Schub entrückenden Zonen hinausgreift²⁾.

Die zonare Verlegung des Schichtenschubs hängt einerseits mit den diastrophischen und vulkanischen Äußerungen im Hinterlande zusammen, andererseits aber ist sie durch den Mechanismus des Schubvorganges bedingt. Seitdem man die Abscherung zunächst als einen Sonderfall aus dem Jura erkannt hat, kommt sie immer mehr zur allgemeinen Geltung und darf nun schon als ein den Schichtenschub beherrschender Vorgang angesehen werden. Dem karpathischen Bau liegt durchweg die Abscherung zugrunde. In den Kerngebirgen hat — wie in den nördlichen Kalkalpen — das Gleitniveau der Werfener Schichten die weite deckenartige Ausbreitung des Muschelkalkdolomits (Chocsdolomits) bestimmt. In der Flyschzone haben die oberkretazischen Inoceramenschichten, in der subkarpathischen Zone der Salzton des Tortonien als Gleitniveaus gedient. So finden wir, daß bei der zeitlichen Verlegung des Zusammenschubs nach dem Außenrand der Schubzone zugleich der Gleitungsvorgang in immer höhere Gleitniveaus hinaufrückt. Der Schichtkomplex, welcher als Gleitniveau wirkte, erfährt durch abwechselnde Auswalzung und Zusammenstauung erhebliche Mächtigkeitsschwankungen, wird wirr gefältelt, zerknittert und durch ein Netzwerk von nachträglich ausgefüllten Adern durchsetzt. Dadurch werden der Gleitfähigkeit bestimmte Grenzen gestellt und erstarrt das Gleitniveau, so daß weitere diastrophische Spannungen durch vertikale Bewegungen zur Auslösung gelangen und das diastrophische Verhalten dem Hinterlande sich anpaßt, während der Zusammenschub weiter nach außen verlegt wird.

Von LEITH wird die Ansicht verallgemeinert, es sei ein Zusammen-sinken (*relaxational settling*) die unmittelbare und notwendige Folge des Zusammenschubs³⁾. Aus der vorstehenden Betrachtung ergibt sich, daß die jeweilige Schubzone nach dem Erstarren des Zusammenschubs

¹⁾ Hochgehobene Schollen von Nummulitenkalk in der Hohen Tatra und in der Ostkarpathischen Masse, allmähliche Aussüßung (Braunkohlebildung) des Jungtertiärs der innerkarpathischen Becken.

²⁾ Andesitische Durchbrüche der Gegend von Banow und Bojkowitz in der mährischen Flyschzone, um Szczaownica im pieninischen Abschnitt der Klippenzone und südlich von Bochnia in der westgalizischen Flyschzone.

³⁾ LEITH (1914), S. 44—45.

von den vertikalen Bewegungen des Hinterlandes ergriffen wird. Letzteres wird aber — wie wir sahen — von einer dauernden Hebungstendenz beherrscht, gegenüber welcher Senkungen räumlich wie zeitlich zurücktreten. So ist anzunehmen, daß der Zusammenschub, sobald die Schubzone erstarrt, nicht von Senkungen, sondern im Gegenteil hauptsächlich von Hebungen abgelöst wird.

Der innige Zusammenhang, welchen wir in den Karpathen zwischen den diastrophischen und vulkanischen Vorgängen im Hinterlande und den Schubphasen erkannten, wird aus dem nachstehenden Vergleich mit anderen Gebirgssystemen als eine allgemeine Gesetzmäßigkeit sich ergeben.

Das Hinterland des varistischen Bogens der deutschen Mittelgebirge.

Der treffliche Vergleich, welchen BERTRAND (1887) zwischen dem Kohlengürtel am Außenrande des herzynischen Bogens und der alpinen Flyschzone durchführte, kann auf die Flysch- und die subkarpathische Salztonezone der Karpathen erweitert werden. Auch im Hinterlande des varistischen und des karpathischen Bogens eröffnen sich weitgehende Analogien. Zunächst fällt es auf, daß die jungpaläozoischen Porphyrgüsse im Rücken des varistischen Schichtenschubs genau dieselbe Stellung einnehmen, wie die jungtertiären Vulkanzüge auf der Innenseite der Karpathen. Die Porphyrgüsse sind mit dem Rotliegenden verknüpft, das in genetischer Beziehung mit den jungen Ablagerungen des Großen Alföld im Hinterlande der Karpathen verglichen werden kann¹⁾. Ebenso besteht die weitgehendste Übereinstimmung der orographischen Lage, durch welche eine mächtige Akkumulation begünstigt wurde. Hat doch BERTRAND die Analogie in der Lage des oberkarbonisch-rotliegenden Beckens von Saarbrücken und des jungtertiären Wiener Beckens betont²⁾. Wie im karpathischen Hinterlande, hat man auch auf der Innenseite des varistischen Bogens ein geräumiges Senkungsgebiet, den »Saar-Saalegraben«³⁾ angenommen, in welchem das Rotliegende in großer Mächtigkeit sich anhäufte. Zum Begriff einer Grabensenkung ist jedoch zu bemerken, daß die mächtige Kontinentalakkumulation des Rotliegenden dieses Sammelbecken ebenfalls zu einem Hochgebiet stempelt, wie es bereits vom pannonischen Becken im karpathischen Hinterlande ausgeführt wurde.

Dank der langdauernden Abtragung bis zu einer bedeutenden Tiefe ist das Verhältnis von Porphyrdurchbrüchen und Granitintrusionen zum Bau des Grundgebirges im varistischen Hinterlande aufgeschlossen. In ähnlicher Weise, wie die diastrophischen Vorgänge der Oberkreidezeit

¹⁾ v. LOZINSKI (1912), S. 217—218.

²⁾ BERTRAND (1887), S. 439.

³⁾ LEPSIUS (1910), S. 440—441.

das karpathische Hinterland beherrschen, gingen auch auf der Innenseite des varistischen Bogens der jungpaläozoischen Schubperiode ältere diastrophische Phasen voraus. Während eine vorsilurische diastrophische Phase nur in beschränktem Umfange angenommen wird¹⁾, hat diejenige der Unterdevonzeit ein weit größeres Gebiet ergriffen und wurden ihre Anzeichen im Schichtenbau der Oberlausitz²⁾, des Erzgebirges, des Vogtlandes und Thüringens³⁾ nachgewiesen. Die diastrophischen Vorgänge der Unterdevonzeit zeigen in ihrem Verhalten eine vollkommene Analogie mit den Karpathen. Im varistischen Hinterlande wurde die diastrophische Spannung durch vertikale Spannungen ausgelöst, wie es PIETZSCH vom Vogtlande betont⁴⁾. In Gebieten dagegen, die als die innere Zone des varistischen Bogens anzusehen sind, fand gleichzeitig ein Schichtenschub statt, so die »präsideritische Faltung«⁵⁾ im Rheinischen Schiefergebirge.

Neuere Untersuchungen haben ergeben, daß die jungpaläozoischen Granitintrusionen des varistischen Hinterlandes keine strukturellen Beziehungen zum Bau des Grundgebirges aufweisen. Die tektonische Selbständigkeit der Granitintrusionen⁶⁾ wurde insbesondere im Erzgebirge⁷⁾ und neuerdings im Schwarzwald⁸⁾ erkannt. Wenn aber dabei noch immer von einer »karbonischen Faltung« die Rede ist, so bedeutet es bloß eine ganz willkürliche Verallgemeinerung des jungpaläozoischen Zusammenschubs, welcher hauptsächlich auf die Außenzone des varistischen Bogens, d. h. auf den sog. Kohlengürtel beschränkt war. Mit vollem Recht tritt DEECKE für den Schwarzwald und die Vogesen einem »Faltengebirge des Karbons« entgegen⁹⁾. Ebenso wird »Faltung« ausdrücklich vermißt im niederschlesischen Kulmgebiete¹⁰⁾ wie in der Halleschen Mulde¹¹⁾. Indem die diastrophische Spannung der jungpaläozoischen Zeit auf der Innenseite des varistischen Bogens vornehmlich durch Vertikalbewegungen ausgelöst wurde¹²⁾, entstanden bedeutende Niveauunterschiede, wie sie die Schuttbildung und die Schutthäufung des Rotliegenden verlangt.

1) DALMER (1903), S. 585—586.

2) PIETZSCH (1909), S. 79.

3) KOSSMAT (1916a), S. 22.

4) PIETZSCH (1914), S. 227, 238.

5) DENCKMANN (1914), S. 6.

6) »Diskordante« Granitstöcke im Sinne von LEPSIUS (1910, S. 105 ff.). Vgl. auch Geol. Rundschau. Bd. 3. S. 1 ff. 1912.

7) DALMER (1900), S. 303, 307. — KOSSMAT (1916a), S. 17, 60.

8) SCHWENKEL (1912), S. 310—311.

9) DEECKE (1916). Bd. I. S. 155—158, 203—204. Bd. II. S. 688.

10) DATHE-ZIMMERMANN (1912), S. 105—106.

11) BEYSLAG-VON FRITSCH (1899), S. 165.

12) Damit soll jedoch die Möglichkeit eines lokalen Zusammenschubs nicht bestritten werden. Es sei auf das karpathische Hinterland hingewiesen, in welchem das Siebenbürgische Becken gleichzeitig mit den Außenzonen der Karpathen einen Zusammenschub erfuhr.

Der Zusammenhang von Hebungen und vulkanischen Vorgängen wird auch für das Hinterland des varistischen Bogens bestätigt. Daß die Granitintrusionen und Porphyrdurchbrüche, deren strukturelle Selbständigkeit betont wurde, ihrerseits den injizierten bzw. durchbrochenen Schichtenbau aktiv beeinflussten, dafür häufen sich Beobachtungen aus allen Teilen des varistischen Hinterlandes. Es sei an die Schichtenstauchungen in der nächsten Umgebung der Granitmassive des Vogtlandes¹⁾ und des Fichtelgebirges²⁾, an die Aufrichtung und muldenartige Zusammenpressung des Karbons durch die mächtigen Durchbrüche des Hochwald- und Sattelwaldporphyrs in Niederschlesien³⁾, an die Schichtenstörungen im Porphyirkontakt der Halleschen Mulde⁴⁾ erinnert. Neuerdings wird von DEECKE für die Granitintrusionen des Schwarzwaldes und der Vogesen ein aktiver Einfluß auf die Tektonik angenommen⁵⁾.

