

Ueber die karbonische Abtragung im Bereiche der Böhmischen Masse.

Von E. Spengler.

Mit 3 Abbildungen.

Tektonische Diskordanzen zeigen nicht nur das Alter der Störung der unter der Diskordanzfläche liegenden Schichten, sondern auch das Ausmaß des Abtragungsvorganges an, welcher in dem Zeitraume zwischen dem Eintritt der tektonischen Bewegung und der Ablagerung der diskordant gelagerten Formation erfolgte. Jede tektonische Diskordanz ist gleichzeitig auch eine Erosionsdiskordanz; denn der theoretisch denkbare Fall, daß eine orogenetisch gestörte -- z. B. gefaltete -- Schichtenfolge sofort nach Eintritt des tektonischen Vorganges mit Sediment zugedeckt wird, ist meines Wissens nicht bekannt. Nun pflegt man in der Regel die tektonischen Diskordanzen nur dazu zu benützen, um mit deren Hilfe das Alter eines orogenetischen Vorganges festzustellen, sich aber über das Ausmaß des Abtragungsvorganges, welcher dem tektonischen Vorgang gefolgt sein muß, nur wenig Gedanken zu machen. Und doch handelt es sich hier um Vorgänge von größter paläogeographischer Bedeutung. Gesteinsmassen von oft gewaltiger Mächtigkeit sind hier abgetragen worden, was auch ein Licht wirft auf die Dauer der zur Abtragung nötigen Zeiträume.

Es soll nun hier der Versuch gemacht werden, die diskordante Auflagerung der karbonischen und permischen Sedimente auf variszisch gefalteten Gesteinen der Böhmischen Masse auf die Frage hin zu untersuchen, ein wie großes Ausmaß der vorhergehenden Abtragung sich aus der Diskordanz ergibt.

1. Mittelböhmen.

Es ist eine schon seit langer Zeit bekannte Tatsache, daß sich zwischen die variszische Faltung des Barrandiums und die limnische Transgression des Oberkarbons eine sehr bedeutende Abtragsphase einschaltet, welche von den gefalteten algonkischen und altpaläozoischen Gesteinen weitaus mehr entfernt hat als alle späteren Erosionsphasen zusammen. Denn die Fläche, auf welcher das nur schwach gestörte Liseker Oberkarbon (etwa 4 km nordwestlich der Stadt Beraun) dem Algonkium und Untersilur aufge-

lagert ist, unterscheidet sich nur wenig von der Auflagerungsfläche der nur wenige Kilometer entfernten Oberkreide, so daß in der langen Festlandsperiode zwischen dem Perm und der Oberkreide vielleicht beträchtliche Massen von karbonischen und permischen Gesteinen, aber nur wenig vom Algonkium und Altpaläozoikum entfernt wurde.

Die Oberkarbonreste von Lisek und Klein-Pschilep (Malé Přílepy)¹⁾ sind vom Abtragungsrand des großen Karbonbeckens von Kladno etwa 12 km entfernt. Dort, wo die Oberkarbon- und Permsedimente des Kladnoer Beckens annähernd vollständig erhalten sind, haben sie eine Mächtigkeit von über 1000 m. Die Tiefbohrung von Zlonitz, welche ziemlich hoch oben im Rotliegenden angesetzt ist, ergab eine Gesamtmächtigkeit von 1295 m für Oberkarbon + Perm (Petrascheck 31²⁾, S. 84). Es ist daher wahrscheinlich, daß in dem Zwischenraume zwischen dem heutigen Abtragungsrand des Kladnoer Oberkarbons und demjenigen des Oberkarbons von Lisek und Klein-Pschilep mehr als 1000 m Oberkarbon und Perm vor der Transgression der Oberkreide entfernt wurde. Außerdem wurde damals auch ein Teil des darunterliegenden Algonkiams abgetragen, der aber — wie man aus der ziemlich flachen Lagerung³⁾ des Karbons schließen kann — wohl recht geringfügig war. Es ist also in dem Raume zwischen Kladno und Beraun beiläufig die oberkarbonische Landoberfläche vor Eintritt der Transgression der Oberkreide wieder aufgedeckt worden. Ob dasselbe auch bei Prag der Fall ist, können wir infolge des Fehlens von Oberkarbon nicht mit Sicherheit feststellen; doch möchte ich glauben, daß auch hier in der Zeit zwischen Perm und Oberkreide nur verhältnismäßig wenig von den Gesteinen des Algonkiams und Altpaläozoikums abgetragen wurde.

Die Tatsache, daß in der Festlandszeit der Trias- und Juraperiode im Bereiche des Barrandiens das Karbon und Perm bis auf kleine Reste entfernt, das Algonkium und Altpaläozoikum hingegen nur wenig angegriffen wurde, hängt vielleicht mit dem großen Unterschied in der Diagenese zwischen den Gesteinen des Alt- und Jungpaläozoikums zusammen, wodurch das Karbon und Perm leichter ein Opfer der Abtragung wurde. Möglicherweise war im Mesozoikum das Karbon und Perm noch weniger diagenetisch verfestigt als heute, während das Algonkium und Altpaläozoikum sicherlich schon damals aus ebenso festen Gesteinen bestand wie jetzt.

Wie weit ursprünglich das limnische Oberkarbon bei Prag nach Südosten gereicht hat, wissen wir nicht. Nur so viel ist sicher, daß der oberkarbonische See nicht bis in den Raum zwischen Auwal (Úvaly) und Böhmisches-Brod gereicht haben konnte, wo das Rotliegende das Untersilur, Algonkium und die mittelböhmisches Granitmasse unmittelbar überlagert. Hier ist bei der Ortschaft Rostoklat vor der Transgression der Oberkreide annähernd die vorpermische Landoberfläche wieder aufgedeckt worden. (Siehe geologische Spezialkarte, Blatt Prag.)

Die flachgelagerte Oberkreide bildet nur eine dünne „Haut“ auf der Höhe der tertiären Landoberfläche um Prag, so daß selbst ganz seichte Gräben das Altpaläozoikum oder Algonkium unter der Kreidehülle freilegen. Es ist daher sehr wenig Unterschied zwischen der Auflagerungsfläche der Kreide und der tertiären Land-

¹⁾ Die tschechische Bezeichnung wird nur an der Stelle beigeführt, wo der betreffende Ort zum erstenmal genannt wird. Die Beifügung der tschechischen Ortsnamen ist nötig, da in den tschechischen Arbeiten und auf den von der tschechischen geologischen Staatsanstalt herausgegebenen Karten nur diese zu finden sind.

²⁾ Die Zahlen beziehen sich auf das Literaturverzeichnis S. 134—136.

³⁾ Das Profil durch das Kladnoer Karbonbecken bei Petrascheck (31, Tafel V) ist doppelt überhöht.

oberfläche⁴). Es ist klar, daß auch in der Festlandsperiode zwischen der Oberkreide und der Ausbildung der tertiären Rumpffläche der Betrag der Abtragung der Gesteine des Barrandiums nur sehr unbedeutend war. In dem Zeitraume endlich, der seit der Ausbildung der tertiären Rumpffläche vergangen ist, wurden bloß die meist recht engen Täler der Moldau und ihrer Nebenflüsse in diese Rumpffläche eingeschnitten; es wurde daher nur so viel Gesteinsmaterial entfernt, als zur Schaffung dieser nur 100—200 m tief eingeschnittenen Täler nötig war, eine Menge, die gegenüber der riesigen flächenhaften Abtragung im Karbon gleichfalls nur sehr unbedeutend war.

Infolge der sicheren Stratigraphie und der klaren, einfachen Tektonik des Barrandiums kann der Betrag der karbonischen Abtragung hier mit großer Genauigkeit bestimmt werden. Besonders geeignet sind hierfür die Oberkarbonablagerungen von Lisek und Klein-Pschilep. Sie erstrecken sich in einer Länge von etwa 11 km von dem bei Königshof (Králuv Dvůr) in die Litava mündenden Libotitzer Bach (Libotický potok) quer über das Berauntal bei Hiskau (Hýskov) bis nahe an das Tal des Kačákabaches bei Nenatschowitz (Nenačovice). Die Längserstreckung in annähernd derselben Richtung wie das Streichen des Untersilurs (N 50° 0 bis N 60° 0) zeigt, daß auch das Oberkarbon in geringem Maße noch von jungvariszischen Bewegungen ergriffen ist. Petrascheck (31, S. 81) schreibt von einem tektonischen Graben; doch spricht die unregelmäßig zerlappte Form dieser Oberkarbonablagerungen auf den neuen geologischen Spezialkartenblättern Beraun und Kladno gegen die Deutung als Graben. Die scharfe Winkeldiskordanz, mit welcher das fast flach liegende Oberkarbon auf den Gesteinen des Barrandiums aufgelagert ist, war bereits Feistmantel (10) bekannt.

Der östliche Teil, das „Becken“ von Klein-Pschilep überdeckt nach der geologischen Spezialkarte Kladno genau eine Längsstörung (eine steile, gegen Nord gerichtete Aufschiebung, den sogenannten „Prager Bruch“), an welcher $d\gamma$ und $d\delta$ auf $d\varepsilon$ geschoben sind. Das von Kettner (19, S. 354) gezeichnete Profil schneidet fast genau das Oberkarbon von Klein-Pschilep, wenn es auch in dem Profile nicht eingetragen ist. Es erhebt sich nun die Frage: Wie groß war an dieser Stelle die voroberkarbonische Abtragung? Nur 5 km von Klein-Pschilep ist der mit Schichtgruppe h (Oberes Mitteldevon und unteres Oberdevon) erfüllte Muldenkern von Hostim entfernt; zwischen beiden Orten liegt die ganze Schichtenfolge von $d\gamma$ bis h, die nur im oberen Teile des Untersilurs von mehreren Längsstörungen (steil nordgerichteten Aufschiebungen) unterbrochen ist. Nach Kodým (25, Taf. II, Profil 4) beträgt die

⁴) Auch F. Machatschek weist auf die verhältnismäßig geringfügigen Unterschiede zwischen der karbonischen, kretazischen und tertiären Landoberfläche in Böhmen hin (Das Relief der Erde, Berlin 1938, I. Bd., S. 113).

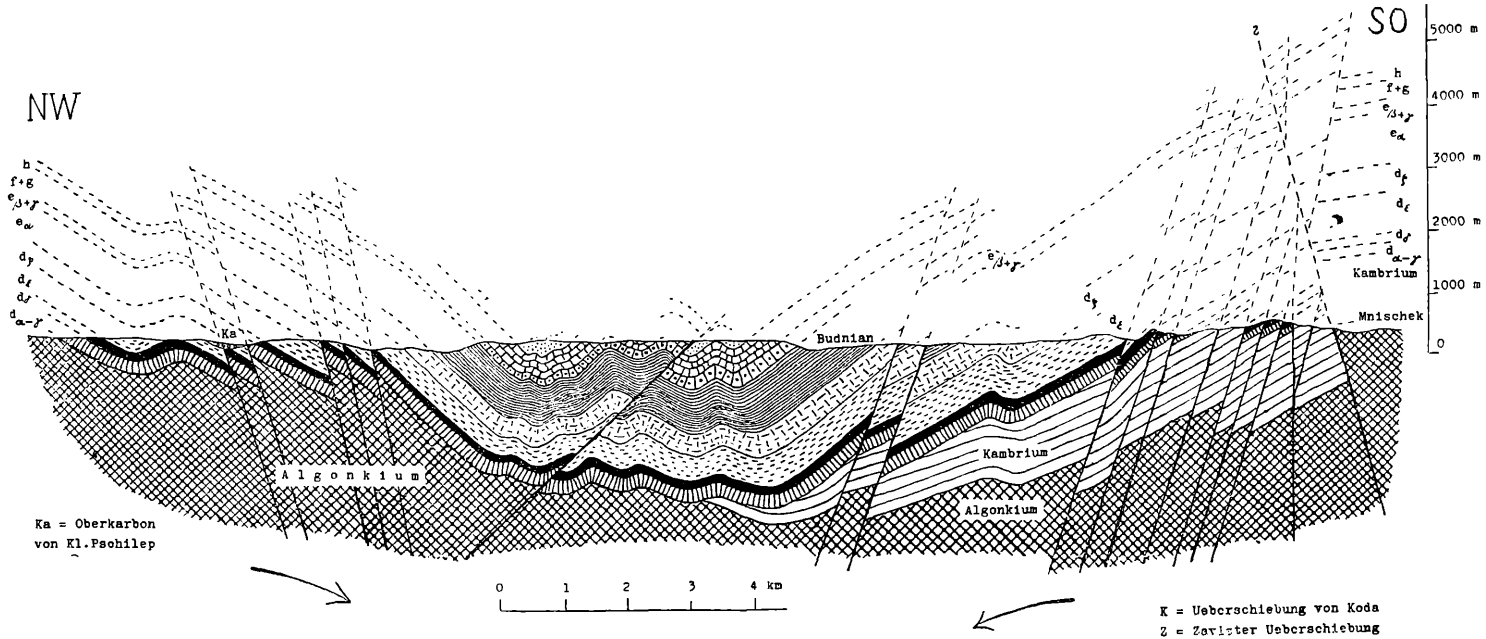


Abb. 1. Profil durch das Barrandium. Nach den Aufnahmen von Kettner und Kodym.

Mächtigkeit des Obersilurs + Devons im Nordschenkel der Hostimer Mulde 1200 m, diejenige von dζ 300 m. Wenn wir die Mächtigkeit von dδ + dε gering mit 500 m⁵⁾ annehmen, so erkennen wir, daß bei Klein-Pschilep südlich der Längsstörung eine 2000 m mächtige Schichtenfolge bei der voroberkarbonischen Abtragung entfernt wurde.⁶⁾ In lotrechter Richtung ist der Betrag der Abtragung noch wesentlich größer, da 1. das Untersilur bei Klein-Pschilep nicht waagrecht liegt, sondern nach Kettners Profil 25° gegen SO einfällt, woraus sich eine Abtragung von 2200 m ergibt; 2. nahe südlich von Klein-Pschilep eine weitere Aufschiebungsfläche durchschneidet, welche eine teilweise Wiederholung der Schichtenfolge erzeugt, wodurch sich die lotrechte Abtragung an diesem Punkte auf 2500 m erhöht (Abb. 1).

