

Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge

von

Franz Ed. Suess

Mit 28 Textabbildungen und 2 Tafeln

BERLIN

Verlag von Gebrüder Borntraeger

W 35 Schöneberger Ufer 12 a

1926

Alle Rechte,
insbesondere das Recht der Übersetzung in fremde Sprachen, vorbehalten
Copyright 1926, by Gebrüder Borntraeger in Berlin

Druck von E. Buchbinder (H. Duske), Neuruppin

Vorwort

Die nachfolgende Schrift ist das Ergebnis langjähriger vergleichender Studien und Überlegungen. Sie enthält den Versuch, das in den Grundschollen des zerstörten mitteleuropäischen Faltengebirges enthaltene Bewegungsbild zu erfassen. Der einstige hochragende Oberbau ist verschwunden und der Sockel ist aus anderem Stoffe und nach anderem Plane gefügt; er besteht vor allem aus kristallinischem Grundgebirge und für ihn kommt eine besondere Betrachtungsweise zur Verwendung.

Im Vordergrund steht die Beurteilung der kristallinen Schiefergesteine in ihrer Bedeutung als Tektonite, d. i. die Erkenntnis des notwendigen und unbedingten Zusammenhanges der kristallinen Fazies mit dem allgemeinen tektonischen Bau. Die maßgebenden Gesichtspunkte sind vor allem aus den Erfahrungen im Felde gewonnen worden. Ihre theoretische Begründung ist anderen Schriften zu entnehmen.

Von diesem ersten Versuche wird man eine restlose Klärung aller Fragen nicht erwarten. Es soll aber doch der Schritt in die Öffentlichkeit gewagt werden; denn was als sichere Erkenntnis gelten kann: die großzügige Gliederung und die Anzeichen großartiger Bewegungen, die über das hinausgehen, was die Alpen gelehrt haben, ist bedeutsam genug, wenn auch ein nicht unbeträchtlicher unerklärter Rest späteren Forschungen zugewiesen werden muß.

Aus der vergleichenden Übersicht über die einzelnen Gebiete soll dies hervorgehen. Es wird dabei gerade dort auf die Einzelheiten näher eingegangen, wo noch größere Schwierigkeiten zu überwinden und größere Unklarheiten zu bereinigen sind.

Die Fachgenossen mögen es freundlich beurteilen, wenn ihren sorgsamsten Beobachtungen manchmal eine Deutung gegeben wird, die nicht in ihrem Sinne gelegen ist. Um die Lesbarkeit zu erleichtern, habe ich mir gestattet, manche Skizze ihren Arbeiten zu entnehmen, auch wo meine Auffassung von der ihrigen abweicht.

Widerspruch ist zu erwarten, vor allem weil viele Fachgenossen andere Grundanschauungen über das Wesen der Metamorphose vertreten. Der Widerspruch wird aber willkommen und fördernd sein, wenn er allen den vielerlei ineinander spielenden Tatsachen, die zu den nachfolgenden Schlüssen geführt haben, in gebührender Weise Rechnung trägt.

Herr Dr. Leo Waldmann hat die Ausführung der angeschlossenen Karten und der meisten im Texte enthaltenen Skizzen und überdies auch die Durchsicht einer Korrektur freundlichst übernommen. Hierfür, sowie für viele sonstige verständnisvolle Mithilfe bei dieser Arbeit sage ich ihm meinen wärmsten Dank.

Wien, im Mai 1926

F. E. Sueß

Inhalt

	Seite
Vorwort	III
I. Allgemeine Gliederung der variszischen Horste	1
II. Die Zone der Intrusionstektonik	4
III. Tektonische Gesteinsfazies und tektonischer Bau	11
IV. Die moldanubische Scholle	16
1. Die Kataschiefer und ihre Herkunft	16
2. Die Lagerungsverhältnisse und die Beziehungen zu den Batholithen	24
3. Die Stellung des mittelböhmisches Faltengebirges	27
4. Schiefer-Inseln im Granit	29
5. Vermutliches Alter der moldanubischen Schiefer	30
6. Verschieferungszonen in der moldanubischen Scholle	31
a) Glimmerschiefer an der moravischen Grenze	31
b) Die Antiklinale von Swratka	33
c) Innere Zonen von Zweiglimmergneis und Glimmerschiefer	34
d) Jüngere Störungszonen	35
7. Übersicht	37
V. Die oberrheinischen Horste	38
1. Merkmale der Intrusionstektonik	38
a) Hauptgneisgebiete im Schwarzwald	38
b) Lagerung und Beziehung zu den Intrusionen	43
c) Gneise der Vogesen	45
2. Nördliche und südliche Randzonen	45
3. Überschiebungen und Mylonite	47
a) Schwarzwald	47
b) Vogesen	48
4. Hauptgliederung des Baues	55
VI. Der erzgebirgische Bau	57
1. Grenzen	57
2. Die Gneiskuppeln im Osten	58
3. Der Westen und das Tepler Hochland, Anschluß an die moldanubische Scholle	63
4. Vorgelagerte Deckschollen	67
a) Die Münchberger Deckscholle	67
b) Das Zwischengebirge von Frankenberg-Hainichen und die Deckscholle von Wildenfels	75