	Hinterland (Vogesen, Schwarzwald, Saar-Saalegraben, Erz- gebirge usw.)	Innere Zone (Rhein. Schiefergebirge usw.)	Außenzone (Kohlengürtel)
Jungpaläozoische Zeit	Vertikale Bewegungen Vulkanismus (Granitintrusionen und Porphyrdurchbrüche)		Zusammenschub
Unterdevonzeit	Vertikale Bewegungen (Hebungen)	»Präsideritische Faltung« an der Grenze der Unter- und Mitteldevonzeit	

Wie für die Karpathen, finden wir auch für den varistischen Bogen denselben zeitlichen Zusammenhang von Hebungen und Vulkanismus im Hinterlande mit den Schubphasen, wobei letztere gleichfalls einer sukzessiven Verlegung nach außen unterworfen sind. Die vorstehende Tabelle gibt einen Überblick.

Das Hinterland der Appalachen.

Auf der Innenseite der in jungpaläozoischer Zeit zusammengeschobenen Appalachen finden wir eine altkristallinische, tief abgetragene Masse (Piedmont-Plateau), die gegen Osten langsam unter der Küstenebene und weiter unter dem Atlantischen Ozean versinkt. Die Überflutung durch den Atlantischen Ozean, vom Standpunkte einer über-

1) BAUMGÄRTEL (1911), S. 237—238.

2) WEINSCHENK (1902), S. 162 ff.

3) DATHE (1892), S. 142. — DATHE-ZIMMERMANN (1912), S. 106, Anm. 1. — BERG (1913), S. 25.

4) BEYSLAG-VON FRITSCH (1899), S. 177—178, 204.

5) DEECKE (1916). Bd. I. S. 155—158, 203—204.

triebenen Permanenz der Ozeane betrachtet, verleitete WILLIS zu der irrigen Annahme einer »subozeanischen« Herkunft des appalachischen Zusammenschubs¹⁾, wogegen BARRELL mit Recht Stellung nahm²⁾. Soweit die Schichtfolge der Küstenebene es vermuten läßt, dauert die Überflutung — allerdings mit wiederholten, durch Diskordanzen und nichtmarine Einschaltungen registrierten Unterbrechungen — erst seit der Kreidezeit und ist somit für das in der geologischen Vergangenheit weit zurückliegende Problem der »appalachischen Revolution« irrelevant, da ja letztere um das Ende der paläozoischen Zeit ausgeklungen war. Für die paläozoische Zeit dagegen, in welcher der Zusammenschub der Appalachen vorbereitet und ausgelöst wurde, haben die ausgezeichneten paläogeographischen Studien desselben WILLIS (1902) und später von BARRELL (1914) gezeigt, daß auf der Innenseite der appalachischen Schubzone die Landmasse der sog. Appalachia³⁾ bestand. Die Sedimentmassen, die von Osten her dem appalachischen Ablagerungsraum zugeführt wurden⁴⁾, berechtigen zu der Annahme, daß die Appalachia recht weit in östlicher Richtung an Stelle des westlichsten Atlantischen Ozeans sich erstreckte⁵⁾. Von der Silurzeit an konnte WILLIS das Bestehen der Landmasse der Appalachia verfolgen⁶⁾, eines Hochgebietes, das abwechselnd stärkere Hebungsphasen und Ruhepausen weitgehender Abtragung und Einebnung durchmachte.

Das Grundgebirge, welches im westlichen Randgebiet der Appalachia, dem gegenwärtigen Piedmont-Plateau, zutage tritt, wird allgemein als Algonkian bis einschließlich Untersilur angesprochen. Am Westsaum, d. h. unmittelbar auf der Innenseite der jungpaläozoischen Appalachen, wird die Tektonik von einem älteren Zusammenschub mit flach ebenfalls in südöstlicher Richtung einfallenden Überschiebungen beherrscht⁷⁾. Indem diese ältere Schubphase mit der »taconischen Revolution« am Ende der Untersilurzeit (Ordovician) zusammenfällt, finden wir auch auf appalachischem Boden eine innere, ältere Schubzone (taconische Revolution) und eine Außenzone jüngeren Zusammenschubs (appalachische Revolution). Ungefähr gleichzeitig mit der älteren Schubphase kommt in der Landmasse der Appalachia die Hebungstendenz schärfer zur Geltung, wie es für die Untersilurzeit angenommen wird⁸⁾.

1) WILLIS (1907), S. 404ff., (1909), S. 256, 403.

2) BARRELL (1914), S. 252.

3) Mit ihren nordöstlichen Ausläufern bzw. Inseln, wie Taconia, Acadia usw. Vgl. GRABAU (1909, S. 210ff.) und SCHUCHERT (1910, S. 464 und Taf. 49).

4) BARRELL (1914), S. 243, 248—249.

5) WILLIS (1902, S. 37) selbst gibt ein solches zu. Vgl. auch die diesbezüglichen Bemerkungen von BARRELL (1914, S. 226, 249) sowie die paläogeographischen Karten von GRABAU (1909, S. 210ff.).

6) WILLIS (1902), S. 51ff.

7) Nach KEITH (1894), MATHEWS (1904, 1905) u. a.

8) WILLIS (1902), S. 51ff. — BARRELL (1904), S. 95.

Die ersten Regungen der appalachischen Revolution hat BARRELL bis in die Unterdevonzeit verlegt, in welcher intensive Hebungen im Gebiete der Appalachia¹⁾ stattfanden²⁾. Für die Karbonzeit, die dem appalachischen Zusammenschub unmittelbar vorausgegangen war, nahm WILLIS eine langsame, intermittierende Hebung der Appalachia an³⁾. Die Übereinstimmung, welche das appalachische Gebiet in bezug auf den Zusammenhang von Hebungen des Hinterlandes und den Schubphasen wie auch die zeitliche Verlegung der letzteren mit dem varistischen und karpathischen Bogen zeigt, wird durch die faziellen Beziehungen der Newark-Trias auf der Innenseite der appalachischen Schubzone ergänzt. Die limnisch-kontinentale Newark-Trias mit individualisierten Kohlenbecken⁴⁾ entspricht vollkommen den Bildungsverhältnissen des Rotliegenden im varistischen Hinterlande, wie der jüngsten Ablagerungen im karpathischen Hinterlande. Die Entstehungsweise der Randkonglomerate der Newark-Trias, deren Material nach BARRELL der appalachischen Schubzone im Westen entnommen wurde⁵⁾, erinnert an die massenhafte Anhäufung von Schottern auf der Innenseite der Karpathen.

Das im Piedmont-Plateau, auf der Innenseite der appalachischen Schubzone zutage tretende Grundgebirge wird von plutonischen und vulkanischen Gesteinen dicht durchbrochen. Darunter werden Granite bzw. Syenite als die vorherrschenden Gesteinsarten, außerdem Diorite, Gabbro (Hornblendegabbro, Norit), Pyroxenite, Peridotite, Monzonite, Quarzporphyre sowie Gesteine vom rhyolitischen und andesitischen Charakter genannt⁶⁾. Von den meisten Forschern werden zwei Eruptivperioden angenommen, von denen die ältere ungefähr mit der Silurzeit⁷⁾, die jüngere dagegen mit dem jungpaläozoischen Zusammenschub der Appalachen⁸⁾ zusammenfallen und mit ihren Anfängen bis in die Oberdevonzeit zurückreichen soll⁹⁾. Die vorherrschenden Granitintrusionen, die als die relativ jüngsten betrachtet werden¹⁰⁾, würden danach der jungpaläozoischen (z. T. oberdevonischen) Eruptivperiode angehören. In der Tat wird das Grundgebirge mit den älteren Eruptiva vom Granit

1) Devonian Highlands von WILLIS (1902, S. 61—62). Vgl. auch die Karte bei BARRELL (1914, S. 89).

2) BARRELL (1914), S. 253.

3) WILLIS (1902), S. 85—88.

4) Über die Bildungsweise der Newark-Trias vgl. auch die Ausführungen bei SHALER-WOODWORTH (1899), S. 405—407.

5) BARRELL (1914), S. 101.

6) KEITH (1894), KEYES (1895), WILLIAMS (1895), MATHEWS (1904), BASCOM (1905), GRATON (1906).

7) MATHEWS (1904), S. 146, BASCOM (1905), S. 292ff.

8) KEYES (1895), S. 733, WILLIAMS (1895), S. 666.

9) BARRELL (1914), S. 253.

10) KEYES (1895), S. 692, 732.

und seinem pegmatitischen Gangfolge in ebenso selbständiger Weise durchbrochen¹⁾, wie es auch mit den varistischen Granitintrusionen der Fall ist.

Das Hinterland der dinarischen und taurischen Schubzonen.

Auf der Innenseite der dinarischen und taurischen Schubzonen finden wir alte Massen, die ARLDT zu einer Thrakophrygis zusammenfaßt und als »ein sehr beständiges positives Element« bezeichnet²⁾. Der Zusammenhang des Schichtenschubes mit diastrophischen und vulkanischen Vorgängen kann zwar in allen Einzelheiten nicht verfolgt werden, läßt aber doch ähnliche Beziehungen vermuten, wie in vorstehend erörterten Fällen.

Im Hinterlande der dinarischen Schubzone taucht die Rhodopemasse auf. Mit dem jungtertiären Zusammenschub der ersteren fällt in der Rhodopemasse eine diastrophische Periode von Hebungen und vulkanischen Ausbrüchen zusammen. CVIJIĆ betonte die große Verbreitung von Andesiten, Daziten, Rhyoliten u. a. sowie die solfatarischen Erscheinungen im Becken des Ochridasees³⁾. In südöstlicher Fortsetzung wird das Hinterland der westgriechischen Schubzone von der nordägäischen und der Kykladenmasse gebildet, in denen PHILIPPSON ein »altes Festland«⁴⁾ erkannte⁵⁾. Seit NEUMAYR wissen wir, daß an Stelle des Ägäischen Meeres noch zur Jungtertiärzeit Festland war, welches erst zu Ende der Pliozänzeit überflutet wurde⁶⁾. Die jungpliozän-quartäre Überflutung durch das Ägäische Meer ist wohl als »rückgreifende Episode«⁷⁾ aufzufassen. Im Anschlusse an NEUMAYR wurde die Meinung allgemein verbreitet, daß die Senkung des Ägäischen Meeres noch in der Gegenwart fortschreite, wobei man in den Kykladen Bruchstücke eines versinkenden Gebirges erblickte⁸⁾. Im Gegensatz dazu sollte man die Kykladen eher als vulkanbesetzte Scheitel einer alten Masse ansprechen, die aus der vorübergehenden Überflutung durch das Ägäische Meer langsam aufsteigt, wofür die bekannten Hebungsanzeichen an den Küsten unzweideutig sprechen.

Als eine weitere Analogie des karpatischen Hinterlandes sei noch das Lykaonische Hochland auf der Innenseite des Cilicischen Tauros hervorgehoben. Im Lykaonischen Hochland, das auch Steppentafel genannt wird, schaut das kristalline Grundgebirge aus dem jungtertiären

1) Vgl. z. B. das Profil bei KEYES (1895), Taf. 37, Fig. 3.

