

Variszische Wurzelzonen im Böhmerwald und in den Vogesen.

Von **W. v. Seidlitz**, Jena.

Mit 1 Textfigur.

Durch die neueren Untersuchungen von KOSSMAT im Harz und Erzgebirge, von WURM im Münchberger Gneisgebiet und schließlich durch R. STAUB's¹ Deckenprofil der deutschen Gebirge ist die Tektonik des Variszicums in Deutschland so weit geklärt, daß die Arbeitshypothese des Deckenbaues eine neue fruchtbare Anregung zur Durchforschung altbekannter Gebiete gibt. Wir werden binnem kurzem vermutlich verschiedene Untersuchungen aus der zweiten KOSSMAT'schen Zone, der Rhenohercynischen, zu erwarten haben, die versuchen werden, den Deckenbau des Harzes nach Westen bis über den Rhein zu verfolgen. Neben zahlreichen stratigraphischen Problemen, die solche Fragen nahe legen, werden die tektonischen, soweit Reste überhaupt andeutungsweise zu finden sind, sich verhältnismäßig gleichartig gestalten, da es sich in dieser Zone in der Hauptsache nur um liegende Schuppen und z. T. um Deckschollen, ortsfremder Herkunft handeln kann. In anderen Gebieten wird — wie bisher — die Frage erörtert werden müssen, ob einzelne Schollen tatsächlich zum allochthonen oder autochthonen Untergrund oder schließlich zu paraautochthonen Deckmassen von naher Herkunft gehören.

Darin zeigen die noch vorhandenen Reste des Deckenbaues in deutschen Mittelgebirgen eine gewisse Einförmigkeit. Es sind Deckschollen und klippenartig isolierte kleinere Restmassen vorhanden, ebenso Fenster, Schubspäne, Reibungsbreccien und Mylonitzonen als Andeutungen der ortsfremden Lagerung, nur sehr selten aber Wurzelzonen, die den Ursprungsort näher oder weiter transportierter Massen verraten. Ähnlich wie in den Alpen, gelingt es nur allmählich, einige Gebiete abzugrenzen, die als Herkunftsland ortsfremder Schollen gelten können.

In der Rhenohercynischen Zone ist dies noch einigermaßen ungeklärt. Man vermutet zwar den Ursprungsort der Unterharzdecken im Gebiet der schon steilgestellten Wieder-Schiefer oder etwas weiter östlich, aber sichere Feststellungen sind hier, wie in anderen Wurzelzonen, sehr schwierig, da sie meist eine stärkere Metamorphose oder mindestens Zusammenpressung erlitten haben als die eigentlichen Überschiebungsgebiete. Dadurch wird in vielen Gebieten die Feststellung des Ursprungsgebietes der überschobenen Massen sehr erschwert. Die tiefsten Wurzelkerne bekommt man aus diesem Grund

¹ R. STAUB, Der Bewegungsmechanismus der Erde. Berlin 1928. Fig. 35. p. 189.

auch in den Alpen meist nicht zu sehen und es sind erst die sichtbaren Teile (*racines apparentes*) der oft steilgestellten, eng zusammengepreßten oder sogar ausgequetschten Faltenbündel, die für uns sichtbar und erkennbar werden. Zeigen diese, meist schon in geringerem Maße, von der Metamorphose betroffenen Zonen auch nicht die tiefsteingefalteten und gepreßten Teile der Wurzeln an, so doch wenigstens das Gebiet, aus dessen Nähe und Tiefe man die eigentliche Herkunft annehmen kann.