Die westliche Fortsetzung des Oberkarbons von Klein-Pschilep liegt nordöstlich von Hiskau südöstlich und südlich fallendem dβ auf. Am deutlichsten ist das Einfallen des Untersilurs an den dδ-Quarziten zu sehen, welche einen Felsriegel bilden, der innerhalb der Ortschaft Hiskau vom Hiskauer Bach durchbrochen wird; es beträgt 45° SO. In den im Liegenden dieses Quarzituges befindlichen dβ-Gesteinen ermäßigt sich der Fallwinkel auf 40° und 30°. Das Oberkarbon — Arkosen mit lagenweise eingebetteten, etwa eigroßen Quarz- und Quarzitgeröllen — zeigt söhliche Lagerung oder ein (höchstens 5°) gegen Westen gerichtetes Einfallen, wie die Aufschlüsse unterhalb und oberhalb des von Hiskau nach Schelesna (Železna) führenden Weges zeigen. Bei einem mittleren Fallwinkel von 40° für das Untersilur und söhlicher Lagerung des Karbons beträgt die voroberkarbonische Abtragung bei Hiskau über 2700 m.

Jenseits der Beraun folgt das Oberkarbon von L i s e k, welches teils auf Algonkium, teils auf Untersilur aufgelagert ist. Da das Algonkium auch von der vorkambrischen Gebirgsbildung betroffen wurde, kommt für unsere Berechnung nur der Diskordanzwinkel zwischen Untersilur und Oberkarbon in Betracht. Die Lagerung des Oberkarbons ist auch hier fast söhlig, wie besonders die Aufschlüsse in der Stradonitzer Schlucht (10) und in Ovcin zeigen. Hingegen fällt der Diabastuff von dβ an der von Eigen (Zdejčína) zur Beraun herabführenden neuen Straße in der Eigner⁷⁾ Schlucht 40° SSO. Wir gelangen somit auch hier zu einer voroberkarbonischen Abtragung von über 2700 m. Der dδ-Quarzit auf dem Berg Rücken östlich von Eigen fällt 45° SSO, bei der Annäherung an Beraun steigert sich die Steilheit des Einfallens des Untersilurs des Nordschenkel der großen Mulde stellenweise bis 60°.

⁵⁾ Nach Kettner (21). Tab. IV (Ordovicium). Für den Nordschenkel des Barrandiums gilt im allgemeinen die geringere, für den Südschenkel die größere Mächtigkeit des Ordoviciums.

⁶⁾ Es besteht gar kein Grund zu der Annahme, daß sich auf der nur 5 km langen Strecke Hostimer Muldenkern—Klein-Pschilep die primäre Mächtigkeit geändert hätte.

⁷⁾ Bei Feistmantel (10) Zlečiner Schlucht.

Am Südrande des Steinkohlenbeckens von Kladno liegt das Oberkarbon überall unmittelbar dem Algonkium auf, nirgends ist dazwischen eine Spur von Kambrium oder Silur erhalten. Es ist also hier eine mindestens 2200 m mächtige Schichtenfolge (Silur + Devon) vor der Transgression des Oberkarbons abgetragen. Die wirkliche Abtragung dürfte aber bedeutend höher gewesen sein, da 1. wahrscheinlich auch ziemlich viel Algonkium entfernt wurde und 2. das Silur und Devon wohl auch hier infolge von Faltung nicht flach lag. Da wir nicht wissen, wie viel vom Algonkium der Abtragung zum Opfer gefallen ist, und keinen Anhaltspunkt zur Erkennung der Lagerung der früher vorhandenen Silur- und Devongesteine haben⁸⁾, ist es hier unmöglich, das Maß der Abtragung auszurechnen. Doch würde ich die voroberkarbone Abtragung im ganzen Untergrunde des Kladno-Rakonitzer Steinkohlenbeckens auf durchschnittlich 3000 m schätzen.

In Abb. 1 habe ich den Versuch gemacht, ein Profil durch das Barrandium bis zur „tektonischen Uroberfläche“ nach oben zu ergänzen.⁹⁾ Alles, was zwischen der heutigen Erdoberfläche und der tektonischen Uroberfläche lag, ist der Abtragung zum Opfer gefallen, davon weitaus das meiste der voroberkarbonischen Abtragung. Aus diesem Profile ergibt sich, daß die Abtragung am NW-Ende des Profiles 2800 m, am SO-Ende 4000 m beträgt. In der Mitte des Profiles jedoch, in den Muldenkernen von Hostim und Serbst (Srbsko) war die voroberkarbonische Abtragung gleich Null.¹⁰⁾ Die tektonische Uroberfläche besaß demnach eine Reliefenergie von etwa 4000 m.

Die größere Abtragung im Südschenkel der Mulde erklärt sich dadurch, daß hier nicht nur das Silur (besonders *d_ε*, *d_ζ* und *ea*) von größerer Mächtigkeit ist als im Nordschenkel, sondern auch die Abtragung des mindestens 1100 m mächtigen Kambriums dazukommt, welches im Nordschenkel der Mulde bereits vor der Transgression des Untersilurs entfernt wurde. Die Gesamtmächtigkeit von Kambrium, Silur und Devon beträgt im Südschenkel mindestens 3900 m; da aber über Mnischek vermutlich auch etwas Algonkium abgetragen wurde und es möglich ist, daß das Altpaläozoikum keine söhligte Lagerung besaß, dürfte hier eher mehr als 4000 m Gestein abgetragen worden sein. Da im Bereiche des Südschenkels nirgends Karbon vorhanden ist, ist es nicht sicher, ob auch hier der weitaus größte Teil der Abtragung dem Karbon zufällt; doch ist es nach Analogie mit dem Nordschenkel auch hier sehr wahrscheinlich.

⁸⁾ Der Fallwinkel der Schichten des Algonkiums sagt gar nichts über die Lagerung des Altpaläozoikums aus, da zwischen beiden die vorkambriische Winkeldiskordanz liegt.

⁹⁾ Nach Kettner (19), oberes Profil. S. 354, Kodym (25), Profil 4 auf Tafel II, und Kettner-Kodym (17), Profil 18.

¹⁰⁾ Natürlich unter der Voraussetzung, daß über der Stufe *h* keine jüngeren Schichten (höheres Oberdevon) lagen. Aber auch wenn diese vorhanden waren, ist in den Schenkeln der Mulde um 2800, bzw. 4000 m mehr abgetragen worden als im Kern.

Aus der großen Mächtigkeit der bei Mnischek einstmals vorhanden gewesenen altpaläozoischen Schichten ergibt sich, daß der Porphyrlakkolith von Dawle-Mnischek sehr alt sein muß; denn wäre er erst von variszischem Alter, hätte das Magma unter einer Belastung von mehr als 4000 m Gestein erstarren müssen, wobei es wohl nicht porphyrisch, sondern als Tiefengestein erstarrt wäre. (Vergleiche dazu meine Ausführungen über die Tiefe, in welcher der Ritschaner Granit erstarrt ist auf S. 115.) Die Ansicht Kettners vom vorkambrischen Alter der Porphyrlakkolithen ist daher auch vom diesem Gesichtspunkte aus sehr wahrscheinlich.

Es ist natürlich fraglich, ob die tektonische Uoberfläche wirklich einmal als *Landoberfläche* existiert hat. Es ist dies eine interessante, aber für das Ausmaß der Abtragung belanglose Frage. Es wären hier zwei Grenzfälle denkbar: 1. Die Bewegungen sind so rasch erfolgt, daß die Abtragung erst nach der Faltung und der Bildung der Aufschiebungen eingesetzt hat. In diesem Falle hat die tektonische Uoberfläche wirklich existiert, die Rumpffläche, auf welcher das Oberkarbon aufliegt, ist ein *Endrumpf*. 2. Die Bewegungen sind so außerordentlich langsam erfolgt, daß die Abtragung mit ihnen gleichen Schritt halten konnte. Das variszische Gebirge hat niemals ein stärkeres Relief besessen als die Fläche, auf welcher das Oberkarbon aufgelagert ist; diese Fläche ist daher ein *Primärrumpf*. Nach allem, was wir von den orogenetischen Bewegungen wissen, sind diese — geologisch gesprochen — verhältnismäßig rasch erfolgt; denn wir können sie fast immer einem bestimmten Zeitpunkt der Erdgeschichte zuordnen. Aus diesem Grunde scheint mir die erste Annahme der Wirklichkeit wesentlich näher zu kommen als die zweite. Ich glaube daher für Mittelböhmen an die einstmalige Existenz eines variszischen Gebirges in geographischem Sinne. Allerdings, genau dürfte die tektonische Uoberfläche niemals bestanden haben. Insbesondere machen die hohen überhängenden Felswände, die durch die gegen außen gerichteten Aufschiebungen hervorgerufen wurden, einen sehr unwahrscheinlichen Eindruck. Vom aktualistischen Standpunkt müssen wir uns wohl vorstellen, daß sich die Aufschiebungen nicht in einem Ruck, sondern in zahlreichen kleinen, durch verhältnismäßig lange Ruhepausen getrennten Rucken bildeten, so daß nur niedrige überhängende Felswände nach einer solchen ruckartigen, mit Erdbeben verbunden gewesenen Bewegung nur für kurze Zeit existierten und in den tektonischen Ruhepausen rasch der Abtragung zum Opfer fielen. Ebenso ist es durchaus denkbar, daß die beiden Schenkel der großen Mulde noch nicht ihre heutige Neigung besaßen, als die Abtragung des Devons auf ihnen einsetzte.

Trotzdem möchte ich glauben, daß das variszische Gebirge zur Zeit seiner größten Höhe dem Grenzfall 1 näher gestanden ist als dem Grenzfall 2. Es dürfte somit das Barrandium nach seiner Faltung ein morphologisches Stadium durchlaufen haben, welches

sich mit dem heutigen Zustande des Schweizer Jura-gebirges vergleichen läßt; im Bereiche des Muldenkernes hat wohl eine tiefe und breite, talartige Hohlform in der Landschaft bestanden.

Die Ergänzung des Profils bis zur tektonischen Uoberfläche hat auch den Vorteil, daß sie den Mechanismus der tektonischen Bewegung viel klarer hervortreten läßt. Der Bau des Barrandiums (Faltung und nach außen gerichtete steile Aufschiebungen in beiden Schenkeln der Mulde) ist am besten verständlich, wenn wir uns vorstellen, daß in der Tiefe unterhalb der Schenkel gegen die Mitte des Barrandiums gerichtete Magmaströmungen herrschten, welche gegen die Mitte gerichtete „Unterschiebungen“ hervorriefen, und daß unter der Achse eine abwärts gerichtete Magmabewegung (Verschluckungszone im Sinne Ampferer) bestand, welche die muldenförmige Einsenkung erzeugte. (Siehe die Pfeile in Abb. 1). Der ganze Strömungsmechanismus war in diesem Falle auf einen viel kleineren Raum beschränkt und die Strömungen viel weniger heftig als im alpinen Deckengebirge, aber das Bewegungsbild ist nicht weniger klar.

Nur die Querstörungen (Blattverschiebungen mit Nordverschiebung des Ostflügels) fügen sich nicht zwangslos diesem Bilde ein und sind offenbar einem jüngerem, von Süden wirkenden Druck zuzuschreiben, welcher den Bogen: Barrandium—Eisengebirge erzeugte.¹¹⁾ Dasselbe gilt wohl auch für die Zavister Ueberschiebung (Z in Abb. 1), welche von den tschechischen Geologen mit Recht für jünger gehalten wird als die anderen Längsströmungen. Auch die Ueberschiebung von Koda (K in Abb. 1) im Muldenkern fügt sich nicht in das System der nach außen gerichteten Aufschiebungen ein und ist vielleicht auch jüngerer Entstehung.

Aehnliche Berechnungen des Ausmaßes der voroberkarbonischen Abtragung lassen sich auch an einer Reihe weiterer, und zwar westlicher gelegener Oberkarbonablagerungen anstellen, doch ist zu bedenken, daß die Schätzungen immer unsicherer werden, je weiter wir uns vom Muldenkern des Barrandiums entfernen.

2 km SW von Bettlern (Žebrák) und 3 km NW von Horschowitz (Hořovice) liegt der kleine Oberkarbonrest von Stilec (31, S. 32). Das Liegende dieses Oberkarbons bildet die Schichtgruppe d_{ϵ} , und zwar nach der geographischen Lage deren tiefster Teil; nördlich der Straße Bettlern-Zerhowitz nach Kodým (24) auch d_{β} und d_{γ} . Um einen Maßstab für die oberkarbonische Abtragung zu gewinnen, müssen wir die Mächtigkeiten der etwa 10 km entfernten Gesteine des Muldenkernes in der Gegend von Zditz (Zdice) in Betracht ziehen. Nach Kodýms (25) Profilen 25—30 beträgt in diesem Raume die Mächtigkeit von d_{ϵ} mindestens 600 m, von d_{ζ} 400—500 m, von e_{a} 300—400 m. Für die höheren

¹¹⁾ Vergl. dazu die Ausführungen von Ulrich (45).

Schichtglieder treffen wir in dem Raum um Konjeprus (Koněprusy) etwa die folgenden Mächtigkeiten: $e\beta + e\gamma$ 150 m, f 150 m, g 300 m, h 200 m. Demnach müßte bei Stilec eine mindestens 2100 m mächtige Schichtenfolge abgetragen worden sein.

