

II.

Bemerkungen zu geomorphologischen Methoden.

Von **R. Sokol** in Pilsen.

Mit 6 Abbild. im Text.

Vorgelegt in der Sitzung am 28. Jänner 1916.

Hat sich ein Fluß ohne jede Beziehung zu seiner felsigen Grundlage oder zu seiner Umgebung d. h. ohne jede Rücksicht auf die Struktur des Felsbodens und Textur des Reliefs eingesägt (fließt er durch ein sehr widerstandfähiges Gestein anstatt in ein weiches in der Nähe anstehendes Gestein oder in eine von Athmosphaerilien sehr zerstörte Kontaktzone auszuweichen, nimmt er endlich seinen Weg durch einen Gebirgsvorsprung anstatt denselben zu umfließen), dann greift man behufs der Erklärung im ersten Falle zur Epigenesis, im zweiten zur Antezedenz. Bei der Epigenesis nimmt man an, daß der Fluss den ursprünglich darüberliegenden, jetzt völlig abgetragenen Schichten angepasst war und durch dieselben in die anders geartete Grundlage sich einsägte, weil er bei einer raschen Tiefenerosion seine Talfurche nicht verlassen konnte. Bei der Antezedenz erklärt man die Misstimmung zwischen dem Fluß und der Textur durch eine langsame Hebung von geringem Betrag. Dabei muß der Fluß eine grosse Wassermenge, einen schnellen Lauf und im oberen Talstücke ein beträchtliches Relief besitzen. Dann biegt der Fluß nicht ab, sondern durchschneidet den sich bildenden Gebirgsvorsprung. Früher hat man allgemein auch im ersten Falle tektonische Vorgänge vorausgesetzt. Da aber sich sehr oft keine Spur von solchen im Felde

feststellen ließ, wurde von dieser Erklärungsweise Abstand genommen, doch nicht durchgehends. MAYR¹⁾ z. B. nimmt für die obere Moldau und die gegen N gerichteten Läufe der Flüsse im Böhmerwalde, dann PUFFER²⁾ für die breiten, reifen Täler, die neben engen, jungen Tälern daselbst existieren, tektonische Spalten an, welche aber geologisch keineswegs festgestellt werden konnten.

Die Misstimmung, die unter zahlreichen, die Morphologie des Böhmerwaldes betreffenden Arbeiten obwaltet, ich nenne nur diejenigen von beiden eben genannten Autoren, dann von K. SCHNEIDER³⁾, STAFF⁴⁾ und POČTA⁵⁾ treibt zur eingehenderen Beschäftigung mit dem Kerne der oben ange deuteten Erklärungsformen.

Für die obere Moldau, die gegen N fließenden Ströme des Böhmerwaldes und die breiten, reifen (neben den engen, jungen existierenden) Täler desselben Gebirges sind meiner Ansicht nach tektonische Spalten nicht notwendig.⁶⁾

Das Vorhandensein von reifen Tälern in einem und demselben Gebirge läßt sich durch eine bedeutende vertikale und zugleich horizontale Veränderung der Erosionsbasis erklären. Es fängt dann ein neuer Zyklus mit engen V-förmigen Tälern an. Die breiten, aus dem reifen Stadium des vorangehenden Zyklus hervorgegangenen Täler werden in den neuen Zyklus als »frühreif« übernommen. Da sich aber die Erosionsbasis auch seitlich verschob, werden diese frühreifen Täler nicht merklich vertieft. Die Richtung der Entwässerung muß sich der neuen Erosionsbasis anpassen und

¹⁾ M. MAYR: Morphologie des Böhmerwaldes. 1910.

²⁾ L. PUFFER: Der Böhmerwald und sein Verhältnis zur innerböhmischen Rumpffläche. Geogr. Jahresbericht aus Oesterreich. VII. 1910.

³⁾ K. SCHNEIDER: Zur Orographie u. Morphologie Böhmens. 1908.

⁴⁾ STAFF: Zur Entwicklung des Flusssysteme und des Landschaftsbildes im Böhmerwald. C. f. M. G. P. 1910. S. 564.

⁵⁾ F. POČTA: Stručný přehled geologie Čech. 1911. S. 9 ff.

⁶⁾ Die Verwerfungen, welche J. N. WOLDŘICH und J. WOLDŘICH (Údolí Volyňky na Šumavě, Archiv XII, 4, 1903) in Volyňka-Tale einwandfrei festgestellt haben, sind quer zum Flußlaufe gerichtet. In keiner Beziehung zu Flußläufen sind die Verwerfungen, die ich in der Umgebung von Taus gefunden habe.

infolgedessen bleiben in den frühreifen Tälern im allgemeinen nur winzige enthauptete Bäche. Die Erscheinung läßt sich als ein vergrössertes Bild von einer Flußablenkung erfassen. Unter- und oberhalb des Ablenkungsknies eines Flusses entwickelt sich ein tieferliegendes Profil, indem das Tal sich vertieft und der ablenkende wasserreiche und daher »überfähige«¹⁾ Fluß seine früheren winzigen Windungen vergrößert. Der Unterlauf des abgelenkten Flusses wird aber von einem verärmteten, weil »enthaupteten und daher unterfähigen« Strome durchflossen, der anfangs den von Nebenflüssen gespendeten Schutt nicht gänzlich forttragen kann. Er wird erst später nach einer durch Schuttaufschüttung erzielten Bodenerhöhung und Gefällevergrößerung diese Arbeit völlig leisten können. Es wird sehr lange dauern, ehe er zur Tiefenerosion fähig sein wird. Darin steckt aber der Grund für das Aufrechterhalten des früheren Profils. Die Entwicklung der ablenkenden Flüsse wird von DAVIS²⁾ in der Weise geschildert, daß »ein subsekventer Nebenfluß, der sich rückschreitend längs eines Streifens weicheren Gesteins entwickelt, den Lauf eines höherliegenden, kleineren konsekventen Flusses unterschneidet«. Es ist klar, daß, wenn ein solcher Streifen zwischen zwei Flüssen besteht, derselbe von beiden Flüssen endlich bis zum gewöhnlichen Grundwasserspiegel entblößt werden wird. Dann entwickeln sich im weichen Gestein beiderseits subsekvente Zuflüsse. Eine zwischen den Zuflüssen liegende Wasserscheide wird bei sonst gleichen Umständen wohl von dem Zuflusse früher zerschnitten werden, dessen Gefälle grösser ist. Darin ist aber schon die Bedingung enthalten, daß der ablenkende Fluss einen tieferen Talboden besitzen muß³⁾ oder anders gesagt, daß eine zwischen zwei Zuflüssen liegende Wasserscheide bei sonst gleicher Struktur des Gebietes von dem Flusse früher zerschnitten werden wird, dessen Bett niedriger ist. Es kommt also auf die ungleich tiefe Erosionsbasis an, die sich als Ursache des Vorhandenseins von Tälern mit ver-

1) Über den Ausdruck siehe DAVIS-RÜHL: Die erklärende Beschreibung der Landformen. 1912. S. 51.

2) l. c. S. 50.

schiedenem Profil schon in einem Stadium desselben Zyklus dardut. Eine solche Ungleichheit in der Erosionsbasis beiderseits einer Wasserscheide kann verschiedene Gründe haben. Es entscheidet dabei alles, was die Erosionstätigkeit beeinflusst: Wassermenge, Wassergefälle, Schuttbelastung. Was aber von einer Wasserscheide gilt, muß auch für das ganze Gebirge in Verwendung kommen, falls sich die allgemeine Entwässerungsbasis seitlich verschiebt. Ein Gebirge ist doch nur eine sehr komplizierte Wasserscheide.

Man ist versucht zu glauben, daß im Tertiär die Entwässerung Südböhmens zuerst gegen Süden erfolgte, später aber durch eine Hebung (im Sinne ROTHPLETZ)¹⁾ eine etwa umgekehrte Richtung angenommen hat und daß sich zugleich die Erosionsbasis merklich vertiefte. Nur bei Hohenfurth konnte diese Veränderung neue Wasserscheiden in alten von N gegen S gerichteten Tälern hervorbringen, an anderen Orten des von SO gegen NW ziehenden Böhmerwaldes durfte die Verlegung der Erosionsbasis unter sehr verschiedenen Winkeln wirken und zu bunten neuen Profilen Anlaß geben, die zu den sonst scharfen Beobachtungen PUFFERS Grundlage bildeten.

