

XXXI. Über die Bedeutung der sogenannten Tiefenstufen im Grundgebirge der variszischen Horste.

Von Franz Ed. Sueß in Wien.

Es war eine denkwürdige Sitzung, in der F. Becke dem internationalen Geologenkongresse des Jahres 1903 seine Anschauungen über die Entstehung der kristallinen Schiefer, über ihren Mineralbestand und ihre Struktur darlegte. Die lichtvollen Ausführungen gipfelten in der Aufteilung dieser rätselvollsten, mannigfaltigsten, am weitesten verbreiteten und für den Geologen allerbedeutungsvollsten Gruppe von Gesteinen in zwei große Hauptabteilungen: Eine, deren Mineralbestand durch das Volumgesetz bestimmt wird und in der zugleich hydroxylhaltige Minerale auftreten; und eine zweite, in der die Geltung des Volumgesetzes durch die erhöhte Temperatur aufgehoben wird; ihr Kennzeichen ist die Gesellschaft von Mineralen mit höherer Wärmetönung. Ähnliche Gedanken waren vorher schon von anderen gelegentlich geäußert worden; aber erst damals erhielt das System der kristallinen Schiefer eine überzeugende Ausgestaltung und seine volle Begründung durch die physikalisch-theoretische Erklärung des von der Natur Dargebotenen.

Die Bildungsbereiche der beiden Abteilungen wurden als obere und untere Tiefenstufe unterschieden, unter der Voraussetzung, daß in größeren Tiefen, wo nicht Veranlassung zur Kontaktmetamorphose vorliegt, durch eine Erhöhung der Temperatur die Bildung des Mineralbestandes der oberen Stufe unmöglich gemacht wird. (1.)

Erst U. Grubenmann sah sich veranlaßt, in seinem Buche „Die kristallinen Schiefer“ (2., S. 57 ff.) eine Dreiteilung im Systeme dieser Gesteine vorzunehmen und eine mittlere zwi-

schen die obere und die untere Stufe einzuschalten. Zu dieser anscheinenden Vervollständigung der Einteilung mag ihn einerseits die theoretische Erwägung bestimmt haben, daß es innerhalb der Erdkrinde eine Tiefenstufe geben müsse, „wo Druck und Temperatur in ihrer Wirkung sich mehr oder weniger das Gleichgewicht halten“, noch mehr aber das Bedürfnis, der verbreiteten Angabe von einem Übergange der Gneise zu Glimmerschiefern und Phylliten Rechnung zu tragen und den auffälligsten unter den kristallinen Schiefen, den Glimmerschiefern, den schuppigen Muskovitgneisen und Zweiglimmergneisen, gewissen Amphiboliten und anderen eine gebührende Stellung in einem wohlausgearbeiteten Systeme der kristallinischen Schiefergesteine zu sichern.

In P. Niggli's umfangreichem Werke über die Gesteinsmetamorphose, das als Bearbeitung des Buches von Grubenmann erschienen ist, wird die Dreiteilung wiederholt, jedoch mit der ausdrücklichen Bemerkung, daß der Begriff der Zonen hier nur formal beibehalten werde. Er erinnere zwar an die normale Aufeinanderfolge in der Erdkrinde, im Wesen aber bedeute er eine mehr oder weniger natürliche Gliederung nach P—T-Feldern. Es wird hinzugefügt, daß der Begriff der Zonen insofern „individuell und physikalisch-chemisch“ zu verstehen sei, als die Umwandlung des für eine Stufe kennzeichnenden Mineralbestandes je nach dem Chemismus anderen Bedingungen unterworfen sein kann. (3., S. 374.)

Zwischen die Zone der Epimetamorphose und die Zone der Katametamorphose wird die Zone der Mesometamorphose eingeschaltet. Ihr Bildungsbereich soll in dem Gebiete mittelhoher Temperatur und schon großer Belastungsdrucke gelegen sein. H₂O-hältige Minerale stellen sich ein. Das auffälligste äußere Kennzeichen dieser Zone ist aber das Hervortreten des lichten Glimmers neben dem Biotit, die Vertretung der Augite durch Hornblende und des Andalusits und Sillimanits durch Disthen. Die kalkreichen Plagioklase zerfallen in Albit und Epidot und zeigen damit den Übergang an in die Zone der Epimetamorphose.

Jene Gebiete der variszischen Horste, in denen fast ausschließlich kristalline Schiefer der Katazone zur Entwicklung gelangt sind, d. i. der ganze Süden der böhmischen Masse vom

niederösterreichischen Waldviertel bis zum Bayrischen Walde, ferner der Schwarzwald und die Vogesen, sind zugleich Gebiete, in denen die granitischen Intrusionen mit ihrer räumlichen Ausdehnung die Vorherrschaft über die Schiefer gewonnen haben. Auch die Anordnung der Gesteinszüge erscheint beeinflusst durch die Umrisse der Granitstöcke. Hier wird jeder Versuch, den Gebirgsbau in Faltenzüge gleich denen der Alpen aufzulösen, vergeblich sein. Aus der tektonischen Fazies der Gesteine, aus dem Mangel einer Kataklase läßt es sich erweisen, daß in diesen Gebieten die Intrusion der Batholithen der letzte gestaltende Vorgang und bestimmend gewesen ist für die kristalline Facies der Gesteine ebenso wie für die tektonische Gebirgsfazies. Aus diesem Grunde wurde eine breite südliche Zone der variszischen Horste als Zone der Intrusionstektonik unterschieden. Ihre nähere Kennzeichnung soll in einer ausführlichen Schrift demnächst erfolgen. (11., 12.)

