

I. Aufsätze und Mitteilungen.

Tektonische Forschungen in den Appalachen.Von **Clemens Lebling** (München).**II.**¹⁾

Mit 2 Textfiguren.

Die Appalachen als Barre	511
Westfallen in den Appalachen	514
Das Verhältnis zum Vorland	516
Zur morphologischen Erforschung der Appalachen. Mit 1 Abbildung . . .	520
Über jüngere Senkungen und den Absturz des Kontinentalschelfs. Mit 1 Ab- bildung	532
Schluß	535

Die Appalachen als Barre.

Das Cambrium im östlichen Nordamerika zerfällt schon regional betrachtet²⁾ in zwei Züge; von diesen zieht der eine westlich des kristallinen Teiles der Appalachen von Alabama bis New Jersey und New York, dann durch Vermont und über Gaspé bis Westneufundland; der andere — östliche — taucht erst weit im N. aus der See auf, zieht von Ostmassachusetts (Braintree, Nahant) mit Unterbrechung nach Neubraunschweig und Neuschottland und sinkt vom östlichen Neufundland in das Meer. Gesteine und Faunen³⁾ sind beiderseits fast vollkommen verschieden. *Olenellus Thompsoni* kommt nur im W. vor; *Holmia* soll nach GRABAU auf den O. beschränkt sein; *Paradoxides* und *Olenus* kommen nur im O. vor. CROSBY⁴⁾ berichtet, daß im Boston Basin das Korn cambrischer Sedimente von NW. gegen SO. an Größe abnehme. Das Umgekehrte gilt von dem untercambrischen Quarzit im Staat New York, also an der Westseite der Appalachen. Durch jene Faunenunterschiede, sowie durch diese petrographischen Erscheinungen gelangen wir zu der Annahme einer Barre zwischen dem westlichen und östlichen Gebiet.

¹⁾ I in dieser Zeitschr. V, 1914, 449ff.

²⁾ Für dies und das Folgende vgl. die Kärtchen in SCHUCHERT, Bull. G. S. A. 1910, WILLIS und STOSE, Prof. Paper 71, in CHAMBERLINS Textbook, ferner Journal of Geol. 1909, ULRICH, Bull. G. S. A. 1911.

³⁾ Vgl. vor allem WALCOTT, Proc. Wash. Ac. 1900, ders. SMITHSON, Misc. Coll. 1910 (*Olenellus*). GRABAU, North American Index Fossils, N. Y. 1909 (*Trilobites*), ders. Einteilung des Nordamerik. Silurs, Compt. rend. Intern. Congr. Stockholm; HAUG, Traité II, 1, 614f.

⁴⁾ Boston Soc. N. Hist. Proc. 1884 (Profess. P. 71, 115).

Im Ordovicium treffen wir die »atlantische« Fauna (Graptolithen insbes.) beiderseits der Appalachen. Die Gesteine sind nur zu sehr geringem Teil grobklastisch und kontinental; offenbar herrschte das Meer über das Land vor, und nur einzelne Erhebungen lieferten groben Detritus.

Das Silur (i. e. S.) unterscheidet sich lebhaft vom Ordovicium. Es ist wieder eine deutliche Zweiteilung der Sedimente und Faunen zu beobachten. Das Silur am Westrand der Appalachen ist lückenhaft und fossilarm, größtenteils kontinental, steht aber mit der inneren marinen Provinz (der Niagarakalke usw.) in lückenloser Verbindung. Das östliche Silur, in Maine und Neubraunschweig, das wie das östliche Cambrium nicht weit nach S. reicht, ist vorwiegend marin. Die Fauna¹⁾ zeigt mehr Verwandtschaft zu europäischen als zu den inneramerikanischen: wiederum hat eine Barre zwischen den beiden Bezirken gelegen. Da aber im N. (Gaspé) auch eine deutliche Beziehung zur Niagarafauna besteht, so wird man mit SCHUCHERT u. a. mindestens eine Verbindung zwischen den beiden Provinzen annehmen.

Devon. Das Unterdevon westlich der Appalachen zeigt Verwandtschaft mit dem europäischen; das Mittel- und Oberdevon des gleichen Bereiches ist sehr verschieden von dem europäischen, und die wenigen europäischen Formen sind von W., nicht von O. her eingewandert (*Stringocephalus*)²⁾. Ob es einen dem östlichen cambrischen und silurischen entsprechenden Devonzug gibt, ist nicht hinreichend klar, vor allem deswegen, weil das westliche Devon sehr weit nach O. reicht³⁾. Allerdings finden sich bereits hier Landauftragungen. Weiter nach O. in Maine und Nordneubraunschweig gibt es dann devonische Landpflanzen⁴⁾, und in Neuschottland (Knoydartformation) kommt eine Old Red-Süßwasserfauna vor. Östlich von dieser Landbarre und zum Teil noch in deren Gebiet wird marines Devon nur in Spuren angetroffen. So wird eine Fauna in Aroostock Co., Maine mit der unterdevonischen Oriskanyfauna des inneren Gebietes verglichen und im südwestlichen Neuschottland (Digby)⁵⁾ kommt eine ähnliche vor.

Carbon. Das Untercarbon ist im W. der Appalachen kontinental (Poconokonglomerat, Mauch-Chunksandstein), und mächtige, nach O. anschwellende Schuttkegel verraten das Vorhandensein eines hochgelegenen Landstreifens im O. Östlich von diesem Streifen müssen die untercarbonischen Gesteine von Neuschottland und Neubraunschweig abgelagert worden sein, deren unterer Teil, die Hortonserie⁶⁾ zwar

¹⁾ WILLIAMS (H. S.) u. GREGORY, Bull. U. S. Geol. Surv. 165; WILLIAMS, Bull. Geol. Soc. Am. 1912; WILLIS, Prof. P. 71, 252; 12. Int. Congress, Guidebook 1, II, 307.

²⁾ KAYSER, Formationskunde, CLARKE, N. Y. St. Bull. 52, Mem. 9; KOENEN-Festschrift; SCHUCHERT, American Geologist 32, 1903.

³⁾ CLARKE, 12. Intern. Congress Guidebook 1, 92.

⁴⁾ G. O. SMITH u. D. WHITE, Prof. P. U. S. Geol. Surv. 35; Prof. P. 71, 33f.

⁵⁾ WILLIS, Prof. P. 71, 331.

⁶⁾ WILLIS, Prof. P. 71, 329, 331f. 12. Int. Congress Guidebook 1, I, 141.

noch kontinental und floristisch mit dem westlichen Untercarbon verwandt ist, deren oberer, der Windsorkalk¹⁾, jedoch marin ist. Die Fauna des letzteren ist ziemlich verschieden von der inneramerikanischen und hat mehr Beziehung zur Visé-Stufe, ist aber im allgemeinen von lokalem Charakter. Mittel- und Obercarbon sind im O. wie im W. durch kontinentale Konglomerate (Sandsteine, Schiefer und Coal measures) vertreten²⁾; im W. sind diese Gesteine nach W.³⁾, im O. wahrscheinlich nach O. angeschüttet; das westliche Obercarbon liegt im »Appalachian Basin«, das östliche erscheint in Narragansett-Bai (Rhode Island), um Boston, in Neubraunschweig und Neufundland.

Im Perm liegen im W. die »Upper barren measures« vom Charakter der Coal measures auf dem Obercarbon (Pennsylvanien)⁴⁾. Im O. (Neubraunschweig, Neuschottland, Prince Edward Insel) kommen ebenfalls kontinentale Sedimente mit mächtigen Konglomeraten und Kohlen vor; in höher folgenden Kalksteinen werden *Schizodus Schlotheimi* und *Pseudomonotis Hausmanni*, marine Zechsteinfossilien, angegeben.⁵⁾

Die Ursache dieser Barrenbildung, dieser mehrmaligen Trennung des appalachischen Sedimentationsraumes in zwei verschiedene, spiegelbildlich angeordnete Zonen, ist nun selbstverständlich die Gebirgsbildung. Vor der cambrischen Zeit bildete eine mächtige Faltung — die »huronische« — die erste (?) Anlage der Appalachen; die cambrischen Gesteine und Faunen beiderseits dieses Gebirges sind deshalb fast völlig unabhängig voneinander. Dann erfolgte keine stärkere Gebirgsbildung mehr bis zum Ende der Ordoviciums, und so sehen wir das ordovicische Meer das langsam der Erosion erliegende Gebirge frei durchbrechen. Zu Beginn des Silurs erfolgte eine starke Faltung, die »Green Mountain«-Revolution, welche den jetzt kristallinen paläozoischen Anteil der Appalachen zu einem Gebirge machte; daher zeigt das Silur beiderseits des Gebirges verschiedene Eigenschaften. Die Devonzeit war in Amerika ziemlich unruhig. Sie ließ aber ihre Meere, vergleichbar den ordovicischen, weit nach O. vordringen; doch scheint zum Unterschied vom Ordovicium im fernsten O. ein ziemlich großes Land gewesen zu sein. Jenseits dieses Landes ist wieder Meer anzunehmen; denn wenn auch ein östliches marines Devon noch nicht bestimmt nachgewiesen ist, so erscheint doch die untercarbonische und oberpermische

1) Dass. Guidebook, 143ff.

2) Selbstverständlich erscheinen marine Einlagen ferner westlich vom Gebirge; über marines Obercarbon (?) in Neuschottland siehe WILLIS, AMI, Prof. P. 71, 330.

3) STEVENSON, Carboniferous of the App. Basin., Geol. Soc. Am. 1903—07.

4) WILLIS, Prof. P. 71, 497. 12. Int. Congress, Guidebook 1, II, 229.

5) DAWSON, Bull. Geol. Soc. Am. 2; FRECH, Lethaea II, 366. Anm. SAYLES u. LASTORGE berichten in Science 1910, 723f. über den Fund glazialer Geschiebe im? permischen Rosebury-Konglomerat in Neuengland.

Transgression mit voller Deutlichkeit (in Neuschottland). Devon und Untercarbon verhalten sich spiegelbildlich; im Devon greift das Meer weit nach O., im Untercarbon haben wir dagegen einen großen Landbereich im W. Mit dem Obercarbon beginnt dann die große, eigentlich appalachische Revolution, welche bis in die Permzeit hinein dauert und das Meer beiderseits weit von dem neuentstehenden Gebirge abdrängt — im W. für immer, im O. für die ganze Zeit bis zur Senontransgression.

Wir ersehen aus dieser Betrachtung, daß zum mindesten die nördlichen Appalachen in Hinsicht auf ihre Sedimente zweiseitig gebaut sind, zwei Sedimentzonen und eine zentrale, ältere, zum Teil kristalline Kernzone besitzen, welche letztere zu wiederholten Malen als Hebungszone die Rolle einer faunenscheidenden und detritusliefernden Barre gespielt hat.

Hier beginnt man sich nun zu fragen, was wohl östlich der östlichen Sedimentationszone oder Geosynklinale oder Trogregion gelegen haben mag, See oder Land.

HAUG vertritt neuerdings die Anschauung, daß Geosynklinale zwischen Festlandsbezirken verlaufen. Es mag sein, daß die östliche Sedimentzone der Appalachen trogförmig gebaut gewesen, also gegen O. wieder angestiegen ist; aber daß sie hier an ein Festland gegrenzt, das können wir durch kein Mittel wahrscheinlich machen. — Das oberpermische Meer hat in Neuschottland noch Sedimente niedergelegt; dann aber wich das Wasser weit zurück: die Appalachen ragten jetzt hoch auf, beiderseits von einem breiten Gürtel verlandeten Vorlandes gesäumt. Dies ist das Festland, von dem wir wissen, ein gehobenes breites Gebirge. Im O. aber lag aller Wahrscheinlichkeit nach eine nordatlantische Bucht der Tethys, von der früher die paläozoischen Überflutungen ausgegangen, später die senone und tertiäre Transgression ausgehen sollte. Nunmehr aber fragen wir, ob die Zweiseitigkeit der Appalachen nur auf stratigraphischem Wege sich ausdrückt, oder ob tektonische Züge für eine ähnliche Auffassung des Gebirges sprechen?