In allen Gegenden des Böhmerwaldes, die ich untersuchte, habe ich hauptsächlich in Amphibolgesteinen nur selten in Graniten und Gneisen feine oder auch größere Spalten gefunden, die früher wohl klaffend, jetzt mit sekundärem, regelmäßig auslöschendem Quarz erfüllt sind. In dem umgebenden Muttergesteine sind aber rupturrell undulöse Quarze vorhanden. Es ist wahrscheinlich, dass diese Kluftbildung ein Zeichen der allmählichen tektonischen Aufwölbung²⁾ des Südböhmens ist, und der Umstand, daß ihre Quarze keine dynamische Wirkung abbilden, läßt sich wohl damit erklären, daß die Aufwölbung einen Schluß der Gebirgsbildung

¹⁾ A. ROTHPLETZ: Über die Möglichkeit den Gegensatz zwischen der Contractions- und Expansionstheorie aufzuheben. Sitz.-Ber. d. k. bayer. Akad. d. Wiss. zu München, mat.-phys. Cl. 1902.

²⁾ Von J. V. DANEŠ (Morfologický vývoj středních Čech, Sborník Čes. spol. zeměvěd. 1913, XIX, 105) wird die Regression des Kreidemeeres mit der allmählichen Aufhebung des Südböhmens in genetische Verbindung gebracht.

in Südböhmen und zwar in einer relativ jungen Zeit (Obertertiär) darstellt, wogegen die gemarterten Quarze des Nebengesteins vorangehende Faltungswirkungen abbilden.

*

Was die gegen N strömenden Flüsse des Böhmerwaldes anbelangt, von welchen MAYR¹⁾ sagt, deren Richtung sei durch die varistische Gebirgsbildung vorausbestimmt, so meine ich, daß sich dieselbe sehr gut aus der gewöhnlichen Entwicklung eines Flußnetzes ableiten läßt. Der Böhmerwald samt der innerböhmischen Rumpffläche stellen eine fast ideale einerseits (vom SW) gehobene Urfläche dar. Die ersten konsekventen Flüsse strömten im allgemeinen wohl gegen NO. Bald entstanden konsekvente ev. subsekvente Zuflüsse, die infolge ihrer Ablenkungstätigkeit das einfache Bild verschleierten. Wie dürften sich dieselben entwickelt haben? Im Pilsner Becken und im W von da finden sich weiche palaeozoische Schichten vor. Von dorten mußte der Anfang des Ablenkens gemacht werden. Als mit dem Oberlaufe des nächsten abgelenkten Flusses die Wassermenge angereichert wurde, erodierte der ablenkende Fluß desto intensiver. Die Tieferlegung des Flußbettes schritt auch in den Oberlauf des abgelenkten Flusses rasch fort und von diesem Oberlaufe konnte bald ein Antrieb zur Ablenkung eines dritten konsekventen Flusses hervorgehen u. s. f. Dadurch aber entstand ein aus konsekventen und subsekventen Talstrecken zusammengesetzter Strom, der keineswegs mit dem Gebirge parallel fließt, sondern sich von demselben stets entfernt und mit ihm einen etwa 45° großen Winkel einschließt. Das ist eben ein Bild, welches die Úhlava unter Klattau, die untere Volyňka, teilweise die Moldau und besser noch kleine Bäche (Čerchovka, Řubřina, Zahořanský) darbieten.

Es wirkt aber noch eine andere Ursache, die im Relief steckt. Es ist nämlich bekannt, dass das Gefälle eines Flusses von der Größe, Grobheit und Menge des Schotters abhängt¹⁾, so daß ein kleiner Fluß, der viel groben Schutt geliefert bekommt, einen rascheren Lauf auch beim ausgeglichenen

¹⁾ l. c.

Gefälle beibehalten muß. Ein großer Fluß aber, der nur wenig und feinen Schutt befördert, kann langsam fließen. Sobald aber die Schottermenge oder dessen Größe und Grobheit sich vergrößert, bleibt sein Lauf auch nach der Wieder-

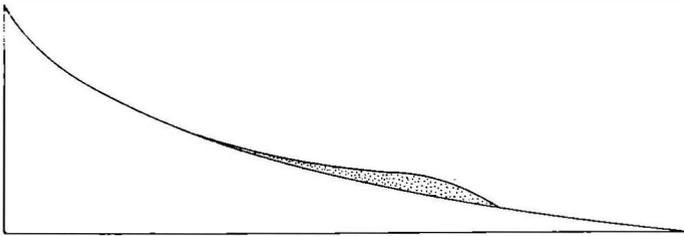


Fig. 1. Ein nicht reifes Bachbett mit der plötzlich vergrößerten Schuttbelastung (punktiert).

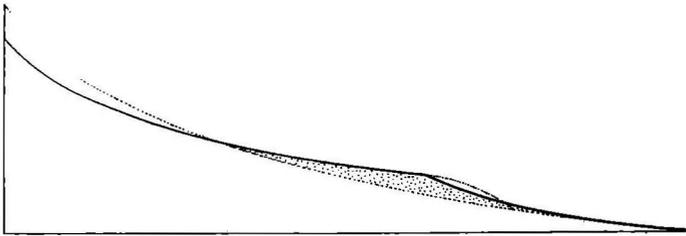


Fig. 2. Der Schuttbodensatz ist schon teilweise zerschnitten.



Fig. 3. Der ausgeglichene Lauf als Endstadium (obere Kurve) und ein Endstadium während normaler Verhältnisse (untere Kurve).

erlangung eines ausgeglichenen Gefälles ziemlich rasch. Der Fluß braucht nämlich seine lebendige, durch das Gefälle erworbene Kraft zum Fortschaffen dieses Schotters. Vermindert sich das Gefälle — dies geschieht oberhalb der Stelle, wo das Flußbett plötzlich mit Sand und Schotter eingefüllt wird — dann steigt das Wasser an und alles, was der Fluß bringt, sinkt zum Boden und erfüllt das Bett (Fig. 1.) Unter-

halb der Schotterfüllung strömt das Wasser mit einem vergrößerten Gefälle und strebt den Schotter durch rückwärtschreitende Erosion zu entfernen. Wenn das Wasser dazu nicht genügend fähig ist, vergrößert sich die Schottermenge, bis sie im idealen Falle die Höhenkote der Quellenregion erreicht, d. h. bis der Fluß zu fließen aufhört. Bevor es geschehen ist, strömt das Wasser über den Rand der Schotter-

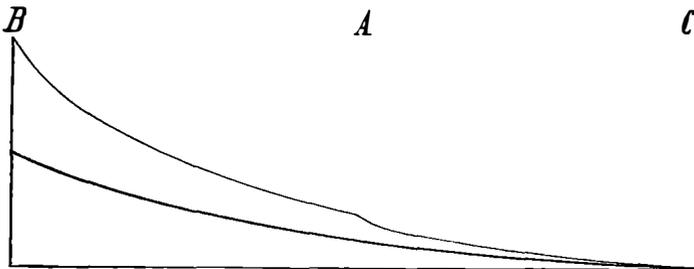


Fig. 4. Ein Bachbett nach der örtlichen Verminderung der Schuttbelastung (schwache Kurve) und das ausgeglichene Stadium desselben (starke Kurve).

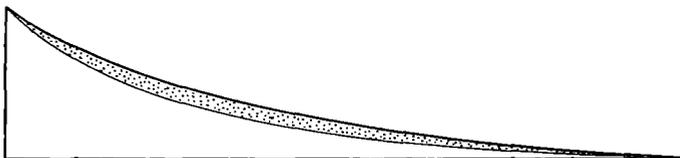


Fig. 5. Eine Veränderung des reifen Flußlaufes (schwach) infolge der örtlichen Schuttanhäufung (der resultierende Lauf stark).

füllung, höhlt in derselben eine neue Furche aus und schleppt eine Menge des Schotters fort (Fig. 2). Der Rest des Schotters bleibt auf dem alten Flußbette liegen, wodurch das Gefälle in ein passendes Verhältnis zu der von Zuflüssen gespendeten und zu verfrachtenden Schottermenge gebracht wird. Der Ort des Gefällsprunges wird stets infolge der rückschreitenden Erosion stromaufwärts verlegt, bis er zu der Quelle gelangt (Fig. 3, obere Kurve) und das der Schottermenge proportionelle Bodengefälle ausgeglichen ist.¹⁾ Blicke

¹⁾ In einer Studie des AUTORS (Über das Sinken der Elbebene in Böhmen während der Diluvial-Akkumulation, Centralbl.

der genannte Schotterandrang aus, dann müsste während derselben Zeit die Quellenregion intensiver erniedrigt werden und das Gefälle wäre viel sanfter (Fig. 3, untere Kurve).

Betrachten wir jetzt einen gegensätzlichen Fall! Wenn die Schottermenge oder dessen Größe und Grobheit vermindert wird (infolge Verkleinerung der verwitternden Abhänge und des Fallwinkels derselben, infolge Veränderung des Klimas durch tektonische Vorgänge im Oberlaufe etc.), dann arbeitet die freigewordene lebendige Kraft {des Wassers an der Vertiefung des Bodens. Dadurch werden die Abhänge größer und steiler, das Quellengebiet erhöht sich relativ und die Schottermenge nimmt wieder zu. Die Vertiefungsarbeit in der beschriebenen Strecke hört bald auf, der Fluß durchschneidet die während der Erosion oberhalb und unterhalb der Strecke entstandenen Gefällsstufen und beschäftigt sich nach der Wiedererlangung des ausgeglichenen Zustandes nur mit dem Transporte des Schotters.