	Seite
5. Das Granulitgebirge und seine tektonische Stellung	79
a) Die Lakkolithenfrage	79
b) Stellung des Gabbros von Siebenlehn	87
c) Beziehung zur Lausitzer Schubmasse	88
d) Die tektonische Stellung des Granulitgebirges	90
6. Anschluß an das Elbtalachiefergebirge und die mittelsächsische Überschiebung	94
7. Übersicht	96
VII. Odenwald und Spessart	97
VIII. Das französische Zentralplateau	105
IX. Die Sudeten	114
1. Umgrenzung und Gegensätze, der lugische Bau	114
a) Abgrenzung gegen den erzgebirgischen Bau	114
b) Abgrenzung gegen das silesische Gebirge	117
c) Abgrenzung gegen die moldanubische Scholle	120
d) Der lugische Bau und seine Gliederung	121
2. Die innersudetische Leistenscholle	122
a) Riesengebirge und Isergebirge	122
b) Die Lausitz	131
c) Das Adler- und Habelschwerdter Gebirge und das Gebiet von Müglitz-Hohenstadt	134
3. Die mittelsudetische Leistenscholle	141
a) Begrenzung und Gliederung	141
b) Das Bober-Katzbach-Gebirge	144
c) Das Eulengebirge	145
d) Das Spiegglitzer Schneegebirge und der sog. Syenit von Reichenstein	151
4. Die vorsudetische Leistenscholle	156
a) Der Randbruch	156
b) Autochthones Gebirge und die Eulengneisdecke in den Vorlandhügeln	162
c) Stellung der basischen Massen	167
5. Übersicht über den lugischen Bau	170
X. Der moravo-silesische Bau	174
1. Die moravischen Fenster	174
a) Tektonische Gebirgsfazies und Gesteinsfazies	174
b) Der Bittescher Gneis	181
c) Das Thaya-Fenster	184
d) Das Schwarzawa-Fenster	187
2. Die moldanubische Fernüberschiebung	193
3. Das silesische Gebirge	203
4. Beziehungen zwischen dem moravischen und dem silesischen Bau	211
5. Vergleich mit dem Erzgebirge	218
6. Beziehung zu den sudetischen Brüchen und die Bedeutung der Boskowitzter Furche	219
7. Weitere Fragen	225
a) Die Stellung der Brünner Intrusivmasse	225
b) Konglomerate des Kulm östlich von Brünn	228

	VII
Inhalt	Seite
c) Der Mißlitzer Bruch	230
d) Devonkalk an der Diendorfer Verwerfung	231
XI. Die Wandertektonik	233
1. Das alpin-dinarische Bewegungsbild im variszischen Bau	233
2. Intrusionen und Orogenese	237
3. Der Anschluß des lugsischen Baues und seine Deckschollen	239
4. Die regionale Bedeutung der Intrusionstektonik	241
5. Anzeichen der passiven Bewegung in den Intrusionsschollen	243
6. Die Frage der Fernverfrachtung der moldanubischen Scholle	244
7. Faziesgebiete und Transgressionen	247
8. Die Verbreitung der permischen Ergüsse	248
9. Die Hauptbewegungen der variszischen Grundschollen und die Zergliederung nach der asiatischen Richtung	249
10. Die Sonderstellung des moravo-silesischen Baues	251
11. Das Tiefenbild der Wandertektonik	252
Wichtigste benutzte Literatur	255



I. Allgemeine Gliederung des variszischen Baues

Die Darstellung des variszischen Gebirges im zweiten Bande des „Antlitz der Erde“ (265, S. 117) nennt als gemeinsame Merkmale der deutschen Horste die allgemeine Faltung gegen den Schluß der Steinkohlenformation und die Überdeckung mit einer Reihe von jüngeren Ablagerungen, die mit dem obersten Karbon oder mit dem Rotliegenden beginnt. Die gleiche Geschichte verbindet den variszischen mit dem armorikanischen Gebirgsbogen. Nachpermische Zerstückelungen und Faltungen werden als posthume Bewegungen abgeschieden.

Die Horste werden in der ganzen Erstreckung von den Kohlenflözen an der Ruhr bis zum Südabfall des Schwarzwaldes als Trümmer eines einstmals einheitlichen Gebirges angesehen. In der Gegend des Ballons der Vogesen werden die einstigen höchsten Gipfel vermutet. Auch noch der ganze Süden des französischen Zentralplateaus bis zum Oberlaufe der Dordogne wird dem erloschenen Hochgebirge zugeteilt. Als vermutliche Fortsetzung seines Innenrandes gegen Osten gilt eine Linie, die zum Erzgebirge und zum Südrande der Sudeten verläuft.

Die gegenwärtige Ausdehnung des Gebirgssockels und die aus der Abtragung bis auf tiefes Grundgebirge erschlossene Höhe haben den Vergleich nahegelegt mit dem im Süden anschließenden jungen Alpenbogen. Für den nach NO streichenden Ast wurde bereits der Ausdruck „variszische Alpen“ verwendet und sie werden den gegen NW „armorikanischen Pyrenäen“ gegenübergestellt.

Penck sprach von „karbonischen Alpen“ und die naheliegende Frage ist wiederholt aufgeworfen worden, ob in den tief abgetragenen Trümmern dieselben Gestaltungsgesetze wiederzufinden seien, die in dem vollkommener erhaltenen Alpenbogen erst spät nach langer mühevoller Forscherarbeit aufgedeckt worden sind;

ob auch dieser ältere Bauplan in flache Überschiebungen und Überfaltungsdecken aufzulösen sei.

Auf S. 145 Bd. II des „Antlitz der Erde“ heißt es weiter:

„Fremd und unerklärt bleibt dazwischen das gegen NW. streichende und nach Gumbel gegen NO gefaltete bojische Gebirgsstück, der bayerische Wald mit dem SW-Randteile Böhmens und diesem gegenüberstehend das gegen SSW gerichtete Streichen der großen Gneismulde des niederösterreichischen Waldviertels. Ob sie die Spuren einer noch älteren Scharung sind oder welches sonst ihre Bedeutung ist, wird die Zukunft lehren.“

Diese Zeilen enthalten bereits einen Hinweis auf die Einschränkung des Vergleiches. Was hier als variszischer Bogen bezeichnet wurde, ist in regional tektonischer Hinsicht reicher gegliedert als der Alpenbogen und umfaßt eine Gruppe von Bauelementen, die den Alpen fremd sind; zu ihnen gehört auch und vor allem das erwähnte bojische Grundgebirge.

Wie in den Alpen und in anderen Kettengebirgen, die einigermaßen zusammenhängend erhalten geblieben sind, kann man auch noch in den variszisch armorikanischen Gebirgsstrümmern eine Gliederung in große Hauptzonen erkennen.