Westfallen in den Appalachen.

Die Theorie vom einseitigen Schube hatte eine Vorläuferin in DANAS Theorie vom Schub gegen das Land von der See. DANAS Theorie ist jetzt so ziemlich aufgegeben, sie ist vor allem weder auf die eurasiatischen interkontinentalen Gebirge, noch auf die mehrfach seewärts geschobenen Cordilleren anwendbar.

Die zweite wichtige Wurzel der Theorie vom einseitigen Schub liegt in der Erscheinung der Gebirgsbögen, deren Entstehung durch Vorschub der Bogenmitte jene Theorie behauptet hat. Doch auch diese Ansicht ist jetzt aufgegeben; es ist, gerade auch in den Appalachen, Vorschub in konkaven Bögen wiederholt zu beobachten. Trotzdem gelten die Appalachen noch als ein typisches, ja als das typischste Beispiel eines durch einseitigen Schub entstandenen Gebirges.

Ohne Zweifel ist das Gebirge, welches bis vor kurzem allein als Appa-

lachen (Alleghanies) betrachtet wurde, gegen NW. gefaltet. Ja, auch die älteren, weiter östlich gelegenen Züge — im N. als Green Mountains bezeichnet, die jetzt, wie natürlich, auch zu den Appalachen gerechnet werden, zeigen die Einwirkung westwärts gerichteten Schubes.

Östlich der Green Mountains liegen im N. die niederen Hügel von Neuengland, im S. jenseits der Bucht von New York, das Piedmont-plateau. Die beiden gehören natürlich zusammen und stellen einen weiteren gefalteten Teil der Appalachen dar. HAUGS (Traité) Behauptung, das Piedmontplateau sei ein Kontinent, ist unrichtig; jede geologische Karte zeigt deutlich das appalachische Streichen der dortigen Gesteinszüge, und die südwärtige Fortsetzung des altpaläozoischen Zuges von Neufundland und Neubraunschweig ist noch östlich von HAUGS »Kontinent« am Grunde des heutigen Meeres zu suchen.

Wer überzeugt ist, daß die Lehre vom einseitigen Schub ihre stärksten Wurzeln verloren hat, und wer sieht, daß ihr schematischer Ausbau in der alpinen Deckentheorie allmählich zu einem Hindernis des Fortschritts und zu einem Stimulans heroischer Theorien auf verwandten Gebieten wird, der wird in dem östlichen Teile des Musterbeispieles für einseitigen Schub Ausschau halten nach Ausnahmen von der Regel.

In den Appalachen beobachtet man westliches (nordwestliches) Fallen in folgenden Gegenden:

- 1)¹⁾ An dem cambrischen Profil von Manuels Brook, Neubraunschweig nach WALCOTT, Proc. Wash. etc. 1900, 316 (nordwestliches Fallen von etwa 25°);
- 2) im Gebiete des Rockland-Folio, U. S. Geol. Surv. Nr. 158 und des Penobscot Bay-Folio, Nr. 149, in Maine, Neuengland;
- 3) am oberen Connecticutfluß, in Littleton und Lisbon Counties, New Hampshire, Neuengland, nach HITCHCOCK, Northern New England 1870—1885, Karten und Profile;
- 4) in Nahant bei Boston (N. 70° O., F. 20—40° N. nach eigener Beobachtung);
- 5) am Ostrand des Newarkbezirkes in Massachusetts, nach EMERSON, 29. Monogr. U. S. Geol. Surv. Pl. 31 und 32, in der Fortsetzung von 3 gelegen; in New London Co., Connecticut, nach LOUGHLIN, U. S. Geol. Surv. Bull. 492, 1912;
- 6) in Pennsylvanien von Nashville ostwärts bis Shrewsbury, 2. Geol. Surv. Penns., 1874, C. Sect. 3, und überhaupt in dem größeren südöstlichen Teil des kristallinen Zuges in Pennsylvanien, ebendort C. 6, Profile (s. a. ROGERS, Pennsylvanien I, 1. u. 2. Tafel);
- 7) in Baltimore und näherer Umgebung, sowie
- 8) in und um Washington, beides nach KEYES, 15. A. R. U. S. Geol. Surv. und Bull. Geol. Soc. Am. 1891, II, 320, sowie nach eigener Beobachtung;
- 9) überhaupt im östlichen Maryland, nach WILLIAMS, Bull. Geol. Soc. Am. 1891, II, 300ff., hier ist auch (311) wohl zum ersten Male und ganz deutlich ausgesprochen, daß das Piedmontplateau fächerförmig gebaut ist und eine Symmetrieachse besitzt (die aber nicht mit der Achse stärkster Metamorphose zusammenfällt).

Noch weiter tragend ist eine Mitteilung von Dr. KEITH, daß im ganzen mittleren und östlichen Teil des Piedmontplateaus westliches

1) Siehe die numerierten Fallzeichen auf Fig. 3, S. 456, diese Zeitschr. V 1914.

Fallen vorhergehend sei. (Washington Folio Nr. 70, S. 5.) Erinnern wir uns nun, daß auch in Hinsicht auf stratigraphische Verhältnisse — Unterschiede zwischen O. und W. im Cambrium, Silur (i. e. S.) und Untercarbon — die Appalachen ein zweiseitiges Gebirge darstellen, so wird die Vermutung fast zur Gewißheit, daß wir es hier mit tektonischem Bau zu tun haben, zu dessen Erklärung die Theorie des einseitigen Schubes vollständig versagt.

Was aber soll an die Stelle dieser Theorie treten, was ist bestimmend für die Richtung des Schubes, was für das Auftreten von Gebirgsbögen? Hartes wird über Weiches, Mächtiges über Unmächtiges, Hochgelegenes über Tiefgelegenes geschoben — das sind Beobachtungen, die man ununterbrochen im Felde macht, und in den meisten Fällen wird man mit diesen Erfahrungen auskommen; denn es handelt sich hierbei nur darum, den Ort des geringsten Widerstandes ausfindig zu machen. So durchspießen und überschieben harte Jurakalk-»Klippen« den weichen Flyschmergel, und die kalkreiche küstenferne Zone am Südrand der nördlichen Kalkalpen bewegt sich nach S. über die mergelreiche küstennahe Zone (Aflenzer Facies, Gebiet des Gesäuses und Hochschwabs); so drängt die innere, mächtigere Zone der bayrischen Kalkalpen nach N. über die äußere, uferwärts ausdünnende; so werden Erosionstiefen und Vortiefen überschoben — Ereignisse, die natürlich nichts mit den jetzt modernen, aber höchst problematischen »Rutschungen« zu tun haben. Die Gebirgsbögen aber scheinen durch Anschmiebung des Gebirgskörpers an die Ränder der starren Schollen erzeugt zu sein. Ihr Verlauf wäre sonach lediglich eine Abbildung des Verlaufes der vorher geschaffenen Flexuren oder Bruchränder jener Schollen, und nur die Rundung der Bögen könnte von Gesetzen, die im Gebirge selber liegen, erzeugt sein: von der Plastizität und Kohäsion der der Faltung unterworfenen Sedimente: so ziehen die Alpiden mit eleganten Bögen quer durch rauh zerbrochene Schollenmassen der älteren Altaiden. Diese Annahme würde also die Hauptursache der Bogenbildung in Kräften suchen, die mit der Gebirgsbildung selbst nichts zu tun haben und früher gewirkt haben als diese, durch Erzeugung von Rahmen, Geosynklinalen und Vortiefen.

Das Verhältnis zwischen Gebirge und Vorland.

Wer je seine Kunst am Rande der Alpen versucht hat, der wird mit einem Seufzer der Erleichterung das großzügige Bild betrachten, das der Westrand der Appalachen darbietet.

Das stratigraphische Verhältnis zwischen dem Gebirge und dem Vorland ist schon mehrmals berührt worden. Der Grundzug desselben ist: Abstammen der klastischen Sedimente aus dem Gebirge, verbunden mit Anschwellen und Größerwerden nach O. (z. B. silurisches Shawangunk-, carbonische Konglomerate von Pocono und

Pottsville und aus dem Verband der Kohlschichten¹⁾); andererseits Anschwellen der Kalke nach W. (ordovicischer Trentonkalk, obersilurischer Lewistonkalk). Stets liegt im O. das schuttliefernde Gebirge, im W. das Meer; beide bekämpfen sich, das Gebirge, indem es Delta nach Delta hinaus sendet und das marine Wasser zurückdrängt, das Meer, indem es auf unerklärte Weise immer wieder nach O. vordringt.

Wie nun verhalten sich die Geosynklinalen zu diesen Vorgängen und Zuständen? Bei der Untersuchung dieses Problems kommt man für manche Schichtstufe dieses Gebirges zu einem sehr merkwürdigen Ergebnis: der große Unterschied in der Mächtigkeit der Geosynklinal- und der Vorlandssedimente — der zur Aufstellung der Geosynklinaltheorie geführt hat — ist vorwiegend durch jenes west-östliche Anschwellen der kontinentalen Schuttkegel erzeugt²⁾, und keinerlei Nachsinken einer Geosynklinalregion muß für solche Fälle angenommen werden. — Ähnlich verhält es sich mit gewissen »Trögen« im Vorland des südlichen Gebirgsteiles. ULRICH³⁾ gibt eine sehr lehrreiche Darstellung dieser Erscheinung, bei der leicht gewellte jüngere Gesteine in tieferen Mulden älterer lagern und je gegen die Muldenmitte anschwellen. Offenbar handelt es sich um echte Faltenmulden, die submarin gebildet und dann ausgefüllt worden sind. Falten und Geosynklinalen sind aber grundverschiedene Dinge. — Hier sei eine weitere Bemerkung eingeschoben, die ebenfalls geeignet ist, die schöne Geosynklinaltheorie von schematischem Beiwerk zu befreien. Es betrifft die Entstehung der neritischen Kalksteine, mariner Gebilde von großer Mächtigkeit, meist deutlicher Schichtung und auffallend geringem Fossilinhalt. Solche Gesteine, z. B. der triadische Dachsteinkalk, werden jetzt als Typen von Geosynklinalprodukten angesehen. Früher hörte man auch eine andere Erklärung; so sagte MOJSISOVICS, daß das Material der Dachsteinschichtkalke von den Riffen abstamme, also mechanisch abgelagert sei. Neuerdings warnt besonders GRABAU davor, jeden Kalk ohne weiteres als organisch zu bezeichnen, und er zeigt, daß viele von solchen »organischen« Kalken in Wirklichkeit mechanisch abgelagerte Sedimente sind. In solchen Gesteinen können selbstverständlich Spuren von Organismen vollkommen fehlen, ohne daß eine geheimnisvolle Diagenese deren Reste zerstört hätte; solche Gesteine können in beliebiger Tiefe abgelagert sein und beweisen nicht eine fortwährende, regelmäßige Absenkung der Geosynklinalen, in der sie entstanden sind. Daher wird man sich vorsichtshalber an echte Riffe von großer Mächtigkeit halten müssen, wenn man das

¹⁾ GRABAU in *Outlines of Geol. History (Journ. Geol.)* 1909. STEVENSON, *Carboniferous of the Appalachian Basin, Bull. Geol. Soc. Am.* 17, 1906.

²⁾ GRABAU in *Outlines*, 71, *Types of sedimentary Overlap, Bull. Geol. Soc. Am.* 17, 1905, 632, 635f.