Auf solche Weise wechseln Perioden der größeren und kleineren Intensität der Tiefenerosion je nach der Menge und Qualität des Schuttes. Eine im Oberlaufe stattgefundenene Veränderung der Schuttbelastung wirkt auch im Unterlaufe, wohin der Schotter befördert wird. So wird die Tieferlegung des Unterlaufes aufgehoben oder beschleunigt. Die Anhäufung des groben oder großen Schotters im Unterlaufe macht seine Vertiefung unmöglich. Die mit solchem Schotter beladene Strecke des Unterlaufes wirkt als eine neue Erosionsbasis, die sich nicht erniedrigen läßt. Infolgedessen vertieft sich langsamer auch der ganze Oberlauf. Der Gefällsprung oberhalb dieser neuen Erosionsbasis dauert so lange an, bis die Eigenschaften der Schotterbelastung sich durch eine Denudation der Abhänge in einem der Tiefenerosion günstigen Sinne verändern. Dann erst wird die Gefällskurve ausgeglichen.

Vermindert sich die Schotterlast (Menge, Grobheit, Größe) im Unterlaufe, wird seine Bodenerosion neu belebt (Fig. 4

f. Min. G. Pal. 1913 S. 91 ff) ist der Versuch gemacht worden, eine ähnliche Erscheinung an der Elbe durch eine Senkung der diesbezüglichen Strecke zu erklären, da sich für eine plötzliche und andauernde Schuttanhäufung keine Belege finden können.

schwache Kurve). Der Gefällssprung *A* schreitet stromaufwärts und hilft bei der Tieferlegung des Oberlaufes.

Wenn alle Gefällssprünge ausgeglichen sind und der Fluß vollauf damit zu tun hat, den Schotter vorwärts zu schleppen, beginnt das Reifestadium des Flusses, das Gefälle ist ausgeglichen (Fig. 4, starke Kurve). In diesem Stadium hat jede Veränderung der von Nebenflüssen und Talgehängen gelieferten Schuttbelastung teilweise eine andere Wirkung als früher. Vergrößert sich diese Last, bleibt eine ziemliche Schuttmenge zu liegen, die eine Höherlegung des Bodens verursacht. Dadurch wird das Gefälle im Oberlaufe gehemmt, was eine neue Sedimentation und Erhebung des Bodens (theoretisch von der Erosionsbasis bis zur Quelle) zur Folge hat (Fig. 5). Dies geht so lange fort, bis das vergrößerte Gefälle zum Fortschaffen der vergrößerten Schuttbelastung genügt.

Hört die Schuttlieferung der Nebenflüsse und Talgehänge auf, darf man nicht nach Fig. 4 eine neu belebte Tiefenerosion und ein Fortschreiten des Gefällssprunges *A* stromaufwärts zur Quellenregion erwarten. Dies ist nicht möglich, weil sonst in der Strecke *AB* ein kleineres Gefälle, als zum Vorwärtsschleppen des Schuttes nötig ist, entstehen müßte. Der Schutt würde liegen bleiben und den Boden wieder erhöhen, d. h. der Gefällssprung sollte beständig auf derselben Stelle ausharren (so lange der Unterschied in der Schuttbelastung andauert), was wohl dem Gesetze der rückwärtigen Erosion widerspricht. Ein idealer Fall entsteht, wenn in der Strecke *AC* (Fig. 4) die Schuttlast überhaupt nicht zunimmt, sondern nur der Sand und Schotter aus dem Oberlaufe *AB* (z. B. 50% der ursprünglichen Menge beim Punkt *C*) sich bewegt. Dadurch erlangt ein Teil der lebendigen Kraft des Wassers die Erosionsfähigkeit. Wie sich dann diese freigewordene lebendige Kraft offenbart, sieht man am besten an Strömen, welche in breiten Auen (*rideaux*) durch eigene Aufschüttungen fließen. Die lebendige Kraft verursacht eine seitliche Erosion. Es werden Maeandern gebildet, mit welchen der Fluß seinen Lauf zwischen zwei unveränderlichen Höhenpunkten verlängert und dabei sein Gefälle vermindert, so daß das Wasser überhaupt nicht imstande

ist, seinen Boden zu vertiefen, aber vollauf mit der Schuttbeförderung beschäftigt ist.

Kehren wir uns jetzt zur Frage der von S gegen N fließenden Ströme im Böhmerwalde. Ein sehr schönes Beispiel stellt die Čerchovka dar, die sich als ein subsekventer von SSO zu NNW fließender Bach in zerrüttelten Gesteinen des böhmischen Pfahles durch Ablenkung mehrerer vom Gebirgskamme rieselnden konsekventen Ströme entwickelt hat. Dieselben brachten vom Westen eine überaus grosse Schuttmenge, während vom O ein kleiner obsekventer Bach (Ždánovský) aus dem hügeligen Tauser Gebiete nur wenig Schotter liefern konnte. Ähnliches gilt auch von der Schuttlast, die von östlichen und westlichen Talgehängen kam. Welche Wirkung hatte dieser Unterschied in der Schuttlieferung von links und von rechts? Es ist wohl anzunehmen, daß ein Gesetz, welches für den Fluß der Länge nach gilt, auch einige Gültigkeit haben muß, was die Breite des Flusses betrifft, ja sogar für jeden Punkt des Bodens. Wo ein Übermaß des Schotters vorhanden ist (hier beim linken Ufer), hört der Fluß zu erodieren auf; wo wenig Schutt und von feiner Qualität geboten wird (hier beim rechten Ufer), vertieft sich der Boden mächtig. Falls das Flußbett sich nicht vertiefen läßt — wegen zwei oberhalb und unterhalb der Strecke befindlichen Punkte, die nicht erniedrigt werden können — maeandert der Fluß und breitet sein ursprüngliches enges Tal aus. Der Unterschied in dem von links und rechts gespendeten Schutte verursacht also zuerst eine größere Tiefenerosion in den vom Gebirge weiter entfernten Teilen des Strombettes, und wenn diese Tiefenerosion aufhört, weckt er in denselben Teilen eine größere Seitenerosion auf. Dadurch aber muss sich die Flußrinne je länger desto mehr von dem ursprünglichen Schichtenstreichen entfernen und zwar mehr in seinem Unterlaufe als im Oberlaufe, da sich mit jedem neuen Gebirgszuflusse die Wirkung steigert. Auf solche Art und Weise läßt sich die Ablenkung sogar großer Flüsse (Eger, Moldau, Elbe, Donau etc.) von Gebirgskämmen erklären, es gilt auch für die Ströme des Böhmerwaldes.

Diese Erscheinung wurde dorten durch die oben erwähnte Hebung von Südböhmen gefördert. Hebt sich ein

Land vom Süden, wird auch das Flußgebiet eines gegen NO fließenden Stromes in Mitleidenschaft gezogen. Das Gefälle seiner von der Südostseite rieselnden Zuflüsse wird verstärkt, dasjenige der nordwestlichen vermindert. Die erste Folge davon ist, daß sich die südlichen Zuflüsse schneller zum konsekventen Nachbarfluß durcharbeiten und denselben ablenken werden. Dabei entsteht in jedem ablenkenden Zufluß ein gegen sein östliches Ufer gerichteter Druck, dessen Wirkung sich im Relief der Bäche und Flüsse auch deutlich abbildet.

Im Falle, daß bei einer bevorstehenden Ablenkung der ablenkende Fluß einen bedeutend tiefer liegenden Boden besitzt, muß bei der Anzapfung eine Stromschnelle oder sogar ein Wasserfall, jedenfalls aber ein Sprung im Gefälle entstehen. Auf ähnliche Weise läßt sich die plötzliche Verstärkung des Gefälles erklären, welche bei Friedberg zu beobachten ist¹⁾ und welche nach MAYR durch tektonische Spalte entstanden ist und die DANIEL und K. SCHNEIDER als eine Bildung der Eiszeitperiode erklärt haben. Bei Friedberg (704 m) befinden sich zwischen hohen Gebirgsresten (Wittingshausen 1032 m samt Lindner B. 1028 m zwischen dem Igelbach und dem Michelbach, Abdank 1025 m samt Hirschenstein 1026 m zwischen dem Michelbach und dem Schildbach) relativ niedrige Wasserscheiden (kaum 800 m), die das Flußgebiet der Moldau von demjenigen der Donau trennen (die erste im W von Friedberg und S vom Igelbach, über welche der Schwarzenberger Kanal in einen Zufluß der Mühl geführt ist, die zweite im S von derselben Stadt und im N vom Michelbach, die dritte im S von Hohenfurth zwischen dem Schildbach im S und der Moldau im N). Diese Wasserscheiden und dann der Umstand, dass das Tal vom Rodelbach breiter ist als das Tal der Moldau, lassen die Vermutung nahe, daß die Entwässerung früher nach S stattfand und erst nach der relativen Erniedrigung der Erosionsbasis im N des Landes nach N dirigiert wurde. Die gegen S und SO fließenden Ströme wurden bald von gegen NO gerichteten Nebenflüssen abgelenkt. Das gilt hauptsächlich von dem Nebenflusse, der

¹⁾ cfr. J. V. DANEŠ l. c. S. 106.

sich annähernd an der Grenze zwischen Granit und Glimmerschiefer von Friedberg bis Hohenfurth entwickelt hat und sehr bald eine tiefe Rinne aushöhlen konnte, die bei der Ablenkung der oberen Moldau einen grossen Sprung im Gefälle verursachte. Ob diese Ablenkung schon vor der Veränderung der böhmischen Erosionsbasis oder erst später erfolgte, muß dahingestellt bleiben.