Das Oberkarbon von Holoubkau (Holoubkov) liegt auf Porphyren des Kambriums, da (Erzberg- [Krušná hora] Schichten) und $d\beta$ (Schichten von Klabava) und $d\gamma$ (Schichten von Wosek [Osek] und Kwain [Kvaň]) auf. Nach den Profilen, welche Andrusov (2, Taf. IV, Profile 14—16) zeichnet, ist die Lagerung des Altpaläozoikums bei Holoubkau nur flach gewellt, so daß der Betrag der Abtragung die Mächtigkeit der Schichten nur unbedeutend übertrifft. Die gegenwärtig noch erhaltene Schichtenfolge reicht nirgends in der Umgebung von Holoubkau höher hinauf als bis zum $d\epsilon$. Nach Andrusovs Profilen beträgt die Mächtigkeit von da — $d\delta$ etwa 300—400 m. Hyniè (15, S. 305—309) gibt für das östlich angrenzende Gebiet von Komrau (Komárov) folgende Mächtigkeiten an:

	$d\epsilon$	200—200 m
	$d\delta$	100—120 m
	$d\gamma_2$	20— 30 m
$d\beta$	+ $d\gamma_1$	120—200 m
	da	50— 70 m
	Summe	490—620 m

Diese Zahlen stimmen gut mit den aus Andrusovs Profilen erkennbaren Mächtigkeiten überein. Doch ist bei $d\epsilon$ zu bedenken, daß bei Komrau nirgends diese Schichtgruppe bis an ihre Obergrenze erhalten ist, so daß ihre ursprüngliche Mächtigkeit wohl größer war. Um den Betrag der Abtragung der Schichtenreihe $d\epsilon$ bis h zu schätzen, müssen wir die Mächtigkeiten in dem etwa 25 km entfernten Raume bei Zditz heranziehen, welche auch bei der Berechnung der Abtragung bei Stilec verwendet wurden. Auf dieser großen Strecke kann sich selbstverständlich die Mächtigkeit der Schichten geändert haben, so daß die Schätzungen bei Holoubkau nicht mehr so zuverlässig sind wie diejenigen bei Klein-Pschilep oder bei Lisek. Unter der Voraussetzung, daß die Mächtigkeit der Schichten gleich geblieben ist, ergibt sich für Holoubkau eine voroberkarbone Abtragung von 2300—2400 m.

Das durch die Erosion sehr stark zerlappte Steinkohlenbecken von Radnitz liegt mit seinem größeren Westteil unmittelbar auf algonkischen Gesteinen, mit seinem kleineren Ostabschnitt auf oberkambrischen Porphyriten und Porphyren, ferner auf Untersilur (da bis $d\delta$) auf, welches in Form einer Mulde den Porphyren aufgelagert ist. Dort wo Untersilur die Unterlage des Karbons bildet, dürfte das Ausmaß der Abtragung etwa ebenso groß sein wie bei Holoubkau, im übrigen Teile des Untergrundes des Radnitzer Beckens ist die Abtragung jedoch bedeutend größer, da hier außer-

dem die mehrere 100 m¹²⁾ mächtigen Porphyrite und Porphyre, sowie ein Teil des Algonkiums abgetragen wurden.

Das ausgedehnte Pilsener Steinkohlenbecken liegt gänzlich auf algonkischen Gesteinen auf, so daß hier mit einer voroberkarbonischen Abtragung des gesamten Altpaläozoikums und wahrscheinlich beträchtlicher Teile des Algonkiums zu rechnen ist. Zahlen kann man hier aber nicht angeben. Doch liegt ein sicherer Anhaltspunkt dafür, daß hier mehrere Tausend Meter Gestein vor der Transgression des limnischen Oberkarbons abgetragen wurden, in der Tatsache vor, daß die Granitmasse von Staab unmittelbar von Oberkarbon überlagert wird, ohne daß der Granit auf dieses eine Kontaktmetamorphose ausgeübt hat. Daraus ergibt sich, daß der Granit, welcher offenbar im Anschluß an die bretonische (?) Faltung eingedrungen ist, zur Zeit seiner Erstarrung noch unter sehr mächtigen algonkischen und altpaläozoischen Gesteinen lag, die im Laufe des Unterkarbons entfernt wurden.

Die große mittelböhmisches Silurmulde ist sowohl im Norden als im Süden von Parallelmulden begleitet. Es soll nun der Versuch gemacht werden, in der südlich von der Hauptmulde gelegenen kleinen Mulde von Tehau (Tehov) das mutmaßliche Ausmaß der Abtragung zu bestimmen. Die Mulde von Tehau ist von der Hauptmulde durch einen Sattel getrennt, in welchem das Algonkium in 9 km Breite zutage tritt. Von der Tehauer Mulde ist nur ein etwa 7 km langes Stück zwischen Groß-Popowitz (Popovice) und Tehau erhalten. Die nordöstliche Fortsetzung ist durch den porphyrischen Granit von Ritschan (Říčany) verdrängt, im SO grenzt der ältere, Hornblende führende Granodiorit vom Sasau- (Sazava-) Typus an die Mulde, im SW wird sie durch einen jüngeren Biotitgranit verdrängt.¹³⁾ Alle genannten Tiefengesteine sind Teile der mittelböhmisches Granitmasse; sie haben eine schon lange bekannte, sehr typische Kontaktmetamorphose an den algonkischen und untersilurischen Gesteinen hervorgerufen. Trotz der Veränderung am Granitkontakt ist es noch möglich, die stratigraphische Stellung der einzelnen Schichtglieder durch einen Vergleich mit dem unveränderten Barrandium festzustellen. Nach Kettner (20, S. 345) sind bei Tehau die kontaktmetamorphen Vertreter der Schichtglieder *da bis de* erhalten; besonders gleichen die hellen Quarzite von Tehau gänzlich den Drabower Quarziten (*dδ*) und haben auch die früher als *Scolithus*, jetzt als *Tigillites* (6) bezeichneten Röhren geliefert.

¹²⁾ Kettner zeichnet in den Profilen durch den Pürglitzer Porphyryzug (18, Taf. V) den Porphyrit + Quarzporphyr 700 m mächtig; doch ist möglich, daß die beiden Gesteine unterhalb des Radlitzer Karbons von etwas geringerer Mächtigkeit sind.

¹³⁾ Siehe geologische Spezialkarte, Blatt Benešau (Benešov).

Leider sind die Aufschlüsse in der Mulde von Tehau so schlecht, daß nicht viel vom Fallen der Silurgesteine zu sehen ist. Doch sprechen die Tatsachen, daß sich der Muldenkern in beträchtlicher Breite und mit rundem Abschluß gegen SW im Streichen heraushebt und daß die den geringmächtigen Schichtgruppen da—dy des Barrandiums entsprechenden Gesteine einen ziemlich breiten Raum einnehmen, für eine ziemliche flache Lagerung der Schichten.¹⁴⁾ Zu welchem Betrage der Abtragung gelangen wir nun, wenn wir annehmen, daß es sich bei Tehau um eine offene, flache Mulde gehandelt hat? Die nächstgelegene Stelle der Hauptmulde, wo der obere Teil des Untersilurs (de—dζ) vollständig erhalten ist, ist der Raum östlich von Prag; für das Obersilur und Devon müssen wir die Verhältnisse bei Kohlfelden (Hlubočepý) zum Vergleich heranziehen. Nach den Profilen bei K o d y m (23, Taf II) ist de etwa 600 m, dζ 450 m, e 350 m, f + g 500 m mächtig; h ist im Bereiche dieser Profile nicht vollständig erhalten, doch können wir die Mächtigkeit nach Analogie mit den Verhältnissen bei Hostim auf 200—300 m schätzen. Wenn es gestattet ist, die Mächtigkeiten der Hauptmulde auch in der Tehauer Mulde anzunehmen, kann über dem Tehauer Muldenkern nicht viel mehr als 2000 m Gestein entfernt worden sein, oder mit anderen Worten, der Ritschaner Granit müßte an dieser Stelle in einer Tiefe von nur 2000 m unter der Erdoberfläche erstarrt sein. Das ist eine überraschend seichte Lage: denn bei einer geothermischen Tiefenstufe von 33 m würde 2000 m unter der Erdoberfläche eine nur um 60° höhere Temperatur geherrscht haben als an der Erdoberfläche, bei einer geothermischen Tiefenstufe von 10 m — die ja auch heute in Gebieten, in denen sich Magma in geringer Tiefe unter der Erdoberfläche befindet, nicht selten ist — wäre die Temperatur nur um 200° höher gewesen als an der Erdoberfläche. Es ist fraglich, ob schon bei einer so niedrigen Temperatur das Magma in Form des Tiefengesteins erstarren kann und ob die Bildung eines ½ km breiten Kontakthofes mit Hornfelsbildung möglich ist. Vielleicht war damals an dieser Stelle die geothermische Tiefenstufe noch kleiner?

Sollte von petrographischer Seite eine Erstarrung des Granites in größerer Tiefe gefordert werden, gibt es nur zwei Möglichkeiten: die eine wäre die Annahme, daß die scheinbar so flache Mulde von Tehau nur der Basisteil einer Isoklinalmulde war, so daß die Mulde in der in Abb. 2 mit gestrichelten Linien angedeuteten Weise gegen oben ergänzt werden müßte. Eine derartige Ergänzung ist zwar möglich, aber nach dem Baustil der Hauptmulde des Barrandiums wesentlich unwahrscheinlicher als die Ergänzung mit ausgezogenen Linien zu einer einfachen, flachen, aufrechten Mulde. Die andere Möglichkeit wäre die Annahme, daß über der Mulde

¹⁴⁾ Auch die wenigen Aufschlüsse, bei denen das Fallen mit Sicherheit zu messen ist, zeigen — soweit mir bekannt ist — Fallwinkel unter 45°.

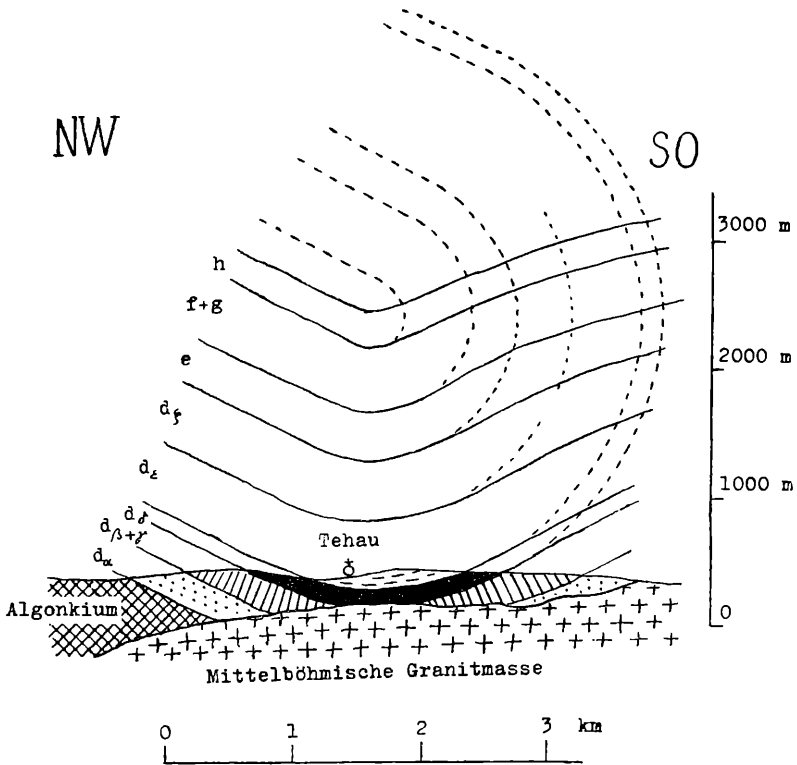


Abb. 2. Schematische Darstellung der über der Tehauer Mulde abgetragenen Gesteinsmassen.

von Tehau eine jetzt gänzlich abgetragene Ueberschiebungsdecke lag; für die ehemalige Existenz einer solchen Decke besteht aber nicht der geringste Anhaltspunkt.

Wir kommen übrigens zu ähnlichen Schwierigkeiten bei der Feststellung, daß auch die tertiären Tiefengesteine des Böhmisches Mittelgebirges in sehr geringer Tiefe unter der Erdoberfläche entstanden sein müssen. Nach H i b s c h (14, S. 73) ist die Intrusion der Essexite bei Rongstock und östlich von Klein-Priesen nach der Eruption der älteren Basalte, älteren Phonolithe und der Sodalith-Tephrite, aber vor der Eruption der Nephelin- und Leuzit-Tephrite sowie der Trachyte und jüngeren Phonolithe eingetreten. Da der Essexitkörper des Lechenberges bei Kl.-Priesen nach der geol. Karte, Blatt „Gr.-Priesen“, bis an die Basis der Basalttuffe emporgestiegen und diese noch kontaktmetamorph verändert hat (13, S. 544), kann zur Zeit der Essexitintrusion über diesem nur Basalt und Basalttuff, vielleicht auch Phonolith oder Sodalith-Tephrit und der zugehörige Tuff gelegen gewesen sein; alle jüngeren Eruptivgesteine und Sedimente waren noch nicht vorhanden. Nun sind die Basalte und Basalttuffe in der Umgebung des Essexits überall von geringer Mächtigkeit: am Matzenstein (SW von Kl.-Priesen) erreichen sie eine Mächtigkeit von höchstens 200 m; darüber liegen bereits Nephelin- und Leuzit-Tephrite, die nach H i b s c h jünger sind als der Essexit. Auch bei Böhm.-Pokau (NW von Rongstock) sind Basalt und Basalttuff in einer Mächtigkeit von etwa 200 m erhalten, am Zinkenstein ist der nur

spärliche Zwischenlagen von Basalt aufweisende Basalttuff etwa 300 m mächtig. Es ist ja möglich, daß die Basaltmächtigkeit über dem Essexit etwas größer war als in der Umgebung, aber viel kann die Mächtigkeitszunahme bei der Dünnflüssigkeit der Basaltlava nicht ausmachen. Vielleicht lag über den basaltischen Gesteinen noch eine Sodalith-Tephrit-Decke; am Hohen Stein, 3 km westlich von Rongstock, hat sich eine Decke dieses Gesteins in einer Mächtigkeit von etwa 100 m erhalten. Da das Hangende fehlt, kennt man nicht die ursprüngliche Mächtigkeit; aber mehr als wenige 100 m hat sie wohl nicht betragen. Gar kein Anhaltspunkt besteht, daß früher auch Phonolith darüber lag; denn der Phonolith des Pradelberges westlich von Rongstock gehört zu den jüngeren Phonolithen (12, S. 25). Auch der Trachyttuff, der den Essexitstock von Rongstock überlagert, ist jünger als dieser.