³⁾ *Bull. Geol. Soc. Am.* 22, 1911, 914; über die anderen »Tröge«, die ULRICH und SCHUCHERT (*Bull. N. Y. Survey* 1902) vorläufig aufgestellt haben, habe ich in der kurzen Zeit meiner Untersuchung kein eindeutiges Urteil gewonnen. Das Vorhandensein von Reihentrögen ist jedenfalls nicht bewiesen.

regelmäßige Nachsinken einer fossilen Meeresregion nachweisen will. Die Appalachen liefern merkwürdiger Weise weniger gute Beispiele von Geosynklinalgesteinen als andere Gebirge, wie die Alpen; der alpine Wettersteinkalk und Ramsaudolomit sind echte Geosynklinalgebilde.

Dagegen ist es leicht, Geosynklinalen an sich in den Appalachen aufzuweisen. Das Cambrium westlich der Appalachen (Sandstein und Dolomit) ist in einer langen Rinne abgelagert worden; östlich liegt es an den Urappalachen, westlich keilt es aus und ist mit dem des mittleren Westens nicht in unmittelbarer faunistischer Beziehung gestanden¹⁾. Eine ähnliche, nur weiter westlich gelegene Rinne erfüllt das Unterdevon (Kalke)²⁾.

Sehr bemerkenswert ist das Obercarbon, vor allem deswegen, weil seine Eigenschaften typisch zu nennen sind. Die aufeinander folgenden, vom Gebirge ausstrahlenden Deltas greifen, je jünger sie sind, desto mehr, über eine das Vorland begrenzende flache Barre mählich empor³⁾. Das Vorland heißt jetzt »Appalachian Basin«, die Barre fällt mit dem sogenannten »Cincinnati-Nashville-Uplift« zusammen. SUESS bezeichnet diesen Uplift als ein Parma und erklärt ihn als Erzeugnis einer hebenden Faltung; dementsprechend wäre das Appalachian Basin eine riesige Faltungsmulde, und das randliche Übergreifen des Obercarbons entspräche der allmählichen Ausfüllung dieser Mulde. Dagegen spricht Verschiedenes. — Die Coal measures wechsellagern im Westen des Beckens mehrmals mit marinen Sedimenten, was eine konstante Lage des Meeresspiegels im Verhältnis zur jeweiligen Oberfläche der Coal measures ausschließt; entweder hat sich der Meeresspiegel jeweils gehoben, oder die Coal measures haben sich jeweils, vor einer marinen Transgression, gesenkt: daraus schließen wir auf Verlagerung, nicht Konstanz der Strandlinie während der Ablagerung der Coal measures. — Jener Uplift nun ist nicht parallel zu den Appalachen, er streicht N.-S., diese streichen NO.—SW.; ferner besitzt dieser — zweiteilige — Uplift eine auffallende Ähnlichkeit mit den übrigen großen runden »Domen« des mittleren Nordamerika, welche Dome unmöglich durch eine normale gebirgsbildende Faltung entstanden sein können; endlich besitzen der Cincinnati-Nashville-Dom und die übrigen Dome einerseits, die zwischen den Domen liegenden Senken mit Einschluß des Appalachian Basin andererseits eine Ausdehnung, die von echten Sätteln und Mulden nicht erreicht wird: aus diesen drei Tatsachen ist zu schließen, daß nicht eine hebende Faltung, sondern wahrscheinlich eine aussparende Senkung diese »Dome« (Flexurenhorste) erzeugt hat. Da es zugleich nicht erwiesen, noch wahrscheinlich ist, daß Faltung senkend wirkt⁴⁾ und Dellen erzeugen könnte wie jene zwischen den Domen, wie das Appalachian Basin, und weil auch ein wiederholtes Ansteigen des Meeresspiegels zur Obercarbon-

1) WILLIS und WALCOTT Journ. Geol. 1909.

2) SCHUCHERT, Bull. G. Soc. Am. 1910. Karten.

3) GRABAU, Bull. G. Soc. Am. 17, 1905.

4) Senkung wirkt faltend.

zeit nicht erfolgt sein kann¹⁾, so werden wir gezwungen, auf echte Senkung zurückzuführen: die Entstehung des Appalachian Basin, die Anhäufung seiner gewaltigen Kohlenschichten im Verein mit den immer wiederkehrenden Seetransgressionen und vielleicht auch das westliche Übereinandergreifen der Deltas. Mein verehrter Lehrer GRABAU vertritt freilich eine abweichende Ansicht, und er wird dieselbe wohl noch ausführlich zur Sprache bringen. Hier genügt es, vorläufig dieses alle »subalpinen« Kohlengebiete der Erde betreffende Problem von einem Standpunkt aus folgerichtig dargestellt zu haben; Professor GRABAU hat auch hierzu die Anregung gegeben²⁾.

Damit stehen wir eigentlich schon inmitten tektonischer Fragen.

Doch wir wollen auch an Hand von rein tektonischen Beispielen das tektonische Verhältnis zwischen den Appalachen und deren westlichem Vorland betrachten.

1. In einem Landstreifen von Quebec südwestwärts bis zum Südeinde des Adirondackkernes sieht man im O. große, nach W. geschobene Schuppen, im W. große, nach O. absinkende Bruchstufen im canadischen Schild und im Adirondackkern³⁾: das Vorland sinkt an Brüchen unter das Gebirge ab.

2. Südlich des Adirondackkernes⁴⁾ verbreitern sich die Appalachen, stehen aber im »Schatten« des Kernes in Virgation. Im Nordwesten liegt der canadische Schild, dessen Abbiegung nach S. jenen Brüchen entspricht; die virgierenden, kaum merklichen Falten sind über die Riesenmulde des Appalachian Basin (Obercarbon) geprägt. Am Shawangunk Mtn. (Port Jervis) aber taucht rasch Devon und Silur empor, um als halber Sattel in die Luft auszustreichen. Darunter erscheint diskordant der stark gefaltete ordovicische Schiefergürtel. Diesen bedeckt nicht viel weiter südöstlich eine Schubmasse aus Präcambrium und Altpalaeozoicum (New York Highlands), die bereits der Mittelzone der Appalachen angehört.

3. In Pennsylvanien⁵⁾ ist das Vorland (Appalachian Basin) etwas stärker gewellt als in New York. Dann hebt sich östlich sehr deutlich der erste große Sattel empor. Zu diesem gesellen sich andere, deren

1) Dies müßte sich im Innern Amerikas durch vertikalen Facieswechsel von neritisch zu bathyal im marinen Obercarbon bemerkbar machen — was nicht zutrifft.

2) Ich möchte meine Übereinstimmung mit den von ANDREE (Bed. der Gebirgsbildung, 1914, 68—70) vertretenen Ideen betonen.

3) Toronto-Kongreßführer 1, 27, 1913 und die Arbeiten von CUSHING in der New York Survey.

4) Geol. Karte von New York, N. Y. Survey. RIES, State Museum Rep. eb. 1895; DARTON, Bull. Geol. Soc. Am. 1893. Diese Arbeit Fig. 1, oberstes Profil, S. 522.

5) STEVENSON, Journ. Geol. 1893, 678; ROGERS, Pennsylvania; sonstige Lit. Profess. PAP. 71, 433.

Gesteine um so älter sind, je weiter man nach O. kommt; den Falten folgen Überschiebungen, den normalen Sedimenten das Kristalline.

4. Sehr lehrreich sind die Südappalachen¹⁾, weil dort ein fast ungestörtes Vorland ganz unvermittelt an ein heftig gestörtes Gebirge stößt; die Verbindung kann durch eine flache Überschiebung über flachgelagerten Untergrund hergestellt sein, wie im Gebiet des Briceville Folio, Tennessee.

Das Profil von Quebec und südlich davon erinnert an voralpine Verhältnisse, mit dem Donaubruch als Außengrenze des Vorlands. SUESS sagt, es sehe aus, als werde das Vorland vom Gebirge eingedrückt: Doch scheint es unerklärlich, wie ein Schraubbacken (das Vorland) so stark von der Masse beeinflußt werden sollte, die er zusammen- und emporzupressen vermocht; vielleicht wechseln Pressung und Senkung zeitlich ab.

Die drei anderen Profile zeigen, daß die Gebirgsbildung außen mit einer Hebung (Sattelung oder Überschiebung) einsetzt. Dasselbe haben die Teilnehmer des letzten Kongresses am Ostrand der Rocky Mtns., besonders an der südlichen Bahnroute beobachten können (Ansteigen der Kreide gegen W., Überschiebung des Palaeozoicums nach O. auf die Kreide)²⁾. Dies ist eine wichtige, keineswegs selbstverständliche Tatsache. Man könnte leicht die Ableitung machen, ein Gebirge werde in die Tiefe gefaltet, und was wir vom Gebirge sähen, seien lediglich die obersten Wellenkämme. Dagegen sprechen nun entschieden jene Beobachtungen. Die tatsächlich vorhandene Absenkung am Gebirgsrande jedoch, so wie sie das erste Profil erkennen läßt, erscheint nun in einem eigenen Licht, als etwas von der Gebirgsbildung gründlich Verschiedenes; es ist die Geosynklinalenbildung, entsprechend jener Flexurenbildung am Ostrand des Cincinnati-Nashville-»Domes«, die wir auf echte Senkung zurückgeführt haben. Bei HAUG freilich gehen Faltung und Geosynklinalenbildung Hand in Hand. SUESS hingegen lehnt eine solche Vereinfachung deutlich ab.

Zur morphologischen Erforschung der Appalachen.

Das hohe Alter, die Größe und das geringe Maß tektonischer Zerstücklung des appalachischen Gebirges machen dieses zu einem vorzüglichen Gegenstand geomorphologischer Forschung. Die für die amerikanische Erosionstheorie grundlegenden Beobachtungen sind zwar im Westen gemacht worden; der Ausbau der Theorie aber ist in den Appalachen erfolgt³⁾.

¹⁾ ROGERS, Virginia, zahlreiche Folios, bes. Briceville, Nr. 33.

²⁾ Dasselbe gilt für die Nordgrenze der Alpen in Bayern, nämlich am Peissen- und Taubenberg; s. WEITHOFER, Jahrb. k. k. R. A. 1902.

³⁾ Allgemeine Schriften sind: KEITH, Some Stages of Appalachian Erosion. Bull. Geol. Soc. Am. 1895; POWELL, Nat. Geog. Mag. Mon. 1895. — DAVIS, Geographical Essays, Boston 1909; BOWMAN, Forest Physiography, New York, 1912. Die wichtigsten Erscheinungen können an Hand einer Atlaskarte und einer geologischen Karte von Amerika (Profess. Pap. 71, U. S. Geol. Surv.) verfolgt werden.

Wir betrachten einige wichtige Bezirke, zuerst den westlich der Stadt New York.

New York¹⁾ liegt an der Grenze zwischen einem alten Land (Appalachen + Newarkgräben) im NW. und einer Transgressionsdecke von jüngeren Sedimenten im SO. Nach NO. läuft diese Grenze im Long Island-Sound zwischen der niederen Felsküste Neuenglands im N. und Long-Island im S.; gegen SW. zieht sie unauffällig im Niederland des atlantischen Saumes.

1. Das Gebiet der jüngeren Schichten (Wealden-Diluvium), welches, nach S. sich verbreiternd, am ganzen Ufer herabzieht, ist von ziemlich ausdrucksloser Form; es liegt nur wenig über dem Meeresspiegel, besteht aus leicht zerstörbaren Schichten, und die Struktur ist lediglich durch ein flaches Seewärtsfallen bezeichnet (Fig. 1).

Wir gehen landeinwärts.

Das ältere Land, das landwärts unter den jüngeren Schichten auftaucht, hat weniger einfache, aber anziehendere Formen. Es zeigen sich vor allem gleich bei New York verschiedenartige morphologische Bezirke²⁾.