Etwas deutlichere Anzeichen sind in der Moldanubischen Zone KOSSMAT's vorhanden, die man auch mit den ostalpinen Decken und sogar mit dem mythischen *Traîneau écraseur* (TERMIER) vergleichen hat. Tatsache ist, daß am Nordrand dieser Moldanubischen Zone eine Reihe von großen Deckschollen (Münchberg, Frankenberg, Eule) liegen, die aus südlichen Gebieten weither transportiert sein müssen. Nur bei der Münchberger Gneisplatte, die schon seit langem als ortsfremd angesehen wurde, ist das Ursprungsgebiet bekannt, auf das ich zuerst im Jahre 1922 aufmerksam machte¹. Aber gerade die weite Entfernung vom Deckenland zum Ursprungsland (ca. 40 km) schien anfangs der Erklärung nicht sehr günstig, bis es WURM² gelang, stratigraphisch einwandfrei, durch Fossilien belegt, die ortsfremde Überlagerung der böhmischen über der thüringischen Silurfazies nachzuweisen. Seitdem wird das Gebiet von Erbdorf im Böhmer Wald, dicht am Randbruch gelegen, als eines der wenigen Wurzelgebiete (auch auf KOSSMAT's Profilen) angesehen. Durch die Untersuchungen von OSSWALD und DE TERRA³ ist uns diese Gegend gut bekannt und wir wissen vor allem, daß hier entgegen dem sonstigen thüringischen Streichen in der Umgebung einige Schollen mit erzgebirgischem Streichen vorhanden sind, die stark gepreßt und gefaltet sind und Überschiebungen erkennen lassen. Es sind injizierte Schiefer (Injektionsgneise) und Glimmerschiefer mit Einlagerungen von amphibolitischen und Kalksilikatgesteinen, die ebenso wie die Injektionen immer konkordant mit der Schieferung verlaufen. Daneben kommen Serpentine in großen Massen vor, deren Bildung vor der variszischen Verfaltung der Gesteine erfolgte. Auffallend ist außerdem, daß die weichen Begleitgesteine des Serpentin, besonders Chlorit und Talkfelse, vor allem an den größeren Faltungs- und Überschiebungszonen sich einstellen. Mit Hornblende-, Strahlstein-, Talk- und Chloritschiefern bildet der Serpentin, der schiefrige Amphi-

¹ W. v. SEIDLITZ, Tektonische Beziehungen der Münchberger Gneismasse zum Erzgebirge und nördlichen Böhmer Wald. Geol. Rundsch. XII. 1922. p. 282.

² A. WURM, Nordbayern, Fichtelgebirge und Frankenwald (Handbuch der Geologie Deutschlands) 1925.

³ H. DE TERRA, Die Umgebung von Erbdorf. N. Jahrb. Beil.-Bd. LI. p. 354. — K. OSSWALD, Geologie der Umgebung von Erbdorf. Geognost. Jahreshfte. 1921. p. 113.

bolit und der Grünschiefer eine besondere tektonische Einheit, die DE TERRA als die Gruppe der grünen Gesteine bezeichnet. Durch aus SSO wirkendem Faltungsdruck sind diese Gesteine in steile Falten gelegt, die stellenweise in Schuppungen und Überschiebungen übergehen und zu einer Zeit gebildet wurden, als der Steinwaldgranit noch nicht emporgedrungen war. Alles Erscheinungen, die sich sonst nur in der Umgebung der Münchberger Platte finden und die einen Zusammenhang dieser beiden Gebiete sehr wahrscheinlich machen, wie dies auch WURM neuerdings wieder betont.

Neben diesem engbegrenzten Ausschnitt von Erbdorf möchte ich darauf hinweisen, daß auch das Gebiet von Tachau in Böhmen mit seinem zwiebelschaligen Gneiskuppelbau, das an die Haßberggneise des Erzgebirges (KOSSMAT) erinnert und auch das Gebiet zwischen Bärnau und Groß-Konreuth mit seinen Syeniten, Hornblendegneisen, Chlorit- und Glimmerschiefern, Granuliten, Granulit- und gepreßten Augengneisen große Ähnlichkeit mit den Gesteinen der Chloritschieferscholle bei Münchberg zeigt.