An den flach überschobenen Außensam im belgischen Kohlengebiete und an der Ruhr schließt sich die breite Zone mit nicht metamorpher Falten- und Deckentektonik. An den Alpenbau erinnern z. B. die Überschiebungen des Devon und der Aufbruch des Fensters von Theux oder das Auftreten der faziesfremden Klippen am Iberge im Harz (Welter 308), ferner die am Südrande des Taunus (Gerth 70) nachgewiesenen Überschiebungen von zweierlei Fazies des Devon, und es ist zu erwarten, daß noch manche sonderbare Faziesgruppierungen in diesen mächtigen überfalteten Sedimentserien ihre Erklärung durch Fernüberschiebung finden werden.

An diese erste Zone schließt sich eine Zone metamorpher Gesteine mit nachweisbarer Falten- und Deckentektonik. Im Kartenbilde wird durch diese Zone das Hauptstreichen des Gebirges sehr deutlich dargestellt.

Gegen Innen gewinnen die Granitmassen immer mehr an Ausdehnung und an die beiden vorgelagerten, unter sich schärfer geschiedenen Zonen, reiht sich mit weniger scharfen Grenzen eine dritte sehr breite Zone, in der das Streichen der Schichten nicht

von einer einheitlichen Hauptrichtung, nicht von einer „Leitlinie“ beherrscht wird, sondern den Umrissen der großen granitischen Batholithen angeschmiegt ist. Sie wird hier als die Zone der „Intrusionstektonik“ bezeichnet. Nur die beiden ersten Zonen, die nicht metamorphe und die metamorphe (kristallinische) Zone mit Falten und Deckenbau können mit dem alpinen Bau verglichen werden und vermutlich wird der Vergleich mit zunehmender Erforschung, namentlich in der kristallinen Zone, noch weiter geführt werden können, als dies bisher gelungen ist. Die Zone der Intrusionstektonik aber hat in den Alpen nicht ihresgleichen. An ihr versagt jeder Versuch einer tektonischen Analyse nach dem Verfahren, das in den neueren Werken der Alpengeologen, Termier, Schardt, Lugeon, Uhlig, namentlich zuletzt in den großen Synthesen von Argand, von Staub und von Kober angewandt worden ist. Andere Gesichtspunkte treten hier in den Vordergrund.

Folgende Gebiete werden zur Zone der Intrusionstektonik gerechnet: der ganze Süden des böhmischen Massives, einschließlich des mittelböhmischen Barrandien bis etwa zum Südabfalle des Erzgebirges und zur Gneiszone von Wundsiedel mit Ausnahme des moravischen und des silesischen Grundgebirges am Ostrande, ferner der Schwarzwald und die Vogesen, ein Teil des Odenwaldes und der ganze Süden des französischen Zentralplateaus. Mit der Abtrennung dieser großen Gebiete verbleibt auch der den Alpen vergleichbaren Zone eine Breite, die etwa der der Alpen entspricht.

Unten wird noch darauf hingewiesen werden, daß diese Zone der Intrusionstektonik zu den eigentlichen variszischen Falten eine ähnliche tektonische Stellung einnimmt, wie die Dinariden zum Alpenbau.

An diese dem variszischen Bogen angehörigen oder mit ihnen der Entstehung nach verbundenen Gebieten sind im Osten, in der sog. böhmischen Masse, noch zweierlei fremdartige Gebirgsstrukturen angeschlossen. Der östlichste Flügel des Gebietes der Intrusionstektonik, die moldanubischen Scholle ist auf die kristallinen Zonen eines Faltengebirges von alpinem Bau mit großer Förderungsweite aufgeschoben. Teile dieses Gebirges sind die silesische und die moravische Faltenzone. Beide zusammen sollen hier das moravo-silesische Gebirge heißen.

Im Nordosten aber an einer nur teilweise sichtbaren Linie, die vom Rande des Elbtalgebirges zum Marchtal zu ziehen ist,

schließt sich an die moldanubische Scholle ein Gebiet, das mit unregelmäßigem Faltenbau und großer Ausbreitung von granitischen Intrusionen, als der Dachteil eines Gebietes mit Intrusionstektonik angesehen werden kann. Aber es enthält eine andere stratigraphische Fazies als die moldanubische Scholle. Merkmale, die weiter unten ausführlicher dargelegt werden, verlangen eine Abtrennung dieses, hauptsächlich die Sudeten im geographischen Sinne umfassenden, Baues vom Erzgebirge und vom silesischen Gebirge. Da der Name der Sudeten für das ganze Gebiet einschließlich der silesischen Zone verwendet wird, empfiehlt es sich auch diese Einheit der böhmischen Masse mit einem Namen zu belegen. Es wurde hierfür die Bezeichnung des „lugischer Bau“ gewählt, nach einem Volksstamme der „Lugier“, die nach dem Bericht von Tacitus über den ganzen Kamm des Gebirges hinansäßig gewesen sind¹⁾.

II. Die Zone der Intrusionstektonik

Ein Blick auf die geologische Karte Mitteleuropas lehrt, daß in den Südgebieten der variszischen Horste, im Schwarzwald und in den Vogesen, im bayerischen und im südböhmischen Grundgebirge die granitischen Massen so sehr an Ausdehnung gewinnen, daß für die Gneise und Schiefer nur weniger als die halbe Oberfläche übrigbleibt. Trotz vieler Differenzierungen in diesen magmatischen Tiefenkörpern, die von verbreiteten grobporphyrischen Granititen und Amphibolgranititen einerseits bis zu Dioriten und selbst gabbroartigen Gesteinen und andererseits zu feinkörnigen Granititen, Zweiglimmergraniten und Apliten hinüberführen, kehren doch die gleichen Gesteine in den verschiedenen Gebieten wieder; sie sind in chemischer Hinsicht durch innige Gauverwandtschaft miteinander verbunden und alles weist auf einen gemeinsamen Herd, dieser mannigfachen und räumlich sowie in der Zeit weit ausgedehnten Intrusionen²⁾.

¹⁾ Tacitus Germania, 43 — *diremit enim scinditque Suebiam continuum montium iugum, ultra quod plurimae gentes agunt, ex quibus latissime patet Lugiorum nomen in plures civitates diffusum.* — Näheres s. Reallexikon der Germanischen Altertumskunde. Straßburg 1915, S. 168. Nach freundlicher Mitteilung meines Kollegen Prof. R. Much.