2. Der Neuengland³⁾-Typus von Oberflächenformen ist vertreten durch die Insel New York (Manhattan), eine lange Felszunge von kräftigem, wenngleich niederem Relief (Höhen bis 60 m).

3. Westlich von New York, jenseits des Hudsonflusses, liegt die Region der Trias und ihrer Diabaszüge. Die Triasschichten selbst sind stark abgetragen und liegen stellenweise unter Gezeitenmarschen. Die Diabaszüge aber treten auffallend im Bilde hervor und sind zugleich auch höher als Manhattan Island (bis 250 m). Merkwürdig eben sind ihre Kammlinien, und dem Auge erscheinen auch die einzelnen untereinander als von gleicher Höhe; man beginnt zu glauben, es handle sich um Reste einer Fastebene. Begeht man jedoch die Kämme, und besieht man die Karte, so zeigen sich jene so schmal und die Höhen immerhin so sehr wechselnd, daß man sich nicht mehr getraut, an eine Fastebene zu denken. Eine andere Beobachtung ist, daß die Diabaszüge sich langsam nach S. senken; der Palissadenzug kommt endlich fast ganz in die tiefe Lage der Triasoberfläche (vgl. auch Fig. 7, S. 462, I. Artikel, Geologische Rundschau V, 1914).

4. Nordwestlich der Triasregion folgt ein Gebiet stark gefalteter kristalliner Gesteine, die nur durch den Newarkgraben oberflächlich von dem gleichartigen Neuengland-Bereich (2.) getrennt sind. Morphologisch aber sind die Highlands von dem östlichen Gebiet verschieden. Die Höhen sind größer als in den Diabaszügen, nämlich bis 420 m, und

1) s. Fig. 1, oberster Querschnitt, S. 522.

2) Vgl. die topogr. Karten (Geol. Surv.) Harlem, Staten Island, Paterson, West Point, Schunemunk, Port Jervis; New York Folio (geol.) Nr. 83.

3) Neuengland = Nordoststaaten.

sonach viel größer als die um New York. Es ist ein Gebirge, gebildet aus Kämmen und Kuppen von verschiedener Höhe und Länge; doch wo die Erhebungen massig zusammentreten, wie beim Durchbruch des Hudsonflusses, da hat man von einem Gipfel aus eine großartige Um-

schau auf Reste eines alten, fast ebenen Bodens. Schunemunk Mtn., aus hartem, oberdevonischem Konglomerat, ragt etwas höher auf (bis 460 m). — Wichtig erscheint mir die Tatsache, daß Kalke und Dolomite meistens bis unter den Grund der Täler abgetragen sind, ein Zeichen weit vorgeschrittener Abtragung; denn in jungen Gebirgen ragen ja die Carbonatgesteine meist am höchsten auf. Auch in den anderen Teilen der Appalachen zeigen die Carbonate dasselbe Verhalten. Vielleicht wird man an Hand solcher Merkmale eine bessere Art und Weise der Altersbestimmung von Oberflächen finden. — Die Highlands mit ihren Hochflächen verschwinden nach SW. unter einer Decke von Trias, indem sie sich fortwährend erniedrigen. Dies erinnert uns an das in gleicher Richtung erfolgende Niedrigerwerden der Diabaszüge. Das Absinken der Highlands ist aber nicht rein nach SW. gerichtet, sondern zeigt auch eine südöstlich gerichtete Komponente; es sieht aus, als wollte die Highlandoberfläche in die niedrigere der Diabaszüge übergehen.

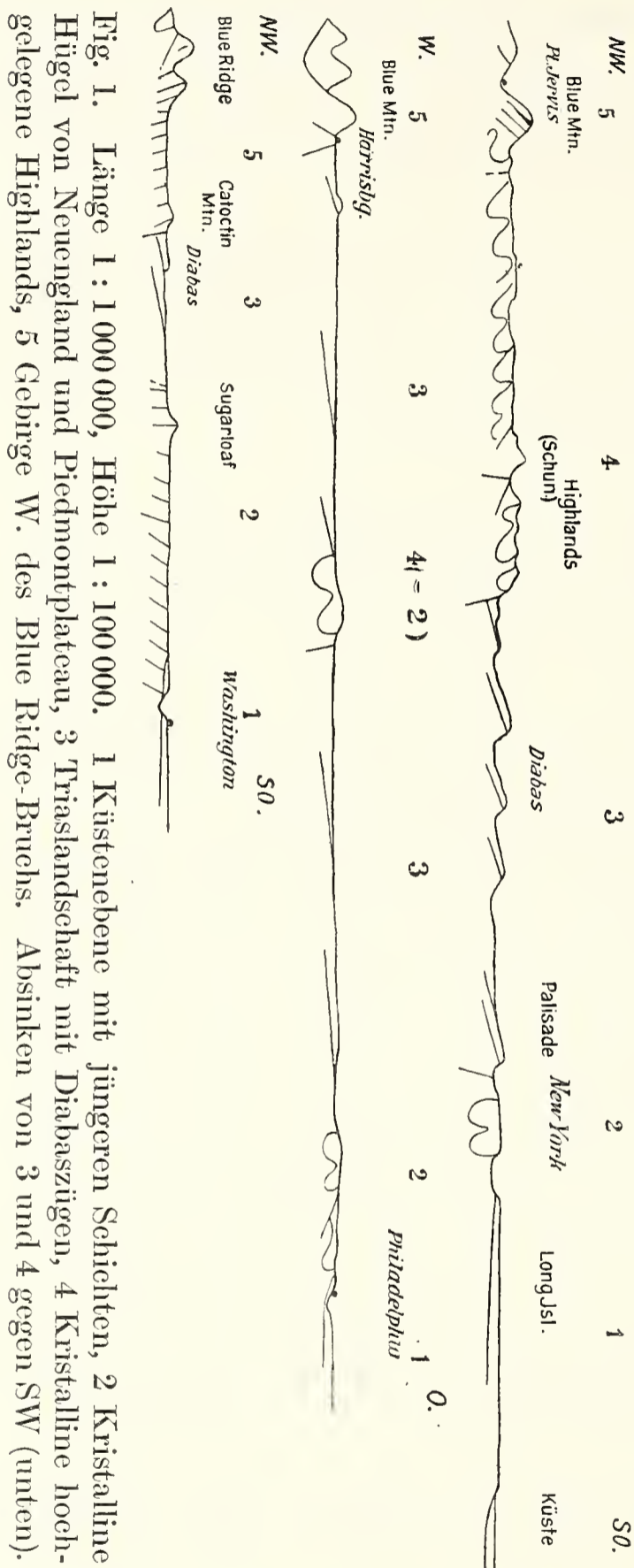


Fig. 1. Länge 1 : 1 000 000, Höhe 1 : 100 000. 1 Küstenebene mit jüngeren Schichten, 2 Kristalline Hügel von Neuengland und Piedmontplateau, 3 Triaslandschaft mit Diabasziügen, 4 Kristalline hochgelegene Highlands, 5 Gebirge W. des Blue Ridge-Bruchs. Absinken von 3 und 4 gegen SW (unten).

5. Westlich der Highlands liegt der Höhenzug der Blue Ridge (hier Shawangunk Mtn.). Von einem silurischen Konglomerat gekrönt, ragt sie beträchtlich höher empor (bis 510 m) als die Highlands, und man fragt sich, ob diese Unterbrechung der Fastebene durch die Härte des Konglomerates oder durch anderes verursacht ist. Jedenfalls bleibt die Blue Ridge von dem Versinken der Highlands (und Diabaszüge) in der Breite von New York unberührt und zieht weiter nach SW., wodurch

sie zu einer der wichtigsten geologischen Grenzen im östlichen Amerika wird: ihr Absturz bezeichnet von New York an südwärts die Grenze zwischen dem Piedmontplateau und dem westlich anstoßenden eigentlichen Gebirge (Alleghanies) Über beide soll später im Zusammenhang gesprochen werden.

Geht man in mehr südlicher Breite, von Philadelphia¹⁾ aus, westwärts, so bewegt man sich zuerst wieder auf der niederen »Küstenebene«, die von den jüngeren Schichten (1.)²⁾ aufgebaut wird. Dann gelangt man in das altkristalline Piedmontplateau (2), mit mehr Detailformen aber gleicher durchschnittlicher Höhe (100 m). Die Detailformen verschwinden wieder in der Triaslandschaft (3); nur deren Diabase ragen ein wenig empor, aber lange nicht so hoch wie bei New York. Kein den Highlands (4.) (an Höhe) entsprechendes Glied ist hier erschienen, wenn man bei Harrisburg (oder Hamburg) den Absturz der Blue Ridge (5.) erreicht hat.

Dasselbe fast gilt für die Strecke von Washington³⁾ bis zu den Bergen. Im O. liegt ein breiter Gürtel von jüngeren Schichten (1.). Dann taucht an der Linie der Wasserfälle das Kristallin empor (150 m); hier hat man das Piedmontplateau (2.) vor sich, einen tief abgetragenen Rumpf von gewaltiger Erstreckung mit innerhalb geringer Höhengrenze rollender, tiefgründig verwitterter Oberfläche. Ein sehr eindrucksvolles Bild ist das des Sugarloaf Mtn., der wie ein Vulkan als »Monadnock« auf der breiten Basis des Piedmontplateaus sitzt. Westlicher liegt wieder Trias mit Diabas (3.) in 150 m Höhe, morphologisch kaum vom Piedmontplateau zu unterscheiden, und zuletzt ein der Blue Ridge (5.) entsprechender Höhenzug.

Diesen Beobachtungen sind noch einige allgemeine Tatsachen anzureihen.

Das Piedmontplateau gilt als »peneplain«. Und in der Tat ist die Einebnung dieses Gebiets sehr weit gediehen. Wenn man nach dem Alter der Oberfläche fragt, so muß man sich vor Augen halten, daß ein großer Teil der jüngeren Schichten früher viel weiter nach W. über das Plateau hinübergegriffen hat; daß ein östlicher Teil des Plateaus auch Abrasion erlitten haben kann; insbesondere, daß ein großer Teil des Plateaus in der Pliocänzeit von einem Deckenschotter (Lafayetteformation) bedeckt worden ist, welche Decke jetzt stark abgetragen

1) Vgl. Philadelphia Folio 162, Blatt Middletown, Hummelstown, Harrisbury, Carlisle u. a. Penns. diese Arbeit, Fig. 1, mittlerer Querschnitt.

2) Die gleichen Nummern in den verschiedenen Abschnitten bezeichnen stratigraphische Äquivalente.

3) Washington Folio 70, Harpers Ferry Folio 10, Blatt Frederick, Maryl. diese Arbeit, Fig. 1, unterer Querschnitt.

ist; endlich daß meist eine deutliche Neigung der Oberfläche gegen O. stattfindet¹⁾. Wer sich unter einer Fastebene eine sehr weit ausgedehnte Oberfläche vorstellt, wird zwei Umstände bemerkenswert finden: daß das Piedmontplateau im W. an die hochaufragende Mauer der Blue Ridge stößt; daß ferner jenseits der Bucht von New York das felsige Hügelland von Neuengland eine morphologisch sehr abweichende Fortsetzung des Piedmontplateaus bildet. Darauf, wie auf die zwischen Neuengland und dem Plateau anscheinend vermittelnde Abbiegung des Highlands, muß später noch eingegangen werden. — Jetzt laufen die Flüsse tief eingesenkt im Piedmontplateau.