Aus dem Umstande, daß das Gefälle noch nicht ausgeglichen ist, läßt sich schliessen, daß die Ablenkung im geologischen Sinne jung ist. Infolge der Hebung vom S mußte sich die Erosion der Moldau von den Quellen bis zum südlichsten Punkte des Laufes verlangsamten, jene aber von demselben Punkte nach N hin musste desto intensiver arbeiten. So bildete sich die romantische Talschlucht »Čertovy proudy« (Teufelsströme) und der Wasserfall des heiligen Wolfgangs bei Hohenfurth aus.

Die epigenetische Erklärungsweise wird gewöhnlich so geführt, daß man zuerst die Existenz einer jetzt abgetragenen Decke von einer großen Mächtigkeit und von einer dem Flußlaufe entsprechenden Struktur zu beweisen sucht. Im Böhmerwalde wird die Notwendigkeit einer Kreidebedeckung aus dem Umstande gefolgert, daß

1. die Strandbildungen der Kreideformation in NO und im W des Böhmerwaldes fehlen,

2. daß die Kreideschichten Stufen bilden, deren jüngere in der Richtung gegen den Böhmerwald hin die älteren übergreifen,

3. daß die Schichten einzelne Ausläufer in derselben Richtung aussenden. Diese Ausläufer sollen die ursprüngliche Verbindung des bayerischen und böhmischen Kreidemeeres beweisen.

4. Als Hauptgrund werden epigenetische Flüsse angeführt.

Das Fehlen der Strandbildungen hat aber einen kleinen Beweiswert, da man zugleich als möglich annimmt, daß sämtliche Kreideschichten also auch Strandschichten — die Transgression erfolgte nämlich allmählig und zu Strandbildungen war also Zeit genug vorhanden — aus dem ganzen Böhmerwalde samt Vorgebirgen in Böhmen abgetragen worden

sind. Und die Schichten müßten mächtig sein, sonst taugen sie nichts für die epigenetische Erklärungsweise.

Das Vorkommen von übergreifenden jüngeren Schichten wird auch bei gerade gegensätzlichen Beweisen und zwar mit besserem Erfolge angeführt.¹⁾ Die jüngeren Schichten müssen näher zur Wasserscheide reichen, da die Masse der Wasserscheide denudiert und vom Meere abradiert wurde. Dadurch aber mußte das Land teilweise und oft auch gänzlich untersinken. Aber vom völligen Untertauchen zeugt die Erscheinung gar nicht, sondern vielmehr nur von der Existenz und der Lage einer Wasserscheide, d. h. des festen Landes: Zur Ergänzung der zur Epigenesis genügenden, vorkretazische Furchen genug erfüllenden Schichten im Böhmerwalde könnte man nur dann ohne Zögern schreiten, wenn eine Meeresfazies in einer großen Mächtigkeit plötzlich in Böhmen und Bayern aufhörte. Das ist aber keineswegs der Fall. Die einzelnen Horizonte der Kreide nehmen in Böhmen gegen N und O an Mächtigkeit zu,²⁾ gegen SW keilen sie aus.

Während der cenomanen Transgression dehnte sich das Kreidemeer von England über Nord-Frankreich, Belgien und weiter gegen das Ostmeer, Polen, Zentral- und Süd-Russland bis in das westliche Zentralasien. Im Süden dieses Meeres hob sich eine Festlandstufe (Gebirge am Rhein, böhmische Masse, Karpathen, Balkan), welche teilweise zu verschiedenen Zeiten überflutet wurde. Bei der Transgression wurden Quadersandsteine und sandige Letten abgesetzt, welche letztere einem mehr klastischen Typus als jene des Meeres im Norden des Festlandes angehören. Untere cenomaner Schichten in Böhmen sind eine Süßwasserbildung, da sie nicht weniger als 173 Pflanzenarten und viele Süßwassermuscheln beherbergen.³⁾ Sie bestehen aus Schiefertonen, aber auch aus Sandsteinen, die oft sehr widerstandsfähig sind, da sie einen kalkigen oder Eisenhydratzement besitzen. Doch sind sie nur

¹⁾ cfr. KRANTZ W.: Weitere Bemerkungen zur geologischen Übersichtskarte Südwestdeutschlands. Centralblatt f. M. G. P. 1910.

²⁾ cfr. SUESS F. E.: Bau und Bild der böhmischen Masse. S. 169.

³⁾ cfr. ПОЧТА F. I. c. S. 105.

im Bereiche des jetzigen zusammenhängenden Kreidegebietes deutlich anwesend. Da das transgredierende Kreidemeer ungenügend — wie man allgemein annimmt — abradierte, konnten diese Schichten unmöglich dabei völlig verschwinden, falls sie tatsächlich im Böhmerwalde vorkamen. Durch gesteigerte Denudation darf man kaum ihr Verschwinden erklären. Es folgt vielmehr, dass im Anfange der cenomaner Transgression die Erosion im Böhmerwalde die Oberhand hatte und daß es zur Sedimentation überhaupt nicht gekommen ist, d. h. daß der Böhmerwald ziemlich hoch aufragte und seine Flüsse damit voll beschäftigt waren, das zerstörte Gebirgsmaterial dem Meere anzuvertrauen. Die auf dem PUFFERS' Peneplain maeändernden Flüsse könnten wohl keineswegs so viel Sand ins Meer verfrachten, wie die Sedimente des Kreidemeeres (auch Pläner) enthalten. Gegen NO läßt sich zwar eine bedeutende Zunahme der Sandsteinschichten gegenüber dem Pläner in oberen Kreideschichten wahrnehmen, was von F. E. SUESS¹⁾ als Zeichen eines großen im NO liegenden Kontinentes gedeutet wird. Da aber auch im W und S (bei Kralupy, Prag, Kuttenberg) genug mächtige Sandsteinschichten vorhanden sind, mußte auch im W ein ziemlich hohes Festland aufragen.

BŘ. ZAHÁLKA²⁾ folgert richtig aus dem Vorhandensein von viel Sand in den Plänern seiner IX. Stufe die Nähe des Ufers (Obrnice—Dux—Teplitz—Bohosudov). Reste von dickschaligen Weichtieren sind so sehr verbreitet, daß sie kaum als eng begrenzte Klippenbildungen in einem tiefen Meere gedeutet werden können. Die große Mächtigkeit einzelner Horizonte wurde durch Senkungen während der Transgression gefördert.³⁾ Die zerstreuten Quarzitblöcke, welche von F. E. SUESS⁴⁾ als allerletzte Reste einer Kreidebedeckung

¹⁾ l. c. Seite 169.

²⁾ BŘ. ZAHÁLKA: Křídový útvar v západ. Povltaví I. a II. Věstník kr. č. spol. nauk 1913 č. 23.

³⁾ Cfr. AUTOR: Ein Beitrag zur Kenntnis des Untergrundes der Kreide in Böhmen. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1912. S. 292 ff. — Derselbe: Výsledky hlubokých vrtání v Pečkách n. dr., Lázních Poděbradech a okolí. Sborník Čes. spol. zeměv. 1912 č. 4.

⁴⁾ l. c. S. 167.

in West- und Südostböhmen gedeutet werden, können wohl mindestens teilweise Reste der verfestigten fluviatilen Schotter darstellen. Es wurden in ihnen im N von Pilsen, wo sie besonders entlang der erosiven Furchen vorkommen, Coniferenzapfennegative (im Jahre 1911 von C. R. v. PURKYNĚ später von E. EISNER erstaunlich gut erhalten) und auch bei Lišany (von V. SMETANA) gefunden. Der letzte Fund wurde als oligocaenisch,¹⁾ der erste als oberoligocaenisch²⁾ bestimmt. Wenn anderswo die Quarzitblöcke der Kreidezeit vielleicht doch angehören, beweisen sie samt diesen tertiären Blöcken, daß die Flüsse wahrscheinlich gegen Ende der Kreidezeit und nachher zu einer bedeutenden Sedimentbildung herangetreten sind, d. h. daß sie endlich zu einem ausgeglichenen Lauf und zu reifem bis altem Entwicklungsstadium gelangten. Erst nach der Ablagerung oligocaener Sande und Schotter wurde in Westböhmen die Erosion neu belebt. Diese Tatsachen sprechen also eher gegen die Transgression als für dieselbe.