2) ARLDT (1915), S. 291.

3) CVIJIĆ (1901), S. 413, 419.

4) »Aegaeis« von ARLDT (1915) genannt.

5) PHILIPPSON (1899), S. 187.

6) NEUMAYR (1880), S. 277 ff.

7) Im Sinne von H. L. F. MEYER (1915), S. 136.

8) NEUMAYR (1880), S. 233, 237.

Tafelland mit vom Quartär ausgefüllten Hochbecken heraus. Durch die ausgedehnten vulkanischen Ausbrüche jungen Alters, die im Erdjias (Argaeos) bis in die historische Zeit überdauerten, wird die äußere Analogie vervollständigt. Dieselbe auch paläogeographisch zu vertiefen, dazu fehlt es noch an erforderlichen Einzelheiten.

Ausgangszentra des Zusammenschubs.

Während vom appalachischen Boden aus WILLIS¹⁾ die irrije Meinung von einer subozeanischen Herkunft des Schichtenschubs verallgemeinerte, wobei SCHUCHERT ein apodiktischer Hinweis auf das langsame Sinken des ozeanischen Beckens zur Begründung ausreichte²⁾, wurden andererseits vereinzelte Stimmen kaum beachtet, welche für die bisher übersehene Rolle des Hinterlandes eintraten. So erkannte PHILIPPSON an den Schubzonen Griechenlands, daß die Bewegung von ihrem Hinterlande ausging, das seinerseits keineswegs von einem Senkungsgebiete, sondern im Gegenteil von der alten ägäischen und Kykladenmasse gebildet war³⁾. CVIJIĆ erschien die Rhodopemasse als »das Ausgangsgebiet für die jungen Faltungen«⁴⁾. Daß der Zusammenschub eine Folge von Hebung im Hinterlande ist, hat kürzlich HAARMANN (1917) auf Grund seiner Studien in Mexiko ausgesprochen, und dadurch werden die vorstehenden Beispiele um ein neues vermehrt.

In den bisher angezogenen Beispielen finden wir mit einer Gesetzmäßigkeit, die allgemein zu gelten verspricht, die zeitliche Koinzidenz der Schubphasen mit diastrophischen und vulkanischen Perioden im Hinterlande. Durch diesen zeitlichen Zusammenhang wird erwiesen, daß der Schub vom Hinterland unmittelbar ausging und durch seine geophysikalischen Wandlungen angeregt wurde. Wenn für die appalachische Schubzone noch die Täuschung möglich war, es käme der Schub von geheimnisvollen Ozeantiefen her, so wird an dem Beispiel der Karpathen, an welchem unsere Betrachtungen ansetzten, jeder Zweifel zerstreut. Denn in diesem Falle sieht man, daß das pannonische Gebiet von nach außen bewegten Schubzonen des karpatischen, getischen (südkarpatischen) und dinarischen Systems beinahe ringsum umschlossen wird⁵⁾ und somit der Schub nach allen Seiten hin radial ausstrahlte. Vom pannonischen Gebiet zweigt in westlicher Richtung als relativ schmaler Ausläufer die sog. alpino-dinarische Narbe ab, in welcher jüngst »ein aktives Element im Alpenbau« erkannt wurde⁶⁾. Ebenso können wir

1) Research in China. Bd. II. S. 124ff. Washington 1907.

2) SCHUCHERT (1910), S. 497—498.

3) PHILIPPSON (1899), S. 185 ff.

4) CVIJIĆ (1903), S. 355—356.

5) Vgl. die schematische Karte von KOBER in PETERMANN'S Mitteilungen. Bd. 60 (I). Taf. 36. 1914.

6) SCHWINNER (1915), S. 8.

jene alten Massen, wie wir sie im Hinterlande der Karpathen und der übrigen, mit ihnen verglichenen Schubzonen als Ausgangszentra des Zusammenschubs erkannten, als aktiv bezeichnen.

Aktive und passive Massen.

Ein Gebiet, das nach dem Zusammenschub erstarrt und weiterhin nur Vertikalbewegungen unterliegt, wird Masse genannt. Wie die starren Massen jüngere Schubzonen vorbestimmen, ist in der Literatur vielfach erörtert worden. In bezug auf das Verhältnis von alten Massen zu jeweilig jüngeren Schubzonen erwächst nun die Notwendigkeit, zwei Kategorien auseinander zu halten. In den vorstehenden Betrachtungen haben wir aktive Massen erkannt, welche das Hinterland von Schubzonen bilden und als Ausgangszentra des Zusammenschubs sich erweisen. Ihnen stehen passive Massen gegenüber, die als starres Vorland sich dem Schub entgegenstellen und an den Rändern überschoben werden. Eine aktive Masse kann im Laufe der Zeit passiv werden, wie das aktive Hinterland der varistischen Schubzone nachher zum starren alpino-karpathischen Vorland wurde. Daß hingegen eine passive Masse einmal wieder aktiv werden sollte, dafür ist bisher kein Beispiel bekannt.

Aktive Massen sind gegenüber passiven in stofflicher Beziehung sehr scharf charakterisiert. Die Injektions- und Eruptionsprodukte, die im aktiven Hinterlande gleichzeitig mit seiner Hebung und damit zusammenfallenden Schubphasen massenhaft heraufgefördert wurden, gehören zum größten Teil — mit unbedeutenden Lokalausnahmen oder zeitlichen Rekurrenzen — zum andesitischen bzw. granito-dioritischen (pazifischen) Verwandtschaftskreis¹⁾. Die Vulkandurchbrüche im passiven Vorlande dagegen liefern vornehmlich ein tephritisches (atlantisches) Magma²⁾. Ein weiteres, geradezu leitendes Merkmal der aktiven Massen auf der Innenseite von Schubzonen finden wir in der Erzbildung. Für das karpathische Hinterland ist die »Junge Gold-Silbererzganggruppe«³⁾ bezeichnend. Das varistische Hinterland dagegen wird durch mit Granitintrusionen verknüpfte Zinnsteingänge charakterisiert, wogegen Gold bis auf spärliche Vorkommen zurücktritt, wie dasjenige von Altenberg in Schlesien, welches durch Verbindung mit Quarzporphyren und Propylitisierung die wesentlichen Merkmale des »jungen« Typus trägt⁴⁾. Das Hinterland der südlichen Appalachen weist Gold- und Zinnvorkommen⁵⁾

¹⁾ Aufschmelzungsvorgänge, durch welche nach KOSSMAT (1916 b, S. 174—175) das Auftreten des andesitischen Gesteinstypus im Zusammenhange mit Schubphasen bedingt wäre, möchte ich in solchem Umfange doch nicht annehmen.

²⁾ Vgl. auch BECKE (1903), S. 249.

³⁾ Im Sinne von BEYSLAG-KRUSCH-VOGT (1913), S. 12 ff.

⁴⁾ STAUFFACHER (1915), S. 85 ff.

⁵⁾ Auch Platin wurde von HEYL (1913) endgültig nachgewiesen.

auf. Ersteres, soweit es in Verbindung mit porphyrischen, tuffartigen Gesteinen auftritt¹⁾, entspricht ebenfalls der jungen Gruppe.

Aus diesem Vergleich ersieht man, wie Gold an die äußeren Eruptionsvorgänge, Zinn dagegen an die tieferen Intrusionsvorgänge geknüpft sind. Im karpathischen Hinterlande, wo die dazitischen Vulkanbauten der Jungtertiärzeit sich erhalten haben, herrscht das »junge« Goldvorkommen alleinig vor. Im varistischen Hinterlande dagegen, nachdem die weitgehende Abtragung die Vulkanbauten der jungpaläozoischen Porphyre vernichtet und die Granitintrusionen der Tiefe entblößt hat, wurden jungpaläozoische Goldvorkommen nur in wenigen günstigen Ausnahmefällen ausgespart, während Zinn in Verbindung mit Granitstöcken in den Vordergrund tritt. Dem appalachischen Hinterland scheint in dieser Beziehung etwa eine Mittelstellung zuzukommen, insofern die »jungen« Goldvorkommen von der Abtragung mehr verschont wurden, letztere aber die Zinnsteingänge der Granitintrusionen erreicht hat. Durch das Vorkommen von Seifengold in den Konglomeraten der Newark-Trias²⁾ wird die Abtragung der an porphyrische Ausbrüche gebundenen Goldvorkommen zeitlich fixiert.

Äußerlich wird die Erscheinungsform des Vulkanismus im karpathischen Hinterlande durch das erdrückende Übergewicht von lockeren Produkten charakterisiert. Hat man doch den Anteil von Lavaergüssen am Aufbau der siebenbürgischen Vulkanzone mit weniger als 10% geschätzt³⁾. Dieses Verhältnis verschärft sich aber noch mehr zuungunsten der Lavaergüsse, wenn man berücksichtigt, daß vulkanoklastisches Material den jungtertiären Ablagerungen des moldauischen Karpathenrandes und -vorlandes reichlich beigemischt wie auch selbständig eingelagert ist. Das Vorherrschen von lockeren vulkanischen Aufschüttungen ist mit dem andesitischen Magmaregime verbunden, wie es auch gegenwärtig in andesitischen Vulkangebieten, z. B. im Malayischen Archipel ebenfalls der Fall ist. Es liegt nun der Gedanke nahe, diesen sozusagen stürmischen Eruptionsverlauf, welcher im Vorherrschen von lockeren Vulkanprodukten zum Ausdruck kommt, als ein äußeres Merkmal von aktiven Massen zu betrachten. Wenn dieser äußere Zusammenhang im karpathischen Hinterlande mit seinen noch erhaltenen Vulkanbauten in die Augen springt, so wird die Verallgemeinerung auf andere Fälle, wie auf das varistische Hinterland, durch die tiefgreifende Abtragung der ehemaligen Vulkangebiete erschwert. Immerhin aber weisen die riesigen Massen von klastischem Material in den Porphyrkonglomeraten des Rotliegenden auf ein ähnliches Übergewicht von lockeren Vulkanprodukten hin.

¹⁾ GRATON (1906), S. 60.

²⁾ BECKER (1895), S. 261, 315—316.

³⁾ UHLIG (1903), S. 886.

Endodynamische Vorgänge in aktiven Massen.

Nachdem wir die aktiven Massen als Ausgangszentra des Schichtenschubs erkannt haben, drängt sich die Frage auf, durch welche endodynamischen Vorgänge im aktiven Hinterlande der Zusammenschub angeregt und bedingt wird. Neben der Schubkraft (»Lateraldruck«) ist auch das Gefälle eine Grundbedingung des Zusammenschubs. Je kleiner das Gefälle, desto größer muß die Schubkraft sein und umgekehrt. Die Betrachtungen über das Gefälle, welches für den Zusammenschub erforderlich ist, haben zur Annahme von geradezu abenteuerlichen Höhenunterschieden verleitet¹⁾. Indes können wir im Sinne der Abscherung an Gleitniveaus, die als Schmiermittel dienen, mit bedeutend kleineren Gefällswerten auskommen, die in den Grenzen der Möglichkeit liegen.