Man sieht also, man hat die größten Schwierigkeiten, eine nur 1000 m mächtige Ueberlagerung des Essexits zu rekonstruieren.

Das Dach des Ritschaner Granites muß spätestens zur Zeit des Rotliegenden, also geologisch gesprochen nur wenig später als das des Granites von Staab fast ebenso weit abgetragen gewesen sein als heute. Denn der Ritschaner Granit wird an seiner ganzen Ostseite vom Rotliegenden von Böhmisches-Brod überlagert.

2. Südböhmen.

Von den ausgedehnten, bis nahe an die Sasau reichenden Permablagerungen von Böhmisches-Brod führt eine Reihe kleiner Rotliegendeste bis in die Gegend von Budweis. Es sind dies folgende Reste: 1. Diwischau (Divišov) bei Sternberg an der Sasau, 2. westlich Wlaschim (Vlašín), 3. Chejnow (Chýnov) östlich von Tabor, 4. Raum nordöstlich von Budweis. Alle diese Permablagerungen liegen kristallinen Schiefeln, und zwar moldanubischen Katakgesteinen auf. Hier muß daher der Betrag der vorpermischen Abtragung noch erheblich größer gewesen sein als im Bereiche des Barrandiums. Eine Berechnung ist hier unmöglich, doch muß mit der Abtragung von mehreren Kilometern Gestein gerechnet werden.

Stark (35, S. 389) nimmt im nördlichen Böhmerwald für das Gebiet der Glimmerschiefer der Tillenberge eine Ueberlagerung von „4000—5000 m (eher mehr) Gestein“ zur Zeit der Metamorphose an. Cornelius gelangt durch seine Untersuchungen in den Centralalpen (8, S. 316; 9, S. 299) zu dem Ergebnis, daß noch in Tiefen von 9—10 km unter der Erdoberfläche die epizonale Dynamometamorphose herrscht. Mindestens 15 km Abtragung sind daher wohl erforderlich, wenn die moldanubische Katamorphose nur durch die tiefe Lage des Gesteins in der Erdrinde bedingt ist.

Allerdings nimmt F. E. Sueß (41, S. 26) an, daß die kazonale Metamorphose der moldanubischen Gesteine nicht so sehr durch tiefe Versenkung, als durch den Einfluß der Granitstöcke hervorgerufen ist. Aber auch bei dieser „subbatholithischen“ Metamorphose, wie sie B u b n o f f genannt hat, muß die Abtragung ein sehr bedeutendes Ausmaß erreicht haben; denn es müssen ja im Hangenden der moldanubischen Gneise Granitmassen von bedeu-

tender Mächtigkeit abgetragen worden sein, da man dünnen Granitlakkolithen keine so gewaltige Metamorphosenwirkung zuschreiben kann, und überdies nicht metamorphes Paläozoikum im Hangenden der Granitstöcke in einer Mächtigkeit von einigen Kilometern.

Wenn man sich auf den Standpunkt von F. E. Sueß (41, S. 31) stellt, daß in den moldanubischen kristallinen Schiefern auch das Barrandium in metamorpher Fazies enthalten ist und die Gesamttektonik variszisch ist, muß diese riesige Abtragsleistung gänzlich dem Karbon zufallen.

Wenn man aber den z. B. von B u b n o f f (7, S. 459–464) vertretenen Standpunkt teilt, daß die moldanubischen Schiefer im wesentlichen archaisch sind und die Metamorphose vorkambrisch ist, kann man annehmen, daß sich der Abtragungsvorgang auf einen längeren Zeitraum verteilt, denn es steht nichts im Wege, anzunehmen, daß Südböhmen schon im Altpaläozoikum Festland und Abtragsgebiet war.

Sueß führt (41, S. 30) eine Reihe von moldanubischen Gesteinen an, die man als metamorphe Äquivalente von Gesteinen des Barrandiums betrachten könnte. Wenn es sich hier wirklich um die Äquivalente des Barrandiums handelt, müßten diese Schichten auch in der metamorphen Fazies wenigstens annähernd in derselben Reihenfolge aufeinander folgen wie im Barrandium selbst, so daß man eine entsprechende Schichtenfolge, sowie Mulden und Sättel erkennen müßte. Es müßte zum Beispiel beim Silur und Devon eine Schichtenfolge nachweisbar sein, die etwa so aussieht: Schiefergneise mit verhältnismäßig dünnen Zwischenlagen von Quarzitschiefern (d), darüber Graphit führende Gneise mit Amphibolitzügen (ea mit Diabasen), darüber Graphit führende Marmore (e β +e γ), dann reine Marmore (f), darüber unreinere Marmore und Kalksilikatgesteine (g), schließlich neuerlich Schiefergneis (h). Eine ähnliche, mit dem Barrandium vergleichbare Schichtenfolge ist nur in den von K e t t n e r (20) beschriebenen „Metamorphen Inseln“ innerhalb der Mittelböhmisches Granitmasse bekannt, und zwar abgesehen von der nur kontaktmetamorphen, bereits S. 114 behandelten Mulde von Tehau in der viel stärker (auch dynamometamorph) veränderten Mulde: Tschertschan (Čerčany) — Seltshan (Sedlčany) — Schönberg (Krásná hora) — Mirowitz (Mirovice). Hier erscheint es auch meiner Ansicht nach als sehr wahrscheinlich, daß wirklich Barrandium in metamorpher Fazies vorliegt.

Hingegen trifft man in dem ganzen Raume südlich der Mittelböhmisches Granitmasse nirgends etwas Aehnliches an. Man wird sich zum Beispiel in der Umgebung von Krummau, wo Marmor, Graphit, Amphibolit auftreten, vergebens bemühen, eine dem Barrandium auch nur entfernt ähnliche Schichtenfolge herauszufinden. (Vergl. dazu die Arbeiten von B a l z e r [3], H e g e n b a r t [11] und M a u t n e r [28].)

Auch der Vergleich mit den Ostalpen macht es wahrscheinlicher, daß die moldanubischen Gesteine von vorpaläozoischem Alter sind. Denn die Amphibolit-, Graphit- und Marmorzüge im Moldanubikum lassen sich nach Schwinner (34, S. 115) viel eher mit den sicher vorpaläozoischen Brettsteinzügen in den Niederen Tauern als mit dem Altpaläozoikum der Ostalpen vergleichen. Hingegen wendet sich F. E. Sueß (42, S. 32) auf Grund seiner reichen petrographischen Erfahrung gegen die Parallelisierung der moldanubischen Gesteine mit denen der Brettsteinzüge. Doch scheint mir — auch bei Berücksichtigung aller von Sueß angeführter Unterschiede — die Aehnlichkeit zwischen den Brettsteinzügen und der moldanubischen Marmor-Amphiboliterie noch größer zu sein als zwischen dieser und dem metamorph gedachten Barrandium. Warum sollen nicht auch im Archäikum auf der Strecke Steiermark-Waldviertel Faziesänderungen eingetreten sein? Es kann sich ja auch um verschieden alte, aber trotzdem in beiden Fällen um vorpaläozoische Serien handeln.

Wenn die moldanubischen Gesteine wirklich das Aequivalent des Barrandiums wären, müßte man einen allmählichen Uebergang von nicht metamorphen über schwach metamorphe zu hochmetamorphen Gesteinen feststellen können. Der erste Teil dieses Ueberganges scheint tatsächlich vorhanden zu sein: die algonkischen Tonschiefer Mittelböhmens gehen in Westböhmen in Phyllite über, das nicht metamorphe Silur des Barrandiums in das metamorphe der „Inseln“. Aber zwischen dem Phyllit und dem moldanubischen Paragneis der Katazone klafft eine sehr große Lücke in der Metamorphose, und außerdem zeigt das geologische Kartenbild in Westböhmen, daß die moldanubischen Gneise des Böhmerwaldes die Phyllite unterlagern und daher wohl älter sind als diese. Stark (35, S. 388) schreibt darüber: „Dieser kristalline Gesteinsuntergrund (Gneise, Glimmerschiefer, Amphibolite usw.) ist, wie dies schon aus den frühen Aufnahmen der geologischen Reichsanstalt, jedoch auch aus den Studien Zippe's, Reuß', Zepharovich's hervorgeht, unter dem Urtonschiefergebiet in Westböhmen durchzuziehen, welches er in weitem Bogen umzieht und vielfach unterteuft, so in der Gegend südlich Klattau beginnend, dann in der Gegend Bischofteinitz fortziehend und nach N westlich den Siebenbergen fortlaufend, wo z. B. Granat, Disthen führende Glimmerschiefer aufsetzen...“

In der Richtung vom Barrandium gegen Süden ist zwischen die metamorphen Inseln und die moldanubischen Gneise die Hauptmasse des Mittelböhmischen Granites eingeschaltet, doch hat man auch hier den Eindruck, daß sich die moldanubischen Gneise im Liegenden der Gesteine der metamorphen Inseln befinden. Denn Sueß (41, S. 25) schreibt: „Nach der übereinstimmenden Darstellung älterer und neuerer Beobachter tauchen die Gneise mit steilerem oder flacherem Winkel allenthalben unter den Batholithen hinab.“ Man muß sich daher offenbar vorstellen, daß sich

der Granit, einem gewaltigen Lakkolithen ähnlich, zwischen das Paläozoikum der Zone Tschertschan—Mirowitz und dessen Gneisuntergrund hineindrängt.

Selbstverständlich bleibt auch dann, wenn man die moldanubischen Gneise für vorpaläozoisch hält, die karbonische Abtragung in Südböhmen sehr bedeutend. Das geht schon daraus hervor, daß der offenbar karbonische¹⁵⁾ Südböhmische Granitstock auf so riesigen Flächen freigelegt wurde. Allerdings ist es nirgends bewiesen, daß die Freilegung der Südböhmischen Granitmasse wirklich schon im Karbon oder Perm vollendet war, denn im Hangenden dieses Granites hat sich nirgends ein Karbon- oder Permrest erhalten, und das Rotliegende von Budweis ist vom Südböhmischen Granit ziemlich weit entfernt. Aber selbst wenn die Freilegung des Südböhmischen Granites wirklich im Karbon oder Perm erfolgt ist, kann man für diese Zeiten mit einer Abtragung von 3000 bis höchstens 5000 m auskommen, was sich mit den im Barrandium errechneten Zahlen in Einklang bringen läßt, während Abtragungen von der Größenordnung von 15.000 m (S. 117) doch sehr unwahrscheinlich sind.

3. Mähren.

In Böhmen kann nur die Diskordanz an der Basis des Oberkarbons und Perms zur Abschätzung der karbonischen Abtragung verwendet werden, in Mähren aber sind zwei zu diesem Zwecke brauchbare Diskordanzen vorhanden: 1. Die Diskordanz an der Basis des Kulms des Plateaus von Drahan, 2. die Diskordanz an der Basis des Oberkarbons (Stephans) der Boskowitzter Furche.

Die Boskowitzter Furche ist in ihrem südlichen Teile, wo sie beiderseits von älteren Gesteinen gesäumt ist, eine grabenartig an Staffelbrüchen versenkte Mulde. Der Ostrand ist ein „nahezu geradliniger Bruch“ (F. E. Sueß 39, S. 321), die Westbegrenzung hingegen ist nur stellenweise ein Bruch, an anderen Stellen ist normale Auflagerung vorhanden.¹⁶⁾ Das Grundkonglomerat der Westseite, das Balinka-Konglomerat, besteht „fast ausschließlich aus den Trümmern der in der Nähe anstehenden kristallinen Schiefer“ (41, S. 224). Daraus ergibt sich, daß der heutige Zustand der Abtragung in dem unmittelbar an die Boskowitzter Furche grenzenden Streifen der kristallinen Schiefer schon vor dem Stephan bestanden haben muß.

Hier haben wir es mit einer mindestens ebenso großen Abtragsleistung zu tun wie in Südböhmen. Das ergibt sich aus folgenden Erwägungen: Das Oberkarbon und Perm der Boskowitzter

¹⁵⁾ Auch das ist strenggenommen nirgends bewiesen, denn der Südböhmische Granit kommt nirgends mit nachweisbar paläozoischen Gesteinen in Berührung. Er könnte daher auch älter sein als der sicher karbonische Mittelböhmische Granit. Die Brünnner Granitmasse ist z. B. vordevonisch. Bei der chemischen Uebereinstimmung zwischen Mittel- und Südböhmischem Granit ist allerdings gleiches Alter wohl sehr wahrscheinlich.

¹⁶⁾ Vergl. die Profilreihe bei F. E. Sueß, 39, Taf. XIX.

Furche grenzt von Kromau bis Oslawan an moldanubische Gesteine, von hier bis nördlich von Tischnowitz an die moravischen Gesteine der Schwarzakuppel, weiterhin wieder an moldanubische Gesteine, und zwar bis Lissitz an die von Sueß als Diaphthorite nach Katagesteinen erkannten „äußeren Phyllite“, noch weiter im Norden an moldanubische Gneise und Amphibolite. Daraus ergibt sich, daß das Schwarzafenster schon vor der Transgression des Oberkarbons durch die Erosion geöffnet war, und zwar muß die Öffnung bei Tischnowitz bereits bis auf den innersten Kern der Kuppel erfolgt sein. Denn hier steht die Kwietnitzza (Květnica) serie in unmittelbarer Nähe des Westrandes der Boskowitzter Furche an, nach Sueß der innerste Kern der zwiebelschalenartig gebauten Schwarzakuppel.