Es wurde auch bereits früher gesagt, daß Intrusionstektonik nicht zugleich auch Tiefentektonik bedeutet; denn dieselben Batholithen, welche die letzte Kristallisation der Kataschiefer verursacht haben, sind in Mittelböhmen bis in einen verhältnismäßig seichten und einfachen Gebirgsbau eingedrungen und haben dort die altpaläozoischen Gesteine im Kontakt verändert. Nichts deutet auf die Einschaltung einer Meso- oder Epizone zwischen die Kataschiefer und die nur im Granitkontakte veränderten Gesteine des mittelböhmischen Paläozoikums. Es ist der mittelböhmische Granitkörper, der die beiden trennt. Für dieses Gebiet läßt es sich wahrscheinlich machen, daß die eigentliche Katametamorphose im regionalen Sinne subbatholithisch vor sich gegangen ist.

Gesteine mit den Merkmalen der Mesozone erscheinen innerhalb des Grundgebirges der variszischen Horste nicht in ursprünglicher Auflagerung auf denen der Katazone, sondern unabhängig von irgendeiner Tiefenlage in der Erdkruste in zweierlei Gruppen, und zwar einerseits in Zonen nachträglicher Umformung der Katagneise im Gebiete der Intrusionstektonik und zweitens in den Gebirgszonen der metamorphen Falten- und Deckentektonik, wo sie durch die Umfaltung im großen Stile, ähnlich wie in den Alpen, einer allgemeinen Streßwirkung in gewisser Tiefe unterworfen worden sind. Zur zweiten Art gehört der kristallinische Anteil

des Erzgebirges mit seinen Gneiskuppeln. Er ist mit der Scholle der Intrusionstektonik gleichsam organisch verbunden, indem Teile der Intrusionsscholle in die Faltung mit aufgenommen und in einzelnen Deckschollen (Münchberger Gneismasse, Wildenfelscher Deckscholle und Frankenberg-Hainichen Zwischengebirge) über den metamorphen Deckenbau hinweg bis auf die äußeren nichtmetamorphen Faltungszonen verfrachtet worden sind. Überdies sind aus der Zone der Intrusionstektonik jüngere Ausläufer der durch lange Zeiträume andauernden granitischen Intrusionen in die Zonen der metamorphen und nichtmetamorphen Falten- tektonik vorgedrungen. Ihre Mächtigkeit hat aber dort nicht hingereicht, um eine gleiche, weit ausgreifende Katametamorphose und eine Umstellung des Baues zur Gebirgsfazies der Zone der Intrusionstektonik zu bewirken.

• Ein zweites Gebiet mit metamorphem Falten- und Deckenbau ist im Grundgebirge der moravisch-silesischen Zone enthalten. Diese Zone steht in keiner organischen Verbindung mit der dem benachbarten Gebiete der Intrusionstektonik angehörigen moldanubischen Scholle. Sie bleibt von dieser stets durch eine scharf und eindeutig verfolgbare Überschiebungslinie getrennt. Die Ausgangsgesteine beider Gebiete entstammen verschiedenen Sedimentationsräumen; die Intrusionen entstammen anderen Magmaherden. Kein moldanubisches Erstarrungsgestein greift über auf die moravisch-silesische Zone. Beide Gebirge können nur durch Ferntektonik aneinander gebracht worden sein. (9.)

Im Gebiete der Intrusionstektonik sind bestimmte Strecken von Katagesteinen von der Umwandlung in der Richtung der Meso- und Epimetamorphose, d. i. von Diaphthorese im weiteren Sinne in verschieden breiten Zonen und in verschiedenem Ausmaße ergriffen worden. Die Erscheinungen sind in verschiedenen Strecken, je nach der Art der tektonischen Beanspruchung recht ungleich.

Der auffälligste Indikator dieser Vorgänge bleibt in allen Abstufungen von der mylonitischen Deformation an schmalen, jungen Störungszonen bis zur groblepidoblastischen, parakristallinen Umformung und Deformationskristalloblastese stets das Eintreten von Muskovit und Quarz an Stelle von Kalifeldspat, die Deformationsverglimmerung nach dem Ausdrucke von Sander (4.) in ihrem weitesten Sinne verstanden. In größerer

Tiefe bewirkt der Streß als Katalysator (Niggli l. c. S. 164) zugleich mit der Anreicherung der schieferholden Minerale oder Gleitminerale auch eine allgemeine Vergrößerung der Komponenten. Hier finden sich die weitaus größten Glimmerschuppen und Granaten, hierzu gesellen sich oft große Cyanite und verhältnismäßig große Säulchen von Turmalin.

Unabhängig von allen theoretischen Erklärungen bewährt sich die Erfahrung im Felde, daß, wo größere Gneiskörper die Gestalt von Falten angenommen haben oder zu Decken verschleift worden sind, und wo es die stoffliche Zusammensetzung gestattet, die Ausbildung der lichten Glimmer eingeleitet worden ist. Im eigentlichen Gneisgebirge sind größere Schuppen und scharf begrenzte Porphyroblasten von Muskovit das auffälligste Kennzeichen solcher Zonen. Ihre Kristallisation hat die eigentliche Bewegung überdauert, an ihnen ist keine postkristalline Deformation wahrzunehmen. Ihr Auftreten in verschiedenen Gesteinsgesellschaften und unter verschiedenen tektonischen Bedingungen widerlegt die Annahme, daß sie durch magmatische, postmagmatische, pneumatolytische Vorgänge erzeugt worden seien. Sie finden sich mit den gleichen Eigenschaften in den homogenen Decken des Bittescher Gneises des moravischen Grundgebirges, in den zerdrückten und zergliederten Falten von Muskovit- und Zweiglimmergneis über den Kuppeln von grauem Gneis im Erzgebirge, wie in den älteren, unvollkommen verschieferten Graniten des Isergebirges (Berg 7.) und den Glimmerschiefern am Südhange des Erzgebirges (Gäbert 8.), und ebenso hat in den verfrachteten Grundschollen der oberostalpinen Decken, wo immer in dem Gemenge von gneisartigen, amphibolitischen und kalkigen Gesteinen die chemischen Eigenschaften es gestatten, reichliche Muskovitbildung eingesetzt. Nur dem Grade und nicht dem Wesen nach unterscheidet sich die Bildung der großen Glimmertafeln in den zerquetschten Linsen von grobkörnigem Pegmatit von der Bildung der kleinschuppigeren Glimmer in den Gneisen.