Die zeitlichen Beziehungen weisen auf den innigsten Zusammenhang der Schubphasen mit Hebung und vulkanischer Tätigkeit im Hinterlande hin. Ob Hebung und Vulkanismus durch ein ursächliches Verhältnis miteinander verknüpft sind, läßt sich nicht sagen. Am nächsten aber liegt der Gedanke, Hebung und Vulkanismus als koordinierte Wirkungen ein und desselben tieferen Vorganges aufzufassen, wie es GILBERT²⁾ im nordamerikanischen Westen vermutete. Daß die aktiven Massen tatsächlich in tieferen Teilen der Erdkruste vorbestimmt werden, wo die magmatischen Prozesse sich abspielen, dafür spricht die einseitige Magmadifferenzierung in andesitische Richtung sowie im Zusammenhange damit die sozusagen fazielle Eigenart der Erzbildung im aktiven Hinterlande von Schubzonen.

Der Vulkanismus von einem solchen regionalen Umfange, wie er z. B. das karpathische oder varistische Hinterland beherrscht, bedeutet eine Raumerweiterung und ist der äußere Ausdruck der Tension (Zerung). Ein Tensionsgebiet wird um die Querschnitte der unzähligen Magmadurchbrüche durch die äußere Erdkruste gedehnt. Die Summe der Querschnitte von Gängen und Durchbruchskanälen³⁾ in linearem oder flächenhaftem Verhältnis würde den Betrag der Tension ergeben. So hat SHALER die Eruptivgänge im Grundgebirge Neuenglands mit 3—5% der Oberfläche bzw. 0,52—1,12% des Raumes geschätzt⁴⁾.

Die vorstehende Zahl stellt nur einen kleinen Teilbetrag der gesamten Tensionswirkung dar. Außer dem Auseinandertreten bzw. Auseinanderdrängen von Wandungen der Verwerfungen kommt der Dehnungsbetrag hinzu, welcher dem Kippen von einzelnen Schollen entspricht. Auch diesbezüglich liegt ein rechnerischer Versuch vor, welcher

1) Vgl. z. B. PENCK in Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin. S. 10ff. 1908.

2) Report upon Geogr. and Geol. Expl. and Surveys West of the 100. Meridian. Bd. 3. S. 125—126. Washington 1875.

3) Abgesehen von größeren Intrusivkörpern, bei denen die Einschmelzung bzw. Aufstammung in Frage kommen kann.

4) VAN HISE (1898), S. 53, (1904), S. 128.

für das Bergrevier Bullfrog in Nevada unternommen wurde und ergab, daß beim Schollenkippen eine Vergrößerung der Oberfläche in diesem Fall um etwa 16% erfolgte¹).

Wenn die hier angeführten Zahlen nur Einzelfälle betreffen und nicht voreilig verallgemeinert werden dürfen, so sind sie andererseits doch geeignet, einigermaßen über den Betrag der Tension zu orientieren, wie er durch das Auseinandertreten von Verwerfungswänden und durch das Kippen von Schollen ausgedrückt wird. Jedenfalls aber ersehen wir aus diesen Beispielen, daß die Dehnung der aktiven Massen einen Betrag erreichen kann, welcher den von ihnen seitwärts ausgehenden Zusammenschub gewiß aufwiegt.

Während DALY (1906) erst unter einer äußeren Kompressionsschale eine tiefere Tensionsschale vermutete, andere dagegen der Tension höchstens eine lokale Geltung einräumten²), sehen wir in aktiven Massen Tensionsgebiete von großem Umfange an der Erdoberfläche zutage treten³). Die sozusagen stoffliche Fazies der aktiven Massen hat gezeigt, daß die Ausbildung von Tensionsgebieten in der äußeren Erdkruste durch in der Tiefe erfolgende Magmadifferenzierung in andesitischer Richtung gekennzeichnet und wahrscheinlich auch ursächlich bedingt wird. Sollte man daraus einen Schluß auf die räumliche Verteilung von Tension und Kompression in der Erdkruste wagen, so wäre anzunehmen, daß Tension und Kompression nicht konzentrisch übereinander folgen, sondern eher nebeneinander abwechseln. Als VAN HISE die zeitliche Koinzidenz von Perioden des Zusammenschubs mit denjenigen der vulkanischen bzw. intrusiven Tätigkeit betonte, hat er in folgerichtiger Weise den Schubzonen die gleichzeitige Dehnung der äußeren Erdkruste in Gebieten der Magmadurchbrüche und Intrusionen gegenübergestellt⁴).

1) RANSOME-EMMONS-GARREY (1910), S. 87—88. Die Berechnung der Verfasser ist auf einer stereometrischen, tridimensionalen Behandlung der aneinander sich verschiebenden Schollen gegründet. Es ist kaum begreiflich, mit welcher Naivität ein scheinbar ähnlicher Versuch in der Arbeit: QUIRING, Die Entstehung der Schollengebirge (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 65. 1913) gemacht wurde. Haben doch EMMONS und GARREY dargetan, wie sehr es darauf ankommt, die Profile senkrecht zur Verwerfungsfläche zu legen und wie weit das wirkliche Verhältnis durch schräge Orientierung geändert wird. Diese Grundbedingung ist QUIRING völlig unbekannt, und seine Karte zeigt, daß die Profile unter verschiedenem Winkel das Streichen der Verwerfungen durchschneiden. Gleichwohl hat QUIRING ohne Zagen seine weit übertriebenen Resultate als »Mindestzahlen« bezeichnet. Mit diesem Hinweis möchte ich mir ein weiteres Eingehen auf die auch sonst dürftige Arbeit von QUIRING ersparen.

2) LEITH (1914), S. 152.

3) Als Tensionsgebiete hat v. WOLFF (1914, S. 183) Skandinavien und Nordamerika bezeichnet. Dieses könnte höchstens nur für die vorpaläozoische Zeit zutreffen. War doch der altpaläozoische Schub des skandinavischen Hochgebirges nach dem fennoskandischen Schilde zu gerichtet, so daß letzterer schon zu jener Zeit die passive Masse des Vorlandes bildete.

4) VAN HISE (1898), S. 48—52.

Unterliegt eine aktive Masse der Tension bei gleichzeitigem Magmaustritt, so muß die Raumzunahme sowohl horizontal durch Dehnung wie vertikal durch Hebung sich äußern. So werden durch die Tension der aktiven Masse im Hinterlande einer Schubzone die Grundbedingungen des Zusammenschubs, d. h. die Schubkraft und das Gefälle gegeben.

An einzelnen Beispielen im karpatischen und varistischen Hinterlande fanden wir, daß das durchbrechende Magma sich aktiv erwies, indem es in der nächsten Umgebung der Durchbruchsstelle die Schichten auseinanderdrängte und zusammenstauchte. Gleichwohl würde ich nicht den vollen Betrag der Tension restlos durch die Kraft des durchbrechenden Magmas allein erklären. Eher dürfte die Aufwärtsbewegung des Magmas durch die Tension zum mindesten angeregt und eingeleitet werden, letztere dagegen mit den Vorgängen im Magmaregime der Tiefe zusammenhängen. Daß aber das die äußere Erdkruste durchbrechende Magma seinerseits durch das Auseinanderdrängen der Wandungen von Kanälen und Gängen die Tensionstendenz erhöht, wird an den erwähnten Beispielen unzweideutig bewiesen. Die aktive Mitwirkung des Magmas an der Tension wird durch den Bau des Untergrundes geregelt. Bei ungestörtem, tafelartigem Schichtenbau bieten sich dem durchbrechenden Magma zunächst die horizontalen Schichtgrenzen, an denen es sich lagerweise ausbreitet und lokal zu Lakkoliten anschwillt, so daß Dehnung in vertikaler Richtung, d. h. Hebung vorherrscht. Wenn dagegen bei stark gestörtem und zusammengestauchtem Untergrund die Schichtgrenzen wirr verlaufen und häufig unterbrochen werden, so ist das Durchbrechen des aufsteigenden Magmas nach oben gerichtet, wobei die Dehnung hauptsächlich in horizontaler Richtung zur Geltung kommt¹⁾. Letzteres dürfte in aktiven Massen der Fall sein, die wir im Hinterlande von Schubzonen erkannt haben. Zeigt doch der Untergrund des karpatischen Hinterlandes eine varistische Tektonik, und ebenso ersieht man aus den tektonischen Beziehungen der Granitintrusionen und Porphyrdurchbrüche im varistischen Hinterlande, daß das Magma durch ein stark gestörtes Grundgebirge sich emporarbeiten mußte. Es erscheint als eine Vorbedingung von aktiven Massen, daß der Untergrund²⁾ vor dem Magmaustritt stark gestört wurde, da in diesem Fall — wie gesagt — das Auseinanderreißen des Grundgebirges durch das aufsteigende Magma hauptsächlich in horizontaler Richtung erfolgte und dadurch die schon vorhandene Tension gesteigert wurde.

Während Magmadurchbrüche einerseits durch den Druck, unter welchem sie aus der Tiefe emporgetrieben werden und das Nebengestein auseinanderdrängen, unmittelbar die Tension vergrößern, können sie andererseits auch indirekt zur Dehnung beitragen. Zunächst geschieht es

1) Vgl. die Bemerkungen von RUSSELL (1896), S. 179.

2) Eventuell durch jüngere tafelähnliche Überlagerung verschleiert.

durch Wärmeabgabe, die bei größerem Querschnitt oder dichterem Netz von Magmadurchbrüchen nicht zu vernachlässigen ist und im Falle von Intrusivkörpern ein lokales Aufsteigen von Geoisothermen herbeiführen kann. Außerdem aber kommen Vorgänge beim Aufsteigen und Auskristallisieren von Minerallösungen in Betracht. Das Auseinanderdrängen von Wandungen bei der Gangbildung wird vor allem dem Druck, unter welchem wässerige Lösungen aus der Tiefe aufsteigen, und in zweiter Linie der Kristallisationskraft zugeschrieben¹⁾. So wird auch von BORNHARDT der »Innendruck« bei der Gangbildung aufgefaßt²⁾. Im Vergleich mit dem ungeheuren Druck, unter welchem Magma bzw. wässerige Lösungen in die äußere Erdkruste injiziert werden, ist der Wachstumsdruck der Kristalle bei der Erweiterung von Gängen quantitativ an letzter Stelle zu bewerten³⁾.