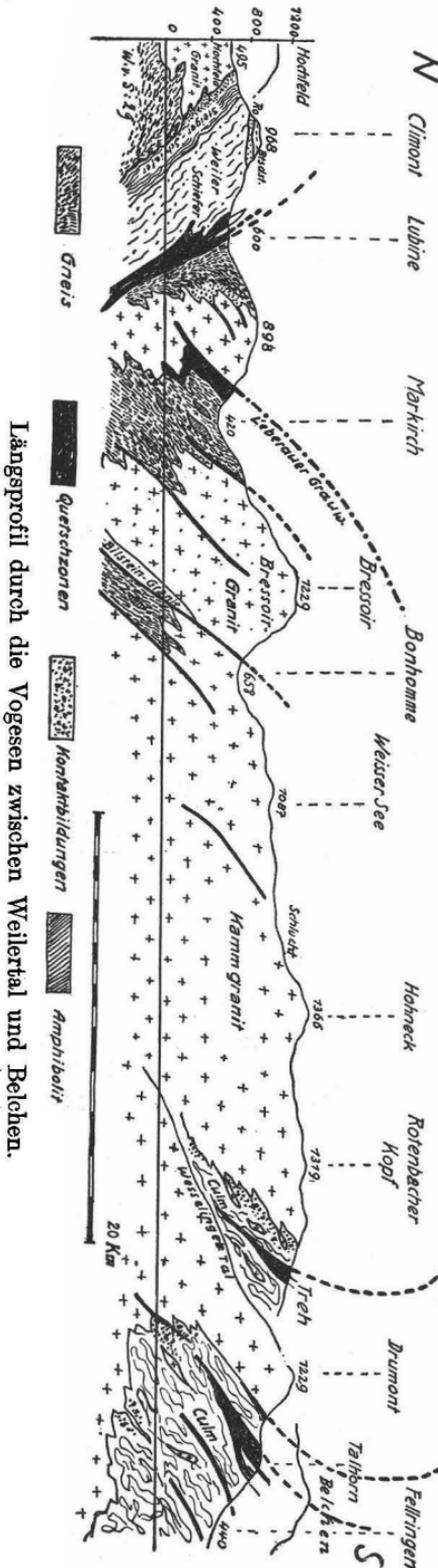
Verfolgen wir die Zone von Erbdorf—Münchberg nach Südwesten, so erscheinen nach langer Unterbrechung durch das fränkisch-schwäbische Senkungsfeld, über dessen älteren Untergrund neuerdings WURM¹ und LEUCHS berichteten, Gebiete von ähnlichem Schuppenbau erst am Nordrand von Schwarzwald und Vogesen. Auch wenn man vorsichtshalber keine direkte Verbindung zwischen beiden Gebieten annimmt, da die fränkischen Brüche und westlich von ihnen parallel verlaufende Linien wahrscheinlich nicht nur mit flexurartigen Abbiegungen (WURM), sondern auch mit transversalen Verschiebungen verbunden waren, so besteht doch eine nicht zu leugnende Ähnlichkeit zwischen ihnen, sowohl was Gesteinscharakter wie Intrusionstektonik anlangt. Die Gneisgebiete des nördlichen Schwarzwaldes geben nur undeutliche Anhaltspunkte, wenngleich man dort auch zum mindesten Schuppenbau nachweisen kann; deutlicher ist die alte variszische Tektonik in den Vogesen² erhalten geblieben. J. JUNG³ hat neuerdings den tektonischen Bau des Gebirges zur Darstellung gebracht und dabei meine Beobachtungen von 1913 bestätigt. Dies veranlaßte mich in seiner Begleitung die hauptsächlichsten Untersuchungspunkte im Herbst 1928 zu besuchen, wobei sich die Herren H. BECKER-Leipzig und E. RAGUIN-Paris uns anschloßen.

In den Vogesen kommen drei Gebiete in Frage, in denen man Schollentektonik feststellen kann: Im oberen Weilertal (Nordvogesen)

¹ A. WURM, Zur Paläographie der süddeutschen Scholle. Dies. CBL. 1929. Abt. B. Nr. 2.

² W. v. SEIDLITZ, Leitlinien varistischer Tektonik im Schwarzwald und in den Vogesen. Zeitschr. D. Geol. Ges. 1914.

³ J. JUNG, Contribution à la Géologie des Vosges Hercyniennes d'Alsace. Mém. Serv. Carte géol. No. 2. Strasbourg 1928.



die Zone von Lubine — COHEN's Grenzzone von Urbeis —, die neuerdings durch den neuen Vogesentunnel besonders gut aufgeschlossen ist; ferner in den Mittelvogesen die gewaltige Überschiebung der Kammgranite auf die Gneise von Markkirch, wobei sich die mylonitischen „Leberauer Grauwacken“ (GROTH) bildeten und schließlich in den Südvogesen das von LINCK beschriebene Gebiet des Talhorn und des Trehkopf (Belchengebiet) im oberen St. Amarintal. Eine eingehende Beschreibung haben sowohl ich wie JUNG schon gegeben, der im einzelnen nichts Wesentliches hinzuzufügen ist, so daß nur so viel erwähnt sei als zum Verständnis des beigefügten Gesamtprofils notwendig ist.