Nun ist noch einiges über das Gebirge westlich der Blue Ridge zu sagen. Die Hauptform der Oberfläche ist hier, wie an der Blue Ridge, die lange, schmale, oben meist gleichhohe, steile und bewaldete »ridge« (Höhenzug), die von der nächsten ungefähr gleichhohen durch ein breites Tal getrennt ist und stellenweise in einer schmalen Pforte (»gap«) von einem Fluß durchbrochen wird. Spaltung und Vereinigung der Höhenzüge — wo Sättel beginnen oder Mulden enden — bringen Abwechslung. Aber es ist sozusagen ein Gebirge geeignet zum Automobilfahren, nicht zum Wandern, so endlos sind die Züge, so einförmig die Kämme, so weit die Täler. Dennoch gibt die Steilheit der Hänge der an sich ermüdenden Horizontalität einen Zug von Erhabenheit. Die Täler liegen ungefähr in der Höhe des Piedmontplateaus, so daß z. B. die Pennsylvaniabahn ohne merkliche Steigung von O. her ins Gebirge rollen kann.

Eine große Ausnahme stellt man in Virginia und North Carolina, also in den südlichen Appalachen fest. Hier liegen zwischen dem Blue Ridge-Absturz und dem Appalachian Valley²⁾ im W. die eigentlichen »Appalachian Mountains«. Die Blue Ridge ist hier kein Höhenzug mehr, sondern von ihrer oberen Kante erstreckt sich nach W. eine Hochfläche, welche die steilstehenden Strukturflächen der altkristallinen Gesteine schneidet³⁾. Wohl stürzt diese Hochfläche unvermittelt nach O. ab, und heftige Erosion frißt ebenda tiefe Nischen ein; wohl ragen ganze Gruppen von Gipfeln — aus schwer verwitterndem Gestein — über die Hochfläche auf; doch niemand kann zweifeln, daß hier eine Fastebene vorliegt, wiewohl deren frühere Ausdehnung schwer als regional erwiesen werden mag.

Die Höhen sind von N. her allmählich angestiegen und werden hier zu den bedeutendsten der Appalachen; die Fastebene liegt hier viel höher über dem Piedmontplateau als die Highlandfastebene im N. Nach S. aber nimmt die Höhe wieder ab, und zuletzt sinkt der ganze Gebirgsgürtel in die Lage des Piedmontplateaus hinab, so daß die nach

1) HAYES, 19. A. Rep. U. S. Geol. Surv. II, T. 1.

2) s. nächste Seite.

3) Ausgezeichnete Bilder von Absturz und Hochfläche in GLENN, Profess. PAP. 72, U. S. Geol. Surv. und im Pisgah Folio 147.

W. umschwenkende Hülle der jüngeren Sedimente sich, ohne auszuspringen, über die Grenze zwischen Plateau und Gebirge legen kann. Das ist das jetzige Südennde der Appalachen.

Die Westgrenze des Gebirges ist im N. anders als im S.

Im N., im »Schatten« des Adirondachkerns, ist sie sehr undeutlich, weil die in Virgation stehenden Falten ganz allmählich verflachen. Die parallelen Höhenzüge verschwinden¹⁾, und da das Gebiet zugleich reich ist an Flüssen, so bildet sich eine richtungslos zerschnittene Landschaft von mittlerer Höhe (um 450 m) heraus. Nach NW. konsolidiert sich diese zum »Cumberland Plateau« (600—700 m); von dem Aussichtspunkt Rock City²⁾ bei Buffalo genießt man einen ganz großartigen Rundblick auf eine zerschnittene Fastebene, wobei hervorzuheben ist, daß die Schichtenneigung bis zu 25° geht.

Weiter südlich bildet sich eine sehr deutliche Grenze zwischen Gebirge und Vorland (Cumberlandplateau) heraus. Der Ostabsturz des Cumberlandplateaus, das »Cumberland Escarpment«, trennt das Gebiet mit Falten und Überschiebungen von dem der flachen Lagerung. Das Vorland hat einige merkwürdige Eigenschaften: es ragt hoch auf und ist massig, während das östlich lagernde Gebirge tiefer liegt und in einer Reihe von schmalen Höhenzügen besteht; so erklärt sich der Name »Appalachian Valley« für das Gebirge. Nichtsdestoweniger ist das Gebirge tektonisch im Verhältnis zum Vorland gehoben. Nur die Erosion kann also den jetzigen Zustand geschaffen haben. Warum aber das Gebirge stärker erodiert worden ist als das Vorland, ist leicht einzusehen. Dort kommen eben alle, auch die weichsten Schichten, wenigstens in schmalen Streifen zutage und bieten der Erosion Streifen geringsten Widerstandes dar, welche mit der Zeit die Zerstörung auch auf die stärkeren Schichtenstreifen hinüberleiten; und diesen wird trotz ihres größeren Widerstandes ihre Schmalheit zum Verhängnis. In dem flachgelagerten Schichtenstoß des Vorlandes aber kann nach Abwaschung einer obersten, vielleicht sehr hinfälligen Schicht eine darunter liegende, harte Schicht einen weit ausgedehnten, lang aushaltenden Schild für alles Liegende bilden. Daß es in anderen Gebirgen, wie den Alpen, anders ist, beruht wohl nur auf dem geringeren Einfluß kürzer dauernder Erosion. Es gibt übrigens auch in den Appalachen Ausnahmen, Fälle, in denen das Cumberlandplateau niedriger liegt als die angrenzenden Faltenzüge, und dadurch wird das morphologische Problem verwickelt.

Nun sei kurz die Anschauung dargestellt, welche sich die meisten amerikanischen Morphologen von dem Alter und der Gruppierung der Formen des östlichen Amerikas gebildet haben.

Die höchsten Kämme der appalachischen Höhenzüge mit Einschluß der Blue Ridge, die Plateaus der Appalachian Mtns. und der Highlands,

1) Blatt Port Jervis, N. J.-Penns.

2) Blatt Olean, N. Y.

ganz Neuengland und das Cumberlandplateau werden als »Cretaceous Peneplain« bezeichnet, weil diese Oberfläche schon zur Zeit der Kreide-Transgression ausgebildet gewesen sein soll.

Piedmontplateau und die etwa gleichhoch liegenden weiten Täler im Innern des Gebirges gelten als »Tertiary Peneplain«, weil diese Formen tiefer liegen als die Cretaceous Peneplain und höher als die heutigen Flußtalsohlen. Mehrere Stadien werden unterschieden.

Die heutigen Flußtalsohlen stellen das letzte Hauptstadium dar.

Die einzelnen Stadien wären durch Hebungen voneinander getrennt.

Unerklärt bleiben bei dieser Auffassung

1. die Erscheinung des Absturzes der Blue Ridge, eines Bereiches mit starker Erosion, der merkwürdig zwischen die höhere westliche und die tiefere Piedmontfastebene eingeschaltet ist;

2. der starke Unterschied in der Ausdehnung des riesigen Piedmontplateaus einerseits, der schmalen, als gleichalterig bezeichneten Talpeneplains innerhalb des Gebirges andererseits;

3. die Tatsache, daß über der »älteren« Fastebene zahlreichere und größere Monadnocks (Unaka- und Smoky Mtns.) aufragen als über dem »jüngeren« Piedmontplateau, wo solche (Sugarloaf Mtn. bei Washington, Lost Mtns. in Georgia)¹⁾ an Zahl und Bedeutung sehr zurückstehen;

4. die Tatsache, daß bei New York die Hügel von Neuengland, die Diabaszüge und die Highlands sich nach S. herabneigen und anscheinend in das »jüngere Piedmontplateau« übergehen, daß also dieselben Gesteine — vgl. den Diabas der Palissaden mit dem bei Washington — dort weniger »abgetragen« erscheinen als hier.

Diese Hindernisse entfallen, wenn man den Blue Ridge-Absturz als rückwärtige Verwerfungswand²⁾ auffaßt, die später angelegt ist als die Fastebene östlich und westlich davon, wenn man also annimmt, daß das mächtige Piedmontplateau nichts anderes ist als die abgesunkene Fortsetzung der Verebnungsfläche auf den Appalachian Mtns. (im S.), daß ferner bei New York, wo dieser Bruch verschwindet, die Fastebene der Highlands und die schon etwas unter der selben Fastebene liegenden Höhen der Diabaszüge und der neuengländischen Hügel³⁾ durch Herabbiegung nach S. in die Piedmontebene tatsächlich übergehen.

Die Auffassung von der Gleichalterigkeit der oberen und der unteren Fastebene wird wesentlich dadurch gestützt, daß amerikanische Forscher von jeher die unter dem Kreidemantel liegende Oberfläche mit der oberen Fastebene vereinigt haben, daß insbesondere Dr. D. W. JOHNSON (Columbia-Universität) in freundlicher Beratung ein flexuren-

1) HAYES, 19. A. Rep. U. S. Geol. Surv. II, 16.

2) SUSS hat das schon im I. Bd. des A. d. E. vermutet.

3) Neuengland ist keine Fastebene, muß aber eine gewesen sein; als Gebirgsland hat es, wie das Appalachian Valley, die ebene Oberfläche rascher eingebüßt als das im W. anstoßende flachgelagerte Gebiet.

artiges Herabbiegen der oberen in die untere Fastebene des öfteren als Möglichkeit der Erklärung angegeben hat.

Daß hier der Annahme einer Verwerfung der Vorzug gegeben wird, geschieht wegen des unvermittelten Abstoßens beider Oberflächen an der Blue Ridge, ferner deswegen, weil im N., wenigstens an der Linie des vermuteten Bruches, der ältere Bruch an der Westseite des großen Newarkgrabens durchstreicht; der Blue Ridge-Bruch ist der wieder-aufgerissene Newarkbruch (wie dieser mag er gestaffelt sein). Die Bruchlinie läuft über Montgomery, Alab., Atlanta, Georg., Wilkesboro, N.-Car., Lynchbury und Leesbury, Virg., Harrisbury und Easton, Penns. 1200 km weit durch die östlichen Staaten.

In New Jersey reihen sich stellvertretend kurze parallele Kulissenbrüche östlich an, welche Höhenunterschiede zwischen Blue Ridge und Highlands, zwischen Highlands und Diabaszügen schaffen, aber rasch nach NO. ausklingen. Auch diese Brüche liegen über Newarkbrüchen. Ebendort beginnt jene Flexur, die von New York nach O. allein die Rolle der Absenkung des Piedmontplateaus übernimmt. Wir nennen sie die New Yorker Flexur.

Dieser gleichartig und parallel ist die Flexur am Südeinde der Appalachen, an der das Gebirge gegen S. versinkt, und welche den Mantel jüngerer Schichten nach W. umschwenken läßt.

Auf den Parallelismus dieses gesamten Senkungsbildes mit dem Schelfabsturz sei vorläufig nur hingewiesen.

Wir stellen jetzt die wichtigen Fragen: Wann ist die große einheitliche Fastebene gebildet, und wann ist ihr südöstlicher Teil abgesenkt worden?

Die Bildung der Fastebene kann nicht begonnen haben vor der letzten Newarkstörung, welche Brüche mit bis zu 4000 m Sprunghöhe angelegt hat. Sie hat offenbar ihr Ende spätestens zu der Zeit gefunden als jene Verwerfung und Flexur eingetreten sind.

Leider sind diese beiden Zeitpunkte nicht genau festzulegen.

Die letzte Newarkstörung kann nicht lange nach Ablagerung der obersten Newarkschichten eingetreten sein, sonst würden wohl noch posttriadische Schichten abgelagert und durch die Absenkung erhalten worden sein. Da dies nicht der Fall ist, so dürfen wir annehmen, daß die letzte Newarkstörung und damit der Beginn der Einebnung etwa im Lauf der älteren Jurazeit eingesetzt haben.