Wie viel ist nun bei Tischnowitz vor dem Oberkarbon abgetragen worden? Sueß gibt leider in seinen Arbeiten kein Profil durch die Schwarzakuppel. Nach dem Profile Z a p l e t a l s¹⁷⁾ lagen über den tiefsten Gesteinen der Kwietnitzzaserie moravische Gesteine in einer Mächtigkeit von etwa 3 km. Darüber aber muß erst die moldanubische Decke gelegen gewesen sein. Welche Mindestmächtigkeit müssen wir nun dieser Decke zuschreiben? F. E. Sueß betrachtet bekanntlich die Glimmerschiefer an der Basis der moldanubischen Decke als Diaphthorite nach Katagneisen. Wie Sueß (40, S. 593) und Kölbl (26) näher ausgeführt haben, besitzen diese Diaphthorite in der Thaya-Kuppel und im südlichen Teile der Schwarza-Kuppel das Aussehen von Glimmerschiefern (Mesozone), im nördlichen Teile der Schwarza-Kuppel von Phylliten (Epizone). Demnach muß die moldanubische Ueberschiebungsfläche zur Zeit ihrer Entstehung im Süden in größerer, im Norden in geringerer Tiefe unter der damaligen Erdoberfläche gelegen gewesen sein, oder mit anderen Worten, die Mächtigkeit der moldanubischen Decke muß gegen Norden geringer geworden sein. Aber auch im Norden muß die moldanubische Ueberschiebung noch in einer solchen Tiefe gelegen gewesen sein, daß sich kristalline Schiefer der Epizone bilden konnten; denn wenn sie in einer geringeren Tiefe gelegen gewesen wäre, wäre es nicht zu Diaphthorose, sondern nur zur Bildung einer Reibungsbreccie gekommen. Sueß (40, S. 592) schreibt ausdrücklich über die Gesteine der Glimmerschiefergruppe und der äußeren Phyllitgruppe: „Diese Gesteine sind jedoch keine Mylonite, sie zeigen zumeist keine ausgesprochene mechanische Zertrümmerung; die Umformung hat sich unter krystalloblastischer Neubildung und Krystallisationschieferung vollzogen, so daß neue vollkristalline Schiefer entstanden sind.“ Wenn wir nun unter Berücksichtigung der von Cornelius für die Tiefenlage der Epi- und Mesozone in den Alpen gefundenen Zahlen (Siehe S. 117) die ursprüngliche Mächtigkeit der moldanubischen Decke bei Tischnowitz sehr gering auf 5 km schätzen,

¹⁷⁾ bei Kettner, 19, S. 337.

wären hier vor der Transgression des Stephan nicht weniger als $3 + 5 = 8$ km Gestein abgetragen worden.

Zapletal (51, S. 135) vertritt im Gegensatz zu der von Sueß ausgesprochenen Meinung die Ansicht, daß die äußeren Phyllite keine Diaphthorite sind, sondern zu der moravischen Zone gehören. Wenn diese Ansicht zutrifft — da ich in dieser Frage keine eigenen Erfahrungen habe, kann ich mich nicht für eine der beiden Meinungen entscheiden — haben wir keinen Anhaltspunkt dafür, daß die Mächtigkeit der moldanubischen Decke gegen Norden geringer werde. Aber eine Mindestmächtigkeit von 5 km müssen wir dieser Decke auf jeden Fall zubilligen, da es sonst nicht möglich wäre, daß unter ihrer Last das Moravikum metamorphosiert wurde.

Dabei ist aber noch nicht berücksichtigt, daß die moldanubischen Katagneise ihre Metamorphose in einer Tiefe von mindestens 15 km (siehe S. 117) erlangt haben müssen; es muß also zur Zeit des Eintrittes der moldanubischen Ueberschiebung, welche die Diaphthorose der Katagneise erzeugte, bereits 10 km Gestein im Hangenden der Gneise abgetragen gewesen sein, so daß sich der Gesamtbetrag der voroberkarbonischen Abtragung auf etwa 18 km erhöht.

Wenn nun die moravischen Kalke tatsächlich dem Devon angehören — Zapletal (49, S. 549) vermutet in den Kalken von Herotitz (Herotice) sogar Oberdevon — so müßte sich dieser ganze riesige Abtragungsvorgang in dem Zeitraume zwischen der Obergrenze des Devons und der Untergrenze des Stephans abgespielt haben.

Durch die Betrachtung der Diskordanz an der Basis des Kulms gelangen wir aber zu einer noch weiteren Einengung des Zeitraumes für diese Abtragsarbeit.

F. E. Sueß konnte zeigen, daß in dem Raume, der im Westen durch die Boskowitz Furche zwischen Gewitsch und Mährisch-Trübau, im Osten durch die Olmützer Bucht begrenzt ist, der Kulm diskordant teils über moldanubischen, teils über moravischen Gesteinen gelegen ist, so daß hier bereits vor der Transgression des Kulms die Moravische Zone unter der moldanubischen Decke durch die Erosion in Fenstern freigelegt wurde (41, S. 215, Karte, Abb. 27).¹⁸⁾ Daraus ergibt sich, daß wenigstens in diesem Teile von Mähren der Abtragungsvorgang auf den Zeitraum zwischen Devon und Kulm beschränkt ist.

Wie groß war nun der Zeitraum zwischen Devon und Kulm? Nach K. Zapletal (50) und Z. Jaroš (16, Tabelle S. 264) ist im Oberdevon bei Brünn die gesamte Schindewolf'sche Stufenfolge (Manticoceras- bis Gattendorfiastufe) vorhanden, davon die Stufen I—V als Kalke, die Stufen VI—VII als Cypridinschiefer. Nach

¹⁸⁾ Dasselbe Lagerungsverhältnis zeigt auch der Kulm bei Kodau und Hosterlitz am Nordende der Thayakuppel (41, S. 195, Abb. 23).

J. Oppenheimer (29) reicht das Profil nur bis zur Stufe IV (Postprolobites-Stufe). Ferner beschreibt K. Patteisky (30, S. 252) aus den in der Fazies bereits gänzlich dem Kulm gleichenden Dachschiefern von Jessenetz bei Konitz eine *Gonioclymenia subarmata* Mstr., ein Leitfossil der oberdevonischen Wocklumeria-Stufe. Dieser wichtige Fund zeigt, daß im Bereiche des Plateaus von Drahan auch noch das oberste Oberdevon vorhanden ist, und zwar bereits in Kulmfazies, in Form der Engelsberger Schichten, welche — im Gegensatz zur kalkigen Fazies bei Brünn — im Gesenke das ganze Oberdevon aufbauen. Man kann daher vermuten, daß auch in den „Schiefern des Kulm“, die sich nach der geologischen Spezialkarte, Blatt: „Boskowitz und Blanz (Blansko)“ bei Sloup, Jedowitz und Kiritin zwischen die Devonkalke und die Grauwacken des Kulm einschalten, das oberste Oberdevon in Tonschiefer-Fazies enthalten ist.

Demnach dürfte die bretonische Gebirgsbildungs- und Abtragsphase erst in den Zeitraum zwischen der Ablagerung dieser „Kulm“-Schiefer und der Kulmgrauwacken hineinfallen.¹⁹⁾ Denn die grobklastischen Kulmgrauwacken sind ja wohl erst das der Abtragung entsprechende Sediment, welche der bretonischen Gebirgsbildungsphase gefolgt sein muß. Die aus den geologischen Spezialkarten ersichtliche Tatsache, daß die Tonschieferzone zwischen den Devonkalken und den Kulmgrauwacken an vielen Stellen fehlt, beweist ja bereits die diskordante Lage der letzteren. In diesem Zusammenhange ist es besonders wichtig, daß auch dort, wo der Kulm über den moravischen Deckenbau transgrediert (z. B. im Netztale), der Kulm mit Grauwacken beginnt.

Für das Alter der Kulmgrauwacke des Plateaus von Drahan ergeben sich nach P. Altar (1) aus Fossilfunden bei Mislowitz (Myslejovice), 9 km südwestlich von Proßnitz, wichtige Anhaltspunkte. Demnach entsprechen diese Kulmgrauwacken der Stufe III des Unterkarbons (Visé-Stufe). Wenn man diese Altersbestimmung

¹⁹⁾ Das darf natürlich nicht in dem Sinne mißverstanden werden, daß ich allen Kulmschiefern des Plateaus von Drahan ein höheres Alter als den Kulmgrauwacken zuschreiben möchte. Schon das Profil bei Altar (1) zeigt, daß Kulmgrauwacken und Kulmschiefer in mehrfacher stratigraphischer Wechselagerung stehen.

Im südlichen Schwarzwald liegt die Hauptdiskordanz zwischen der Procanites- und Pericyclus-Stufe und entspricht somit wohl der selkischen Phase der bretonischen Orogenese (vergl. dazu 37, S. 15, und 48, S. 538–542).

In der moravischen Zone ist die Gebirgsbildung wohl früher eingetreten. Zapletal (51, S. 128) schließt aus dem Fehlen der Stufen VI und VII in der moravischen Zone, daß dort die Deckenbewegung bereits in der marsischen Phase eingetreten ist. Das ist möglich; aber die Heraushebung des Gebirges über das Meer und die Abtragung ist wohl erst zur Zeit der Ablagerung der Kulmgrauwacken eingetreten. Zapletal nimmt außer der marsischen Hauptphase für die Gegend von Brünn noch zwei weitere Phasen der altvariszischen Gebirgsbildung an: 1. zwischen den Stufen VI und VII des Oberdevons, 2. innerhalb der Stufe III des Unterkarbons.

auch auf die Kulmgrauwacken östlich von Gewitsch und Mährisch-Trübau übertragen darf, steht in diesem Raume für die bretonische Gebirgsbildung und die darauf folgende Abtragung höchstens der den Stufen I und II des Unterkarbons entsprechende Zeitraum zur Verfügung.

Vergegenwärtigen wir uns einmal, was sich alles nach der Synthese von F. E. Sueß in dem Zeitraume zwischen dem Oberdevon und dem Kulm im moldanubischen und moravischen Raume ereignet haben müßte:

1. Die Faltung des Barrandiums und der (damals noch nicht metamorphen) moldanubischen Gesteine (wahrscheinlich an der Devon-Karbon-Grenze).

2. Die Intrusion der Granite im moldanubischen Gebiete. (Wie die Verhältnisse bei Ritschan zeigen, muß die Intrusion des Ritschauer Granites der Faltung der Tehauer Mulde nachgefolgt sein.) Gleichzeitig mit der Intrusion der Granitmassen ist die posttektonische Metamorphose der moldanubischen Gesteine eingetreten (Intrusionstektonik).

3. Eine sehr bedeutende Abtragung, welche in der moldanubischen Region fast das ganze Dach von nicht oder nur wenig metamorphen Gesteinen entfernte, so daß die moldanubischen Katakusteine in eine oberflächennähere Lage gelangten. Nur im Barrandium und im Eisengebirge blieb das Dach erhalten. Die Annahme dieser Abtragsphase ist nötig, um die epizonale Metamorphose der moravischen Gesteine zu erklären, die gleichzeitig mit den tektonischen Vorgängen 4 erfolgte.

4. Die Ausbildung der gewaltigen, ostgerichteten moldanubischen Deckenüberschiebung, an der die moldanubischen Katakusteine auf Devon aufgeschoben wurden, welchem unter der Last der moldanubischen Decke ein interner Deckenbau und eine epizonale Metamorphose aufgeprägt wurde.

5. Eine neuerliche große Abtragsphase, in welcher in der Thaya- und Schwarzakuppel nicht nur die moldanubische Decke, sondern auch bedeutende Teile des moravischen Deckensystems abgetragen wurden.

6. Jetzt erst erfolgte die Transgression des Kulm-Meeres.

Man sieht also, daß sich nach der Vorstellung von F. E. Sueß in dem Zeitraume zwischen Devon und Kulm eine lange Folge von gewaltigen Zeiträume beanspruchenden tektonischen und abtragenden Vorgängen zusammendrängt. Ich bin mir wohl bewußt, daß man die geologischen Zeiträume sehr lang annehmen und sich auch die stratigraphischen Lücken oft sehr lang vorstellen muß. Aber eine derartige Fülle von Ereignissen hat meiner Ansicht nach in dem Zeitraum zwischen Devon und Kulm keinen Platz, und zwar besonders aus dem Grunde, weil sich sonst in Europa eine derartige Häufung von lange Zeit beanspruchenden Vorgängen zwischen Devon und Kulm nicht nachweisen läßt.

Eine tektonische Diskordanz²⁰⁾ zwischen Devon und Karbon ist zwar im ganzen variszischen Gebirge nachweisbar, aber fast überall handelt es sich bei der bretonischen Orogenese um eine flache, unbedeutende Faltung mit nachfolgender geringfügiger Abtragung. So transgrediert im Rheinischen Schiefergebirge das Unterkarbon über keine älteren Gesteine als Oberdevon, wenn auch bisweilen über tiefere Stufen des Oberdevons (7, S. 271). Im Harz ist die Diskordanz etwas stärker, es kommt vor, daß der Kulm über Unterdevon übergreift (7, S. 389). Auch in Sachsen und Thüringen ist die Diskordanz zwischen Devon und Kulm nur „gelegentlich nachweisbar“ (7, S. 607), also recht unbedeutend. In den Westsudeten ist nach E. Bederke (4, S. 497—501) trotz des Uebergreifens des Kulms auf die Gneise des Eulengebirges die bretonische Winkel-Diskordanz gleichfalls sehr unbedeutend. Auch in den Ostsudeten liegt die Kulmgrauwacke (Bennischer Grauwacke nach P a t t e i s k y) teils auf oberdevonischen Engelsberger Schichten, teils auf Mitteldevon (bei Sternberg, Bennisch und Bärn), nirgends auf älteren Gesteinen auf (vergl. die Karte bei P a t t e i s k y 30). Besonders bedeutsam für unsere Frage ist die Tatsache, daß auf der etwa 25 km langen Strecke von Löschnitz östlich von Brünn bis Sloup der Kulm durchwegs auf Ober- oder Mitteldevon aufliegt, so daß auch hier keine sehr bedeutende Diskordanz vorliegt.