In bezug auf die Tension und die Schollenbewegungen bei der Gangbildung wäre auf die interessanten Erscheinungen hinzuweisen, die im karpathischen Hinterlande, im Schemnitzer Gangrevier vielfach erörtert wurden. Die häufig beobachteten Gangspiegel hat bereits W. FUCHS durch »gleitende Bewegung« erklärt⁴⁾. Später hat HÖFER die Rutschstreifen an den Wandungen der Gänge vermessen und daraus auf eine horizontale Schollenverschiebung gegeneinander geschlossen⁵⁾. Andererseits scheinen die Rutschstreifen im Innern der von Gängen dicht durchsetzten Andesitmasse radial zu konvergieren⁶⁾. Bemerkenswert sind die Schemnitzer Erdbeben in den Jahren 1854 und 1855, die in auffallender Weise nur an den Spitalergang gebunden sein sollten⁷⁾. Soweit

1) GRATON (1906), S. 59—60.

2) BORNHARDT (1910), S. 65—66, 213ff.

3) Gleichwohl hat LACHMANN den Begriff einer Kristallokinese, die durch die Löslichkeit und Beweglichkeit sowie die Plastizität des Salzes unter dem Druck von auflastenden Schichtenkomplexen vorgetäuscht wird, auch auf den alpinen Schub anzuwenden gewagt (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 63. 1913. Monatsber. S. 157ff.). Wie unbedacht dies geschah, genügt darauf hinzuweisen, daß die alpinen »Zentralmassive«, an die man eine Kristallokinese zu knüpfen versuchte, doch in jungpaläozoischer Zeit bereits völlig erstarrt und abgetragen waren, wie es die Auflagerung von limnisch-kontinentalem Karbon oder Perm beweist, somit bei dem oberkretazischen und jungtertiären Schub durch irgendeine Kristallokinese sich nicht betätigen konnten. Daß die Granitkerne der Westkarpathen in ähnlicher Weise von kontinentalem Perm umhüllt sind, hat dennoch LACHMANN nicht gehindert, von einem »Preßburger Granitlakkolit« zu sprechen! (Zeitschr. f. prakt. Geol. Jg. 23. S. 201. 1915.) Wird schon a limine durch das jungpaläozoische Alter der alpinen Zentralmassive ein Zusammenhang einer Kristallokinese in letzteren mit dem Zusammenschub widerlegt, so konnte doch ein Hinweis darauf nicht unterlassen werden, nachdem die LACHMANNsche Phantasie zum alpinen Zusammenschub bedauerlicherweise im Lehrbuch von DACQUÉ (1915, S. 143ff.) Aufnahme fand.

4) FUCHS (1846), S. 76—77.

5) Österr. Zeitschr. f. Berg- und Hüttenwesen. Jg. 34. S. 350—351. 1886.

6) V. SZABO (1891).

7) V. RUSSEGGER (1856), S. 5—6.

man auf dem damaligen Berichte von VON RUSSEGGER beruhen kann, liegt in diesem Fall der Gedanke an magmatische bzw. Injektionsbeben am nächsten, die durch gegenwärtig noch fortdauerndes Aufreißen und Nachfüllen der Gangausscheidung zu erklären wären. Diesbezüglich sei daran erinnert, daß Anzeichen von Bodenbewegungen im Bergbaurevier von Butte in Montana, wie Brüche von Gas- und Wasserleitungen, Einstürzen von Mauern und Bildung von offenen Bodenspalten — ebenfalls auf gegenwärtige Verschiebungen an den Gängen zurückgeführt werden¹⁾. Andererseits hat BERG im varistischen Hinterlande an den Porphyry- und Erzgängen des niederschlesischen Bergbaues von Altenberg, welche in genetischer Beziehung mit den jungen Erzbildungen des karpathischen Hinterlandes völlig übereinstimmen, ebenfalls auf Erscheinungen hingewiesen, die mit einem wiederholten Aufreißen von Gängen und Bewegungen an denselben zusammenhängen dürften²⁾.

Vergitterung.

Seitdem VAN HISE in der »complex deformation« eher eine Regel als eine Ausnahme sah³⁾, wird die »Querfaltung«, die wir mit BRANDES (1913) als Vergitterung auf Gebiete mit vorherrschenden Vertikalbewegungen (Schollenbau) erweitern können, durch die Fortschritte der Lokaltektonek immer wieder als eine allgemeine Erscheinung erwiesen. Daß die Vergitterung nicht nur das äußere Bild der Erdkruste beherrscht, sondern in tieferen Partien der letzteren wurzelt, dafür finden wir den unzweideutigen Beweis in solchen Fällen, wo an den Schnittpunkten von zwei Dislokationssystemen Eruptivgesteine zum Vorschein kommen. So wird nach BRANDES (1913) die Anordnung von jungpaläozoischen Granitintrusionen und Porphyrdurchbrüchen von der Vergitterung bestimmt und in ähnlicher Weise lassen die fensterartig im Gebiete der skandinavischen Überschiebung herausschauenden Granit- und Porphyrmassive die Interferenz von zwei Störungsrichtungen erkennen⁴⁾. Die jungen kuppenartigen Aufwölbungen, die ich in der Oberflächengestaltung der wolhynisch-ukrainischen Granitplatte festgestellt habe⁵⁾, weisen ebenfalls auf ein Verschneiden von zwei Dislokationsrichtungen hin. Ein weiteres Beispiel der Vergitterung bietet die Anordnung der nordwestdeutschen Salzstöcke⁶⁾, in denen durch den Bergbau — allerdings bisher nur in wenigen Ausnahmefällen — Basaltgänge aufgeschlossen wurden⁷⁾. In ähnlicher Weise sind die Salzstöcke der Nord-

¹⁾ WEED (1912), S. 50.

²⁾ BERG (1913), S. 60.

³⁾ VAN HISE (1898), S. 38.

⁴⁾ FRÖDIN (1916), S. 281—282.

⁵⁾ Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 63. 1911. Monatsber. S. 319ff.

⁶⁾ HARBORT, Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 62. 1910. Monatsber. S. 326ff.

⁷⁾ HARBORT, ebenda, S. 340. — NAUMANN, ebenda, S. 343—344.

alpen durch ein Verschneiden von Dislokationen bestimmt¹⁾, wobei der Hallstätter Salzberg gangartig von Melaphyr bzw. Diabasporphyr in-
jiziert wurde, dessen Fragmente auch in der Nähe anderer Salzstöcke
gefunden wurden²⁾).

Wenn wir den Karpathenbau im Lichte der Vergitterung betrachten,
so ergibt sich ein weitgehender Zusammenhang mit magmatischen und
seismischen Vorgängen. Während die einzelnen Zonen des Karpathen-
bogens von transversalen Undulationen beherrscht werden, wie es
J. NOWAK zunächst für die Flysch- und die subkarpathische Zone Ost-
galiziens nachgewiesen hat³⁾, fallen andererseits im Gesamtbilde der Kar-
pathen Elevationen höherer Ordnung⁴⁾ auf, die vom Hinterlande radial
ausstrahlen und mitunter weit in das Vorland hinauslaufen. Ein Blick
auf die innerste Kerngebirgszone der Karpathen läßt erkennen, daß die
inselartig umgrenzten Granitkerne transversale Elevationen erster Ord-
nung darstellen⁵⁾, während in den Depressionen⁶⁾ zwischen ihnen der
Deckenschub des mitteltriadischen Dolomit- und Kalkkomplexes zur
freien Entfaltung gelangte. Die transversalen Elevationen, welche von
den innerkarpathischen Kerngebirgen ausgehen und die Karpathen quer
zu ihrem allgemeinen Streichen durchziehen, sind durch endogene
Äußerungen charakterisiert, wie an folgenden, besonders auffälligen Bei-
spielen gezeigt werden soll.

Wenn wir durch die Granitkerne des Tribec- und des Inovecgebirges
eine transversale Dislokationszone legen und dieselbe als Elevation be-
trachten, so trifft ihre nordwestliche Verlängerung die Andesitdurch-
brüche der Gegend von Banow und Bojkowitz in der mährischen Flysch-
zone, woran das mit dem Säuerling von Luhatschowitz verbundene
Andesitvorkommen⁷⁾ sich eng anschließt.

Einer anderen Elevation, die im Innern der Karpathen durch die
Zwillingskerne des Suchy und der Mala Magura bezeichnet wird, entspricht
am karpathischen Außenrande die Gegend von Mähr.-Weißkirchen⁸⁾,
wo wir am Nordostende der durch die Beczwa-Oderfurche vom Gesenke
abgetrennten und gegen die Karpathen zu vorspringenden Kulmscholle

1) KITTL, Salzkammergut. Im Führer für die Exkursionen in Österreich.
Wien 1903. S. 31ff.

2) v. JOHN in Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst. Bd. 49. S. 254—255. Wien
1899.

3) Bull. de la Soc. pour l'avancement des Sciences. XIV. Lemberg 1914.

4) »Achsen« im Sinne von BRANDES (1913).

5) Zum Spezialfall des Granitkernes der Hohen Tatra sei erwähnt, daß UHLIG
in seinen tektonischen Betrachtungen mit dem Schub allein nicht auskommen
konnte und an eine »vertikal hebende Kraft« dachte. Vgl. Denkschriften der Kais.
Akad. d. Wiss., Math.-naturw. Kl. Bd. 68. S. 113—114. Wien 1899.

6) Austönungszonen von UHLIG, Absenkungszonen von VETTERS.

7) N. Jahrb. f. Mineral. usw. Bd. I. Ref. S. 81. 1912.

8) Vgl. die Kartenskizze von v. TAUSCH in Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst.
Bd. 39. S. 406. Wien 1889.

des Malinikwaldes Aufpressungen von Devonkalk finden, die von Dislokationen umgrenzt sind und »klippenartig« hervortreten¹⁾. Das Zurücktreten des karpathischen Zusammenschubs an diesem sudetischen Vorsprung wurde von PETRASCHECK²⁾ betont. Die Hebungstendenz kommt in den mit Oligozän und Miozän ausgefüllten Karstformen³⁾ des Devonkalkes zum Ausdruck. Das Nordostende der Kulmscholle wird durch eine flache Aufwölbung⁴⁾ des Miozän, welche in der Beczwa-Oderfurche einen Querriegel und zugleich die Hauptwasserscheide der Mährischen Pforte bildet, orographisch mit dem Gesenke verbunden. An endogenen Äußerungen ist der warme Säuerling von Mähr.-Teplitz zu verzeichnen. Verfolgt man die Verlängerung dieser Elevation weiter im sudetischen Vorlande, so trifft man die Basaltergüsse der Gegend von Freudenthal im Gesenke.