Wann dieses Stadium geendet, wann jene Senkung die Fastebene gestört hat, ist noch schwieriger zu bestimmen. Die Deutlichkeit der Verebnung in den Highlands und im S., andererseits die kräftige Erosion am Südteil der Blue Ridge lassen uns den Zeitraum der Verebnung als möglichst ausgedehnt annehmen und die endliche Störung möglichst spät ansetzen. Die gewaltige Leistung der Abtragung, die

nach der »Hebung« des westlichen Teils der Fastebene begonnen und die meisten der jetzigen appalachischen Höhenzüge erst geschaffen, nämlich aus der Fastebene herausgearbeitet hat, ist keinesfalls so bedeutend wie die vorausgegangene Bildung der Fastebene, und so können wir den weitaus größeren Teil der Zeit vom Unter(?) -Jura bis jetzt für den ersten Vorgang in Anspruch nehmen.

Wir versuchen nun, die Grenzen, wenn möglich, etwas enger zu ziehen.

Das Verhältnis des jüngeren Schichtenmantels (Potomac-[Wealden-]Formation bis Recent) zu der Einebnung und Störung der Fastebene müßte, theoretisch betrachtet, unserem Zweck vorzüglich dienen können. — Bei der Untersuchung der Fläche zwischen jüngeren Schichten und älterem Gebirgskörper erfahren wir, daß zu Beginn der Kreidetransgression die alte Oberfläche noch ziemlich uneben und mit »Monadnocks« besetzt gewesen ist¹⁾. Es könnte also die feinere Einebnung (des unbedeckten Gebietes) erst nach Beginn der Kreidezeit erfolgt sein. Dafür spricht auch das Dasein der nachneocomen Sedimente des atlantischen Saumes, deren Material von W. her stammt; die dieser Sedimentation entsprechende Erosion würde sogar eine vielleicht vorhandene Fastebene tiefergelegt haben. Ferner fehlte vor der Senonzeit noch das Meer, und kontinentale Abtragung konnte nicht so regelmäßig wirken, wie später der Einfluß der marinen Erosionsbasis. Endlich dauert die marine Sedimentation vom Senon bis zum Ende der Chesapeakeformation (Miocän) im wesentlichen gleichartig fort. So möchte man aus all dem schließen, daß die Verebnung auch bis dahin vor sich gegangen, und die Störung erst nachher erfolgt sei. — Fragen wir nach dem Verhältnis zwischen dieser Störung und den jüngeren Sedimenten, so sehen wir leider die beiden nirgends zum Schnitte kommen. Denn im S., wo der jüngere Mantel nach W. hinüberbiegt, und wo allein er die Streichrichtung der Störungslinie quert, ist der Blue Ridge-Bruch längst ausgeklungen. Allerdings werden wir deswegen nicht annehmen, der Bruch sei älter als das Wealden.

Es liegt nahe, auch in dem Auftreten und der Art der jüngeren Schichten an sich Anzeichen für die Vorgänge im Landinnern zu suchen. — Wir haben schon gesagt, daß eine ziemlich einheitliche, vom Senon bis zum Miocän andauernde marine Ablagerung auf gleichlange ruhige Abtragung des Innern schließen läßt. — Eine Störung andererseits müßte sich bemerkbar machen durch eine Fernwirkung wie Transgression, Regression, Auftreten grober Gerölle. Es gibt in dem ruhig gelagerten Schichtenstoß des atlantischen Saumes mehrere Anzeichen von Meeresschwankung. Die wichtigste Transgression, die senone, kann nicht mit jener Störung zusammenhängen, weil sie angesichts der Frische des Blue Ridge-Absturzes zu alt erscheint. Von den folgenden

1) Profess. PAP. 71, 612; Lower Cretaceous, Maryl. Geol. Surv. 1911, 62.

Transgressionen ist die miocäne am bedeutendsten, wir kommen auf sie zurück. Die Regressionen sind mit Vorsicht zu betrachten, weil sie auf Störungen in fernegelegenen Orten beruhen können; die nachpermischen Störungen des appalachischen Randbezirkes sind nämlich im wesentlichen Senkungen¹⁾, und eine solche Senkung muß hier keine Regression, sondern eher eine Transgression erzeugt haben. Die bedeutendsten Regressionen erfolgen vor und nach der Miocänzeit. Grobe Konglomerate kommen im Wealden, in der pliocänen²⁾ Lafayetteformation, und in den zwei pleistocänen »Columbia«terrassen vor³⁾. Die ersten sind für unsere Zwecke zu alt, die letzteren zu jung.

Bei den pliocänen Lafayettekonglomeraten aber müssen wir länger verweilen. Diese Deckenschotter aus vollkommen oxydiertem und unlöslichem Material⁴⁾ mit weit vorwiegendem Trümmerquarz stellen das erste bedeutende festländische Sediment nach dem Vracon (obersten Potomac) dar. Sie liegen vor allem auf dem östlichen Piedmontplateau, schwenken aber auch im S. um die Appalachen herum, ziehen nordwärts und scheinen dann in die Täler des Gebirges (Tennesseeetal) einzudringen⁵⁾. Diese Täler aber sind jünger als die Fastebene, weil sie diese zerschneiden. Demnach wären zur Zeit der Lafayetteablagerung, am Ende des Miocäns also, die Einebnung abgeschlossen, der Blue Ridge-Verwurf und die Flexuren von New York gebildet und die westlichen Appalachen bereits tief zerschnitten gewesen.

Die große Störung selbst fiel also etwa in das Ende des Miocäns. Der Strand ist damals allenthalben weit zurückgewichen, was einer großen Umwälzung entsprechen würde. Die starke Geröllablagerung des Pliocäns könnte im gleichen Sinne gedeutet werden.

Einwände gegen diese Auffassung sind leider nahe bei der Hand. Vor allem sind die Appalachentäler so mächtig, ihre Hänge so reich an eluvialen Gebilden, wie »valley ores«⁶⁾, daß man nicht gut glauben kann, sie seien erst nach dem Miocän entstanden. Könnte man nicht die große Miocäntransgression als Folge einer vorausgegangenen großen Störung betrachten? Ja, es könnte jemand noch weiter gehen und fragen, ob nicht die große Störung ein oft wiederholtes Ereignis darstelle und bis in die Kreidezeit zurückgehe. Letzteres freilich kann man ablehnen, nämlich durch den Hinweis auf das Auftreten des Diabases in dem höheren und in dem abgesenkten Teil der Fastebene; wäre die Störung schon in entlegener Zeit erfolgt, so könnte der Diabas der höheren

1) Siehe Abschnitt über jüngere Senkung, Anfang, S. 532.

2) Die Formation liegt über marinem Miocän, und quartäre (eiszeitliche?) Terrassen sind ihr eingesenkt. Vgl. die Übersichtskarte bei DALL u. HARRIS, Bull. 84. U. S. Geol. Surv.

3) KEITH, 14. A. Rep. U. S. Geol. Surv. 367.

4) CHAMBERLIN, nach HILGARD, III, 303.

5) CHAMBERLIN, III, 302f.; SAFFORD, Geol. of Tennessee 434ff.

6) BEYSCHLAG, KRUSCH, VOGT, Lagerstätten II, 341.

Fastebene — als leicht verwitterndes Gestein¹⁾ — jetzt unmöglich mehr hoch aufragen.

So fühle ich mich nicht imstande, eine bestimmte Angabe über das Alter dieser Störung zu machen. Mehr Berufene, amerikanische Fachgenossen werden diese anregende Frage beantworten.

Ich will nur kurz wiederholen, was sich hier als gesichert ergeben hat.

1. Die Einebnung des appalachischen Landes beginnt nach dem Ende der letzten Newarkstörung (ältere [?] Jurazeit).

2. Für den Beginn der Kreidezeit (Potomac-Transgression) ist eine vollendete Einebnung nicht erwiesen.

3. In der jüngeren Kreidezeit, als sich in einer Flachsee unmächtige, feinkörnige Schichten bildeten, war das westlich liegende Land wohl schon eingeebnet.

4. Ruhige Ablagerung setzte sich fort (Eocän, etwas Oligocän und [?] Miocän) und nahm ihr Material von dem flachen Lande, dasselbe tieferlegend. (Die Störungen, Abbiegungen, welche damals wie schon in der Kreidezeit erfolgten, waren wohl ganz auf den Ostrand — und die Mississippi-Bai — beschränkt, ließen also die Fastebene ziemlich unberührt; jedenfalls konnte die Abtragung deren Wirkungen erfolgreich begegnen.)

5. Am Anfang oder am Ende der Miocänzeit wurde der Osten an der Blue Ridge-Verwerfung und der Flexur von New York abgesenkt. Dann entstanden die Täler der westlichen Appalachen, dann (?) die Lafayettedecken und Talschotter.

Hier ist noch anzufügen:

6. Während die Lafayetteschotter im O., auf dem Piedmontplateau eine Decke bilden²⁾, sind die jüngeren Flüsse und deren Sedimente (Columbiaformation) in das Plateau eingelassen; auch die großen Täler des Gebirges werden von den jüngeren Flüssen tief zerschnitten³⁾. Demnach liegen Piedmontplateau und alte Täler jetzt ziemlich hoch über dem Meeresspiegel. Auch ist zu bemerken, daß Piedmontplateau wie höhere Fastebene verbogen sind; ersteres zeigt z. B. eine Knickung in Virginia⁴⁾ und steigt stellenweise nach W. an⁵⁾, letztere steigt bei Buffalo höher an als in den Highlands, und noch höher wird sie im Süden. Darin erkennen wir die Wirkung jüngerer Störungen.

Gestützt auf diese Tatsachen, können wir noch auf einige allgemeine Gegenstände der geomorphologischen Forschung eingehen.

Vor allem scheint es mir wichtig, noch einmal an die ausgedehnten und tiefen Verwitterungsböden zu erinnern, die auf dem Piedmont-

1) KEITH, 14. A. Rep. U. S. Geol. Surv. 378.

2) S. z. B. Washington Folio (70).

3) BOWMAN, Forest Physiography.

4) KEITH, Bull. Geol. Soc. Am. 1895, 524.

5) HAYES, 19. A. Rep. U. S. Geol. Surv. II, T. I.

plateau und wohl auch auf den anderen Resten der Fastebene vorkommen. 1—2,5 m von eluvialem, bauwürdigem Limonit liegen nach FETTKÉ¹⁾ auf dem Serpentin von Staten Island bei New York. Bei Washington schien mir das Plateau eine verwitterte Decke von mindestens 4 m zu tragen. Derartige Böden stellen die Residua von wenigstens zehnmal soviel an Gesteinsmasse dar. Die Verwitterung muß also eine erhebliche Rolle bei der Einebnung spielen, und dies um so mehr, je mehr im Laufe eines Stadiums die Erosion in den Hintergrund tritt. So wird niemand auf dem Piedmontplateau alte Stromgebiete nachweisen können, die voneinander durch Scheiden getrennt wären; alles ist dort ausgeglichen mit Ausnahme einiger Monadnocks.

Eine stärkere Beachtung der Verwitterung scheint mir geeignet, manche Streitfrage zu entscheiden.

Eine solche Frage ist die nach der Ursache von Höhenunterschieden in einer Fastebene. Frühe Arbeiten über die morphologischen Züge der Appalachen gingen, stark der Deduktion und Theorie huldigend, von einer auf nicht näher bestimmte Weise, aber subaerisch entstandenen Fastebene aus und erklärten jede Abweichung von der idealen Fläche als Wirkung tektonischer Verbiegung. Dagegen wandte sich, auf Beobachtung und Induktion gestützt, eine Arbeit von KEITH²⁾, die zu merklich verschiedenen Ergebnissen gelangt ist. Die Abweichung von der Idealebene erscheint bei KEITH als ursprünglich vorhanden, von der Abtragung geschaffen; der Begriff »peneplain« wird gleich gesetzt mit Talsohle; statt einer peneplain werden zahlreiche — nebeneinander und übereinander liegende — angenommen, deren jede eine Neigung gegen ihre Flußmündung hin zeigt; der höchste Grad von Einebnung besteht nahe der Küste, der geringste nahe der Wasserscheide.