Besonders klar ist die Überführung von Katagesteinen in Gesteine mit den wesentlichen Kennzeichen der Mesozone durch den Einsatz gesteigerter Streßwirkung an dem Zuge von Glimmerschiefer mit seinen Begleitgesteinen zu erkennen, der die moldanubisch-moravische Überschiebung von Schönberg am Kamp in Niederösterreich bis Swojanow an der böhmisch-mährischen Grenze

begleitet. Der allmähliche Übergang der Sedimentgneise in Glimmerschiefer mit Beibehaltung des Bestandes der mannigfachen Einlagerungen von Marmoren, Quarziten, Granuliten, Amphiboliten, Serpentinien und anderen, das Einlenken der Parallelstrukturen in die Richtung der Überschiebungsfläche mit Annäherung an die moravisch-moldanubische Grenze zwingen notwendig zu der Schlußfolgerung, daß hier ein Teil der moldanubischen Zone, d. i. der Zone der Intrusionstektonik mit dem ursprünglichen Mineralbestande der Katazone den Mineralbestand der Mesozone erworben hat. (F. E. Sueß 9., S. 91, Köbl 13.) Diese Glimmerschieferzone liegt in der Gleitungszone der moldanubischen Scholle über der moravischen und bildet die Unterlage der moldanubischen Katagneise.

Die genaue Aufnahme von A. Rosiwal verzeichnet auf den Blättern Polička-Neustadt und Brüsa-Gewitsch der geologischen Spezialkarte von Österreich als mächtige Einschaltung in den verbreiteten grauen Gneisen (Biotitgneisen) eine 10—15 km breite, gemischte Zone von grobflaserigen Zweiglimmergneisen, Gneisglimmerschiefern und Glimmerschiefern. Es ist bemerkenswert, daß auch hier mit dem Auftreten des Muskovits und vorwiegend lepidoblastischen Strukturen das Streichen der Gesteinszüge anhaltender und einheitlicher wird. Nach Rosiwals (14.) Darstellung geben die Lagerungsverhältnisse im großen das Bild einer Antiklinale, von Gesteinen der Mesozone, die unter den grauen Gneisen, d. i. unter den Gesteinen der Katazone hervortaucht, und es scheint, daß auch hier eine verschleifte Basiszone emporgewölbt worden ist.

Auch bei anderen, weniger bekannten Vorkommnissen wird eine ähnliche Erklärung zu erwarten sein. Die auffällige Zone von Glimmerschiefer und Chloritschiefer im Künischen Gebirge an der böhmisch-bayrischen Grenze bei Eisenstein ist nach G ü m b e l s Darstellung konkordant zwischen Cordieritgneise eingeschaltet und mit diesen durch Übergänge verbunden.

Im Gebiete des Moldauknies bei Budweis entwickelt sich ein breites Band von Glimmerschiefer durch Übergänge aus Muskovit führendem Gneis. Es unterteuft den Gneis bei Friedeberg und läßt sich bis in die Nähe von Budweis verfolgen. Die lepidoblastische Umbildung ist dort jedoch älter als die Intrusion des mittelböhmischen Granitstockes. Die Durchtrümmerung und Auflösung

des Glimmerschiefers im Kontakt hat Peters bereits vor sehr langer Zeit beschrieben. (17.)

Die Glimmerschiefer, die nach R. Kettners (15.) Beschreibung bei Luditz am Ostrande des Tepler Hochlandes mit den vor-kambrischen Schiefen im Hangenden durch Übergänge verbunden sind, gehen anderseits im Liegenden nicht in Gneise über. Dagegen erscheinen zahlreiche Zwischenlagen von mechanisch umgeformten, granitartigem Augengneis mit sekundärer Muskovitbildung. Die Glimmerschiefer bedeuten den Übergang in die Mesogneise des Tepler Hochlandes, die bereits dem Faltenbau des Erzgebirges zuzurechnen sind. Die Intrusion ist älter als die Verschieferung, mit der schon der Übergang in die Zone mit metamorphem Faltenbau angezeigt wird.

Dem jüngeren granitischen Hauptstocke des Riesengebirges ist im Osten und Süden der Schneekoppe eine breite Zone von kristallinen Schiefen vorgelagert. Ihnen sind zwei ältere granitische Kerne eingeschaltet mit allen Übergängen von granitisch-körnigen zu kataklastischen und geflaserten Graniten, zu glimmerschieferartigen und serizitischen Gesteinen; auch sie enthalten die kennzeichnenden posttektonischen Porphyroblasten von Muskovit. Die begleitenden Glimmerschiefer werden auch hier als ehemaliger Kontaktmantel erklärt. Die lepidoblastische Umwandlung ist der Umwandlung toniger Gesteine zu Hornfelsen nachgefolgt. Zwei Glimmerschieferhorizonte sind einer mannigfachen Reihe von kristallinen Schiefen, Epi- und Mesogesteinen, mit verschieden abgestufter Metamorphose, eingeschaltet. Eine postgranitische Verfaltung war von Diaphthoresis begleitet, die zur Bildung von Phylloniten (serizitischen Schiefen aus Glimmerschiefern, Chloritschiefern aus Amphiboliten und anderen) geführt hat. (Berg 6.)

Der schmale Streifen von Glimmerschiefer am Nordhange des Isergebirges, der sich von Raspenau in Böhmen nach Voigtsdorf in Schlesien erstreckt, ist nichts anderes als der verschieferte Rest des ehemaligen Kontaktmantels der ihn umgebenden älteren Granite. Er ist zugleich mit diesen zerquetscht und verschiefert worden. (Berg 7.)