Was die gegen den Böhmerwald gerichteten Kreideausläufer betrifft, so sind dieselben wohl durch die Wasserscheide daselbst zu erklären. Von jeder Wasserscheide gehen Erosionsfurchen in der Richtung gegen die Depression zu und erweitern sich desto mehr, je weiter man sich von der Wasserscheide entfernt. Bei der Transgression dringt das Meer in die vorbereiteten Buchten und setzt seine Sedimente ab, welche folglich nach der Regression des Meeres in der Richtung gegen die Wasserscheide zu verlängert erscheinen.

Vermehrt man das Beweismaterial mit epigenetischen Flüssen, so begeht man einen logischen Fehler. Um die Entwicklung des Flusses zu begreifen, setzt man eine Kreidedecke voraus. Es ist dazu aber keineswegs die Kreidedecke notwendig, sondern nur eine Decke von solcher Struktur, die den Lauf der Flüsse begreiflich machen würde, also auch z. B. eine tertiäre, permokarbonische, silurische, algon-

¹⁾ V. SMETANA: Příspěvek k seznání třetihorního útvaru na Rakovnicku. Věstník kr. č. spol. nauk. 1915.

²⁾ CYRILL R. v. PURKYNĚ: Pinus Laricio Poir in Quarzitblöcken in der Umgebung von Pilsen. Sitz.-B. d. k. böhm. Gesellschaft der Wiss. in Prag 1911.

kische Decke. Aus der Notwendigkeit irgend einer Decke läßt sich aber kein Existenzschluß für die Kreidedecke ziehen. Die Gründe für die Kreide liegen also nicht in dem Flusse, sondern in der Umgebung des Flusses (Reste der Kreidebedeckung, Unmöglichkeit einer anderen Bedeckung u. s. w.), d. h. die Existenz der Kreide muß früher bewiesen werden, ehe man zur epigenetischen Erklärung schreitet.

Es wurde bemerkt, daß das Kreidemeer nur ausnahmsweise transgredierte Geländer abradierte. Es sind sehr viele Härtlinge stehen geblieben. Wenn auf solches unebene Land Kreideschichten von einer großen Mächtigkeit abgelagert wurden, müßten die Flüsse sehr oft die von den Schichten bedeckten Härtlinge endlich durchschneiden. Das gibt gegenwärtig aber nicht, die Fälle sind sehr vereinzelt. Also waren vielleicht diese Schichten von unbedeutender Mächtigkeit, was auch von Autoren angenommen wird und sehr begreiflich ist, da sich kein Rest auf den Wasserscheiden des Böhmerwaldes jetzt vorfindet. In diesem Falle aber müßten die Schichten nur zwischen den Härtlingen liegen und im allgemeinen die alten vorkretazischen Muldenlinien ausfüllen. Dann aber trafen die Flüsse durch die Kreidedecke endlich dieselbe Sohle, welche schon vor der Kreidetransgression vorbereitet worden war und welche sich infolgedessen durch die Epigenesis in der Kreidedecke nicht erklären läßt. Um die sämtliche Kreide fortzuschaffen, müßten die Flüsse seitlich erodieren, d. h. sehr langsam fließen und pendeln. Dabei war Gelegenheit genug vorhanden, zum vorkretazischen Talrelief wieder zu gelangen und dessen tiefste Stelle in weichem Mergel, Pläner und Sandstein zu finden. Die vorkretazische Landschaft hat aber mit der postkretazischen Epigenesis nichts zu tun.

Und noch eine Einwendung. Man untersucht den Lauf eines Flusses und findet ihn im Verhältnis zur Struktur unbegreiflich. Darf man dann ohne weiteres behaupten, daß es der Fall auch schon damals war, als die hypothetische Kreide verschwunden ist? Wäre so etwas modern heute, wo die DAVISSCHE Schule der Geomorphologen eine rasch sich verändernde Textur der Erdoberfläche, ein schnelles Tempo der schon in einer einzigen geologischen Periode sich ab-

spielenden Zykeln annimmt? Ein Granitlakkolith, der jetzt quer von einem Fluß durchströmt wird, konnte wohl damals noch unter permocarbonischen, silurischen, algonkischen Schichten verborgen liegen. Kann die Kreidedecke darin entscheiden?

Der Radbuza-Fluß fließt bei Holišov (Holleischen), besser bei Stod durch einen Granitlakkolith, der im W und O mit algonkischem Schiefer umhüllt ist. Die Radbuza hat in diesem Schiefer zur Zeit, als er noch den Granit gänzlich bedeckte, ihr Bett ausgehöhlt und fand endlich den liegenden Granit. Ein Beweis für die künstliche Ansicht von der Kreide-Epigenesis autorum wäre nur dann vorhanden, wenn man beweisen könnte, daß der Granit in diesem 2 km vom jetzigen Nordrande des Massivs entfernten Gebiete¹⁾ schon vor der vermutlichen Kreideablagerung entblößt worden war.

Oft greift man zur Epigenesis ganz überflüssig, der Lauf des Flusses ist tatsächlich der Struktur angepaßt. Die Ursache liegt manchmal in der Vertauschung der Widerstandsfähigkeit gegen die Erosion mit derjenigen gegen die Verwitterung. PUFFER²⁾ hält den bayerischen und böhmischen Pfahl für das härteste Gestein des Böhmerwaldes, das wohl als Monadnock bis 50 m die Umgebung überragt. Er findet die Tatsache wichtig, daß die Flüsse anstandslos durchbrechen, ja einzelne Gerinne im Pfahle selbst fließen (der Bach von Kaikenried, von Schwarzgrub, der Pfeifferbrünner Bach). Der Rappendorfer Bach durchbricht den böhmischen Pfahl und fließt nach PUFFER weiter in ihm, dasselbe tut der Čerchovka-Bach (Chodenschlosser Bach) kurz vor Trhanov (Chodenschloß). Daraus folgert PUFFER eine schützende Kreidedecke. Es ist aber zu bemerken, daß der Pfahl nicht überall gleich mächtig entwickelt ist, sondern stellenweise auskeilt, daß er keineswegs aus dichtem Quarzit, sondern aus oft mürbigem, von unzähligen Spalten durchdrungenem, mit pulverigen, kaolinitartigen Restsubstanzen vollgepfropftem Gestein besteht, so dass man sich beim Abraume in Schotter-

¹⁾ cfr. die geologische Karte der k. k. geol. Reichsanstalt Z. 7 Kol. VIII.

²⁾ l. c. S. 144.

und Sandgruben nur des Hammers und Eisenstangen bedient. Dasselbe haben schon GÜMBEL¹⁾ und neulich W. WEBER²⁾ im bayerischen, HOCHSTÄTTER³⁾ im böhmischen Pfahle festgestellt. Das Vorhandensein von viel Kaolinit im bayerischen Pfahle haben OCHOTZKY und SANDKÜHLER,⁴⁾ im böhmischen der AUTOR⁵⁾ festgestellt. Die kaolinitartigen Substanzen sind mit einem feinen oder auch gröberen Kieselnetze erfüllt, so daß das Gestein gegen die Verwitterung sehr widerstandsfähig ist. Es nährt die Pflanzen nicht oder nur karg und bleibt deswegen von der Denudation verschont. Wo aber das fließende Wasser den Pfahl angreift, bricht anstandslos in einer weiten Bresche durch oder bereitet sich sogar ein breites Tal in demselben vor, was alles mit der Struktur im Einklange ist. Was endlich den Rappendorfer Bach betrifft, so fließt er im O von Furth i. W. bereits außerhalb des Pfahles, wie es auch die geologische Karte Gumbels angibt. Ich will nicht für jede Stelle des Pfahles eine kleine Widerstandsfähigkeit gegen die Erosion behaupten, da ich wohl in Böhmen eine Stelle kenne, wo sich durch die Wirkung des Muttergesteins des Pfahles (Augengneis) ein kleiner Wasserfall im Kontakte an weicheren Amphibolitschiefer gebildet hat, aber im allgemeinen gilt es doch. Der böhmische Pfahl dient als seismische Linie (Erdbebenerschütterungen wurden von den Bewohnern des Ortes Česká Kubice zu wiederholten Malen beobachtet), weshalb seine Konsistenz besonders gelockert ist.⁶⁾

Zu falschen Schlüssen verführt endlich die Ungenauigkeit der geologischen Karten oder auch deren unrichtige Interpretation. Es wird z. B. der Lauf der ~~Radbuza~~
Radbuza bei
Uhřetova

1) GÜMBEL: Geologie von Bayern. II. 1894, S. 441 ff.