²⁾ Frenzels Angabe über das Auftreten von Alkaligesteinen im Passauer Granitgebiet (67) ist bereits von Becke richtiggestellt worden (Tscherm. Min. Mitt. 1923, S. 98).

Das Anschwellen der Granite bis zur räumlichen Vorherrschaft wird begleitet von einer Umstellung des gesamten Bauplanes im umgebenden Gebirge und von dem Eintritt einer ganz bestimmten kristallinen Fazies der metamorphen Schiefer.

Den Bauplan kennzeichnet vor allem, wie bereits erwähnt wurde, das Fehlen einer vorherrschenden Richtung des Streichens, wie sie sonst in den durch tangentiellen Schub zusammen gefalteten Gebirgen fast stets wahrgenommen wird. Die Gesteinszüge beharren zwar manchenmal in großen Schwärmen in einer gewissen Hauptrichtung, im einzelnen aber beschreiben sie mancherlei launenhafte und unregelmäßige Windungen. Im großen ganzen aber zeigen sie das Bestreben, sich den Umrissen der Batholithen anzuschmiegen.

Die kristalline Fazies der Schiefer des Gebietes ist gekennzeichnet durch posttektonische Kristallisation und durch den Mineralbestand der katogenen Metamorphose, die unter dem Einflusse hoher Temperatur entsteht. Abgesehen von besonderen Störungszonen sind die Gesteine des ganzen Gebietes nach erfolgter Kristallisation nicht mehr tektonisch beansprucht worden und haben keinerlei rupturale oder molekulare Umformung mehr erlitten.

Schon den älteren Beobachtern Hochstetter, Jokely, Andrian, Lipold u. a. war es bekannt, daß die Gneise des südböhmischen Grundgebirges an vielen Grenzen unter die Granite hinabtauchen. Aus den Umrissen und den Lagerungsverhältnissen kann man erkennen, daß die Granite keineswegs kuppelförmige Aufragungen aus der Tiefe bilden, sondern daß sie mit ästigen Verzweigungen häufig gegen oben hin anschwellend in das Schiefergebirge eingedrungen sind. An manchen Stellen aber, in Mittelböhmen und wie es scheint, auch in den rheinischen Horsten, haben die Granite silurische und devonische Sedimente im diskordanten Kontakte durchdrungen und zu Kontakthornfelsen umgewandelt.

Auf der anderen Seite ergibt sich, daß die Lagerungsverhältnisse und die Kristallisation der von Graniten inniger umschlossenen und überlagerten Gneise und Schiefer, durch die Granitnähe geleitet und bestimmt wird. Man gewahrt, daß die Korngröße der metamorphen Gesteine mit Annäherung an die Granite zunimmt; in Bayern ebenso, wie in der moldanubischen Scholle der südböhmischen Masse, liegen die Cordierit- und Kinzigit-Gneise

am Rande und in der Nähe der Granitstöcke. Das chemische Gleichgewicht, dem die Mineralgesellschaft entspricht, verlangt vor allem die Erhöhung der Temperatur. Aus den Verbandverhältnissen zwischen Granit und Schiefer kann man ersehen, daß die Intrusionen selbst an der Wärmezufuhr wesentlichen Anteil gehabt haben. Die Kristallisation erfolgte zugleich mit der Anschmiegung der Gesteinskörper an die Umrise der Batholithen. Der vielfältige und mannigfaltige Gesteinswechsel deutet auf älteren Faltenbau, dessen herrschende Streichungsrichtung durch die Intrusion überwältigt und in die neuen Bögen und Windungen gedrängt worden ist. In nachgranitischer Zeit haben die Gesteine keine Umformung mehr erlitten. Sie müßte in der Struktur und im Mineralbestande der Gesteine zum Ausdruck kommen. Die Intrusion der Batholithen ist der letzte gestaltende Vorgang in dieser Zone gewesen. Dies sind die Punkte, die zur Aufstellung des Begriffes der „Intrusionstektonik“ geführt haben.

Die vorherrschende Ausdehnung der Granitstöcke allein würde nach dieser Auffassung noch nicht die Zuteilung eines Gebietes in die Zone der Intrusionstektonik rechtfertigen. Der Name soll erst dann verwendet werden, wenn ältere tektonische Fazies durch den Einfluß der Intrusion verwischt und durch posttektonische Kristallisation bei hoher Temperatur in regionaler Ausdehnung ersetzt worden ist. Die Umstellung der Lagerungsform, welche den Vorgang begleitet, ist zwar für das tektonische Gesamtbild der Gebiete mit Intrusionstektonik sehr bezeichnend und dennoch für die Klassifikation der Gebiete weniger entscheidend als die kristalline Fazies; denn älteres Streichen kann durch Zufälligkeiten unbeeinflußt erhalten geblieben sein.

Ich habe früher einmal die Ansicht geäußert, daß die katogenen Gneise und Schiefer im Gebiete typischer Intrusionstektonik, in der sog. moldanubischen Scholle des niederösterreichischen Waldviertels und in Mähren einer Bathosphäre angehören; daß sie ihren kennzeichnenden Mineralbestand der Umwandlung höherer Temperaturen in großen Rindentiefen verdanken. Diese Ansicht ist aufzugeben. Intrusionstektonik bedeutet nicht zugleich Tiefentektonik. Man kann dies daraus erkennen, daß die Granite, die auf der einen Seite, wie anzunehmen ist, in ihrem Liegenden die Kennzeichen der Intrusionstektonik bewirkt haben und mit den katogenen Gneisen innig verbunden sind, auf der anderen

Seite, mit ihrem Dache, in verhältnismäßig seichtem, nicht metamorphem Faltenbau eingedrungen sind.

Aus dem moldanubischen Gneisgebirge in seichtere Rindentiefen aufsteigend, würde man nicht in die Zonen der sog. mittleren und oberen Umwandlungsstufen gelangen, sondern entweder in eine granitische Überdeckung, die ein Kontaktsaum von unveränderten Sedimenten scheidet, oder in eine Übergangszone, die zu weniger metamorphen Gesteinen desselben Typus der Metamorphose hinüberführt.