Der Hauptkamm des Adler- und Habelschwerdtergebirges liegt in der streichenden Fortsetzung eines gegen Südost abschwinkenden Astes der Gneise und Schiefer des Riesengebirges.

Er besteht aus Muskovit- und Zweiglimmergneisen. Sie werden, wie Petraschek angibt (16.), am Abhange gegen Südwest von Biotitphylliten überlagert, die einerseits noch klastische Reste zeigen, andererseits aber durch nachträgliche Phyllonitisierung gegen Westen serizitisch-schiefrig geworden sind. In ihrer weiteren Fortsetzung gegen Südosten bei Landskron und Hohenstadt heißen sie Gneisphyllite (Petraschek) und Wackengneise (Tietze), sie erinnern stellenweise an die grauen Gneise des Erzgebirges und werden nach der Angabe von Rosiwal bei Hohenstadt den moldanubischen Sedimentgneisen sehr ähnlich. Die Metamorphose dieser Gesteine führt ohne eine Zwischenstufe mit den Merkmalen der Mesozone von dem klastischen Zustand durch Kristalloblastese unmittelbar auf den katogenen Mineralbestand, wie das für das Gebiet der Intrusionstektonik kennzeichnend zu sein scheint.

Wie Petraschek angibt, sind die Mesogneise des Hauptkammes mit den Biotitphylliten nicht durch Übergänge verbunden. Beide Gesteinsgruppen gehören nicht nur einer anderen Fazies der Metamorphose an, sie sind auch aus verschiedenen Gesteinsreihen hervorgegangen. Die Mesogneise werden von Kalkzügen, die Biotitphyllite von Grünschiefern begleitet. Eine scharfe tektonische Diskordanz trennt die beiden voneinander.

Der mächtige Block der Eulengneise, der in den mittleren Sudeten in fremdartiger Lage in einer Umgebung von wenig metamorphen paläozoischen Gesteinen gelegen ist, enthält in den höheren Teilen eines steilen Gewölbes von Katagneisen ebenfalls Zwischenlagerungen von breitfaserigen Muskovit- und Zweiglimmergneisen. Schon aus den älteren Beschreibungen von Kalkowsky (18.), noch mehr aus den eingehenden Darstellungen von Dathé (19., 20.) kann man deutlich ersehen, daß hier abermals den Gesteinen der Katazone die Charaktere der Mesozone aufgeprägt worden sind. Kennzeichnend ist abermals das verschiedene Verhältnis des dunkeln und des lichten Glimmers. Der Biotit ist so wie im Bittescher Gneis und in der moldanubischen Glimmerschieferzone zu Fasern und bandartigen Streifen ausgezogen; der Muskovit bildet größere posttektonische Porphyroblasten. Dazu kommen nach Dathés Beschreibung noch blastomylonitische Augengneise. Sie sind noch deutlichere Kennzeichen der Einschaltung von Streßzonen, an denen die Überführung der Katagneise in Mesogneise vor sich gegangen ist.

Die ältere Vorstellung, welche die Gneiskuppeln des Erzgebirges als teilweise schiefrig erstarrte Lakkolithen deutet, wurde vor nicht langer Zeit noch am eifrigsten von G ä b e r t vertreten. Das eindringende Magma hätte nach seiner Ansicht das sedimentäre Dach aufgewölbt, aufgeblättert, in flachen Apophysen durchdrungen und im Kontakt zu Glimmerschiefern und Gneisen umgewandelt. (8.) F. K o s s m a t verdanken wir vor allem die Aufklärung, daß metamorpher Falten- und Deckenbau das Erzgebirge beherrscht. (22.) Die Gewölbe mit dem lagenförmigen Wechsel von Gneis und Schiefer und mit ihrer konkordanten, zwiebelschaligen Hülle wurden durch Faltung und Auswalzung in einer vorwiegend gegen Norden und Nordwesten gerichteten Gleitbewegung erzeugt. Der allbeherrschende Streß, welcher die Umformung der Gesteinskörper notwendig begleitet, gestattet nicht die Erhaltung der Minerale der Katazone. Demgemäß gibt es im Erzgebirge keine Cordieritgneise.

Der trefflichen Schilderung von G ä b e r t kann man, trotzdem sie anderes erklären will, die bezeichnenden Tatsachen entnehmen, daß Gneise intrusiver und sedimentärer Herkunft in enger Wechsellagerung durch gleichartige Ausbildung der Minerale einander täuschend ähnlich geworden sind. (l. c. S. 380.) Wie z. B. bei Boden, südwestlich von Marienberg, wo die Grauwacken übergehen in schuppige Muskovitgneise.

Das Erzgebirge ist kinetometamorphe Deckentektonik, ähnlich jener der penninischen Decken in den Alpen. Es sind aber, namentlich in den tieferen Teilen des Deckengewölbes, bereits metamorph gewesene Gesteine von der Umfaltung ergriffen worden. Erst die letzte Bewegung hat die gegenwärtige, grobschuppig-schiefrige Parallelstruktur zur Ausbildung gebracht.

Jenseits des Erzgebirges liegen die Zonen der verschleppten Deckschollen. Zu ihnen gehören die Münchberger Gneissmasse (10.), die Gneisschuppen bei Hirschberg (Seidnitz 26., S. 279), die kleine Deckscholle bei Wildenfels (Becker 25.) und das Zwischengebirge von Frankenberg-Hainichen (K o s s m a t, Pietzsch 27.) in der Einsattlung zwischen dem Erzgebirge und dem in seiner tektonischen Stellung noch nicht geklärten sächsischen Granulitgebirge. Es sind die am weitesten vorgeschobenen Ausläufer der moldanubischen Scholle, und sie mögen zu dieser in ähnlicher Beziehung stehen wie die Grundschollen der ostalpinen

Decke zur vermutlichen Unterlage der Dinariden. So wie die penninischen Deckengewölbe der Tauern von den Grundschollen der ostalpinen Decken, so wurden die Deckengewölbe des Erzgebirges von den Gneisen des Zwischengebirges überschritten; und wie die Masse der Silvretta auf dem Flysch des Prättigau und des Oberengadin, so liegt die Münchberger Gneisscholle auf den altpaläozoischen Schiefen des sogenannten variszischen, synklinalen Troges, d. h. auf den in der mit Vorschub wandernden Vortiefe gesammelten und emporgefalteten Sedimenten.