Ebenfalls durch eine transversale Elevation, welcher im Innern der Karpathen die miteinander verschweißten Granitkerne des Mincow und Fatraktivan entsprechen, wird das Zutagetreten des Karbons im Ostrauer Kohlenrevier bezeichnet. Diese Elevation ist besonders durch endogene Äußerungen charakterisiert. In seismischer Beziehung wird die Elevation durch das Silleiner (Zsolnaer) Erdbeben vom Jahre 1858 vertragen, welches vom Granitkern des Mincow ausging und quer zu den Karpathen in das sudetische Vorland sich ausbreitete⁵⁾. Die zutage tretende Karbonscholle ist gangförmig von Basalt durchbrochen und von einem miozänen Strandkonglomerat von Basaltblöcken umhüllt⁶⁾. An diesem Strandkonglomerat erkennt man, daß die Karbonscholle inselartig aus dem Miozänmeer herausgehoben wurde und die Hebungstendenz schon zu jener Zeit bestand.

Die drei vorgenannten Transversalelevationen zeichnen sich dadurch aus, daß sie rückläufig gegen das Andesitgebiet von Schemnitz und Kremnitz im karpathischen Hinterlande konvergieren.

Wenn durch das unvermittelte Auftreten des Salzstockes von Bochnia am Außenrande der westgalizischen Karpathen eine Elevation angedeutet wird, woran die steile Aufrichtung des Salzgebirges nach Art der nord-

1) TIETZE im Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst. Bd. 43. S. 58. 1893. — PETRASCHECK in Verhandl. d. k. k. Geol. Reichsanst. S. 333—334. 1905.

2) Verhandl. d. k. k. Geol. Reichsanst. S. 335. 1905.

3) Ausführlich beschrieben in HASSINGER, Die Mährische Pforte. Abhandl. d. k. k. Geograph. Ges. in Wien. Bd. 11. Nr. 2. S. 124—127. 1914.

4) Die Hebungstendenz dieser Aufwölbung geht nach v. CAMERLANDER in die vormiozäne Zeit zurück. Vgl. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst. Bd. 40. S. 207 bis 208. 1890.

5) v. LOZINSKI (1913).

6) Das Auftreten von kontinentalen bzw. Strandbildungen des Miozän an den durch transversale Elevationen bedingten Vorsprüngen des sudetischen Karpathenvorlandes bei Mähr.-Weißkirchen und im Ostrauer Kohlenrevier erinnert in seiner paläogeographischen Bedeutung an die von BRANDES (1912) erörterten Vorkommen von sandigem Zechstein.

westdeutschen Salzhorste gemahnt, so entsprechen derselben transversalen Dislokationszone die Andesitdurchbrüche und Säuerlinge der Gegend von Szczawnica sowie die Andesitvorkommen von Rzegocina (südlich von Bochnia) in der Klippen- bzw. in der Flyschzone.

Die markanteste Elevation, auf die J. NOWAK¹⁾ hinwies, wird durch das auffällige Zurückspringen des karpatischen Außenrandes im Meridian von Przemysl bezeichnet. Auf der Innenseite der Karpathen fällt diese Elevation mit der »Bruchlinie von Kaschau« (UHLIGS Hernadlinie) zusammen, an welcher die Zone der westkarpatischen Kerngebirge abbricht und der Eperies-Tokayer Eruptivstock, transversal zum allgemeinen Karpathenstreichen orientiert, sich heraushebt²⁾. Andererseits läuft die Verlängerung dieser Dislokationszone weit in das karpatische Vorland hinaus. Zunächst fällt sie im perikarpatischen Tieflande mit einer flachen Aufwölbung³⁾ des miozänen Untergrundes zusammen, welche die Hauptwasserscheide zwischen den Stromgebieten der Weichsel und des Dnjestr bildet⁴⁾, und setzt sich in der breitschulterigen Aufwölbung des Lemberg—Krzemieniecer Höhenzuges in ungefähr nordöstlicher Richtung fort. Der weitere Verlauf in Wolhynien wird angedeutet durch die heraufgepreßte und unvermittelt zutage tretende Scholle von Mitteldevon westlich von Dubno⁵⁾, sowie durch das inselartige Auftreten von Augitporphyrit am Horyn nördlich von Rowno⁶⁾. Die Elevation, die somit von der Innenseite der Karpathen bis weit nach Wolhynien hinein sich verfolgen läßt, wird durch ihre seismische Aktivität ausgezeichnet. In die rückläufige Verlängerung der Elevation gegen den Eruptivstock des Matragebirges zu fällt das Zentrum des Erdbebens von Eger (26. Juni 1903), dessen längere Achse genau mit dem Verlauf der Elevation übereinstimmt⁷⁾. Bei der Nähe der vulkanischen Durchbrüche dürfte der magmatische Ursprung dieses Erdbebens kaum einem Zweifel unterliegen. Genetisch verwandt scheint das Erdbeben vom 26. Mai 1914 gewesen zu sein, dessen Herd in der Nähe des Eperies-Tokayer Eruptivstocks⁸⁾ vermutet wird und welches mit abnehmender Intensität transversal zu den Karpathen sich erstreckte.

¹⁾ In einer kurzen Notiz in den Verhandlungen der XI. Vers. d. poln. Naturf. u. Ärzte in Krakau 1912.

²⁾ v. RICHTHOFEN (1860), S. 154—155.

³⁾ Als Chyrow-Grodeker Rücken in der polnischen geographischen Literatur bezeichnet.

⁴⁾ Eine auffallende Analogie zur Mährischen Pforte, wo ebenfalls ein flacher Rücken mit miozänem Kern die Hauptwasserscheide trägt.

⁵⁾ Entdeckt und beschrieben von LASKAREW, Rech. géol. dans les districts d'Ostrog et de Doubno. Bulletin du Comité Géolog. Bd. 23. St. Petersburg 1904.

⁶⁾ Nähere Angaben über dieses Vorkommen von PFAFFIUS in Pamiétnik Fizyograficzny. Bd. 6. Warschau 1886.

⁷⁾ Vgl. die Karte bei RÉTHLY, Die Erdbeben in Ungarn i. J. 1903. Budapest 1906.

⁸⁾ Bei Giralt, nordöstlich von Eperies, wie mir seinerzeit Herr Dr. A. RÉTHLY freundlichst mitteilte.

Aus dem Vergleich der transversalen Elevationen, die wir vorstehend aus dem tektonischen Bild der Karpathen herausgegriffen haben, ergeben sich Rückschlüsse auf die magmatischen Beziehungen zwischen dem aktiven Hinterlande und dem passiven Vorlande einer Schubzone. Magmadurchbrüche erweisen sich nicht nur in den Karpathen, sondern — wie die wenigen, eingangs erwähnten Beispiele zeugen — auch sonst als ein allgemeines Merkmal von Elevationen. Danach können wir annehmen, daß Elevationen von Magmavorgängen in der Tiefe ursächlich bedingt werden, wobei es im Einzelfall ohne Belang ist, inwieweit überhaupt oder in wie großem Umfange Magmadurchbrüche bis an die Erdoberfläche hinaufreichen. Manchmal haben nur äußerste, gangförmige Ausläufer von tieferen Magmaprozessen die Erdoberfläche erreicht, wie die isolierten Basaltgänge in der Ostrauer Karbonscholle¹⁾. Soweit Magmadurchbrüche bis an die Erdoberfläche reichen, zeigen sie eine Differenzierung zwischen dem Hinter- und dem Vorlande einer Schubzone. Mit den Elevationen strahlen vom Hinterlande versprengte andesitische Durchbrüche in die Schubzone aus, wie die Andesitvorkommen in der karpathischen Klippen- und Flyschzone. Sobald aber dieselben transversalen Elevationen das Vorland erreichen, wird das tephritische Magmaregime durch Basaltdurchbrüche verraten. Auf eine Differenzierung in saurer Richtung gegen die Schubzone zu weist der von JAHN²⁾ betonte Gegensatz der Nephelinbasalte von Freudenthal und des Feldspatbasaltes im Ostrauer Revier hin.

Magmabewegungen oder Magmaströmungen in der Tiefe unter den transversalen Elevationen kommen auch durch seismische Erscheinungen zum Ausdruck, soweit letztere als solche magmatischen Ursprungs sich erweisen. Die stärkeren seismischen Herde finden wir an transversalen Elevationen, aber nur in den inneren Karpathenzonen, wo bereits das aktive Magmaregime des Hinterlandes allmählich zur Geltung kommt. Diesbezüglich sei an die seismische Aktivität der innerkarpathischen Granitkerne³⁾ erinnert.

Nach dem Gesagten haben wir anzunehmen, daß transversale Elevationen sozusagen mächtigen Magmasträngen entsprechen, durch welche in der Tiefe die Differenzierung zwischen dem Vor- und dem Hinterlande einer Schubzone erfolgt. Eine aktive Betätigung der Magmabewegungen längs den Elevationen sind die vulkanischen Durchbrüche bzw. plutonischen Injektionen sowie die seismischen Erregungen. Nachdem wir der Meinung Ausdruck gaben, daß Tension und Kompression nicht übereinander folgen, sondern nebeneinander abwechseln, müssen wir ebenso annehmen, daß die Differenzierungsvorgänge im Magma nicht in verti-

¹⁾ Dieses gangförmige Basaltvorkommen erinnert insbesondere an die Eruptivgänge in Salzstöcken.

²⁾ Sitzungsber. d. Kais. Akad. d. Wiss., Math.-naturw. Kl. Bd. 118. Abt. I. S. 11. Wien 1909.

³⁾ v. LOZINSKI (1913), S. 19.

kaler, sondern in horizontaler Richtung vermittelt werden, wie es M. WEBER betonte¹⁾).

Wenn wir die Ursache des Zusammenschubs auf aktive Massen im Hinterlande zurückgeführt haben, welches durch ebenso aktive Magma-bewegungen an transversalen Elevationen mit dem Vorlande in Verbindung steht, so stimmt diese Auffassung mit dem Grundgedanken einer »Unterströmung« im Sinne von AMPFERER (1906) überein.

Wenn Elevationen als Dislokationszonen hervortreten und zugleich von Magmadurchbrüchen begleitet werden, so dürfen wir diese endogenen Äußerungen nicht etwa in ein ursächliches Verhältnis zueinander stellen, wie es die noch immer umstrittene Spaltenfrage der Vulkane nach der einen oder anderen Seite verlangt²⁾. Vielmehr ist nochmals die Wahrscheinlichkeit zu betonen, daß sowohl die Hebungstendenz der Elevationen und die dabei unvermeidliche Bruchbildung wie die Magmadurchbrüche koordinierte, aber voneinander direkt nicht abhängige Wirkungen einer gemeinsamen Ursache sind. Eine solche Wechselbeziehung, wie sie zwischen Bruchbildung und Magmaaustreten im nordamerikanischen Westen angenommen wird³⁾, dürfte am wahrscheinlichsten sein. Jene gemeinsame Ursache von Bruchbildung und Magmaaustreten können wir in der Magmadifferenzierung und in den damit zusammenhängenden Magmabewegungen vermuten. Weiter aber läßt sich kein Wort mehr darüber sagen, und gelangen wir zu der Schwelle, an welcher phantastische Spekulationen zum Thema Sal-Sima beginnen.