In allen diesen Gebieten wird man mit einer vorkulmischen Abtragung von einigen 100 m auskommen. Auch der Faunenunterschied zwischen Oberdevon und Unterkarbon ist nicht so groß, daß es von diesem Standpunkt aus berechtigt wäre, zwischen beiden Formationen Zeiträume von ungeheurer Länge anzunehmen. Es müßte sich um eine auf der ganzen Erde verbreitete Festlandsperiode von vielen Millionen Jahren Dauer gehandelt haben, damit die von Sueß in diesen Zeitraum versetzten tektonischen und abtragenden Vorgänge darin Platz haben.

Zweifellos ist die Diskordanz an der Basis des Kulms in dem Raume zwischen Boskowitz und Hohenstadt erheblich größer als in den bisher erwähnten Gebieten, denn der Kulm liegt hier diskordant nicht nur über Devon, sondern auch über moravischen und moldanubischen kristallinen Schiefen.²¹⁾ Hier war zweifellos die

²⁰⁾ Bisweilen handelt es sich um drei Diskordanzen (marsische, nassauische und selkische Phase nach Stille 37, S. 13, 14).

²¹⁾ Ebenso groß wie in diesem Teile Mährens scheint die bretonische Diskordanz im südlichen Schwarzwald zu sein, wo nach Wilser (48) zwischen Protocanites-Stufe und Kulm eine bedeutende Gebirgsbildung und Granitintrusionen eintraten. Der Intrusion muß eine beträchtliche Abtragung gefolgt sein, da sich die Granite als Gerölle in den Kulmkonglomeraten finden. Doch wird man auch dort mit Abtragungswerten das Auslangen finden, die in der Größenordnung etwa den oben für das Barrandium gefundenen entsprechen. Denn die Metamorphose der in den Kulmgrauwacken als Gerölle auftretenden „alten Schiefer“ ist nach Wilser Kontaktmetamorphose (48, S. 538).

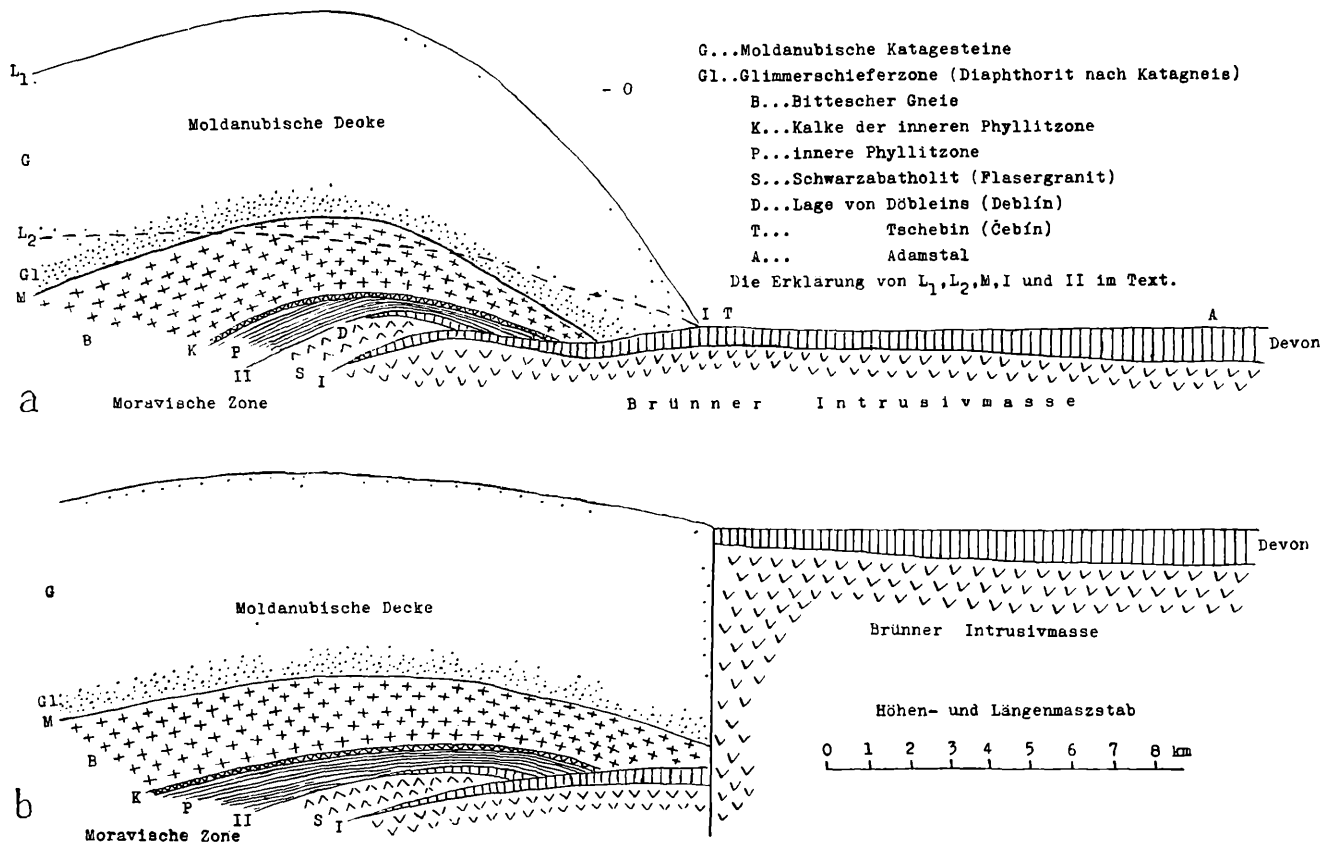


Abb. 3. Zwei schematische Deutungsversuche des Baues der Schwarzakuppel und deren Verbindung mit der Brünnner Intrusivmasse.

bretonische Orogenese durch starke Faltung, Ueberschiebungen von mäßiger Schubweite und auch durch eine größere nachfolgende Abtragung ausgezeichnet. Aber das ist noch ein himmelweiter Unterschied gegenüber den von Sueß in diesen Zeitraum versetzten Vorgängen; insbesondere ist es unmöglich, daß in großen Tiefen in diesem Zeitraume entstandene kristalline Schiefer durch Abtragung an die Erdoberfläche gelangten.

Es ist nicht denkbar, daß die gewaltigen, von Sueß der bretonischen Orogenese zugerechneten Ereignisse in Westmähren ohne Wirkung auf die angrenzenden Teile des Variszischen Gebirges geblieben sind; sie hätten sich doch wenigstens im Sediment abbilden müssen. Wo aber liegen die Hunderttausende von Kubikkilometer Gestein, die in den beiden Abtragungszeiten entfernt wurden? Im Kulm können sie nicht (oder nur teilweise) enthalten sein, da nach den oben erwähnten Lagerungsverhältnissen östlich von Markt Türnau der Kulm jünger ist als die Oeffnung des Fensters unter der moldanubischen Decke.

Die nichtmetamorphe Beschaffenheit des Devons im Mährischen Karst und das völlige Fehlen von Resten der moravischen oder gar moldanubischen kristallinen Schiefer zwischen diesem Devon und dem Kulm auf der ganzen 38 km langen Strecke zwischen Brünn und Schebetau erklärt Sueß damit, daß die moldanubische Decke und die unter dieser liegenden moravischen Decken niemals so weit gegen Osten gereicht haben. Nun beträgt die Entfernung von Tischnowitz bis zum Westrand des Kulmes östlich von Blanz etwa 25 km. Ein Profil längs der Linie: Tischnowitz — Blanz — Willimowitz müßte daher — unüberhöht gezeichnet — unmittelbar nach Bildung der moldanubischen Ueberschiebung (M. in Abb. 3) und des darunter liegenden moravischen Deckenbaues, aber vor der vorkulmischen Abtragung entweder wie Abb. 3a oder wie 3b oder wie eine Zwischenform zwischen diesen beiden Extremen ausgesehen haben.

Nach 3a befand sich etwa dort, wo jetzt die Boskowitzer Furche liegt, der Steilabfall einer Gebirgsmasse von der Höhe des Himalaya. Diese ganze, etwa über das Niveau D . T . . A aufragende Gebirgsmasse müßte vor der Transgression des Kulms vollständig abgetragen worden sein. Diese Gesteinsmassen können nicht spurlos verschwunden sein; man würde vielmehr am Fuße des riesigen Steilabfalls eine sehr mächtige grobe Blockbreccie erwarten, von der keine Spur vorhanden ist.

Auch wenn man sich vorstellt, daß die Deckenüberschiebungen submarin erfolgten und das Profil 3a ursprünglich unter Wasser lag und erst allmählig aus dem Meer auftauchte, führt es zu Widersprüchen mit den tatsächlichen Beobachtungen. Denn in diesem Falle müßte in der rechten (östlichen) Hälfte des Profiles ursprünglich Tiefsee geherrscht haben; es hätten sich daher Tiefseesedimente, vermischt mit submarinen Gleitmassen, die an der steilen Deckenstirn abgerutscht wären, bilden müssen.

Oestlich von Lösch bei Brünn ist allerdings die Kulmgrauwacke aus einem groben Konglomerat aufgebaut, das aber gut gerundete Gerölle²²⁾ aufweist, die offenbar durch einen Fluß weit transportiert sind. Sehr merkwürdig aber ist, daß nach Sueß (38, S. 50) „die Vergesellschaftung der Gesteine nicht diejenige ist, die man bei einer Herkunft von Westen aus den inneren Tälern der böhmischen Masse erwarten sollte; Amphibolite, Granulite, Fibrolithgneise, Serpentine sind viel zu selten. Eher deuten sie auf die nördlichen Gebiete, auf den kristallinen Kern der Sudeten“. Man kann die Kulmkonglomerate demnach nicht ohne weiteres als das Abtragungsprodukt des kristallinen Schiefergebirges westlich von Brünn betrachten. Weiter im Norden fehlt auch dieses Konglomerat, in der Gegend von Jedowitz zum Beispiel ist die Kulmgrauwacke ein recht fein klastisches Sediment. Aber noch mehr: Die in den Konglomeraten des Rotliegenden der Boskowitz Furche, zum Beispiel im Lubietal, aufgearbeiteten Kulmgrauwacken sind ein ebenso feinklastisches Sediment wie die Kulmgrauwacken bei Jedowitz. Das zeigt, daß auch in unmittelbarer Nähe des Deckengebäudes der Kulm ein ziemlich feinkörniges Sediment war.

In der Gegend bei und nördlich von Brünn kann also zur Zeit der Transgression des Kulms der Stirnrand des gewaltigen Deckengebäudes kein Hochgebirgsabfall gewesen sein. Das 8000 m mächtige Deckengebäude müßte in dem Zeitraum zwischen Oberdevon und Kulm entstanden und wieder bis fast zum heutigen Niveau abgetragen worden sein und die Abtragungsprodukte müßten spurlos verschwunden sein.

Das Fehlen grober Schuttalagerungen am Stirnrande der Decken wird leichter nach dem Schema Abb. 3b erklärt: Der Deckenschub erfolgte in tiefer Lage (vielleicht submarin), wobei es zu einer Herabdrückung des autochthonen Gebirges in gewaltige Tiefen kam. Erst dann hob sich das Gebirge langsam zu seiner jetzigen Höhe und wurde während des Aufsteigens abgetragen. Aber das Ausmaß der Abtragung bleibt auch hier das gleiche wie nach Schema Abb. 3a; nur erfordert der Vorgang noch viel längere Zeiträume als im ersten Falle, und auch hier steht nur die Zeit zwischen Oberdevon und Kulm zur Verfügung. Auch ist es sehr unwahrscheinlich, daß die Grenze zwischen einem durch Belastung mit Decken tief abgesenkten und nachher infolge Abtragung isostatisch wieder zur ursprünglichen Höhe aufsteigenden Land gegen das von diesen Bewegungen unberührt gebliebene Gebiet im Osten so scharf ist wie in Abb. 3b. Schema 3b ist demnach eher noch unwahrscheinlicher als 3a.

Auch wenn man eine Zwischenform zwischen 3a und 3b als Ausgangsstadium für die vorkulmische Abtragung annimmt, ändert es nichts an dem Ausmaß der Abtragung.

²²⁾ Vergl. F. E. Sueß, 38, S. 46.

Daß bei Brünn und Blanz der Bau des Gebirges beiderseits der Boskowitzter Furche gar nicht zusammenpaßt, ist auch F. E. Sueß aufgefallen. Er schreibt daher (43, S. 8): „Durch die tiefgreifende Störung der Boskowitzter Furche ist die Brünnner Intrusivmasse aus dem Zusammenhang mit dem Thayabatholith losgelöst und, wie es scheint, auf unbekannte Weise in nicht unbeträchtlichem Ausmaße verschoben worden; denn es fehlt ein östliches Stück des Schwarzawa-Fensters. Der tektonische Zusammenhang zwischen O und W ist zerrissen und es sieht aus, wie wenn ein Streifen Landes entlang der Boskowitzter Furche herausgenommen oder verschluckt worden wäre.“ Wenn man annimmt, daß zwischen den beiden Rändern der Boskowitzter Furche ein 10—20 km breiter Streifen verschwunden ist, wäre tatsächlich einiges leichter zu erklären: Der Abfall des Hochgebirges in Schema 3a und die Absenkung des deckenbeschwerten autochthonen Gebirges in Schema 3b wären weniger steil. Aber wie soll man sich dieses „Verschlucken“ vorstellen? Eine „Verschluckungszone“ im Sinne Ampferers kann sich nicht unter dem Oberkarbon und Perm der Boskowitzter Furche verbergen; denn dann müßten von der Boskowitzter Furche nach Ost und West gerichtete Überschiebungen ausgehen, oder mindestens müßte man ein steiles Hinabziehen der Gesteine zu beiden Seiten der Furche beobachten. Weiter im Norden, im Bereiche der „Kleinen Hanna“ hilft aber auch die Hypothese einer Verschluckungszone unterhalb der Boskowitzter Furche nichts. Sie ist hier vielmehr gänzlich überflüssig, denn moravische und moldanubische kristalline Schiefer finden sich auch östlich der Furche, und in dem Raume zwischen Markt-Türnau und der Olmützer Ebene liegt dieselbe Kulmplatte diskordant über moldanubischen und moravischen kristallinen Schiefen und über nicht metamorphem Devon.