Die granitischen Intrusionen greifen auch über das eigentliche Gebiet der Intrusionstektonik hinaus. Sie dringen z. B. im Erzgebirge und im Vogtlande quer durch die Zone mit metamorphem Faltenbau bis in das unveränderte Paläozoikum und entsenden ihre Ausläufer bis in den Harz. Wenn sie dort auch noch immerhin recht mächtige Stöcke bilden, so haben sie doch das umgebende Gebirge nicht völlig überwältigt und ihre Wirkung blieb, so wie im Dache der Batholithen am Rande des Barrandien, auf die Ausbildung eines Saumes von Kontakthornfelsen beschränkt.

Dank der gründlichen Studien vieler Forscher und insbesondere durch die zusammenfassenden Darstellungen der Schweizer Fachgenossen ist nun die Geschichte der Entstehung der Alpen in vielen Einzelheiten klargelegt. Man weiß nun, daß ihre gegenwärtige Gestalt das Ergebnis ist eines über die Dauer von mehreren geologischen Formationen hin ausgedehnten, abwechslungsreichen Vorganges, während dessen in andauerndem Vorschube gegen Norden neue Ketten aus der nordwärts wandernden Vortiefe emporgefaltet und der älteren angegliedert worden sind. Ebenso darf man annehmen, daß die Ausgestaltung des variszischen Faltenbaues einen sehr langen Zeitraum in Anspruch genommen hat. In den Gang dieser Ereignisse eingeschaltet ist als auffallendste Zeitmarke die große Transgression der untersten Steinkohlenformation. Durch sie wird der Vorgang der Gebirgsbildung scheinbar in zwei Abschnitte zerteilt, in die vor-kulmische und die nachkulmische Phase. Sie spielt eine ähnliche Rolle, wie die Transgression der Gosauformation in der Geschichte der Alpen.

Aber die Überflutung des werdenden variszischen Baues durch das Meer der Kulmzeit war tiefer eingreifend und wirkungs-

voller, als die Transgression der alpinen Gosau. Seine Ablagerungen zeigen keinen so bunten Wechsel, wie die des Gosaumeeres, das besonders in den ersten Zeiten des Anstieges in den Buchten des Gebirges gefangen blieb. Die Schiefer und Konglomerate des Kulm bewahren große Gleichartigkeit in dem ganzen Transgressionsgebiete von England bis in die Sudeten. Im östlichen Böhmen und in Mähren liegen sie auf tief abgetragenem Kristallin und haben hier und anderwärts vermutlich ein schon zur Rumpffläche abgespültes Gebirge überdeckt.

Schon vor der Kulmzeit war das granitdurchwobene und hochkristalline Gebiet der Intrusionstektonik nicht mehr faltungsfähig. Der tangentielle Schub führte hier zu mächtigen Schollenbewegungen. In vermutlich nachdevonischer Zeit wurde die gesamte moldanubische Scholle, an einer von der Donau bis zur schlesischen Ebene reichenden Zone südostwärts auf ein kristallines Gebirge von alpinem Bau, das sog. moravisch-silesische Gebirge aufgeschoben. Der Kulm transgrediert in der Umgebung von Mährisch-Schönberg bereits auf der tief abgetragenen Überschiebungsgrenze.

Nachkulmische horizontale Zerstückelung hat in sehr auffallender Weise den Schwarzwald und die Vogesen zergliedert an den noch näher zu besprechenden flachen Überschiebungen von Lenzkirch und Badenweiler und von Urbeis in den Vogesen.

Im Norden in der Nähe der Erzgebirgischen Senke, ebenso wie im Odenwalde, kann die Begrenzung der Zone der Intrusionstektonik gegen die der metamorphen Faltentektonik nicht durch eine einfache Linie gegeben werden. Hier wurden Teile der Zone der Intrusionstektonik, sowohl in vorkulmischer wie in nachkulmischer Zeit vom Faltungsvorgange mit ergriffen, tektonisch verändert, unter paratektonischer Kristallisation zu anderen Schiefertypen umgeprägt und z. T. dem erzgebirgischen Deckenbau einverleibt. Andere Schollentrümmer, die wahrscheinlich ebenfalls der Zone der Intrusionstektonik entstammen, sind unter heftiger Durchknetung sogar über den metamorphen Faltenbau hinaus bis auf nicht metamorphes Paläozoikum verfrachtet worden. Hierher gehören vor allem die Münchberger Gneismasse und das Zwischengebirge von Frankenberg-Hainichen. Von beiden wird weiter unten im Zusammenhange mit anderen bedeutenden Verwicklungen des Gebirgsbaues ausführlicher die Rede sein.

So wie die granitischen Intrusionen im Raume nicht auf das Gebiet der Intrusionstektonik beschränkt bleiben, so überdauern sie auch die Phase ihrer Ausbildung. Ihre zeitliche Spannweite ist ungemein groß. Die untere Altersgrenze wird sich nicht leicht feststellen lassen. Die Angaben über das Auftreten von Granitgeröllen im böhmischen Präkambrium sind ziemlich spärlich. Nach Sandberger finden sich in vorkambrischen Konglomeraten bei Przi Bram wohl Gneise und Amphibolite, aber keine Granite. Die Reihen verschiedenartiger Ergüsse und lakkolithischer Intrusionen, insbesondere von Diabasen und Porphyren, die den vorkambrischen und den altpaläozoischen Sedimenten mit Einschluß des Kulm allenthalben eingeschaltet sind, werden z. T. wenigstens von Batholithen abzuleiten sein, die anfänglich in der Tiefe verborgen geblieben sind und ihre Spaltungsprodukte durch die Gänge an die Oberfläche entsendet haben, später aber in die mächtige Sedimentdecke als geschlossener Magmakörper aufsteigen konnten. Aus verschiedenen Teilen der Horste sind postkulmische Granite bekannt. Im Schwarzwalde, im französischen Zentralplateau haben sie noch die postkulmischen Überschiebungsflächen gequert. Mit der weitgehenden oberkarbonischen und permischen Abtragung wurden die Magmaherde weiter in die Tiefe verlegt, aber die ausgedehnten porphyrischen und melaphyrischen Ergüsse scheinen die Andauer des Intrusionsvorganges aus denselben Herden, wie bisher, anzuzeigen; und wo die Porphyrdecke mächtig genug war, ermöglichte sie den neuerlichen Aufstieg der Granite noch in permischer oder postpermischer Zeit. Im östlichen Erzgebirge sind die zinnerzführenden Lithionitgranite noch in den breiten Hauptzug des Teplitzer Quarzporphyres eingedrungen.