Die Probleme der Inselbögen.

Die Betrachtung des dinarischen Hinterlandes hat uns zu der Annahme geführt, daß die Kykladen nicht — wie man bisher allgemein glaubte — Trümmer eines zuerst zusammengeschobenen und sodann an Brüchen versinkenden Gebirgsbogens, sondern Scheitel einer alten, aus der zeitweisen Überflutung aufsteigenden Landmasse darstellen. Es drängt sich nun der Vergleich mit anderen Inselbögen auf, die durch ihre Anordnung und durch ihre Vulkanzonen äußerlich die weitgehendste Analogie mit den Kykladen verraten, wie die Antillen, der Malayische Archipel und Ozeanien.

Wenn wir dem Problem der Inselbögen näher treten wollen, wie sie auf dem gegenwärtigen Kartenbild der Erdoberfläche erscheinen, so ist zunächst zu bedenken, daß der Meeresspiegel unserer Kenntnis der Inselbögen unüberwindliche Schranken setzt. Dadurch wird die Grund-

¹⁾ WEBER (1909), S. 309.

²⁾ Wenn v. RICHTHOFEN (1860, S. 155) sagt: »Das Eperies-Tokayer Trachytgebirge steigt unmittelbar aus der Kaschauer Verwerfungsspalte auf, gleich als habe sie sich nur für diese Eruptivmasse geöffnet« — so wird man kaum je entscheiden können, ob das Aufreißen des Bruches oder das Auftreten des Magmas primär ist.

³⁾ LEITH (1914), S. 43.

lage von Spekulationen über die Entstehung und die paläogeographischen Zusammenhänge der gegenwärtigen Inselbögen eingeschränkt auf die uns zugänglichen Scheitel, die über das Meeresniveau sich erheben. Wie groß die einzelnen Inseln auch sein mögen, so bleibt unser Beobachtungsmaterial im Verhältnis zur horizontalen und vertikalen Erstreckung eines Inselbogens immerhin sehr dürftig. Gleichwohl ging die Behandlung der Inselbögen immer wieder vom aktualistischen Standpunkt aus, und dadurch erklären sich die schärfsten Widersprüche, die in bezug auf die Entstehung von Inselbögen in der Literatur herrschen. Im Gegensatz zur aktualistischen Behandlung wäre die Frage zu stellen, ob es denn einen sozusagen fossilen Inselbogen gibt, welcher, vollständig herausgehoben und durch die Erosion angeschnitten, uns einen tieferen Einblick in die strukturellen Beziehungen eröffnen würde. Einen solchen fossilen Inselbogen der jüngeren Tertiärzeit stellt die Vulkanzone auf der Innenseite der Karpathen dar.

Es wurde schon eingangs darauf hingewiesen, wie auffällig die Karpathen und die Vulkanzone auf ihrer Innenseite in ihrem bogenförmigen Verlauf übereinstimmen. Der Karpathenbogen folgt genau der Bogenform der oberungarisch-siebenbürgischen Vulkanzüge und gibt alle Einzelheiten und Unregelmäßigkeiten der letzteren wieder. So hat bereits v. RICHTHOFEN betont, daß der Außenrand der Karpathen in so auffälliger Weise geknickt wird, wo auf der Innenseite der Eperies-Tokayer Eruptivstock quer zum allgemeinen Verlauf der Vulkanzone sich stellt¹⁾. Wenn die bisherigen Betrachtungen ergaben, daß der Zusammenschub durch diastrophische und vulkanische Vorgänge im aktiven Hinterlande bedingt war, so können wir daraus folgern, daß die Bogenform bei der Vulkanzone primär ist und mit tieferen Magmaprozessen zusammenhängt, bei der karpathischen Schubzone dagegen — wie der Zusammenschub selbst — vom Hinterlande aus bestimmt wurde.

Als die Vulkanzone auf der Innenseite der Karpathen aus der allmählich zurückgehenden Meeresüberflutung der jüngeren Tertiärzeit im Aufsteigen begriffen war, wobei im Osten eine Teilung in zwei Äste²⁾ erfolgte, durch welche das zusammengepreßte siebenbürgische Neogenbecken beiderseits umschlossen wurde — bot sich ein Bild, welches in kleinerem Maßstab den vulkanbesetzten Inselbögen vollkommen gleich kam. In derselben Weise bestand damals die Vulkanzone des karpathischen Hinterlandes teils aus »zusammengesetzten Inseln«³⁾, in deren Sockel das Grundgebirge sichtbar war, teils aus rein vulkanisch aufgebauten Inseln. Zu letzteren gehörte der langgezogene Bogen des Hargittazuges, wozu wir ein vollkommenes Gegenstück in der Minahassa finden, die nach AHLBURG ebenfalls hauptsächlich aus lockeren vulka-

¹⁾ v. RICHTHOFEN (1860), S. 154.

²⁾ Den westlichen Ast bildeten das Rez-, Vlegyasza-Bihar- und das Siebenbürgische Erzgebirge, den östlichen der Hargittazug.

³⁾ Im Sinne von HILL (1899), S. 194.

nischen Produkten aufgebaut ist¹⁾. Wenn somit der vulkanbesetzte Inselbogen, welcher auf der Innenseite des Karpathenbogens aus dem jungtertiären Meere emporgehoben wurde, bald aus rein vulkanischen, bald aus zusammengesetzten Inseln bestand, so kann man daraus schließen, daß der Hebungsbetrag einem lokalen Wechsel unterworfen war.

Auf dem Boden der Kontraktionshypothese entstand die Ansicht, daß die vulkanbesetzten Inselbögen, als deren bekannteste Beispiele die Kykladen, die Antillen, der Malayische Archipel und Ozeanien in Betracht kommen, im Versinken begriffene Bruchstücke von Schubzonen (Gebirgsbögen) darstellen. In dem Sinne ist es fast zur Gewohnheit geworden, von einer »Kordillere« der Antillen oder des Bandabogens zu sprechen. Wie allgemein diese Auffassung der vulkanbesetzten Inselbögen auch ist, so versagt sie doch, wenn man eine Kritik an der Hand von Tatsachen vornimmt. So kam HILL²⁾ zu dem Ergebnis, daß ein Zusammenschließen der Antillen zu einer ehemaligen »Kordillere« nicht möglich ist. Den Gedanken dagegen, daß Inselbögen auch in Bildung begriffenen und auftauchenden Schubzonen entsprechen können, hat ARLDT an dem Beispiel Ozeaniens in Betracht gezogen³⁾. In ähnlicher Weise wurde von MOLENGRAAFF der Versuch gemacht, die vertikalen Bewegungen im Malayischen Archipel durch Zusammenschub zu erklären⁴⁾.

Das äußerlich hervortretendste Merkmal der Inselbögen, durch welches auch ihre Entwicklungsgeschichte seit der jüngeren Tertiärzeit zum Ausdruck kommt, sind Anzeichen einer kontinuierlichen, wenn auch ruckweise erfolgten Hebung. Dementsprechend setzen sich die Inselbögen aus Hebungsinseln⁵⁾ zusammen, und dieses scheint ganz allgemein der Fall zu sein. Gehobene Strandkehlen und Strandwälle der Kykladen wie die terrassen- und korallenführenden Bildungen der Antillen sind wiederholt erörtert worden. Im Malayischen Archipel reichen gehobene, terrassierte Korallenbildungen bis zur Meereshöhe von fast 1300 m. Für das Wesen der jungen Hebung ist der Umstand von Bedeutung, daß der Hebungsbetrag von Insel zu Insel schwankt, wie in den Antillen⁶⁾ oder in noch höherem Grad im Malayischen Archipel⁷⁾, woraus eine individuelle Hebungstendenz der einzelnen Inseln sich ergibt.

Nachdem wir in der Vulkanzone auf der Innenseite der Karpathen einen fossilen Inselbogen erkannten, eröffnen sich aus unserer Betrachtung

1) AHLBURG (1910), S. 192.

2) Geolog. Zentralblatt. Bd. 7. S. 138—139. 1905—06.

3) ARLDT (1907), S. 462, 466—467.

4) MOLENGRAAFF (1912), S. 231.

5) Im Sinne von PENCK, Morphol. d. Erdoberfläche. Bd. II. S. 639. 1894.

6) HILL (1899), S. 220.

7) VERBEEK (1908), S. 779.

tung des karpathischen Hinterlandes Rückschlüsse auf die vulkanbesetzten Inselbögen der Gegenwart. Als äußeres gemeinsames Merkmal ist der im einzelnen wechselnde Hebungsbetrag zu betonen. Zum weiteren Vergleich drängt der zonare Bau der Inselbögen. In den Antillen kann man eine vulkanische Innenzone und zwei Außenzonen unterscheiden, von denen die äußerste aus jüngeren Ablagerungen aufgebaut ist und an Höhe zurücktritt¹⁾. Der Gegensatz einer hochvulkanischen Innenzone und einer Außenzone mit zurücktretendem Vulkanismus kommt auch in den Molukken²⁾ und in Ozeanien³⁾ zur Geltung. Die Analogie mit der Anordnung von Vulkanzonen auf der Innenseite von Schubzonen, wie im karpathischen oder varistischen Hinterlande, springt in die Augen. Danach könnten wir die vulkanarmen Außenzonen von Inselbögen mit Schubzonen vergleichen und mit submarinem Zusammenschub verknüpfen⁴⁾. Die Emporhebung der einzelnen Inseln um einen — wie wir sahen — lokal wechselnden Betrag gemahnt an die transversalen Elevationen in Schubzonen.

Wie wir für die Karpathen fanden, daß von ihrem Hinterlande aus eine Magmadifferenzierung in tephritischer Richtung längs den transversalen Elevationen nach außen sich vollzieht, ebenso heben sich die Innen- und Außenzone Ozeaniens in magmatischer Beziehung voneinander ab. Das andesitische Magmaregime der Innenzone wird durch die »andesitische Linie«⁵⁾ nach außen abgegrenzt. An der transversalen Elevation, die DANA als »Neuseeland-Kette« bis zu den Tongainseln zog⁶⁾, und die durch ihre weitere Fortsetzung bis zu den Hawaiiinseln⁷⁾ eine Rekordlänge erreicht, sehen wir den Übergang zum tephritischen Magmaregime. Während die Tongainseln noch zum andesitischen Magmaregime gehören, scheint in den Samoainseln bereits das tephritische Magmaregime sich durchzusetzen⁸⁾, um in den Hawaiiinseln zur Alleinherrschaft zu gelangen.