2) MAXM. WEBER: Das geologische Profil Waldkirchen-Neu-
reichenau-Haidmühl. Geogn. Jahreshfte XXII, 1909, S. 318 u. f.

3) HOCHSTÄTTER: Geognostische Studien aus dem Böhmer-
walde. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1855, VI. S. 769 ff.

4) H. OCHOTZKY und BEDA SANDKÜHLER: Zur Frage der Ent-
stehung des Pfahls im bayer. Wald. C. f. M. G. u. P. 1914, S. 190 ff.

5) R. SOKOL: Český pruh křemenný od Brodu n. L. po Ronš-
perk. Verh. d. böhm. Ak. d. Wiss. 1911, II. Cl. N. 30. S. 4 ff. Deut-
sches Resumé im Bulletin international.

6) Vergl. auch J. KNETT: Über das Alter der Pfahlquarz-
bildungen im westlichen Böhmen. Lotos 1911. B. 59. N. 8.

Předenice als mit der Struktur nicht übereinstimmend angeführt. Nach der geologischen Karte der k. k. geol. Reichsanstalt Z. 7 Kol. IX wählt der Fluß die Grenze zwischen zwei Gesteinen (Granit und Kieselschiefer), was doch als Anpassung an die Struktur allgemein angenommen wird. Erst im N von Čížice dringt er in Granit ein. Aber nach der neuen geologischen Karte der Umgebung Pilsens von CYRIL Ritter von PURKYNĚ¹⁾ steht an dem linken Ufer des Flusses

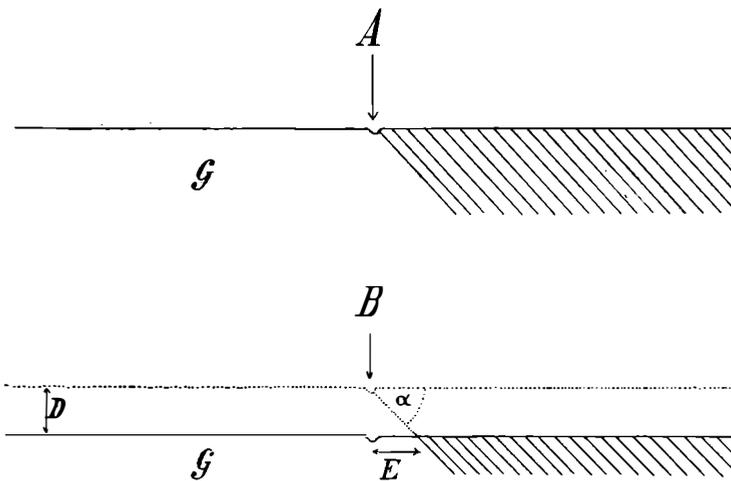


Fig. 6. Ein Fluß dringt durch den Kontakt in Granit *G* ein *A* Anfangsstadium, *B* nach erfolgter Erosion und Denudation.

ein gewöhnlicher algonkischer Schiefer von dem Orte Nový mlýn bis Čížice an und erst im NW von Čížice (Anhöhe Pískový Důl 459 m — Malinec 452 m) ist in einer Länge von $1\frac{1}{4}$ km ein Kieselschiefer vorhanden, von welchem aber, was die Erosionswiderstandsfähigkeit betrifft, fast dasselbe wie vom Pfahlquarzit gilt. Durch den Granit fließt ^{Radbuza} keineswegs von Čížice bis Štěňovice, wie es die erste Karte angibt, sondern nur etwa 1 km weit und senkrecht auf die Begrenzung. Die Erscheinung läßt sich leicht durch das Einschneiden während einer neu belebten Erosion erklären

¹⁾ C. R. v. PURKYNĚ: Geologická mapa zastupitelského okresu plzeňského. 1909.

(Fig. 6). Der Fluß dringt so rasch in seine Unterlage, daß die seitliche Erosion ausbleibt. In dem Falle aber bleibt der Fluß keineswegs an der Grenze, sondern dringt in das Liegende ein, hier in den laibförmigen Granitlakkolith, vorausgesetzt dass man sich noch in dem oberen Teile desselben befindet, wo die Begrenzung unter einem spitzen Winkel vom Lakkolith hin einfällt. Setzen wir den Fall voraus, daß der Einfallswinkel 45° beträgt. Ist die Erosionstiefe 100 m gleich, dann wird sich der Fluß nach erfolgter Denudation der Umgebung ebensoweit von der Grenze des Granits befinden. Ist der Winkel kleiner oder größer, wächst oder verkleinert sich diese Entfernung (mit seinem Cosinus proportionell). Es ist klar, dass diese Erklärung nur in den Fällen zu benutzen ist, wo von einer raschen Erosion die Rede sein kann und der Fluß nicht sehr weit vom Kontakte fließt. Darin wäre ein willkommenes Mittel zur Abschätzung der Mächtigkeit der Denudation (D) zugleich gegeben, wenn sich das Fallen (α) des Kontaktes nicht veränderte. Wenn E die Entfernung vom Kontakte bezeichnet, so ist

$$D = E \operatorname{tg} \alpha.$$

Auch der Schluß, daß ein Fluß in ein der Erosion mehr Widerstand leistendes Gestein dringt und daß deshalb eine epigenetische Erklärungsweise platznehmen muß, soll auf die Beobachtung in der Natur gestützt werden. Ich habe z. B. eine solche südlich von Taus in dem Bache »Česká Bystřice« machen können. Der Bach wurde teilweise künstlich (in unbekannter Zeit) aus der Warmen Bastritz nördlich vom Skála-Berge 593 m bei Česká Kubice durch einen tiefen felsigen Einschnitt geführt. Auf seinem Boden¹⁾ lassen sich an der Grenze der quer getroffenen Gesteinsschichten zwar winzige, aber sehr deutliche Wasserfälle beobachten. Der erste 2 m hoch zwischen Augengneis, der hier anstatt des Pfahlquarzits entwickelt ist, und Amphibolitschiefer, der zweite $\frac{1}{2}\text{ m}$ hoch zwischen einer aplitischen Fazies desselben Schiefers und normalem Amphibolitschiefer, der dritte 80 cm

¹⁾ Das Längsprofil enthält die Studie des AUTORS: Ein Beitrag zur Kenntniss der Pfahlbildungen. Centralblatt f. Min. etc. 1914 S. 458. Fig. 1, A.

hoch zwischen Amphibolitschiefer und Granit. Die Wasserfälle sind heute nicht streng an die Gesteinsgrenze gebunden, sondern im Laufe der Zeit ein wenig stromaufwärts (4 bis 6 m) verlegt worden. Ein künstliches Eingreifen der Menschenhand ist ausgeschlossen. Es folgt für unsere Frage der Schluß, daß sich, was die Erosionsfähigkeit anbelangt, die Gesteine in eine sinkende Reihe: 1. Augengneis, 2. aplitische Fazies des Amphibolitschiefers, 3. normaler Amphibolitschiefer, 4. Granit ordnen lassen. Das zwingt wohl zur Ansicht, daß das Eindringen der Ströme aus Gneis in Amphibolitschiefer oder Granit eine der Struktur entsprechende Erscheinung ist, die infolgedessen keine epigenetische Erklärung erheischt. Ich wage aber keineswegs allgemeine Deduktionen daraus zu ziehen, indem ich weiß, wie verschieden sich z. B. derselbe Granit an seiner Peripherie verhalten kann. Der Granit von Babylon im S von Taus ist z. B. in seinem Osten sehr zähe, aber in der Nähe von Trhanov in einem Aufschlusse bis in eine Tiefe von einigen Metern mürbig. In vollem Einklange mit diesem lockeren Gefüge des Granits ist das breite, »enthauptete« Tal von Babylon, auch das Tal der Úhlavka bei Klattau, das des Pfreimt-Baches im W von Pfraumberg, das »enthauptete« Tal im O von Pfraumberg, dessen Strom durch den Grundbach und die obere Úhlavka abgeleitet wurde, und endlich das Tal der mittleren Úhlavka von Prostiboř an gegen Norden.¹⁾

Zur übereilten Epigenesis werden manchmal die Forscher durch die Annahme verführt, daß das Relief sich sehr rasch verändere, so daß z. B. mehrere Zykeln sich in einer geologischen Periode abspielen können. Es ist die Tendenz der DAVISSCHEN Schule, die zur Überschätzung der Tätigkeit des fließenden Wassers und der Athmosphäerilien oft verführt. Ich mache dagegen auf eine Tatsache aufmerksam, die zwar nur für Westböhmen gelten will, aber doch ein allgemeines Interesse verdient.