Die Zone von Lubine zeigt, in O—W-Richtung verlaufend, drei steilgestellte, nach Süden unter $70-80^{\circ}$ einfallende Zonen stark metamorphosierter und sogar zertrümmerter Gesteine, unter denen glimmerschieferartige und gneisartige Bildungen vorherrschen; untergelegentlicher Einschaltung von Granitmyloniten, die aber nichts mit dem Kammgranit zu tun haben. Bei Laach im Weiertal finden sich vollkommen zermalzte Gesteine in dieser Reibungszone, in der Tunnelzone Linsen von dolomitischem Sandstein und in der zweiten Glimmerschieferzone Gesteine, die weniger mylonisiert, dafür aber

zertrümmert und brecciös sind. Die Umwandlung der Gesteine nimmt vom Kontakt nach Norden zu ab. Im ganzen stellen die Gesteine eine stark verfaltete Glimmerschieferzone zwischen dem Gneis von Urbeis und den gleichfalls metamorphen Weiler Schieferndar, auf die sie nach Norden hinaufgeschoben wurden. COHEN kannte nur die eine Grenzzone, ich machte 1913 darauf aufmerksam, daß auch die beiden anderen von ihm schon erwähnten Zonen mit ihr in Zusammenhang ständen und eine gleichartige Erklärung erforderten, was das Tunnelprofil bestätigte. JUNG hat sie demnach in einem System steilgestellter Falten zusammengefaßt, das man, am Rande der Intrusionszone der Vogesen und des paläozoischen Breuschtalgebietes, wohl am ehesten als eine Wurzelzone ansehen kann, zu der die zugehörigen Deckschollen im Norden freilich nicht mehr vorhanden sind oder jedenfalls unter den Sandstein-Vogesen verborgen liegen. Wenn auch jeder Vergleich alpiner und variszischer Tektonik unvollkommen ist, so denkt man bei den Aufschlüssen von Lubine und Urbeis unwillkürlich an den Col Joly in Savoyen mit seiner Wurzelzone am Rand des Montblanc-Massivs.

So naheliegend diese Erklärung für die Zone von Lubine ist, die auch KOSSMAT auf seiner Karte mit der von Münchberg—Erbendorf verbindet, so schwierig ist es für die anderen Schollen in den Mittel- und Südvogesen eine Deutung zu finden. Zwar ist die Tektonik der Talhornzone (St. Amarintal) im Süden, ebenso wie bei Lubine, vorgranitisch, aber die gewaltige Überschiebung von Markkirch kann erst nach dem Empordringen der Kammgranite entstanden sein und ist ebenso wie die, vielleicht nur sekundär verlagerte, Zone der Südvogesen nach Süden gerichtet.

Bei Markkirch ist der Kammgranit auf die Gneise von Markkirch (mit Amphibolit-, Serpentin- und Marmoreinlagerungen), die ihrerseits wieder ältere Schuppen- und Trümmerzonen erkennen lassen und sich von den Gneisen von Urbeis in nichts unterscheiden, nach Südwesten hinaufgeschoben. Diese Überschiebung entspricht einer Senkung des örtlichen Außenrandes der Vogesen und die gleichfalls nach Norden einfallenden schaufelartigen Schuppen (listrische Flächen) des Bressoirgranites, der offenbar vorcarbonischen Alters ist und mit der älteren Gneisgruppe in Zusammenhang steht, bilden ein Schollenpaket, das man auch als Schollenfenster bezeichnen könnte, da die Gneise unter dem überschobenen Kammgranit zutage treten und im Markkircher Tal tief angeschnitten sind. Über 120 km weit kann man diese Überschiebungslinie nach Südwesten verfolgen, die 30 km weit von den mylonitischen Reibungsbreccien der „Leberauer Grauwacke“ begleitet wird und auf der Westseite der Schlucht noch einmal durch eine eingeklemmte, 200 m breite Scholle von Culmgrauwacke und Granitmylonit (bei Station Feigne sur Vologne der elektrischen Bahn von Gerardmer) erkennbar ist und sich auch weiterhin noch morphologisch in der Talgestaltung bemerkbar macht. Im

Osten werden die Ausläufer der Markircher Störung, ebenso die der Zone von Lubine vom Rotliegenden überdeckt, wodurch das Alter dieser Dislokationen einwandfrei festgelegt ist.