Meiner Ansicht nach kann nur eines helfen, nämlich die Annahme, daß die S. 124 angeführten Bewegungs-, Intrusions-, Metamorphose- und Abtragungsvorgänge zum größten Teile von vorvariszischem Alter sind²³⁾; denn in diesem Falle verteilen sie sich auf wesentlich längere Zeiträume.

Es wäre schon sehr viel gewonnen, wenn man die Metamorphose der moldanubischen Gesteine — wenigstens teilweise — für vorkambrioch halten könnte. Vielleicht waren die archaischen und algonkischen Gesteine schon vor der Intrusion der karbonischen Granite kristalline Schiefer der Katastufe und wurden

²³⁾ Derselben Ansicht ist auch H. Stille (36, S. 85): „Nach F. E. Sueß soll das Kulm in diesen Teilen des variszischen Bogens sogar eine entfernt ähnliche Rolle spielen wie die Gosau in den Alpen nach der vorgosauischen Faltung; aber sicherlich hat er die Bedeutung der vorkulmischen Faltung für Sachsen und Sudeten, wie vor ihm sein Vater E. Sueß, weit überschätzt, in den Sudeten zumgunsten weit älterer (kaledonischer) Faltungsvorgänge.“

nur in der Umgebung der großen Granitstöcke unter Bedingungen, die in Bezug auf Temperatur und Druck ebenfalls der Katastufe entsprechen, nur insofern umkristallisiert, daß sich jetzt das Streichen der Schieferung den Umrissen der Granitstöcke anschmiegt. Auch wäre es von Vorteil, wenn man von den von S u e ß dem lügischen Bau zugerechneten „Wackengneisen“ zwischen Mährisch-Trübau und Hohenstadt, über die der Kulm des Plateaus von Drahan transgrediert, annehmen könnte, daß sie ihre Metamorphose bereits vorkambriisch erhalten haben.

Vielleicht ist aber auch die moldanubische Ueberschiebung teilweise bereits von kaledonischem Alter, was insofern auch verständlich wäre, als das Streichen der Ueberschiebungslinie mit demjenigen der Ueberschiebungslinien im kaledonischen Gebirge Nordeuropas übereinstimmt.

Allerdings, an der Ramsaulinie wird man wohl an dem variszischen Alter der moldanubischen Ueberschiebung nicht zweifeln können; anders aber ist die Situation bei der Thaya- und Schwarzakuppel.

F. E. S u e ß (41, S. 191) macht auf die höchst merkwürdige Erscheinung aufmerksam, daß die tektonisch am tiefsten liegende Kwietnitzaserie die geringste Metamorphose aufweist, eine geringere als die tektonisch höheren Teile der Moravischen Zone. Diese sonderbare Erscheinung ist unverständlich, wenn man annimmt, daß die Ueberschiebung des Schwarzabatholithen (Granitgneise von Döbleins = Deblín) auf die Kwietnitzaserie gleich alt ist wie die tektonisch höher liegende moldanubische Ueberschiebung; denn es ist unmöglich, daß in derselben Gebirgsbildungsphase näher der Erdoberfläche bei ganz ähnlichen Gesteinen eine stärkere Metamorphose eintritt als in größerer Tiefe.²⁴⁾ Hingegen wird die Erscheinung sofort verständlich, wenn man annehmen darf, daß die Ueberschiebung des Schwarzabatholithen (32) über die Kwietnitzaserie (I in Abb. 3a) und diejenige der „inneren Phyllite“ über den Herotitzer Devonkalk (II in Abb. 3a) wesentlich jünger sind als die moldanubische Ueberschiebung. Man muß sich vorstellen, daß im Zeitpunkt des Eintretens der Ueberschiebungen I und II die damals bereits metamorphen moravischen Gesteine + moldanubische Decke bereits so weit abgetragen waren²⁵⁾, daß diese Ueberschiebungen in so geringer Rindentiefe erfolgten, daß keine wesentliche Metamorphose damit verbunden war. Auch die Schubweite dieser Ueberschiebungen war wohl nicht sehr groß.

²⁴⁾ Auf diese Schwierigkeit haben bereits B. Sander (33, S. 226) und B u b n o f f (7, S. 502) aufmerksam gemacht.

²⁵⁾ Etwa bis zu der gestrichelten Linie L₂ in Abb. 3a.

Das Moravikum trug somit in diesem Zeitpunkt im Bereiche der Schwarzakuppel nur mehr Ruinen der moldanubischen Decke auf seinem Rücken, der Bittescher Gneis und der moravische Phyllit waren bereits metamorphe Gesteine.

Somit könnte man die moldanubische Ueberschiebung (M in Abb. 3a) in die kaledonische, die Ueberschiebungen I und II in die bretonische Phase der variszischen Gebirgsbildung einreihen.

Durch diese Zerlegung in zwei zeitlich weit getrennte Phasen werden zwei Vorteile erzielt: 1. Die geringe Metamorphose der Kwietnitzaserie im Vergleich mit den tektonisch höher liegenden moravischen Gesteinen wird erklärt. 2. Die karbonische Abtragung wird auf ein erträgliches Maß reduziert. Denn es braucht nur die etwa 2000 m mächtige Gesteinsmasse unterhalb der Fläche L_2 in dem Zeitraum zwischen Oberdevon und Kulm abgetragen zu werden und nicht die etwa 8000 m mächtige Gesteinsmasse unter L_1 , für deren Abtragung die ganze Devonzeit zur Verfügung steht.

Natürlich müßte man dann auf die Hypothese verzichten, daß sämtliche Kalke und Phyllite der Thaya- und Schwarzakuppel dem Devon angehören; nur die Gesteine der Kwietnitzaserie und der Herotitzer Kalk, welche die größte Aehnlichkeit mit dem Brüner Devon haben, könnten beim Devon verbleiben. Warum kann der moravische Phyllit²⁰⁾ kein metamorpher silurischer Tonschiefer, der graue moravische Kalk in seinem Hangenden kein leicht metamorpher Silurkalk sein? Zapletal (49) vermutet auch in den Kalken am Südfuß der Kwietnitz Silur, was allerdings von Sueß (43, S. 7) bestritten wird.

Die Erscheinung, daß Ueberschiebungen in ziemlich weit von einander abstehenden Zeiträumen in derselben Richtung erfolgten, und daß die höheren Ueberschiebungen älter, die tieferen jünger sind, kennen wir ja auch sonst nicht selten, z. B. aus den Alpen. So sind die Ueberschiebung der Inntaldecke und die Ueberschiebung der Nördlichen Kalkalpen über die Flyschzone in derselben Richtung erfolgt; erstere ist die tektonisch höher gelegene und gehört der vorgosauischen, letztere liegt tektonisch tiefer und gehört der tertiären Gebirgsbildung an.

Ferner sei bemerkt, daß auch L. Waldmann (46) im Bereiche der Thayakuppel — und zwar aus ganz anderen, rein petrographisch-tektonischen Erwägungen — zu einer Mehrphasigkeit der Tektonik der moravischen Zone gelangt.

²⁰⁾ Die Deutung der moravischen Phyllite der Thaya- und Schwarzakuppel als Devon kommt mir aus folgendem Grunde auch nicht wahrscheinlich vor: Das Brüner Unterdevon enthält keine Tonschiefer, die durch Metamorphose zu Phyllit werden können. Das Unterdevon von Brünn (Konglomerate, rote Sandsteine) kann durch leichte Metamorphose das Gestein werden, welches den „Großen Felsen“ am Gipfel der Kleinen Kwietnitz (Květnička) bildet, nicht aber der mächtige moravische Phyllit. Es müßte also bei Zurechnung dieser Phyllite zum Devon ein rascher Fazieswechsel von Brünn gegen Westen angenommen werden. Von den Phylliten des Netztales, welche Tietze (44) zum Devon rechnet, ist die Zugehörigkeit zum Devon ebenso fraglich wie in der Thaya- und Schwarzakuppel. Erst in den Ostsudeten, am Ostabhang des Altvatergebirges (47) finden sich sicher devonische Phyllite, aber diese Gegend ist weit entfernt.

Nach der von E. T i e t z e aufgenommenen geologischen Spezialkarte „Brüsaugewitsch“ scheinen im Netztale, am Hradisek und bei Neu-Rowen (östlich von Gewitsch und Markt Türrau) Devongesteine in den Deckenbau einbezogen zu sein. Tatsächlich deutet S u e ß — unter Zugrundelegung der Karte T i e t z e s — die Verhältnisse in diesem Sinne (41, S. 215, Abb. 27). Das Gebiet ist inzwischen von R. K e t t n e r neu aufgenommen worden (22). K e t t n e r zeigt in dieser Arbeit, daß die Karte Tietzes an mehreren Stellen revisionsbedürftig war. Als Devonkalke läßt K e t t n e r nur die bereits auf Blatt „Olmütz“ gelegenen Kalke bei Jessenetz und östlich von Kuderzin (Kadeřín) gelten, während er die von Tietze als Mittel- und Oberdevonkalke eingetragenen Kalke des Netztales, des Berges Hradisek und bei Neu-Rowen als „graue kompakte Kalke“ bezeichnet. Er sagt ausdrücklich (22, S. 5): „Vůbec není ani důvodu předpokládati u nich devonské stáří“ (Ueberhaupt gibt es keinen Grund, für sie devonisches Alter anzunehmen). Die von T i e t z e östlich von Brohsen eingetragenen Unterdevonquarzite sind nach K e t t n e r zermalmte Granite oder Orthogneise. Es liegt also kein Beweis dafür vor, daß diese der moravischen Zone angehörigen Gesteine devonisch sind. Das ganze Kartenbild wird hier weitaus verständlicher, wenn wir uns vorstellen, daß der Kulm über ein tief abgetragenes kaledonisches Deckengebirge transgrediert, welches gleichzeitig die Unterlage des normalen Devons des Zuges: Jessenetz-Lautsch bildet.

Es besteht somit keine Schwierigkeit, auch auf der Strecke: Neu-Rowen bis Schweine die moldanubische Ueberschiebung der kaledonischen Gebirgsbildungsphase zuzurechnen.

Hingegen ist die Ueberschiebung der moldanubischen Gesteine des Spieglitzer Schneeberges auf die silesischen des Altvatergebirges an der Ramsaulinie wirklich von variszischem Alter: denn an dem devonischen Alter der „Goldensteiner Serie“ ist nach den übereinstimmenden Beobachtungen von B e c k e, S u e ß, K ö l b l (27, S. 20), B e d e r k e (5, S. 36) und W i l s c h o w i t z (47) wohl kein Zweifel möglich. Es braucht dies kein Gegenbeweis gegen das kaledonische Alter der Ueberschiebung im Thaya- und Schwarzafenster zu sein, denn man kann an der Ramsaulinie entweder eine variszische Wiederbelebung der kaledonischen Schubfläche oder das Einsetzen einer neuen Schubfläche in einer etwas gegen Westen verschobenen Lage annehmen. Denn die Schubfläche Neu-Rowen—Schweine beißt um etwa 15 km östlicher aus als die Ueberschiebung an der Ramsaulinie, was von S u e ß auf die Querstörung von Buschin zurückgeführt wird. Da zwischen Schweine und Eisenberg der Ausbiß der moldanubischen Ueberschiebung und der Querstörung von Buschin zum größten Teile unter dem Quartär des Marchtales verborgen ist, ist es nicht mit Sicherheit möglich, den Zusammenhang zwischen beiden Linien festzustellen.

Bezüglich der karbonischen Abtragung bestehen bei der Ramsaulinie nicht dieselben Schwierigkeiten wie in der

Schwarzakuppel oder in dem Raume zwischen Markt Türnau und dem Marchtale. Denn auf der Ramsaulinie und in deren näherer Umgebung fehlt das Karbon gänzlich. Ferner ist zu berücksichtigen, daß Spieglitzer Schneeberg und Altvatergebirge noch im Tertiär gehobene Gebirge sind, so daß auch noch im Tertiär, im Gefolge der saxonischen Gebirgsbildung, nicht unbeträchtliche Abtragungen erfolgten. Daraus ergibt sich, daß im Bereiche der Ramsaulinie die vorkarbonische Landoberfläche wahrscheinlich hoch über der heutigen lag — ganz im Gegensatz zur Schwarzakuppel und zum Raume zwischen Markt Türnau und Marchtal. Es ist daher durchaus möglich, daß die silesischen kristallinen Schiefer der Epizone, welche ihre Metamorphose unter dem Einflusse der Ramsauüberschiebung erhielten, zur Zeit der Transgression des Kulms noch tief unter der Erdoberfläche lagen, und die Erdoberfläche aus den kristallinen Schiefen des Spieglitzer Schneeberges, welche wohl eine vorvariszische Metamorphose besitzen, und östlich des Ausbisses der Ueberschiebung aus nicht metamorphem Devon bestand.

Zusammenfassung.