Wenn wir die vulkanbesetzten Innenzonen von Inselbögen mit dem Hinterland von Schubzonen vergleichen, so entsteht die Frage, inwieweit erstere ebenfalls als aufsteigende Scheitel von aktiven, zeitweise überfluteten Massen angesehen werden dürfen. Am nächsten liegt der Vergleich mit dem Malayischen Archipel, dessen Vulkantätigkeit mit dem Hinterlande von Schubzonen darin übereinstimmt, daß sie vorwiegend

1) SUESS, Das Antlitz der Erde. Bd. I. S. 700—701. Vgl. auch die mehr detaillierte Gliederung von HILL (1899, S. 191).

2) BROUWER (1917), S. 202 ff.

3) ARLDT (1906), S. 331 usw.

4) Es sei erinnert, daß ARLDT (1906, S. 404) für Ozeanien eine allmähliche Verlegung des Zusammenschubs nach außen annahm.

5) MARSHALL (1911), S. 5, 28.

6) DANA (1894), S. 39.

7) WEBER (1909), S. 303.

8) STARK (1914), S. 290.

dem andesitischen Magmaregime zufällt und — wie insbesondere im karpathischen Hinterlande — durch ihren explosiven Charakter und durch das Übergewicht von lockeren Aufschüttungsprodukten sich auszeichnet. Im großen Teil des Malayischen Archipels hat ein Zusammenschub in jüngerer geologischer Vergangenheit nicht stattgefunden, vielmehr wird der Bau von Brüchen beherrscht, so daß der Malayische Archipel mehr als Schauplatz einer Zerrung betrachtet wird. In weiter Verbreitung dagegen tritt das ältere, metamorphe Grundgebirge zutage, welches den Sockel des ganzen Archipels bildet¹⁾. Wenn wir mit VERBEEK für das Bandabecken ein jungtertiäres Alter annehmen²⁾, so bietet uns der Malayische Archipel das Bild einer aktiven Masse, die nach einer zeitweisen Überflutung im Aufsteigen begriffen ist. Das Bandameer darf keinesfalls als ein »Faltenbruchmeer« bezeichnet werden, wie es KRÜMMEL tat³⁾. Von Inseln mit einem Sockel alten Grundgebirges und aufgesetzten Vulkanen umrahmt⁴⁾, zeigt das Bandabecken die größte Analogie mit dem jungtertiären Meer auf der Innenseite der Karpathen, wobei die exzentrische Lage der Maximaltiefe im Bandameer an die Vertiefung des siebenbürgischen Tertiärbeckens erinnert. Aus dem zusammenfassenden Überblick von BROUWER (1917) ersieht man, wie das Bandabecken zunächst von einer inneren, vulkanischen Inselzone umrahmt wird, an welche die Schubzone des äußeren (Timor-Ceram-) Bogens sich anschmiegt und ein zonares Wandern des Zusammenschubs nach außen aufweist. So erkennen wir im Bandabecken — genau wie im karpathischen Hinterlande — das Ausgangszentrum eines nach allen Seiten ausstrahlenden Zusammenschubs.

Am Rande der aktiven Masse des Malayischen Archipels schmiegt sich eine junge Schubzone⁵⁾ an, die den südwestlichen Saum von Sumatra und die vorgelagerten Inseln umfaßt. Diese »tertiäre Randzone«, wie sie C. SCHMIDT⁶⁾ genannt hat, bildet die unmittelbare Fortsetzung der jungen Schubzone der Arrakanküste (Birma), mit welcher die Andamanen und die Nikobaren die Verbindung herstellen. So finden wir, daß zugleich mit der Heraushebung der aktiven Masse des Malayischen Archipels eine Schubzone an seinem Außenrande auftaucht⁷⁾. Der Zusammenschub, dessen Andauern in der Gegenwart durch die Schlammvulkane der Arrakanküste verraten wird, findet noch unter dem Meeres-

1) VERBEEK (1908), S. 816—818.

2) Ebenda, S. 823—824.

3) KRÜMMEL (1907), S. 41. Aus unseren Erörterungen über die Inselbögen wird es klar, daß ein »Faltenbruchmeer« überhaupt nicht existiert.

4) VERBEEK (1908), S. 816—817.

5) Der »altpleistocäne Gebirgsbogen« von VOLZ, Zur Geologie von Sumatra. Geolog. u. paläont. Abhandl. N. F. Bd. 6, Heft II. S. 45. 1904.

6) Bull. de la Soc. Géol. de France. Ser. IV. Bd. 1. S. 260—262. 1901.

7) Eine andere randliche Schubzone mit Schlammvulkanen erscheint am nordwestlichen Saum von Borneo. Vgl. C. SCHMIDT, Über die Geologie von Nordwest-Borneo. Beiträge zur Geophysik. Bd. 7. 1905.

spiegel statt, so daß die Andamanen und Nikobaren als Scheitel einer werdenden Schubzone über dem Meere sich erheben. Andesitische Durchbrüche, die von C. SCHMIDT u. a. aus der jüngeren Schubzone Sumatras erwähnt werden, sind Ausläufer der Vulkantätigkeit der aktiven Masse des Malayischen Archipels und gemahnen an das versprengte Ausstrahlen von Andesitdurchbrüchen aus dem Hinterlande in die Schubzone der Karpathen.

In auffälliger Weise sind die Inselbögen einerseits mit vulkanischer und seismischer Aktivität, andererseits mit den größten Tiefen der sog. Gräben verknüpft¹⁾. Die Annahme eines jungen Alters von ozeanischen Gräben und lochartigen Tiefen stimmt mit der hier versuchten Verknüpfung von Inselbögen mit aktiven, nur zeitweise überfluteten Massen überein. So ist nach VERBEEK der Einbruch der Meeresbecken um die Molukken jungtertiären Alters, worauf bereits zur Pliozänzeit Hebung einsetzte²⁾. Wenn also die größten Meerestiefen nicht — wie man früher glaubte — die uralten, sondern die jüngsten Partien der Ozeanbecken darstellen, so entsteht die Frage, welche Teile der Ozeane für die Permanenz in Betracht kämen. Vom pazifischen Ozean, welcher immer wieder als das älteste Meeresbecken bezeichnet wird, zeigt sein nordöstlicher und südöstlicher Teil alle Merkmale der Permanenz. Arm an Inseln und endogenen Äußerungen, mit schwach gegliedertem Boden³⁾, machen diese Teile des pazifischen Ozeanbeckens gegenüber dem hochbewegten, australasiatischen Randgebiet den Eindruck weitgehendster, langdauernder Ruhe. So rückt die marginale Lage von Schubzonen, wie sie in der Gegenwart wie in der Vorzeit, im engsten Anschluß an aktive Massen, jeweilig am Rande von Meeresbecken gegen die Kontinente auftraten, in das richtige Licht.

An die Inselbögen ist das Problem der ehemaligen interkontinentalen Landverbindungen geknüpft. Die aus biogeographischen Gründen sich ergebende Notwendigkeit von ehemaligen Landverbindungen begegnet in vielen Einzelfällen der Schwierigkeit, daß geologische Tatsachen gegen Landverbindungen von größerem Umfang und längerem Bestand sprechen. Wenn trotzdem ehemalige Landverbindungen unumgänglich sind, so müssen wir annehmen, daß es relativ schmale »Landbrücken« im wahren Sinne des Wortes waren, die dann und wann nur für eine geologisch kurze Zeitspanne zu einem ununterbrochenen Landstreifen sich zusammenschlossen und sozusagen wie eine Falle wirkten, indem sie bald Wanderungen von Landorganismen vermittelten, bald wieder die Trennung und Isolierung von Lebensbezirken herbeiführten. Dieser Voraussetzung dürfte es am besten entsprechen, wenn wir die Landbrücken als Elevationen des Meeresbodens uns denken, die von einer

¹⁾ Vgl. ARLDT (1908), S. 61, MOLENGRAAFF (1912), S. 231.

²⁾ VERBEEK (1908), S. 823—824.

³⁾ Vgl. KRÜMMEL (1907), S. 91.

dauernden, oft unterbrochenen, aber immer wieder auflebenden Hebungstendenz beherrscht waren. Meistens werden solche Elevationen des Meeresbodens von aneinander gereihten Inseln, Untiefen und Bänken gebildet, die in der Tiefe zu einer submarinen Schwelle sich zusammenschließen. Als Beispiele wären aus der zusammenfassenden Darstellung von ARLDT (1917) die nordatlantische und die lemurische Landbrücke zu nennen. Sie sind in fazieller Beziehung durch das Vorkommen von Seichtwassermollusken, andererseits durch seismische Äußerungen gekennzeichnet¹⁾. Wenn die dauernde aber an Intensität wechselnde Hebungstendenz sich zeitweise steigert, so wird es möglich, daß eine submarine Elevation, sonst in Inseln und Bänke aufgelöst, in einem bestimmten, geologisch kurz bemessenen Zeitabschnitt als eine relativ schmale, kontinuierliche Landbrücke emportaucht, um für kurze Zeit den interkontinentalen Organismenaustausch zu ermöglichen, bald aber durch neuerliche Auflösung in einen Inselbogen wieder zu einer unüberwindlichen Schranke zu werden.

Zu A. Kampfraths Aufsatz über die Geländestufen und Geländegräben der Umgebung von Dresden.

Von Kurt Pietzsch (Leipzig).

Auf den topographischen Karten 1 : 25 000 (Meßtischblättern), die auch die Grundlage der geologischen Spezialkarten bilden, werden Steilränder oder Geländestufen mit einer besonderen Signatur (—) gekennzeichnet, sobald sie eine zu starke Neigung oder eine zu geringe Höhe besitzen, als daß die gewöhnliche Darstellungsart durch Höhenkurven möglich ist. Zwei gegeneinander gekehrte solche Zeichen (—) stellen einen Graben im Gelände oder einen Hohlweg dar. Derartige »Geländestufen« und »-gräben« sind mit der angegebenen Signatur auf den neueren Meßtischblättern vollständiger verzeichnet als auf den älteren. Mit ihrer Entstehung beschäftigt sich ein Aufsatz von A. KAMPFRATH im 1. Heft dieses Jahrgangs der Geologischen Rundschau.

A. KAMPFRATH hat alle diejenigen »Geländestufen« und »-gräben«, die auf den Meßtischblättern der Dresdener Gegend verzeichnet sind, und die nicht »augenscheinlich künstliche Straßen- und Eisenbahneinschnitte und -böschungen« darstellen, auf seiner Übersichtskarte, Taf. I, zusammengestellt, ohne ihre Entstehung in jedem einzelnen Falle

¹⁾ ARLDT (1917), S. 86, 164.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Geologische Rundschau - Zeitschrift für allgemeine Geologie](#)

Jahr/Year: 1918

Band/Volume: [9](#)

Autor(en)/Author(s): Lozinski Walery Ritter v.

Artikel/Article: [Vulkanismus und Zusammenschub 65-98](#)