Die Leberauer Grauwacken stellen die mächtigste Ablagerung von zertrümmerten und teilweise ganz zermahlene Granitgesteinen im Gebiet des mitteleuropäischen Variszicums dar. Auch mit den ähnlichen Gesteinen bei Münchberg, im Harz (Stieger Schiefer, Tanner Grauwacke) und im Erzgebirge lassen sie sich kaum vergleichen, am ehesten noch mit den Mylonitbildungen in Schwedisch-Lappland (Torneträsk etc.). Nach Mitteilungen von E. RAGUIN¹ sind ähnliche, wenn auch anscheinend nicht so mächtige Lagen von Granitmyloniten im französischen Centralplateau an Störungszonen auf 200 km Länge zu verfolgen. TERMIER und FRIEDEL² erwähnen ähnliche Erscheinungen aus dem Morvan, worauf ich schon früher hinwies³. In der Umgebung von Leberau erreicht die Trümmerzone eine Mächtigkeit von mehreren hundert Metern, nimmt aber gegen den Kamm zu ab und verschwindet stellenweise ganz. Schon aus der Mächtigkeit dieser Ablagerungen geht hervor, daß diese Dislokationszone, die sich fast bis Besançon im Südwesten verfolgen läßt und in ihrer Richtung der Schwarzwälder Elztallinie parallel verläuft, keine untergeordnete Störung darstellt. Ebenso wenig bildet diese Störungslinie, die stellenweise auch den Charakter einer Transversalverschiebung und Scherfläche annimmt, aber eine Wurzelzone, wie man das für die beiden anderen Schollenprofile der Vogesen behaupten könnte, da die Trümmerzonen immerhin auf einen weiteren Transport und nicht auf ein Ursprungsgebiet der Überschiebung hinweisen. Mit ihr in Zusammenhang mag die Schuppenzone metamorpher und zertrümmerter Gesteine (Glashüttengranit) am Außenrand des Gebirges bei Rappoltsweiler und ebenso die sekundäre Südüberschiebung der Trümmerzonen in den Südvogesen stehen.

Das Gebiet des Talhornes im oberen St. Amarin-Tal zeigt uns das Bild einer breit aufgeschlossenen Riesentrümmerzone, die man, um einen alpinen Vergleich zu gebrauchen, sowohl nach Gesteinszusammensetzung wie Lagerung mit der Graubündener Aufbruchzone (Arosa etc.) vergleichen könnte. Am besten ist sie am Talhorn bei Odern (875) erhalten, wo auch die Gesteinszusammensetzung am verschiedenartigsten ist. Sie reicht aber auch beiderseits des Tales bis zum Kamm hinauf und ist am Drumont (1200 m)

¹ E. RAGUIN, La Tectonique Hercynienne. Rev. Gen. des Sciences. Paris 31. 3. 27.

² P. TERMIER et G. FRIEDEL, Sur l'existence de phénomènes de charriage antérieurs au Stéphaniens dans la région de Saint-Etienne. C. R. Ac. Sc. T. 142. p. 100 (30. 4. 06).

³ W. v. SEIDLITZ, Über Granitmylonite und ihre tektonische Bedeutung. Geol. Rundsch. I. 1911. p. 188. — W. v. SEIDLITZ, Sur les granites écrasés (mylonites) des Grisons du Vorarlberg et de l'Allgäu. C. R. Ac. Sc. Paris 11. 4. 1910.