Die weitgehende jüngere Zerstückelung des armorikanisch-variszischen Bogens, die mit der Auflösung des Gebirges in einzelne Horste verbunden war, hat natürlich auch die Zone der Intrusionstektonik nicht verschont. Es ist leicht zu verstehen, daß die Brüche größerer oder geringerer Sprunghöhe hier nicht so auffällig hervortreten, wie im sedimentären Gebirge, wie etwa im schwäbisch-fränkischen Senkungsfelde, wo sie das Kartenbild beherrschen. Innerhalb der granitischen Massen und im Grundgebirge überhaupt sind sie da und dort durch tektonische Beanspruchung verschiedener Grade gekennzeichnet, je nach der Tiefe, in der die Verschiebung vor sich ging, von Verschieferung unter Glimmerbildung, die zur Entstehung gneisartiger Gesteine

führt, bis zur rein mechanischen Mylonitisiernng. Die größeren Linien treten allerdings recht auffallend hervor. So vor allem der langgestreckte, geradlinige bayerische Pfahl, den die sehr bezeichnenden, serizitischen Pfahlschiefer begleiten (153, S. 151, 197, 302). Ein Hinweis auf die jugendliche postkretazische Bewegung dieser Linie ist ihre Fortsetzung in das mesozoische Gebiet bei Amberg und ihre Eingliederung in die allgemeine karpinskische Richtung, der auch der postkretazische Donaubruch und weitere Störungen an der Donau bei Straubing u. a. angehören.

Wie weit postkulmische und postvariszische Zerstückelung noch die inneren Teile der oberrheinischen Horste und des französischen Zentralplateaus ergriffen hat, haben verschiedene neuere Arbeiten gezeigt. All dies gehört nicht zur tektonischen Uranlage, und steht mit ihr ebensowenig in Beziehung, wie etwa ein Riß in der Mauerwand zu den Linien einer Reliefverzierung. Da sie das äußere Gesamtbild der Horste aber wesentlich beeinflussen, werden auch die bedeutenderen jüngeren Störungen im folgenden zu erwähnen sein.

Die großen Bloßlegungen von granitdurchwobenem Grundgebirge im Süden der variszisch-armorikanischen Horste sind somit nicht als die höher aufgefalteten oder tiefer abgetragenen inneren Teile des Gebirgsbogens anzusehen.

Sie sind durchaus anderer Entstehung als die vorlagernden Zonen des metamorphen und nicht metamorphen Faltenbaues. Die Zone der Intrusionstektonik ist nicht etwa als eine Unterlage und nächstfolgende Umwandlungsstufe unter den erzgebirgischen Gneiskuppeln zu denken. Eine völlig andere Bildungsgeschichte ist hier nicht nur durch die kristalline Fazies der Gesteine und durch die ungeordnete Tektonik ausgedrückt; noch stärker betont den Gegensatz zum Erzgebirge der Umstand, daß hier weder die paläozoischen Gesteine im Dache der Batholithen noch das Grundgebirge selbst in einen tiefen Faltenbau einbezogen worden sind.

Die sichtbare Breite der Zone der Intrusionstektonik, vom Erzgebirge bis zum Südrande der böhmischen Masse bei St. Pölten und vom Odenwalde bis zum Plateau des Dinkelberges, ist weit größer als die Breite des gesamten Alpenbogens. Dennoch ist an den südlichen Rändern kein Anzeichen eines natürlichen Abschlusses dieser Zone wahrzunehmen. Die mächtigsten Granitstöcke und die einheitlichen Katagneise brechen unvermittelt gegen

Süden ab. Große Trümmer des gleichen Baues erscheinen wieder in den aufgefalteten Grundschollen des westalpinen Faltenbogens; im Massiv der Aare und des Mont Blanc kommen die Granite und Gneise des Schwarzwaldes wieder zum Vorschein. Die südliche Fortsetzung der Zone war niedergetaucht, von alpinen Sedimenten verdeckt und von alpiner Faltung überwältigt worden. Es läßt sich vorläufig nicht erkennen, in welcher Weise sie einstmals gegen Süden ihren Abschluß gefunden oder mit verwandten Grundgebirgsgebieten in Spanien oder in Sardinien im Zusammenhange gestanden haben mag.

Es ist aber zu erkennen, daß ein tektonischer Typus von großer gleichartiger Breitenentwicklung vorliegt, der keinen Bezug hat zu den landläufigen Vorstellungen von einer orogenetischen Zone oder einem aus einer Geosynklinale emporgefalteten Gebirge.

Es ergeben sich ferner aus der Stellung der Intrusionsscholle zur vorlagernden eigentlichen Faltungszone manche Vergleichsmöglichkeiten mit dem „*traîneau écraseur*“ der Dinariden und seine Verhältnisse zu den Alpen. Mit diesem Hinweise verlassen wir aber das Gebiet der unmittelbar gegebenen Tatsachen und gelangen auf das Gebiet der weiter ausgreifenden Erwägungen, die am Schlusse dieser Schrift zu behandeln sein werden.

III. Tektonische Gesteinfazies und tektonischer Bau

In der Zone der Intrusionstektonik erhält man den Eindruck, daß die geschichteten Gebirgsmassen eine plastische Umlagerung und Umgestaltung durch die eindringenden Granitmassen erlitten haben. Daß dabei die Bewegung durch Erwärmung erleichtert wurde, kann aus dem endothermen katogenen Mineralbestande erschlossen werden. Es scheinen dabei keine neuen Parallelstrukturen entstanden zu sein und bei der tektonischen Umlagerung vollzog sich die Metamorphose durch „Spannungslose Abbildungskristallisation“ (Sander).