Abgeschreckt durch die an die Jugendjahre wissenschaftlicher Forschung erinnernde Methode der Deduktion, neigt man — besonders unter dem Eindruck der zweiten Anschauung — dazu, die erstere abzulehnen. Wenn man sich aber an unseren Nachweis erinnert, die Fastebene auf den Südapalachen sei dieselbe wie die des Piedmontplateaus, und diese sei wieder dieselbe wie jene auf den Highlands³⁾; daß also das Piedmontplateau gleichsam ein Tertium identificationis für die anderen darstelle, dann sieht man sich gezwungen, das Dasein ausgedehnter fastebener Rumpfflächen als wirklich hinzunehmen. Von KEITH übernimmt man gern die wertvollen Beobachtungen der Erosion und die Ablehnung lückenbüßender Störungen, vermißt aber bei ihm die Anerkennung und so auch die Erklärung der höchsten Fastebene, die nach ihrer Ausdehnung nicht mehr als einfache Wasserscheide gelten kann.

1) School of Mines (Columbia University) Quarterly 1912.

2) Bull. Geol. Soc. Amer. 1895.

3) Die horizontalen Höhenkämme des Gebirges stellen nicht Reste einer Fastebene dar, vgl. die vorzügliche Ausführung von HAYES, 19. A. Rep. U. S. Geol. Surv. II, 26 ff.

Der Ausweg liegt in der stärkeren Anerkennung der Verwitterung als Mittel zur Einebnung¹⁾. Da wo die Erosion sich nicht mehr betätigen kann, oberhalb der Quellregionen und zwischen den Flußgebieten, herrscht die Verwitterung (i. w. S.). Und wenn im Lauf der Einebnung die Flüsse immer mehr erlahmen, und das Regenwasser auf flachem Boden größtenteils versinkt, bevor es den Fluß erreicht, dann vergrößert sich Gebiet und Macht der Verwitterung immer mehr auf Kosten der Erosion. Fast fühlt man sich versucht, die gesamte, an Verwitterungsprodukten reiche Oberzone der gereiften Einebnungsfläche als eine Oxydationszone von gewaltiger Ausdehnung und den Grundwasserspiegel als Regulativ der Einebnung zu betrachten — eine Fläche, die sicher regelmäßiger ist als die Erosionsfläche eines Flusses.

Auf Grund dieser Betrachtung dürfte eine strengere Scheidung ratsam sein zwischen Formen, die man Fastebene heißen kann, und solchen, die nur als Talebene (oder ähnlich) gelten dürften²⁾.

Eine Fastebene hat große Ausdehnung, größere Ausdehnung als ein einziges Stromgebiet oder auch eine Küstenebene; sie trägt nur wenige Aufragungen und nur solche, deren Gesteine wesentlich verschieden³⁾ von denen der Ebene sind (die also wohl niemals in deren Höhenlage heruntersinken werden). Eine so vollendete Fastebene dankt ihre letzte Ausgestaltung der Verwitterung und trägt das Zeugnis dafür, eine dicke Verwitterungsschicht, auf sich. Sie mag ein Gefälle gegen die Küste haben, doch ist das nicht erwiesen.

Eine Talebene (erodierte »Peneplain«) ist eine lokale Form; sie gehört zu einem Flußsystem. Mehr oder weniger ausgedehnte Aufragungen sind an den Rändern vorhanden und in der Gesteinsart nicht durchaus verschieden vom Untergrund der Talebene, so daß sich letztere noch auf Kosten jener vergrößern kann. Sie dankt ihre Entstehung ganz vorwiegend der Erosion und zeigt ein Gefälle gegen die Flußmündung.

Eine Talebene kann verhältnismäßig rasch gebildet sein; die eigentliche Einebnung zur Fastebene aber scheint gewaltig lange Zeit in Anspruch zu nehmen — die ich nicht unter der Dauer von ein bis zwei geologischen Perioden (Jura u. Kreide) veranschlagen möchte.

Über die jüngere Senkung und den Absturz des Kontinentalschelfes.

Es ist gezeigt worden, daß die Appalachen seit der Permzeit tektonisch tot sind; es gibt keine postpermische Faltung, dagegen finden wir

1) Bei HAYES, a. a. O. 27, findet sich der Satz: The final reduction — accomplished only by solution.

2) Hierdurch begegnet der Verf. HETTNER'S Ansichten, Geogr. Zeitschr. 19, 1913.

3) von viel stärkerem Widerstand.

die großen, auf Zerrung zurückgehenden Senkungsformen der Newarkgräben, erkennen wir das gleichsinnige Wiederaufleben des großen Blue Ridge-Bruches wahrscheinlich in tertiärer Zeit.

Zu diesen Anzeichen von Senkung gesellen sich nun weiter die Lageverhältnisse der nachtriadischen Schichten vom Ostrand Nordamerikas. Dieser Schichtstoß besteht im wesentlichen aus folgenden Stufen:

Lafayette	Pliocän
Chesapeake	Miocän p. p.
Pamunkey	Eocän p. p.
Ripley	Senon
Raritan	Vraconstufe
Potomac	Oberjura-Neocom (Wealden).

Die ganze Folge fällt mantelartig vom Land gegen die See ein, und, nach Osten gehend, gelangt man im allgemeinen in immer jüngere Schichten¹⁾. Doch ist weder das Wasser, in welchem diese Schichten abgelagert worden, einfach schrittweise nach O. zurückgegangen, noch ist der gesamte Schichtstoß nach seiner Vollendung einfach gegen O. gekippt worden. Die wirklichen Ereignisse waren verwickelter, als es diesen Annahmen entsprechen würde. Wealden und Vraconstufe sind gar nicht marin; das Miocän greift weit nach W. über ältere Schichten; vor allem aber sind die Winkel des Einfallens bei den verschiedenen Stufen verschieden. Die Winkel — freilich alle unter 15° — werden nämlich um so größer, je tiefer man in der Formationsreihe hinabsteigt. Dadurch würde wiederholte gleichsinnige Verbiegung — ostwärtige Kippung — der Küstenzone bewiesen.

Waren diese Kippungen mit Hebung oder Senkung verknüpft? Folgendes läßt eine Deutung im letzteren Sinn vorziehen:

1. Die Transgressionen, wie die des Senons und Miocäns, sprechen für Senkung; die Regressionen andererseits sprechen nicht dagegen. Mit der »Eigenbeweglichkeit« des Ozeans aber wird man dann nicht ausschließlich rechnen, wenn, wie hier, Störung und Strandverlagerung sich offenkundig begegnen.

2. Es ist anzunehmen, daß ein Teil der Kippungen im Gefolge, vielleicht sogar im Verein mit dem tertiären Blue Ridge-Bruch und dessen Begleitern gewirkt haben — wie diese Brüche in senkendem Sinne.

3. Die Flexur von New York, welche wir bisher nur an der Verbiegung der Fastebene nachgewiesen haben, kann ohne Mühe auch in der Kippung der jüngeren Sedimente wiedererkannt werden. Die Flexur von New York haben wir aber schon einmal als Senkungsform erkannt.

4. Das Südende der Appalachen wird durch Neigung der Oberfläche des Gebirges unter die nach W. einschwenkende Decke der jüngeren Schichten gebildet; die Flexur in den jüngeren Schichten wird eins mit jener in der Oberfläche des Gebirges, und der Blue Ridge-Bruch klingt

¹⁾ Abbildung bei Mc GEE, 12. A. R. U. S. Geol. Surv. 427, s. a. Profess. PAP. 71, 612, 748.

aus. Diese Stellvertretung beweist uns die Gleichwertigkeit zwischen Flexur und Senkungsbruch, beweist mit anderen Worten, daß die Flexur senkend gewirkt hat.

Einen Bereich von ähnlichen Erscheinungen betritt man mit der Betrachtung des nordamerikanischen Schelfabbruches. Das Schelf selbst besteht aus einer Basis von appalachischem Bau (Appalachen p. p. und einem Teil des östlichen Vorlands), deren stark abgetragene Oberfläche der südöstlich fallende Mantel von jüngeren Schichten (Oberjura—Recent) bedeckt. Der Absturz des Schelfs läuft von Florida bis Neu-

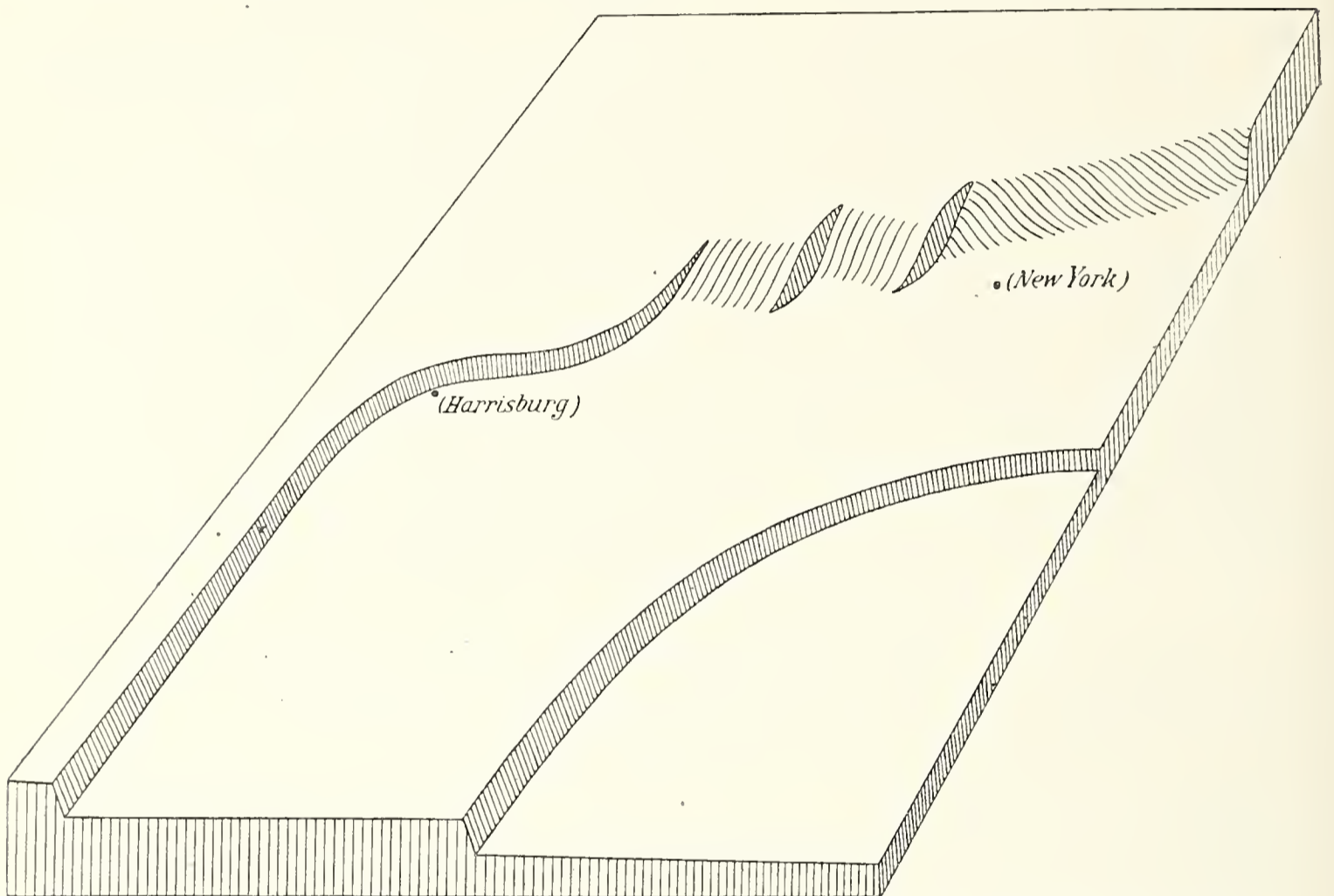


Fig. 2. Der tertiäre Blue Ridge-Bruch (W), übergehend durch Kulissenbrüche (N) in die New Yorker Flexur (NO). — Parallel zu diesem System der Schelfabsturz (SO). Meeresbedeckung und Erosion nicht berücksichtigt; schematisch. Maßstab rund 1 : 15 Mill.

england in einer Entfernung von durchschnittlich 100 km von der Küste und ungefähr parallel zu dieser. Er ist ebenso parallel dem Blue Ridge-Bruch, und im W., wo an Stelle des ausklingenden Blue Ridge-Bruches die ONO. streichende Flexur von New York tritt, da biegt auch die Randlinie des Schelfs in ONO. ein (folgt also nicht den nach NNO. weiterstreichenden Newarkbrüchen).