Die vorhandenen Deckschollen sind die Reste der am weitesten nach außen gerückten, bereits dem Rande genäherten Teile der großen überschobenen, moldanubischen Grundgebirgsmasse. Es ist leicht verständlich, daß sie am stärksten zerlappt, verdünnt, aufgelockert und verbogen worden sind. Erzgebirgische Bestandteile und solche, die der altpaläozoischen Außenzone mit nicht-metamorpher Falten tektonik angehören, sind mit ihnen zusammen verschleift und verfaltet worden. Demgemäß sind diese aus den größeren Zusammenhängen losgelösten Teile des variszischen Grundgebirges durch eine besonders reiche Mannigfaltigkeit polymetamorpher Tektonik von verschieden abgestufter, zum großen Teil regressiver kristallinischer Fazies ausgezeichnet. Die eigentliche Gneissmasse wird von einer tieferen Decke aus Grünschiefern und Phylliten unterlagert. (W u r m 23., 24.). Ein ähnlicher Riesenknauel der verschiedensten polymetamorphen Gesteine katagener Abstammung wird nicht noch einmal in den variszischen Grundgebirgen anzutreffen sein. Die gegen das umgebende nichtmetamorphe Paläozoikum scharf abgegrenzte elliptische Masse enthält in untergeordneter Vergesellschaftung Glimmer- und Hornblende-gneise sedimentärer und magmatischer Herkunft, granitische Gesteine, zum Teil schiefrig mit verschleiften Pegmatiten, gepreßte Augengneise, Diorite, kristallinische Kalke und andere. Die parakristalline und zum Teil blastomylonitische Streßwirkung mit Annäherung an die Mesometamorphose tritt besonders in den Randbildungen der Masse hervor. Hier sei nur auf die Augengneise der Gegend von Berneck hingewiesen, die mit ihren rundlich ausgewalzten, großen Ortoklasen, mit den Flasern und Porphyroblasten von Muskovit die sprechendsten Belege für diese Vorgänge darbieten. Eigentliche Glimmerschiefer scheinen in der Masse nicht vorzukommen.

Die breite Glimmerschieferzone am Rande des sächsischen Granulitgebirges ist seit Naumann als ein Kontaktmantel des Granulits und als ein Beweis für dessen eruptive Natur angesehen worden. Das Abklingen der Kontaktwirkung sollte in dem Übergange von Cordieritgneis zu Glimmerschiefer und zu Tonschiefer wahrzunehmen sein. Nach den neueren Untersuchungen von Pietzsch (27., 28.); Scheumann (29.) und Philippsborn (30.) zeigt sich aber, daß der vermutete Kontakthof in einzelne Gesteinsstreifen aufzulösen ist, die durch Überschiebungsflächen voneinander geschieden sind.

Ein Gebiet, in dem mit größerer Regelmäßigkeit eine mächtige Glimmerschieferplatte nordwestfaltend zwischen Gneise und Phyllit eingeschaltet scheint, ist der nördlichste Böhmerwald zwischen Marienbad und Waldsassen mit dem Tillenberge.

Die Glimmerschiefer und Phyllite sind noch zum erzgebirgischen Bau zu rechnen; dafür spricht die ausgeprägte und beharrliche Richtung des Streichens ebenso sehr wie die tektonische Fazies der Gesteine. Weiter im Osten in der Fortsetzung dieser Zone zwischen Rehau und Schönwald schätzt Wurm die Mächtigkeit der Phyllite, die mit scheinbarer Konkordanz den Glimmerschiefer überlagern, auf 5000 Meter. Er fügt jedoch hinzu, daß es sich vorläufig nicht entscheiden lasse, ob in der Aufwölbung von Gneis und Glimmerschiefer noch Faltenstrukturen gleich denen des östlichen Erzgebirges verborgen seien, und daß nach dem Anscheine die Gneis- und Glimmerschieferzone eine abweichende und verwickeltere Tektonik aufweise als der Phyllitmantel. (24., S. 567.)

Südlich und östlich vom Tillenberge gegen Siehdichfür, gegen Königswart und Marienbad, ist der Übergang der Glimmerschiefer in gneisartige Gesteine zum Teil durch das Hinzutreten großer Granitstöcke bedingt. Wie mich eigene Begehungen gelehrt haben, finden dort und in der Gegend von Sandau, Marienband, Tassau und von Mähring und Bärnau in Bayern die sonst für moldanubische Granitnähe kennzeichnenden Flaser- und Körnelgneise mit Übergängen in Migmatite große Verbreitung.

Ähnlich wie in der Gegend von Luditz, nach der Beschreibung von Kettner ist es also das Vordringen der Granite in den erzgebirgischen Bau, das den Übergang von Glimmerschiefer zum Gneis im Liegenden bewirkt, und nicht regionale Tiefenzunahme.