Aber ebenso, wie die Zone der Intrusionstektonik sind auch die ihr angeschlossenen Zonen der metamorphen Falten tektonik durch die Verbindung eines bestimmten Bauplanes mit einer bestimmten, kristallinischen oder tektonischen Fazies der Gesteine gekennzeichnet. Die Anordnung der Gesteine zu

langgestreckten Zügen mit gleichbleibenden Streichungsrichtungen oder zu regelmäßigen, überwölbten Kuppeln erscheint notwendig verbunden mit zunehmender, nachträglicher Verschieferung der Gesteine und mit dem Eintritte des Mineralbestandes der sog. Mesozone der kristallinen Schiefer. Die hervorragenden Beispiele hierfür bieten in den variszischen Horsten das östliche Erzgebirge und jene Reste eines tiefabgetragenen Faltengebirges, die im östlichen Mähren und in Niederösterreich an die Scholle der Intrusionstektonik angeschlossen sind und unten mit dem Namen des moravischen Grundgebirges näher gekennzeichnet werden. Das Eintreten von Muskovit und Quarz an die Stelle von Kalifeldspat ist die wohlbekannte, auffälligste Indikation dieses Vorganges; der „Deformationsverglimmerung“ nach dem Ausdrucke von Sander. Je nachdem die Beanspruchung der Gesteine durch Streß unter stärkerer oder schwächerer Belastung, bei höherer oder niedrigerer Temperatur, bei größerer oder geringerer Umformungsgeschwindigkeit auf die Gesteine gewirkt hat, führt sie zur Entwicklung von feinschuppigem Serizit oder von grobschuppigem Muskovit aus Kalifeldspat.

Die Ausbildung der Mylonite und Phyllonite mit Serizit, Epidot und Chlorit, der sog. Pfahlschiefer an der langen, geradlinigen Störung des bayerischen Pfahles ist wiederholt beschrieben worden (153).

Als Ergebnis einer Deformationsverglimmerung größeren Stiles wird weiter unten der breite Zug von Granatglimmerschiefer beschrieben werden, der die Unterlage eines Teiles der Intrusionsscholle, der sog. moldanubischen Scholle, an einer großen Überschiebungsfläche über dem moravischen Gebirge von Schönberg am Kamp bis an die böhmische Grenze bei Swojanow begleitet, (s. Karte, Taf. II).

Nicht Änderung des hydrostatischen Druckes, sondern Bewegung begleitet von umformendem Streß hat hier die Überführung des Mineralbestandes der Katazone in den der Mesozone bewirkt. Die Umformung durch Streß ist von beständigen kleinen und großen Verschiebungen der Teilchen, von Verlagerungen der leichter auflösbaren Druckstellen und Wanderungen des Lösungsmittels begleitet. Sie wirkt nach dem Ausspruche von Niggli gleichsam als Katalysator (76). Die frei werdende Gebirgsfeuchtigkeit trägt wesentlich dazu bei, die erstarrten falschen Gleichgewichte zur Auflösung zu bringen. Ein neues Gleichgewicht wird nicht vollkommen erreicht. Die Gesteine dieser Streßgebiete sind zum größten Teile

Ungleichgewichtsgesteine (Sander), im Gegensatz zu den Katagesteinen der Intrusionszone.

Die Erfahrungen an der moldanubischen Glimmerschieferzone erläutern zugleich auch die Ausbildung der kristallinen Fazies im regelrecht gefalteten Grundgebirge. Aber auch unabhängig von allen sonstigen Wahrnehmungen und von allen theoretischen Betrachtungen ist für die Beurteilung der Tektonik im Grundgebirge die Erfahrungstatsache von entscheidender Bedeutung, daß wo immer größere Gesteinskörper die Gestalt von Falten oder Decken angenommen haben, auch der Ersatz von Feldspat durch lichtere Glimmer eingeleitet worden ist. Im eigentlichen Gneisgebirge sind dann zumeist größere und scharf begrenzte Porphyroblasten von Muskovit entstanden, die keine wesentlich postkristalline Deformation mehr erlitten haben. Granat und Staurolith gesellen sich häufig dazu und erreichen hier die für die Mesozone bezeichnende bedeutende Größe.

In diesen Eigenschaften gleichen sich, trotz der sonstigen Verschiedenheiten, die großen Decken des Bittescher Gneises im moravischen Grundgebirge und die lagenförmigen Gesteinskörper von Muskovit- und Zweiglimmergneis über den Gneiskuppeln des Erzgebirges, und ebenso hat in den Grundschollen der Oberostalpinen Decken (Austriden nach Staub 263) in allen Gesteinen, die nach ihrer chemischen Zusammensetzung dazu befähigt sind, die reichliche Muskovitbildung eingesetzt. Am großartigsten zeigen sich diese Vorgänge in den zahlreichen oft mehrere Meter mächtigen Einschaltungen von grobkörnigem Pegmatit, die bei der Deckenbewegung zu gestreckten Linsen oder Bänken zerquetscht worden sind. Die zur tektonoblastischen Erneuerung unfähigen schwarzen Turmaline wurden dabei zerbrochen; manchmal wurden die Säulen-trümmer nur wenig verschoben, manchmal wurden sie zu langen Reihen von kleinen schwarzen Bruchstücken ausgewalzt. Die Muskovitbildung hat am mächtigsten an den Rändern und in den verschleiften Schwänzen der Pegmatitlinsen eingesetzt, wo der Streß am wirksamsten gewesen ist. Dort ist die Heimat der handgroßen oder auch noch größeren Glimmertafeln, die berechtigte Hoffnung auf eine neue einträgliche Industrie für die österreichischen Alpenländer erweckt haben (Mohr 176). Auch diese großen Tafeln haben keine oder nur geringe Verbiegungen durch nachträgliche Gebirgsbewegung erlitten; sie sind im wesentlichen posttektonischer Entstehung. Ihrer Lage nach bilden sie keine eigent-

lichen Gleitminerale; sie verhalten sich in dieser Hinsicht ähnlich, wie die Glimmertafeln der polygonalen Faltenbögen, die Sander beschrieben und als posttektonische Abbildungskristallisation erklärt hat. Ebenso liegen im moravischen Bittescher Gneis die ebenflächigen Porphyroblasten von Muskovit neben den zerdrückten Augen von Orthoklas mit quarzitischen und serizitischen Streckungshöfen. In der Unversehrtheit der Glimmertafeln liegt eine gewisse Schwierigkeit für ihre theoretische Erklärung. Dennoch gestattet die allgemeine Erfahrung keinen Zweifel an dem Zusammenhange ihrer Entstehung mit der Umformung der Gesteinsmasse und der begleitenden Streßwirkung. Ein solches Gebirge wird von einer förmlichen „Muskovitis“ ergriffen; dann glänzen allenthalben aus dem Boden die lichten Glimmerschuppen.