Die infolge der genau bekannten Stratigraphie und der einfachen Tektonik mit großer Sicherheit mögliche Ergänzung eines von Kettner und Kodym gezeichneten Profiles durch das Barrandium bis zur tektonischen Uroberfläche, sowie ähnliche Ergänzungen in anderen Teilen des Barrandiums führen zu dem Ergebnis, daß in Mittelböhmen in dem Zeitraume zwischen Devon und der westphälischen Stufe des Oberkarbons Gesteinsmassen von etwa 2500—4000 m Mächtigkeit abgetragen wurden.

In Südböhmen müßte bei Annahme der Sueß'schen Hypothese, daß die moldanubischen kristallinen Schiefer metamorphes Barrandium enthalten, auf eine Abtragung von etwa 15.000 m im gleichen Zeitraume geschlossen werden, während bei der Annahme, daß in den moldanubischen Gesteinen nur Archäikum und Algonkium enthalten ist, für diese riesige Abtragung die Zeiträume des Kambriums, Silurs, Devons und Unterkarbons zur Verfügung stehen würden.

In Mähren ergibt sich bei Annahme der Sueß'schen Hypothese, daß die Gesamttektonik und Metamorphose des Kristallins der moldanubischen und moravischen Zone der altvariszischen Gebirgsbildung angehört, das paradoxe Resultat, daß in dem — geologisch gesprochen — kurzen Zeitraume zwischen Oberdevon und Kulm in dem Raume westlich der Boskowitz Furche nicht nur gewaltige Deckenüberschiebungen, sondern auch Abtragungen von etwa 18.000 m, von Brünn gegen Osten hingegen nur unbedeutende Faltungen und Abtragungen von höchstens wenigen 100 m erfolgten. Auch hier kann sich die riesige Abtragung in Westmähren nur dann auf größere Zeiträume verteilen, wenn die von Sueß gänz-

lich der variszischen Gebirgsbildung zugerechneten tektonischen Vorgänge zum Teil der vorkambrischen und kaledonischen Orogenese angehören.

Im Text angeführtes Schrifttum.

1. P. Altar: Ein stratigraphisch interessantes Kulmprofil auf der Drahaner Hochfläche bei Myslejovice. Věstník Klubu přírodovědeckého v Prostějově. 24 Bd. Proßnitz 1935.
2. D. Andrusov: Geologické poměry Zbirožska — La structure géologique de la région de Zbiroh dans la Bohême centrale. Sborník státního geologického ústavu Československé Republiky. V. Bd. 1925.
3. W. Balzer: Die kristallinen Schiefer im Bereiche südlich der Krumauer Marmore. Lotos 84. Bd. Prag 1936.
4. E. Bederke: Die varistische Tektonik der mittleren Sudeten. Fortschritte der Geologie und Paläontologie. VII. Bd. 23. Heft. Berlin 1929.
5. E. Bederke: Verbreitung und Gliederung des Devons in den Ostsudeten. Zentralblatt für Mineralogie, Geologie u. Paläontologie Abt. B. 1935.
6. B. Bouček: Ueber „skolithen“-artige Grabsuren aus den Drabover Quarziten des böhmischen Ordovizium. Paläontologische Zeitschrift. 19. Bd. 1937.
7. S. v. Bubnoff: Geologie von Europa. II. Bd. 1. Teil. (Kaledoniden und Varisziden). Berlin 1930.
8. H. P. Cornelius: Geologie der Err-Juliergruppe. I. Teil. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz. N. F. 70. Lief. Bern 1935.
9. H. P. Cornelius: Geologie des Großglocknergebietes I. Teil. Abhandlungen der Zweigstelle Wien der Reichsstelle für Bodenforschung. 25. Bd. 1939.
10. K. Feistmantel: Die Steinkohlenbecken bei Klein-Prálep, Lisek, Stílec, Holoubkav, Míreschau und Letkov. Archiv für naturwissenschaftliche Landesdurchforschung von Böhmen. II. Bd. Prag 1872.
11. K. Hegenbart: Die Krumauer Marmore und die im Norden anschließenden Amphibolite und Granulite. Lotos 84. Bd. Prag 1936.
12. J. E. Híbsch: Geologische Karte des Böhmischem Mittelgebirges, Blatt: „Rongstock-Bodenbach“. Samt Erläuterungen. Wien 1899.
13. J. E. Híbsch: Geologische Karte des Böhmischem Mittelgebirges, Blatt: „Groß-Priesen“. Samt Erläuterungen. Wien 1903.
14. J. E. Híbsch: Erläuterungen zur Uebersichtskarte des Böhmischem Mittelgebirges. Tetschen 1926.
15. O. Hynie: Geologické poměry okolí Komárova. — La géologie des environs de Komárov. Sborník státního geologického ústavu Českosl. Rep. II. Bd. 1923.
16. Z. Jaroš: Fauna nejvyššího horizontu ve svrchním devonu na Hádech u Brna. — La faune du sommet du Dévonien de la colline Hády près Brno. Věstník státního geologického ústavu Českoslov. Republ. V. Bd. 1929.
17. R. Kettner und O. Kodým: Geologické profily Barrandienem. I. Brdské Hřebený. — Coupes géologiques du Barrandien. I. Les Hřebený. Knihovna státního geologického ústavu Českoslov. Republ. 2. Heft. 1922.
18. R. Kettner: Kambrium Skrejsko-Tejřovické a jeho okolí. — La géologie du Cambrien de Skreje et de Tejřovice et des terrains environnants. Sborník státního geologického ústavu Českoslov. Republ. III. Bd. 1923.
19. R. Kettner: „Geologie Československé Republiky“ in „Československá vlastivěda“ (d. h. Tschechoslowakische Heimatkunde). Prag 1929.
20. R. Kettner: O postavení metamorfovaných ostrovů v oblasti středočeského žulového masivu. — Sur la position des îlots métamorphisés de la région du massif granitique de la Bohême centrale. Sborník státního geologického ústavu Českoslov. Rep. IX. Bd. 1930.
21. R. Kettner und B. Bouček: Tableaux synoptiques des formations du Barrandien. Prag 1936.

22. R. Kettner: Geologické poměry území mezi Bouzovem, Nectavou, Městečkem, Trnávkou a Studenou Loučkou na Dražanské vysočině. Časopis Vlasteneckého spolku musejního v Olomouci. 50. Jhrg., Olmütz 1937.
23. O. K o d y m: Zpráva o geologickém mapování na pravém břehu Vltavském mezi Prahou, Modřany a Kunraticemi na listu Praha. — Mémoire sur l'exécution d'une carte géologique de la rive droite de la Vltava entre Prague, Modřany et Kunratic, faite sur la feuille de Prague. Sborník státního geologického ústavu Českoslov. Rep. I. Bd. Jahrg. 1919—1920.
24. O. K o d y m: Geologické poměry kamenouhelné pánvičky na Štilce u Hořovic. — Géologie du petit bassin houiller de Štilce près de Hořovice. Sborník Klubu přírodovědeckého v Praze 1921—22.
25. O. K o d y m: Geologické profily Barrandiensem II. Západní díl svrchního siluru a devonu. — Partie occidentale du Gothlandien et du Dévonien. Knihovna státního geologického ústavu Českoslov. Rep. 9. Heft, 1925.
26. L. K ö l b l: Zur Deutung der moldanubischen Glimmerschieferzone im niederösterreichischen Waldviertel. Jahrb. d. Geol. Bundesanstalt in Wien 1922.
27. L. K ö l b l: Die alpine Tektonik des Altvatergebirges. Mitteil. der Geolog. Gesellschaft in Wien. 22. Bd. 1929.
28. L. M a u t n e r: Die kristallinen Schiefer im Bereiche der Amphibolit-Marmorzüge Krumau-Hüttenhof. Lotos 84. Bd. Prag 1936.
29. J. O p p e n h e i m e r: Neue Beiträge zur Geologie des Oberdevons von Brünn. Sborník státního geologického ústavu Českoslov. Rep. IX. Bd. 1930.
30. K. P a t t e i s k y: Die Geologie und Fossilführung der Mährisch-schlesischen Dachschiefer- und Grauwackenformation. Troppau 1929.
31. W. P e t r a s c h e c k: Kohlengeologie der österreichischen Teilstaaten. III. Die mittel- und westböhmisches Steinkohlenbecken. Wien 1922/24.
32. K. P r e c l i k: Zur Tektonik und Metamorphose der moravischen Aufwölbungen am Ostrande der Böhmisches Masse. Geologische Rundschau. 18. Bd. 1927.
33. B. S a n d e r: Bemerkungen über tektonische Gesteinsfazies und Tektonik des Grundgebirges. Verhandl. Geolog. Reichsanstalt in Wien 1914.
34. R. S c h w i n n e r: Die älteren Baupläne der Ostalpen. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft. 81. Bd. 1929.
35. M. S t a r k: Petrographisch-geologische Fragen um Pfraumberg-Haid. Neues Jahrb. f. Mineralogie, Geologie u. Paläontologie, 61. Beilage-Bd. 1930.
36. H. S t i l l e: Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin 1924.
37. H. S t i l l e: Zur Einführung in die Phasen der paläozoischen Gebirgsbildung. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft. 80. Bd. 1918.
38. F. E. S u e ß: Aus dem Devon- und Kulmgebiet östlich von Brünn. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt in Wien. 55. Bd. 1905.
39. F. E. S u e ß: Tektonik des Steinkohlengebietes von Rossitz und der Ostrand des böhmischen Grundgebirges. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt in Wien. 57. Bd. 1907.
40. F. E. S u e ß: Die moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohen Gesenkes. Denkschr. d. Akademie d. Wissenschaften, Math.-Nat. Kl. 88. Bd. Wien 1913.
41. F. E. S u e ß: Instruktionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge. Berlin 1926. Verlag Gebrüder Bornträger.
42. F. E. S u e ß: Ostalpines und böhmisches Grundgebirge. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien. XXIV. Bd. 1931.
43. F. E. S u e ß: Zur Synthese des Variszischen Baues. Neues Jahrbuch f. Mineralogie, Geologie und Paläontologie, 69. Beilage-Bd. 1932.
44. E. T i e t z e und A. R o s i w a l: Geologische Spezialkarte, Blatt: Bräusau und Gewitsch. Wien 1914. (Geolog. Reichsanstalt.)
45. F. U l r i c h: Pokus o nové tektoniky Barrandienu. — Essai d'une nouvelle interprétation de la tectonique du Barrandien. Věstník státního geologického ústavu Českoslov. Rep. II. Bd. 1926.

46. L. Waldmann: Zum geologischen Bau der Thayakuppel und ihrer Metamorphose. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien. 21. Bd. 1928.
47. J. Wilschowitz: Kurzgefaßte Geologie des Altvatergebirges mit geologischer Karte. Troppau 1939. (Selbstverlag.)
48. J. L. Wilser: Kulmische Schlotbreccien und Crinoidenkalke im süd-schwarzwälder Paläozoicumstreifen (Geologie der Umgebung von Schönau im Wiesetal). Zentralblatt f. Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Abt. B. 1933.
49. K. Zapletal: Geologie středu svratské klenby. — Géologie de la partie centrale du dôme de la Svatka. Sborník státního geologického ústavu Českoslov. Rep. V. Bd. 1925.
50. K. Zapletal: Zur Altersdeutung der alten sedimentären Serien der Sudeten. Zentralblatt f. Mineralogie, Geologie u. Paläontologie. Abt. B. 1928.
51. K. Zapletal: Zur Geologie der böhmischen Masse. Geologische Rundschau. 19. Bd. 1928.

Zur Sedimentationsgeschichte und Entwicklung des westgalizischen Flysches.

Von Ortwin G a n n s s, dzt. Sanok (Generalgouvernement).

Mit einer tektonischen Karte und 1 Tafel mit 2 Abbildungen.

Sedimentation und Tektonik stehen im Flysch in ursächlichem Zusammenhang. Wo während der Sedimentation Schwellen bestanden, finden wir heute Sättel; wo besondere Teilmulden in der Flyschgeosynklinale vorhanden waren, ist das Sediment durch die Bewegung zu steilstehenden Synklinalen gepreßt worden. — Zuerst hat Nowak (1927)¹⁾ diese Zusammenhänge im galizischen Flysch hervorgehoben. Leider sind von anderer Seite in dieser Richtung kaum ergänzende Beobachtungen geliefert worden.

Aus der Erkenntnis heraus, daß Sedimentation und Tektonik im Flysch untrennbar miteinander verknüpft sind und daß die letztere nur mehr oder weniger als natürliche Folgeerscheinung der ersteren zu deuten ist, soll die Entwicklung der westgalizischen Karpaten verfolgt werden.

Die westgalizischen Karpaten gehören zu den am längsten bekannten Gebieten des Karpatenbogens. Während die geologische Erforschung dieses Gebietes in großzügiger Weise erst unter Uhlig, Tietze und Zuber einsetzte, hatte Westgalizien schon lange vorher sich einen Namen durch seine Oellager gesetzt. — Aber gerade in dem Augenblick, in dem die Oelindustrie Westgaliziens ihren Höhepunkt erreicht hatte, kam Byrosław zur Blüte und drängte Westgalizien in den Hintergrund.

¹⁾ Die im Literaturverzeichnis zusammengestellten polnischen Arbeiten waren nur zum Teil erreichbar. Doch ist auf die meisten dieser Arbeiten von Nowak (Zarys tektoniki Polski = Grundzüge der Tektonik Polens, 1927) Bezug genommen worden. Leider ist dieses zusammenfassende Werk nur in polnischer Sprache erschienen und bei der Durcharbeitung des umfangreichen Textes können mir Einzelheiten wohl entgangen sein.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Lotos - Zeitschrift fuer Naturwissenschaften](#)

Jahr/Year: 1939-1940

Band/Volume: [87](#)

Autor(en)/Author(s): Spengler Erich

Artikel/Article: [Über die karbonische Abtragung im Bereich der Böhmischen Masse 105-136](#)