und am Trehkopf (Belchengebiet) in schmalen Schollen noch erhalten. An Gesteinen sind beteiligt: Gabbro, Serpentin, kataklastische Granite, Quarzite, Grauwacken und verschiedene Konglomerate, aus diesen Gesteinen bestehend. Diese letzteren lassen ihrer Zusammensetzung nach auf einen primären Vorgang der Trümmerbildung (Konglomerate und Breccien mit viel kristallinen Komponenten), dann auf tektonischen Transport der genannten Gesteine unter starker Belastung und Ausquetschung der weniger widerstandsfähigen Serpentine und Grauwacken des Culms schließen, die hier vielfach das zementierende Bindemittel der ganzen Masse bilden. Stellenweise treten an ihre Stelle gänzlich undefinierbare Reibungs- und Schmiermittelgesteine ultramylonitischer Art. Es handelt sich bei der Zone des Talhorns und seinen Nachbargebieten am Kamm, die JUNG als Decken- und Klippenzone bezeichnet, um Reste, die während der untercarbonischen Zeit in O—W-Richtung aufgefaltet wurden, ehe noch die Granitintrusionen, die deutlich jünger sind, einsetzten. Aus ihrer linsenförmigen Einlagerung in die umgebenden Culmgesteine und einer sonst nur lokalen Verfaltung der Trümmerzone (am Talhorn) kann man schließen, daß sie an einem älteren Hindernis, etwa gleicher ostwestlicher Erstreckung, emporgepreßt wurden. Es sprechen auch Anzeichen dafür, daß nicht nur eine, sondern vielleicht zwei oder mehrere Schollen- oder Deckenverzweigungen vorhanden sind. Jedenfalls haben sie mit der Schichtenfolge des benachbarten Culm, zwischen die sie hineingepreßt wurden, nichts zu tun und die gneisartigen Gesteine der Trümmerzone lassen mit denen anderer Gneisgebiete der Vogesen keine nähere Verwandtschaft erkennen. Die einzelnen Linsen zeigen steile Aufrichtung (Treh) und Einfallen gegen Norden, was ich aber nur als eine sekundäre Erscheinung, verursacht durch die Zusammenpressung und Raumverkürzung in nachgranitischer Zeit (Scherbewegung der Markircher Störungszone), ansehe. Es ist nicht unmöglich, daß es sich ursprünglich um eine Aufpressung und Überschiebung an der alten O—W-Schwelle der Kahlen Wasenzone, und zwar in nördlicher Richtung handelt. In diesem Fall würde man auch hier am Talhorn den Wurzelrest einer vielleicht nicht weit reichenden Scholle sehen können. Das sekundäre Nordfallen der steilgestellten Linsen und Quetschzonen darf man aber wohl keinesfalls als Andeutung einer nach Süden gerichteten Überschiebung ansehen. Mit den von v. BUBNOFF aus dem südlichen Schwarzwald beschriebenen Schuppenzonen (Altglashütten) besteht anscheinend kein Zusammenhang, nur kommen dort ähnliche, gepreßte Granite (Granitmylonite) und Trümmergesteine vor. Ebenso wenig darf man aus dem lokalen Nordfallen der Talhornzone auf eine dinarische Richtung schließen, die, wenn überhaupt im Variszicum eine Parallele vorhanden ist (Palaeodinariden KOSSMAT), erst weiter südlich zu suchen wäre.

Diese drei Vogesenprofile von Lubine, Markkirch und vom Talhorn zeigen uns drei Gebiete stärkster Dislokation aus den Zeiten der Hochorogenese. Lubine und Talhorn sind vorgranitisch und vielleicht gleichalt, die Überschiebung von Markkirch dagegen postgranitisch (auf dem Profil durch verschiedene Punktierung der Überschiebungslinie unterschieden). Die Überschiebungsrichtung ist bei Lubine und Talhorn zwar verschieden, die eine nach Norden, die andere nach Süden gerichtet, aber eine Beziehung zwischen der jüngeren Markkircher Überschiebung (nach Süden) und dem gleichfalls nach Süden überschobenen Talhorngebiet, wie schon angedeutet wurde, besteht wohl nur indirekt. Die beiden vorgranitischen, steil gefalteten Zonen gepreßter Granite und Linsen von Gesteinstrümmern wird man, jedenfalls wohl am Nordrande, als Wurzelzonen ansehen können, während die Markkircher Störung einen ganz anderen Dislokationstypus darstellt und den großen Scherflächen im variszischen Gebirge — wie Otzbergspalte im Odenwald, Elztallinie im Schwarzwald, Ruhla-Brotterodespalte¹ im nördlichen Thüringer Wald — entspricht.

Die beiden vorgranitischen Zonen (Weilertal und St. Amarintal) stellen nur einen Ausschnitt aus den Bewegungen im ältesten Untergrund der Vogesen dar, über die KRAUS² neuerdings berichtet hat. Sowohl die Grenzzone von Urbeis—Lubine wie die Talhornzone wurden gegen ältere O—W verlaufende Schwellen, anscheinend älterer Orogenese, gepreßt, die im Norden unter dem Altpaläozoicum des Breusch- und Weilertales verborgen liegen, für die im Süden aber die Kahle Wasenschwelle in Frage kommt. Im Zwischengebiet der Markkircher Gneise mit dem anscheinend vorvariszischen Bressoigranit und Dreiährenganit ist eine gleichgerichtete Schwelle in der Streckungs- und Trümmerzone des Bilsteingranites angedeutet, die ihre Bedeutung noch längere Zeit behalten haben muß, da der kataklastische Glashüttenganit, der eine gleichfalls O—W gerichtete Schuppe darstellt, und petrographisch dem jungen Kammgranit nahesteht.