Der Doppelhorst des Schwarzwaldes und des Wasgau ist ein Stück der großen Scholle mit Intrusionstektonik, die sich einst von der böhmischen Masse bis in den Morvan und bis in das französische Zentralplateau erstreckt hat. Man trifft hier dieselbe kristalline Fazies wie im Moldanubikum der südböhmischen Masse (Schwenkel 31.) und in Verbindung mit der großen Ausdehnung der Granite eine ähnliche ungeordnete Tektonik, die nicht auflösbar ist in regelrechte Falten und Decken. (S. Wilckens 32., Schwenkel 31., S. 121 und Deecke 33., S. 52.) Die nördlichen und südlichen Randteile des Doppelhorstes sind von den Kernteilen durch große, flache Überschiebungen getrennt. An der Südschwarzwald Hauptüberschiebung, die Bubnoff (34.) genauer beschrieben hat, wurden die inneren Gneise mit den begleitenden mylonitischen Zonen auf den Kulmstreifen Lenzkirch—Bodenweiler aufgeschoben. Eine Überschiebung gegen Norden, begleitet von eigenartigen Quetschzonen und von mehreren gleichlaufenden Schuppen, quert die Nordvogesen von Laach über Urbeis bis in die Gegend von Lubine jenseits der elsäbischen Grenze. Ihre östliche Fortsetzung jenseits des Rheingrabens wird in der Gegend von Geroldsau bei Baden-Baden zu suchen sein. Diese Randteile enthalten keine Gneise oder sonstigen kristallinen Schiefer; sie bestehen aus Granit mit den Resten eines Daches von nichtmetamorphem oder im Kontakt veränderten altpaläozoischen Gesteinen und ausgedehnten Flächen von transgredierendem Kulm.

Die altpaläozoischen Sedimente geraten an keiner Stelle der oberrheinischen Horste in unmittelbare Berührung mit dem eigentlichen kristallinen Gebirge. Sie bilden dagegen in verhältnismäßig wenig gestörter Lagerung das Dach der granitischen Batholithen, die demnach in verhältnismäßig seichtes Gebirge emporgedrungen sind. Die Beziehungen zwischen Granit, Gneis und Altpaläozoikum sind somit die gleichen wie im Süden der böhmischen Masse, und der Vergleich muß auch hier zu dem Schlusse führen, daß in den Katagesteinen die in subbatholitische Metamorphose umgewandelten altpaläozoischen Gesteine enthalten sind. Sie waren einstmals tiefer gelegen und sind durch die randlichen Störungen auf die höher gelegenen granitischen Ausbreitungen mit den altpaläozoischen Beckenresten aufgeschoben worden. So erklärt es sich, daß in den mittleren Teilen dieser Horste keine altpaläozoischen Gesteine angetroffen wurden. (S. Born 35.) Zu-

gleich mit den höher aufragenden und verbreiterten granitischen Ästen und mit der transgredierenden Decke des Kulm waren sie schon in voroberkarboner Zeit abgetragen worden. *Bubnoff* läßt die Überschiebung der Südvogesen gegen Nordost zum Rheingraben umbiegen, so daß Vogesen und Schwarzwald schon vor ihrer Trennung durch den Rheingraben zwei gesonderte Gebirgskörper gebildet hätten. In diesem Falle gehören die mittleren Vogesen mit ihrer größeren Ausbreitung der Granite, welche Einschlüsse von altpaläozoischen Gesteinen enthalten und mit ihrer größeren Ausbreitung von Sedimenten des Kulm zum höheren Teile des ursprünglichen Gebirges.

So wie in der böhmischen Masse fehlen auch in den ober-rheinischen Horsten alle Anzeichen, daß jemals zwischen den Gesteinen der Katazone und den nichtmetamorphen altpaläozoischen Gesteinen eine Meso- oder Epizone eingeschaltet gewesen ist. So wie im böhmischen Massiv wird auch hier die Katazone als ein Gebiet der regional gesteigerten Kontaktmetamorphose angesehen.

Wo Gesteine der Meso- und Epizone auftreten, sind sie an örtliche Störungszonen gebunden und stehen im Zusammenhange mit der flachen Verschuppung und Zertrümmerung, die die nicht mehr faltbaren Horste nach Ablagerung des Kulm, unbeschadet des Aufsteigens postkulmischer Granite, noch zu verschiedenen Zeiten und in verschiedenen Tiefenlagen erlitten haben. Hieher gehören als einzelne Beispiele unter vielen die von *Cohen* beschriebenen zweiglimmerigen Flasergneise in den mittleren Vogesen zwischen der Diedolshäuser Verwerfung und dem Rheintale (36.) und die von *Termier* aus einer Bohrung bei Gironcourt-sur-Vraise namhaft gemachten serzitischeschieferen Feldspatgesteine. (37.)

Odenwald und Spessart bilden eine verbindende Inselbrücke zwischen der Zone der Intrusionstektonik in den oberrheinischen Horsten und der nichtmetamorphen Falten- und Deckentektonik der rheinischen Schiefergebirge. Die Anzeichen der zwischen beiden einzuschaltenden Zone der metamorphen Falten- und Deckentektonik finden sich im Vorspessart nördlich des Aschaffentales. *G. Klemm* (38.), der beste Kenner dieser Gebiete, vermutet, daß die hier auftretenden Quarzitglimmerschiefer und besonders bemerkenswerte Staurolithglimmerschiefer, die im Odenwalde nicht gefunden werden, aus den im Taunus sehr verbreiteten Serziti-

glimmerschiefer oder den bunten Taunusphylliten und Taunusquarziten hervorgegangen seien.

Im Norden des eigentlichen Odenwaldes werden zwei Gebiete unterschieden: der Bergsträßer Odenwald im Westen, der hauptsächlich von Granit eingenommen wird. Ihm sind steil Südost fallende Zweiglimmergneise und Glimmerschiefer eingeschaltet, in denen in kennzeichnender Weise bereits eine ausgeprägte Streichungsrichtung gegen Nordosten herrschend wird, dazu kommen andere zum Teil hochkristalline Gesteine, die als metamorphe paläozoische Sedimente und Diabase gedeutet werden. Den Osten bildet vor allem die aus grauem Biotitgneis bestehende Böllsteiner Masse: sie wird von Muskovitgneis und Glimmerschiefer überlagert, ähnlich wie die Gneiskuppeln des Erzgebirges. Beide Gebiete trennt die von Myloniten begleitete Otzbergspalte. Im Süden des Odenwaldes herrschen Granite, insbesondere der sogenannte Trommberggranit. Mit den zahlreichen hochmetamorphen Schollenresten der paläozoischen Decke, die ihnen eingeschaltet sind, gleichen sie den granitischen Randgebieten des Schwarzwaldes und der Vogesen, die hier als die der Oberfläche näheren Teile der Zone der Intrusionstektonik angesehen werden. Ein vorläufiger Versuch einer näheren Erklärung der verwickelten Tektonik des Odenwaldes muß einer anderen ausführlichen Darstellung vorbehalten bleiben.