¹⁾ Sehr trefflich sagt E. WEINSCHENK (Die Kieslagerstätte in Silberberg bei Bodenmais, Abh. math.-phys. Cl. d. bayer. Ak. d. Wiss. 21 (73) 1902, S. 355): »Die granitischen Gesteine des »Waldes« neigen überhaupt sehr zur Verwitterung und zur Bildung bedeutender Ablagerungen von Granitgrus«.

Bei Příšov im Tale des Třemošice-Baches (385 *m*) wurde in der Tuffitkuppe Homolka von WINKLER¹⁾ terziäres (etwa dem Miocaen oder dem Pliocaen) angehörendes Holz in Tuffen in einer Höhe etwa von 390 *m*, also nur 5 *m* oberhalb des Bachbettes gefunden. Am Südabhange desselben Tales liegen die schon oben erwähnten Blöcke von Sandstein und Conglomerat bis zu 420 *m* als Reste ehemaliger verfestigter Sand- und Schotterablagerung. Sie beherbergen Negative von Zapfen der *Pinus laricio* Poir. und lassen sich weiter gegen N bis zum Mileschauer Berge verfolgen, wo sich ihr Alter als oberoligocaenisch bestimmen lässt.²⁾ Die Blöcke sind eckig und groß, folglich auf primärer Lagerstätte. Aus der 420 *m* Höhenlinie sind sie bis in das Niveau des Vulkans durch Gekriech gelangt. Es folgt, daß das Třemošnice-Tal sich seit der Ablagerung der oberoligocaenen Sande und Schotter (in Unteroligocaen, Miocaen, Pliocaen, Diluvium und Alluvium) während der neubelebten Erosion nur um 35 *m* vertiefte, und zwar um 30 *m* bis zum Ausbruche des Feuerberges, in dessen Tuffen sich Stücke Letten mit terziären Ligniten befinden, nach dem Ausbruche nur noch um etwa 5 *m*.

Es läßt sich beweisen, daß der Bach beständig floß und daß seine Erosion nicht ausblieb. Oberhalb in der Nähe der Tuffitkuppe befindet sich zwar eine Wasserscheide (bei Nebřem), über welche sich sein Oberlauf ehemals bewegen konnte, aber sie ist bereits 446 *m* hoch und konnte folglich höchstens ein voroligocaenes Bachbett bilden. Der Vulkan war niedrig, da seine Tuffe bis jetzt locker sind. Auch wenn das breite Tal mit denselben ein wenig zugeschüttet wurde, hat der Bach darin bald eine Bresche gemacht. Ähnliche Lignite wurden östlich von Pilsen bei der Klabavka, einem wasserreichen Bache (328 *m*) und zwar in Ejpovicer Letten (370 bis 390 *m*)³⁾, auch im Süden von Pilsen im Hangenden

¹⁾ ARTHUR WINKLER: Über den Aufbau und das Alter der Tuffitkuppe »Homolka« bei Příšov (Bezirk Pilsen). Mitteil. d. geol. Ges. IV. 1911.

²⁾ C. Ritter von PURKYNĚ: *Pinus laricio* Poir etc. S. 1 ff. — C. Ritter von PURKYNĚ: Geologie okresu Plzeňského. 1913. S. 113 ff.

³⁾ C. Ritter von PURKYNĚ: Geologie okresu plzeňského. 1913. S. 114.

der Schacht Frischglück (etwa 340 m)¹⁾ oberhalb des Flusses Radbuza (314 m) gefunden. Hält man die Lignite für mio-caenisch, ähnlich wie es KETTNER²⁾ mit analogen Funden in Klinecer Tonen (an der Hand hübsch erhaltener Blätter von *Salvinia formosa* und *Taxodium dubium*) getan hat, so folgt, daß während des Pliocaen, Diluvium und Alluvium nur 5 bis 62 m in Erosionsfurchen Pilsens zur Zeit der neubelebten Erosion abgeräumt wurden, im Tale der Třemošnice bei Příšov endlich seit dem Oberoligocaen nur 35 m verschwanden. Für die ganze Tertiärzeit darf man folglich kaum zweimal soviel annehmen, also höchstens einigemal zehn Meter. Für die übrige Oberfläche, die Wasserscheiden und Härtlinge folgen daraus nur einige Meter für die Mächtigkeit der erlittenen Denudation. Die Zahlen müssen selbstverständlich in den dem Gebirge näheren Gegenden etwas vergrößert werden. Das letztere gilt auch vom Rande der böhmischen Kreide, wo sogar die quartäre Erosion bedeutendes leisten konnte.³⁾

Demzufolge kann man behaupten, daß das Relief mit seinen Härtlingen im Böhmerwalde recht alt ist, mindestens kretazisch oder vorkretazisch, denn die einigen Meter, die man zugeben muß, um die vortertiäre Landschaft außerhalb der Wasserströme und ihrer Auen neu zu konstruieren, können das jetzige Bild nicht wesentlich stören. Neu sind nur die tiefen, nach dem Oberoligocaen entstandenen Wasserfurchen, deren Aushöhlung, hauptsächlich dem jungen Tertiär, nicht aber dem jüngsten und ebensowenig dem Diluvium im allgemeinen zuzuschreiben ist.

Zur Zeit des explosivartigen Ausbruches des Příšover Vulkans war wieder die Erosion erlahmt, so daß es zur

¹⁾ GÜMBEL, K. W.: Über einen aufrechtstehenden Kohlenstamm der Pilsener Mulde. Verh. der k. k. geolog. Reichsanstalt. 1889.

²⁾ R. KETTNER: O uloženinách třetihorních štěrků a jílu u Sloupu a Klinec ve střed. Čechách. Věstník král. České společnosti nauk 1911. XXV.

³⁾ Vergl. AUJOR: Über Erosion und Denudation eines Baches. Centralbl. f. Min. etc. 1907. S. 429.

Sedimentation der Letten sogar im Oberlaufe der Bäche gekommen ist. Die nur 5 *m* tiefe postvulkanische Erosion bei Příšov läßt die Vermutung nahe, dass die hohe Zahl bei Ejpovice an der Klabavka nur dadurch zustande gekommen ist, daß die Letten bedeutend tiefer reichten (jetzt 370 *m*, 42 *m* oberhalb des Bachbettes), so daß die postvulkanische Erosion einen winzigen Widerstand in denselben vorfand. Gibt man es zu, dann braucht man nicht den grösseren Wasserreichtum der Klabavka als den einzigen Grund der hohen Erosionszahl anzuführen oder sogar für die Lignite eine andere Epoche anzunehmen. Es ist umsomehr wahrscheinlicher, da beim Radbuza-Flusse eine vielleicht gleichzeitige Erosion nur höchstens 26 *m* beträgt. Aber auch diese Zahl ist ziemlich hoch, was aus der folgenden Betrachtung hervorgeht.

Vergleicht man die für die postvulkanische Erosion geltenden Zahlen bei Příšov (5 *m*) und Frischglück (26 *m*) — unter der Voraussetzung, daß beiderlei Lignite gleichalterig sind — und berechnet man ein ähnliches Verhältniss für die vorvulkanische Erosion (nach dem Oberoligocaen), dann erhält man, weil diesbezügliche Erosion bei Příšov 30 *m* beträgt, aus der Proportion