Daraus kann man schließen:

1. daß der Schelfabsturz wie der Blue Ridge-Absturz durch eine echte Verwerfung angelegt ist, mit Sinken des Ostflügels, Stehenbleiben des Westflügels.

2. daß er wohl auch zu derselben Zeit wie jener Bruch und jene Flexur, also irgend wann um die Mitte der Tertiärzeit gebildet worden ist.

Damit reiht sich ein weiterer wichtiger Vorgang in die Geschichte der nachpermischen Senkungen ein. Ja, man kann diesen als den wichtigsten von all jenen Vorgängen bezeichnen, da durch ihn der Westrand des heutigen atlantischen Beckens erzeugt worden ist.

Am Ende dieser Betrachtung, die sich so eng an die der Newarkbrüche und der morphogenetischen Vorgänge anschließt, ist eine Einschränkung zu machen: so bedeutsam diese großen, lange Perioden hindurch sich fortsetzenden Senkungen sind, sie dürfen nicht als alleinige Ursachen, sei es der Strandverschiebungen, sei es der tektonisch-morphologischen Verhältnisse an dieser Küste betrachtet werden. Selbstverständlich sind stets auch allochthone Impulse durch das Mittel des Ozeans hierhin übertragen worden, und auch das Festland selber mag öfter, als wir jetzt wissen, eine Hebung erfahren haben — für den Nordosten sind Hebungen auch schon sichergestellt. Mit Theorien freilich, die das Festland lediglich ansteigen lassen, oder die rhythmische, d. h. schematische Pulsationen in der Erdkruste wahrzunehmen glauben, lassen sich die hier vorgetragenen Ansichten nicht vereinen.

Schluß.

Zum Schluß möchte ein umfassender Überblick über die Geschichte und die Eigenart der Appalachen angebracht erscheinen. Etwas Vollständiges auf diesen Blättern zu geben, ist jedoch von vornherein nicht beabsichtigt gewesen, da ja die Arbeiten von SUESS, WILLIS und BLACKWELDER dem Bedürfnis nach Allgemeinem entgegen kommen. Es soll hier nur mehr einiges zur Abrundung des bisher Vorgebrachten angefügt werden.

Die Appalachen sind schon seit dem Präcambrium da; ihre erste Anlage fällt in die dunkle Urzeit der Erdgeschichte. Später erfolgte bedeutende Umwälzung im Anfang der (Ober-)Silurzeit und Devon, in der Obercarbon- und älteren Permzeit, wie bekannt.

Jede bedeutende Störung scheint von granitischer Intrusion begleitet gewesen zu sein; neben den präcambrischen gibt es silurische (?), devonische¹⁾ und permocarbonische²⁾ Granite; auch basische Intrusion hat gewirkt; so gibt es einen riesigen, im Streichen des Gebirges verlaufenden Gabbrozug³⁾; doch wissen wir nichts über ihr zeitliches und kausales Verhältnis zu der Gebirgsbildung.

Seit der Permzeit sind die Appalachen erstarrt, ein totes Gebirge. Auch die Intrusion von Tiefengestein hört auf. Das Gebirge ist angegliedert an die große Kontinentaltafel und erleidet von nun an auch

¹⁾ Führer, Toronto-Kongreß 1913, 1, 15 (Nova Scotia).

²⁾ VAN HISE and LEITH, Bull. U. S. Geol. Surv. 360, 559 z. B.

³⁾ BASCOM, Bull. G. Soc. Am. 1905.

deren Schicksal, wird eingeebnet in der Zeit der Ruhe, verbogen und zerbrochen während des Niedersinkens. Die Newarkstörungen sind der deutlichste Vorgang dieser Art. Sie werden fortgesetzt durch die großen Störungen, welche die NW.-Küste (den Schelfbruch) des jetzigen, eigentlichen Atlantik und das Scheingebirge der Alleghanies, eines durch Bruch, Flexur und selektive Erosion umgeformten alten Faltenlandes, anlegen.

Ist dieses Gebirge wesentlich verschieden von anderen? Nein. Es ist nicht einseitig gebaut, so wenig wie die Alpen. Es ist wahrscheinlich auch nicht zweiseitig gebaut, ebensowenig zweiseitig wie die Alpen. Es hat eine Mittelzone mit vorherrschenden Intrusionen; es zeigt Überschiebung gegen das westliche Vorland, von der westlichen Zone gegen die Mittelzone¹⁾, gleichwie in den Nordalpen Schub gegen außen und gegen die Mittelzone erfolgt ist; es zeigt auch Bogen(Knick-)überschiebung²⁾ wie die Grenzregion zwischen Ost- und Westalpen³⁾.

Eins aber gilt seit langem als eigenartig in den Appalachen: die Schönheit der Faltenzüge und damit das »Fehlen« der Querbrüche. Ich glaube aber nicht, daß hierin ein wesentlicher Unterschied gegenüber anderen Gebirgen liegt. Die Schönheit der Faltenzüge beruht vor allem auf deren Größe; diese aber geht auf die große Mächtigkeit und Ausdehnung der gefalteten Sedimentlagen und auf die große Kraftentwicklung der Faltung zurück. Wo aber, so wird man einwenden, sind die entsprechend großen und häufigen Querbrüche? Querbrüche sind in der Mittelzone des Gebirges gar nicht selten, so z. B. in den New York-Highlands, im Hudsonfluß (nach BERKEY⁴⁾); und sie fehlen auch nicht ganz in der westlichen Zone: so gibt es ein Blatt bei Chambersburg (Penns.)⁵⁾. Immerhin sind die Querbrüche verhältnismäßig selten, und dafür muß man eine Erklärung suchen. Ein Grund liegt sicher darin, daß die Sedimentkörper in Amerika sehr regelmäßig gebaut sind; es fehlen Erscheinungen wie das Abwechseln von Hallstätter und Dachsteinkalk, gleichaltriger Gesteine von sehr verschiedener Mächtigkeit und grundverschiedenem tektonischen Verhalten. Ein anderer wichtiger Grund ist der, daß die brucharme Westzone das Ergebnis eines einzigen Faltungsvorganges ist, der einheitlich in einer Zeit und vor allem in einer Richtung gewirkt hat. Betrachtet man in den Alpen eine entsprechende Zone, wie die der Molassefalten, so sieht man auch da die Querbrüche nahezu fehlen. Weiter im Innern des Gebirges, wo wiederholte Störung in jeweils etwas verschiedener Richtung tätig gewesen, trifft man in Appalachen wie Alpen auf Querbrüche.

So erscheinen die Appalachen zwar älter, größer, früher gealtert und

1) Alabama Geol. Surv. Rep. 1893, 31.

2) U. S. G. Surv. Folio 33, Briceville, Term.

3) MYLIUS, G. Forschungen zw. Ost- und Westalpen, München 1913.

4) Geol. of the New York City Aqueduct, New York 1913.

5) Nach freundl. Mitteilung von Dr. STOSE.

morphologisch eigenartig gegenüber einem Gebirge, wie es die Alpen sind, aber doch nicht wesentlich davon verschieden.

Zum Ende habe ich all den amerikanischen Fachgenossen herzlich zu danken, deren reiche Belehrung und Anregung ich während eines längeren Aufenthalts in Amerika genossen habe, vor allem meinem verehrten Lehrer und Freund A. W. GRABAU, dann den Professoren KEMP, BERKEY, JOHNSON, dann dem deutsch-amerikanischen Paläontologen RUEDEMANN und dem Tektoniker der Geol. Survey, Dr. KEITH.

München, 30. Juni 1914.

Über die Anordnung allgemein-geologischer Sammlungen zur Erläuterung der inneren Dynamik.

(Dargestellt an der Hand der Neuaufstellung der allgemein-geologischen Sammlung des geologischen Museums der Universität Marburg.)

Von K. Andrée (Marburg i. H.).

Unlängst veröffentlichte ich in der vorliegenden Zeitschrift eine Mitteilung: »Über die Anordnung allgemein-geologischer Sammlungen zur Erläuterung der äußeren Dynamik,« und gab damit einem weiteren Kreise die Erfahrungen bekannt, welche ich bei der durch den Direktor der reichhaltigen Marburger Sammlung, Herrn Geh. Rat KAYSER, freundlichst gestatteten Neuordnung des allgemein-geologischen Teiles derselben, und zwar zunächst nur der exogenen Abteilung, gewonnen hatte. Mittlerweile habe ich, mit Unterstützung des Assistenten des Marburger geologischen Institutes, Herrn Dr. HÜFFNER, auch die Neuordnung der »endogenen« Abteilung bewirkt und will im folgenden ähnlich wie früher die Grundsätze darstellen, nach welchen ich dabei verfahren bin, und zu zeigen versuchen, daß auch bei der endogenen Sammlung die Einhaltung einer bestimmten Gedankenfolge das Verständnis der Sammlung erleichtern muß und so schließlich der allgemeinen Geologie nachhaltige Förderung bringen wird.

Ließ sich bei der »exogenen Sammlung« — allerdings erst nach Einschaltung der Kontakt- und Regionalmetamorphose — die gesamte Aufstellung einem einzigen Kreislauf unterordnen, in dessen Mitte das Werden der Sedimente und ihr Leben, ihre Physiologie, wie ich sagte, stand, so ist das nicht in gleicher Weise bei der »endogenen Sammlung« möglich. Und doch war auch hier unschwer eine Gedankenfolge zu finden, welche gestattete, die vielen, scheinbar so heterogenen Dinge, welche eine vollständige geologische Sammlung enthalten muß, in gleichsam logischer Folge anzuordnen.

Wenn aber am Anfang des Kreislaufs, welchen ich der exogenen Sammlung zugrunde legte, ein Hinweis auf das Material nötig war, aus dessen Zerstörung in letzter Linie alle Sedimente ihren Ursprung nehmen — wozu ich in der Marburger Sammlung eine Reihe von Tiefengesteinen und einen Gneis als Typus für die kristallinen Schiefer aufstellte —, so muß auch unsere heutige Gedankenfolge mit dem Material beginnen, mit welchem die endogene Dynamik arbeitet. Am Anfang steht daher das, was die Erde an Belegstücken zur Zusammensetzung des Erdkörpers im Großen bietet. Wir wissen seit langer Zeit, daß im Innern der Erde spezifisch schwere Stoffe vorhanden sein müssen, da ihr Gesamtgewicht viel zu hoch ist, als daß sie nur aus Massen vom Gewicht der Oberflächengesteine bestehen könnte. In der Tat haben die neueren Erdbebenforschungen Unstetigkeitsflächen im Bau des Erdkörpers ergeben, und unter Berücksichtigung der neuesten Forschun-

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

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

Jahr/Year: 1915

Band/Volume: [5](#)

Autor(en)/Author(s): Lebling Clemens

Artikel/Article: [Tektonische Forschungen in den Appalachen 511-537](#)