Die Mehrzahl der engeren Fachgenossen wird diese Zusammenstellung nicht grundsätzlich Neues lehren. Nur von wenigen dürfte die Dreiteilung der Metamorphose als eine Art Schichtung der Erdkruste mit der notwendigen Folge vom Phyllit zum Glimmerschiefer und zum Gneis aufgefaßt werden. Mit Sanders Ausspruch, daß alle kristallinen Schiefer Tektonite seien (4.,5.), wird die Bedeutung des tektonischen Geschehens für die Ausbildung der metamorphen Fazies ausdrücklich hervorgehoben. Eine Übersicht über die Verteilung dieser Faziesstufen in einem bis auf den tieferen Untergrund bloßgelegten Gebirgsbaue läßt die Beziehung der metamorphen Fazies zur Tektonik noch mit besonderer Klarheit hervortreten.

Man erkennt, daß mit gewissen Einschränkungen den Hauptstufen ein gewisser Bildungsbereich vorbehalten bleibt. Die Entwicklung von Gesteinen der Epizone ist jenseits einer gewissen

Tiefe nicht mehr möglich. Ihr bleibt unbedingt die Bezeichnung einer oberen Umwandlungsstufe vorbehalten, auch wenn Meso- oder Katagesteine durch Polymetamorphose in ihren Bereich übergeführt worden sind. Das regionale Auftreten solcher Gesteine lehrt, daß sie nur durch Streß im Gefolge der Gebirgsbewegung und Umformung, d. i. durch Kinetometamorphose, erzeugt werden können. Das Gleiche lehrt auch die Felderfahrung für die Mesogesteine.

Es widerspricht nicht der Beobachtung und auch nicht den theoretischen Annahmen, daß Gesteine der Katazone als Erzeugnisse hoher Temperatur und mit ihrer nahen Beziehung und ihren Übergängen zu Kontaktgesteinen, auch wo sie regionale Verbreitung besitzen, wie im granitdurchwobenen Grundgebirge der moldanubischen Masse, in das Niveau der nicht metamorphen Gesteine heraufreichen können.

Es scheint, daß die Bildung der Mesogesteine noch unbedingt an eine gewisse Tiefenlage gebunden ist als die der Katagesteine; denn diese sind allein abhängig von den Isothermen, die zugleich mit den mächtigeren Magmakörpern höher emporsteigen können. Die Mesogesteine können aber nur durch Streß bei hoher Temperatur und hohem Druck entstehen.

Insoferne für die Bildung der Mesogesteine das Zusammenwirken von Druck und Erwärmung notwendig ist, machen sie durch eine bestimmte Verbindung von Struktur und Mineralbestand den Eindruck einer vermittelnden Zwischenzone. Sie sind aber nicht notwendig zwischen den beiden anderen eingeschaltet.

Der Bereich der Epi- und Mesogesteine sind große Faltungszonen oder örtliche Zerrungsgebiete. Der Bereich der Katagesteine ist das eigentliche von großen Batholithen durchsetzte Grundgebirge. Durch großzügige tektonische Bewegung können sie ihre ursprüngliche Lage gegeneinander vertauscht haben.

Die einzelnen Zonen können durch Polymetamorphose in einem Gesteine einander ablösen. Kata- und Mesogesteine werden durch Faltung und an seichten Dislokationen zu Phylloniten der Epizone. Die Gesteine der Mesozone sind stets aus Epi- oder Katagesteinen hervorgegangen und in der Parallelstruktur vieler Katagesteine ist höchstwahrscheinlich alte Schichtung oder tektonisches Parallelgefüge durch Abbildungskristallisation erhalten geblieben. Wie wertvoll und notwendig auch die Dreigliederung in

Kata-, Meso- und Epigesteine ist für die Einsicht in das Wesen und die Entstehung der kristallinen Schiefer, so wird daneben im Auge zu behalten sein, daß in bezug der Tiefenlage ihres Bildungsbereiches in der Erdkruste von der Felderfahrung nur eine Zweiteilung, d. i. die Abscheidung der Epizone von den beiden anderen gefordert wird.

Literaturhinweise.