Vergleicht man diese Feststellungen in den Vogesen mit den übrigen variszischen Gebirgen, so wird man in den mylonitischen Trümmerzonen des Morvan und Centralplateau vielleicht die größte Ähnlichkeit feststellen können, während in dem nahe benachbarten Schwarzwald, außer der durch Quetschzonen gekennzeichneten Überschiebung der Kinzigtäler Gneise auf die Kandelmasse (SCHNARRENBERGER³) im Elztal, die auch der älteren Phase angehört und

¹ W. v. SEIDLITZ, Die Bedeutung nordsüdlich gerichteter Störungen für die Tektonik des westlichen Thüringer Waldes. Dies. CBl. 1928. Abt. B. p. 401.

² E. KRAUS, Der geomechanische Typus der mittelhessischen Masse und der orogene Cyclus. C. R. 14. Congr. Géol. intern. Madrid 1928.

³ K. SCHNARRENBERGER, Tektonik des Elztales. Ber. Oberrh. geol. Verein. Ulm 1908. — O. WILCKENS, Über die Schwierigkeiten, die sich der Konstruktion von Deckfalten in den Profilen des Schwarzwälder Gneisgebirges entgegenstellen. Ber. d. Niederrhein. Geol. Vereins. Münster 1908.

älter ist als BUBNOFF's Überschiebungen bei Altglashütten und älter als der Triberger Granit, nur wenige Anzeichen vorhanden sind. Es ist anzunehmen, daß weitere Trümmerzonen innerhalb des Gneisgebietes durch die allgemeine Metamorphose verdeckt wurden, möglicherweise aber auch, daß der alte orogenetische Kern der Schwarzwaldgneise eine von diesen Bewegungen nicht betroffene Kernzone nach Art der Zentralmassive oder Zwischengebirge darstellt. Auch im Harz und Erzgebirge lassen sich zwei Phasen der Falten- und Deckenbewegung feststellen, von denen die eine im Erzgebirge schon vorgranitisch ist. Im Münchberger Gebiet habe ich darauf aufmerksam gemacht, daß vielleicht zwei Schollen oder Spezialdecken vorliegen, so wie man dies am Talhorn angenommen hat. Im allgemeinen fällt einem aber bei einem Vergleich der Vogesenschuppen mit den Resten ortsfremder Tektonik in den deutschen Mittelgebirgen auf, daß hier zwar mächtige Quetsch- und Trümmerzonen, aber keine Deckschollen und ortsfremde Massen vorhanden sind. Eine Erscheinung, die sich auch im Alpengebiet oft wiederholt, daß in den Klippen- und Deckschollengebieten die dazugehörigen Wurzeln fehlen und bei den Wurzelgebieten oftmals die zugehörigen Deckenreste nur schwer festzustellen sind. Will man daher die tektonischen Reste aus der untercarbonischen Bewegung von Schwarzwald (Kandel) und Vogesen mit den mitteldeutschen Profilen vergleichen, was nach der KOSSMAT'schen Karte durchaus berechtigt ist, so wird man, wenigstens für die Grenzzone von Urbeis—Lubine, die Erklärung als Wurzelzone nicht umgehen können, zu der freilich die dazugehörigen Deckschollen oder liegenden Schuppen fehlen.

Einzelprofile von Urbeis und Treh und Kärtchen vom Talhorn hat JUNG gegeben. Um die Beziehung der Lagerung der einzelnen Schuppen und ihre Altersverhältnisse zu beleuchten, habe ich versucht, diese Erscheinungen in einem Profil zusammenzufassen, das die Hochvogesen vom Breuschtal bis zum St. Amarintal der Länge nach, aber schräg zum Faltenverlauf, schneidet. Ich bin mir dabei bewußt, daß diese skizzenhafte Darstellung, die sich aus den Beobachtungen und Diskussionen an Ort und Stelle entwickelte, nur als ein Versuch anzusehen ist, die Tektonik einer Phase aus der Hochrogenese der Vogesen festzuhalten, wobei die älteren Schwellen des Untergrundes und ebenso die jüngeren Bewegungen nicht voll in Erscheinung treten und das Bild dadurch eingeengt erscheint, daß es dem heutigen morphologischen Relief angepaßt werden mußte. Nur so aber konnten die tatsächlichen Feststellungen ohne allzuviel theoretisches Beiwerk zur Darstellung gebracht werden.