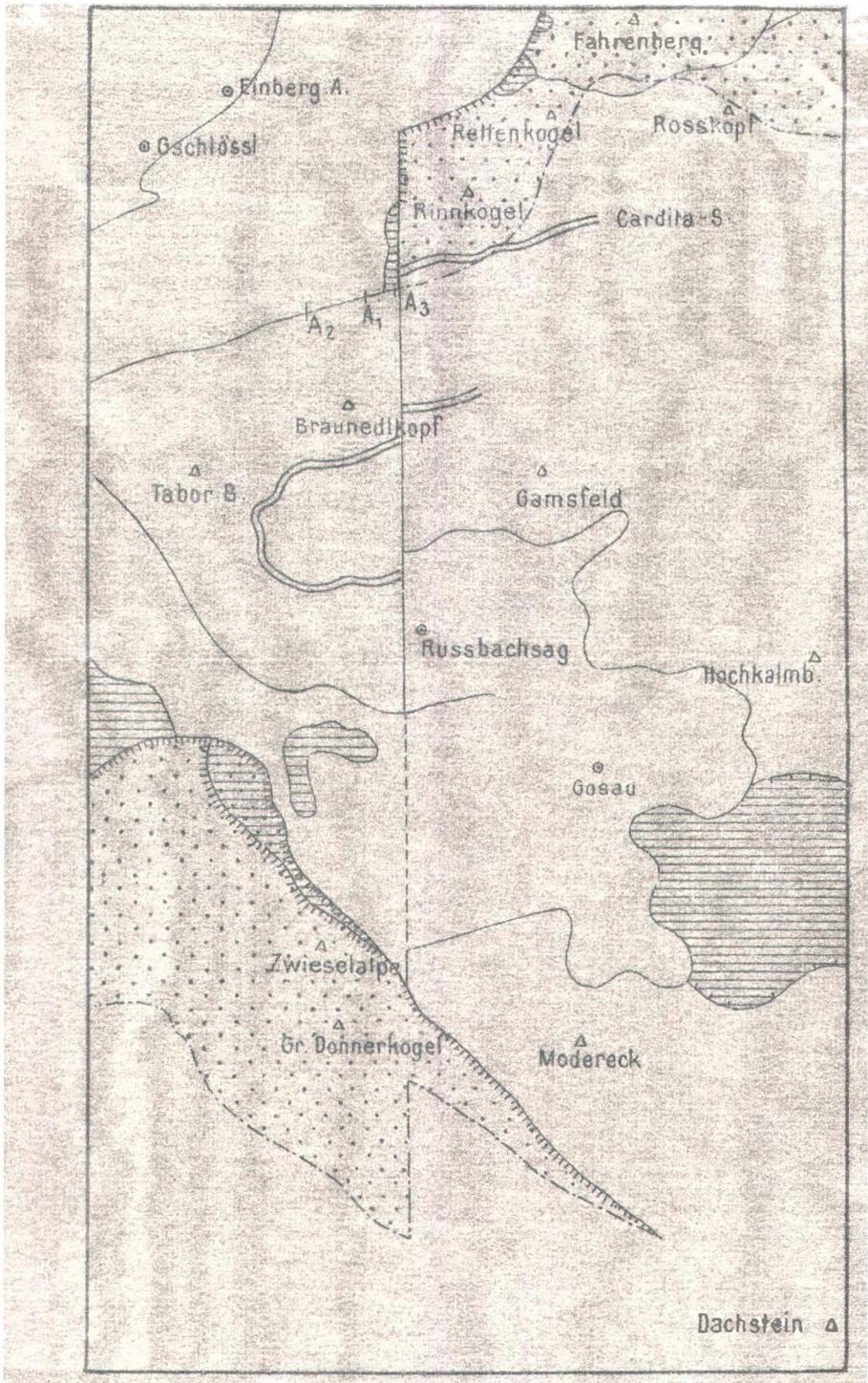
$$5 : 26 = 30 : x$$

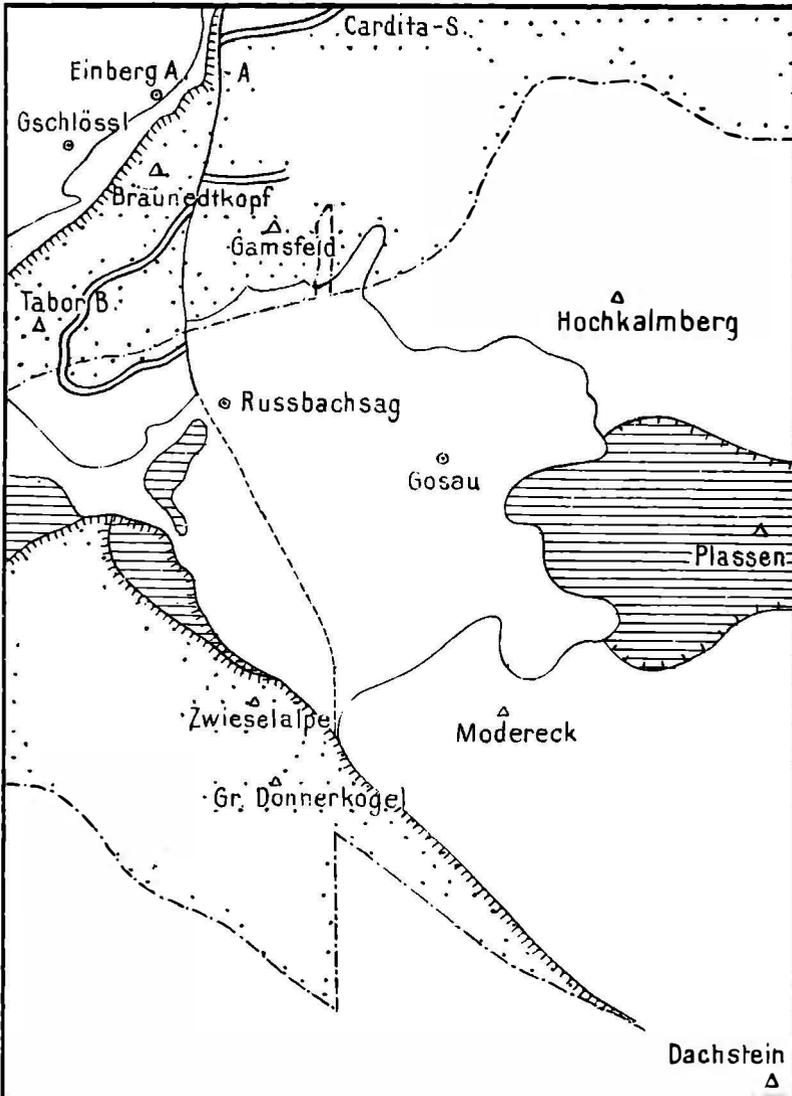
den Wert $x = 156$ *m* (470 *m* absolut) als die hypothetische Höhe einer oberoligocaenen Oberfläche bei Frischglück. Diese Zahl aber ist bedeutend größer als jene von Příšov (420 *m*) und setzt eine unwahrscheinlich mächtige Denudation (100 *m*) der Wasserscheiden zwischen den Flüssen Mies, Radbuza, Úhlava, Úslava (von 470 *m* bis etwa zu 370 *m*) während der Zeit voraus, als durch fließendes Wasser in der nahen Wasserfurche bei Příšov nur 35 *m* verfrachtet worden sind. Infolgedessen bin ich versucht zu glauben, daß die vorvulkanische Erosion bei den genannten Flüssen sich hauptsächlich als seitliche Erosion offenbarte, welche das Anfangsstadium der Pilsener Mulde schuf, und daß mithin diese Wasserscheiden annähernd eine oligocaene Oberfläche (370 bis 350 *m*) darstellen, die während der neubelebten folgenden Tiefenerosion zerschnitten worden ist. Die Frage, warum

hier in der ersten Periode die Tiefenerosion gelähmt war, in der zweiten aber frisch einsetzte, muss zur Zeit noch dahingestellt bleiben.

Meine Einwendungen gegen eine verfrühte Annahme von tektonischen Spalten und von Epigenesis in einer bestimmten Schicht lassen erblicken, daß ich einen besseren Erfolg der bisher von den Forschern wenig benutzten Antezedenz¹⁾ und der im Felde getriebenen Untersuchung der Struktur einer Erosionsfurche zusprechen will. Bei einem allmählichen Heben des Südböhmens konnte die obere Moldau von ihrer Quelle bis Friaßberg und noch ein wenig weiter nach Süden nur durch starke Erosion erhalten bleiben. Ebenso können andere anscheinend epigenetische oder tektonische Erscheinungen an den Flußläufen erklärt werden. Das tiefe Einschneiden der Ströme beiderseits des Böhmerwaldkammes läßt sich viel einfacher durch das Heben von Südböhmen begreifen als durch gleichzeitige rasche Erniedrigung der Erosionsbasis an der Elbe und an der Donau. Tektonische Spuren einer solchen Hebung dürfen sowohl in den fränkischen Brüchen, in den Verwerfungen des Budweiser, des Erzgebirgsbeckens und des nordostböhmischen Kreidegebietes, im bayerischen und böhmischen Pfahle, als auch in allen anderen weniger mächtigen, feinen bis feinsten die Gesteine des Böhmerwaldes durchquerenden und nachträglich mit regelmässig auslöschenden Quarzen verkitteten Spalten gesucht werden.

¹⁾ Durch Antezedenz erklärt den Lauf der Flüsse Naab und Regen H. RECK (Die morphologische Entwicklung der süddeutschen Schichtstufenlandschaft im Lichte der Davischen Cyclustheorie, Z. d. d. geol. Ges. 64, 1912).





Tekton. Karte des Beckens von Gosau (Gegenwart)

Maßstab 1:150.000.

- | | | | |
|--|----------------|---|----------------------|
| | vorgosauische | } | Überschiebungslinien |
| | nachgosauische | | |
- | | |
|--|-------------------------|
| | Hallstätter Entwicklung |
|--|-------------------------|
- | | |
|--|--|
| | vom gegenwärtigen Außenrand (Denudationsrand) der Gamsfeld- und Zwieselalpendecke überfahrene Gebiete. |
|--|--|

Lith. Aust. v. Th. Bannwarth, Wien.