1. Becke F.: Über Mineralbestand und Struktur der kristallinen Schiefer. Denkschr. d. Akad. d. Wissensch. Wien, math.-nat. Kl., Bd. 75, 1903.
2. Grubenmann U.: Die kristallinen Schiefer. Berlin, Bornträger, 1904.
3. — u. Niggli P.: Die Gesteinsmetamorphose. I. Allgemeiner Teil. Berlin. Bornträger, 1924.
4. Sander B.: Über tektonische Gesteinsfazies. Verh. d. Geol. Reichsanstalt. Wien 1912, S. 255.
5. — Bemerkungen über tektonische Gesteinsfazies und Tektonik des Grundgebirges. Das. 1914, S. 220.
6. Berg, G.: Die kristallinen Schiefer des östlichen Riesengebirges. Abhandl. d. Preuß. Geol. Landesanstalt, N. F. Heft 68, 1912.
7. — Die Gesteine des Isergebirges. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanstalt f. 1922, Bd. 43, S. 125.
8. Gäbert C.: Die Gneise des Erzgebirges und ihre Kontaktwirkungen. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 59, 1907, S. 308.
9. Sueß F. E.: Die Moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohen Gesenkes. Denkschr. d. Akad. d. Wissensch. Wien, math.-nat. Kl., Bd. 78, 1912, S. 541.
10. — Vorläufige Mitteilung über die Münchberger Deckscholle. Anzeiger d. Akad. d. Wissensch. Wien, math.-nat. Kl., Bd. 121, 1912.
11. — Der innere Bau des variszischen Gebirges. Mitt. d. Geol. Ges. in Wien, Bd. 14, 1921, S. 276.
12. — Zum Vergleich zwischen alpinem und variszischem Bau. Geol. Rundschau, Bd. 14, S. 1.
13. Kölbl L.: Zur Deutung der moldanubischen Glimmerschieferzone im niederösterreichischen Waldviertel. Jahrb. d. Geol. Bundesanstalt, Wien 1922, S. 81.
14. Rosiwal A.: Aus dem kristallinen Gebiete des Oberlaufes der Schwarzawa. Verh. d. Geol. Reichsanstalt, Bd. 5, Wien 1895, S. 240.
15. Kettner R.: Über die Beziehungen der Glimmerschiefer zu den Phylliten und den Gneisen in der Umgebung von Luditz in Westböhmen. Bulletin internat. Acad. de Science, Bohême, Prag 1913.
16. Petraschek W.: Die kristallinen Schiefer im nördlichen Adlergebirge. Jahrb. d. Geol. Reichsanstalt, Wien 1909, S. 427.

17. Peters C.: Die kristallinen Schiefer und Massengesteine im nordwestlichen Teile von Oberösterreich. Jahrb. d. Geol. Reichsanstalt, Wien 1853, Bd. 4, S. 240.
18. Kalkowsky E.: Die Gneisformation des Eulengebirges. Habilitationsschrift, Leipzig 1878, Engelmann.
19. Dath E.: Über die Gneisformation des Eulengebirges am Ostabfalle des Eulengebirges zwischen Langenbielau und Lampersdorf. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanstalt, 1886, S. 913.
20. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen, Lieferung 115, Blatt Langenbielau.
21. Rimmann E.: Der geologische Bau des Isergebirges und seines Vorlandes. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanstalt 1910, Bd. 1, S. 483.
22. Kossmat F.: Über die Tektonik des Gneisgebietes im westlichen Erzgebirge. Zentralbl. f. Min. etc. 1916, S. 135 u. 158.
23. Wurm A.: Über die geologische Stellung der Münchberger Gneisinsel. Jahresber. d. Oberrhein. geol. Ver., N. F. XII, 1923, S. 80.
24. — Tektonische und magmatische Analyse des alten Gebirges im Norden von Bayern. Zentralbl. f. Min. etc. 1923, S. 532 u. 561.
25. Becker H.: Das Zwischengebirge von Wildenfels. Zentralbl. f. Min. etc. 1925, S. 207.
26. Seidlitz W. v.: Tektonische Beziehungen der Münchberger Gneismasse zum Erzgebirge und zum nördlichen Böhmerwald. Geol. Rundschau, Bd. XII, 1922, S. 270.
27. Pietzsch K.: Tektonische Probleme in Sachsen. Geol. Rundschau, Bd. 5, 1914, S. 161.
28. — Abgrenzung, geologisches Alter und tektonische Stellung des sächsischen Granulitgebirges. Zentralbl. f. Min. etc. 1922, S. 265.
29. Scheumann K. H.: Die Gesteins- und mineralfazielle Stellung der Metaschiefergruppe der südlichen Randzone des sächsischen Granulitgebirges. Abh. d. math.-phys. Kl. d. sächs. Akad. d. Wissensch., Bd. 39, Nr. 3, 1924.
30. Philippsborn H.: Über mylonitische Granitgneise in der nördlichen Randzone des sächsischen Granulitgebirges. Bericht über die Verh. d. sächs. Akad. d. Wissensch., Bd. 35, 1923, I, S. 38.
31. Schwenkel H.: Die Eruptivgneise des Schwarzwaldes und ihr Verhältnis zum Granit. Tschermaks Min.-Petr. Mitt. 1912, S. 1.
32. Wilckens O.: Über die Schwierigkeiten, die sich der Konstruktion von Deckfalten in den Profilen des Schwarzwaldes entgegenstellen. Niederrhein. Geol. Ver. Hauptvers. Münster i. W. 1908. Anhang z. d. Verh. d. nat. Ver. d. Rheinlande und Westphalen 1908, Abt. 6, S. 13.
33. Deecke W.: Geologie von Baden. Bd. I, Berlin 1916.
34. Bubnoff S. v.: Die herzynische Brücke im Schwarzwald, ihre Beziehung zur karbonischen Faltung und ihre Posthumität. Neues Jahrb. f. Min. etc.. Beilage Bd. 45, 1921, S. 11
35. Born A.: Ein Beitrag zur Gebirgsfaltung des variszischen Bogens. Geol. Rundschau, Bd. XII, 1922, S. 292.

36. Cohen E.: Das obere Weilertal und das zunächst angrenzende Gebirge. Abh. z. geol. Spezialkarte v. Elsaß-Lothringen, Bd. 3, Heft 3, Straßburg 1889.
37. Termier P.: Sur l'existence de terrains charriés au-dessus du Houillers de Gironcours (Vosges). Bulletin Soc. Géolog. de France 1909, S. 76.
38. Klemm G.: Führer bei geologischen Exkursionen im Odenwalde. Berlin, Bornträger 1911.
39. — Das Grundgebirge im Spessart. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1898, Monatsber. S. 581.
40. — Über die Beziehungen zwischen dem „Böllsteiner“ und „Bergstraßer“ Odenwald. Notizblatt d. Ver. f. Erdkunde Darmstadt f. d. Jahr 1923, N. F. Heft 6, S. 28.