„Ein Drucküberschuß auf die feste Phase erniedrigt die Schmelztemperatur“ (Niggli 76, S. 167). Man sollte demnach annehmen, daß aus den zerdrückten Feldspäten eine Lösungsphase entsteht, die nach weniger gedrückten Stellen wandert und Muskovit abscheiden kann und daß dies während der Bewegung geschieht. Die Ausscheidung des Muskovit bildet aber den deutlichen Abschluß des ganzen Vorganges. Die Porphyroblasten erscheinen erst, nachdem die kristalloblastische oder blastomylonitische Umwandlung der Hauptgesteinsmasse vollzogen ist. Das deutet auf eine Zerlegung des Vorganges in zwei zeitlich getrennte Abschnitte: In dem einen erfolgt die Auflösung des Orthoklases, in dem zweiten die Neubildung von Muskovit durch Sammelkristallisation. Eine Lösungsphase, aus der Muskovit gefällt werden kann, muß während des Vorganges vorhanden sein. Die Kristallisation kann eintreten, wenn mit dem Nachlassen des Überdruckes, vielleicht nach dem Stillstande der tektonischen Bewegung, die Schmelztemperatur erhöht wird, oder, was wahrscheinlicher ist, wenn durch Abkühlung Übersättigung der Lösung eintritt, welche die Fällung ermöglicht. Ebenso erscheint in den Zweiglimmergraniten der Muskovit als jüngste Abscheidung aus einer Restlösung.

Die Selbständigkeit der Muskovittafeln gegenüber dem anderen blastomylonitischen und kristalloblastischen Gesteinsgefüge, ihre Größe und vollkommene Ausbildung hat auch zu der Annahme geführt, daß sie dem fertigen Gesteine durch Diffusion aus größeren Tiefen, durch eine Art Pneumatolyse oder Telepneumatolyse (Königsberger) zugeführt worden seien. Dagegen spricht vor allem die große Gleichmäßigkeit, mit der die Erscheinung über

Gesteinskörper von ungeheurem Umfange ausgedehnt ist, ihr beständiger und unveränderlicher Zusammenhang mit einer bestimmten Lagerungsform und ihre Gleichgültigkeit gegen den Abstand von Granitmassen, welche als Lieferer der fluiden Stoffe in Betracht kommen könnten. Eine Durchdringung der großen Gesteinskomplexe nach Art der Pneumatolyse müßte gelegentliche diffusere Gestaltung mit unregelmäßiger Umgrenzung angenommen haben, bei der manche Strecken mit der Zufuhr reichlicher bedacht, andere von ihr verschont geblieben sind. Auch wird durch diese Annahme nicht erklärt, warum bei inniger Wechsellagerung von amphibolitischen und Orthoklas führenden Gesteinen die Muskovitbildung nur auf die Gesteine beschränkt bleibt, die selbst die Stoffe dafür zu liefern imstande sind.

Häufig begegnen wir auch der Annahme, daß die Orthogneise der Mesozone durch syngenetische Intrusion während der Faltung lagerförmig zwischen die Schichtgesteine eingedrungen seien, für die sog. roten Gneise des Erzgebirges wurde dies von Gäbert (68), und von Kossmat (139) angenommen, und einige Wiener Petrographen neigen zu ähnlichen Anschauungen in bezug auf den Bittescher Gneis im moravischen Grundgebirge. Man sucht diese Auffassung zumeist mit der holokristallinen Beschaffenheit dieser Gesteine zu begründen, und die Möglichkeit einer vollständigen parakristallinen Erneuerung des Mineralbestandes während der Umlagerung ohne jede Spur einer Kataklyse wird nicht zugegeben. Weiter unten bei der besonderen Besprechung dieser Gebiete soll gezeigt werden, daß die allgemeinen Lagerungsverhältnisse einer solchen Deutung nicht angemessen sind.

Da die Gesteine hier vor allem in ihrer Abhängigkeit von der tektonischen Geschichte und großenteils als unausgeglichene Bewegungsbilder, d. h. in ihrer Eigenschaft als Ungleichgewichtsgesteine in Betracht kommen, ist keine Veranlassung gegeben auf die Fazies-Klassifikation von Eskola (60) näher einzugehen, die rein physikalisch begründete und mineralogisch gekennzeichnete Endtypen aufzustellen bestrebt ist, und die nach der Äußerung von Niggli eigentlich mehr als eine Untergliederung der Hauptzonen zu verwenden sein wird, mit der die Einflüsse der individuellen Faktoren der Substanz Berücksichtigung finden können.

Im Grundgebirge der variszischen Horste gibt es schmale Bänder und breitere Zonen und auch ausgedehnte Faltenysteme,

die nach der vorherrschenden isogenetischen Kristalloblastese und nach ihrem Mineralbestande in die Mesozone einzureihen sind. Es ist leicht zu erkennen, daß in allen diesen Zonen, örtlich oder regional der umformende Streß zur vorherrschenden Wirkung gelangt ist.

Zwischen den Katagesteinen der Zone der Intrusionstektonik und den verschiedenen Vorkommnissen von Mesogesteinen, die in örtlichen Einlagerungen auftreten oder ganze Gebirge zusammensetzen, besteht keine Anordnung nach der Tiefenlage. Kaum irgendwo im Gebiete der variszischen Horste trifft man eine Glimmerschieferzone, die konkordant und mit allmählichen Übergängen zwischen Gneise und Phyllite eingeschaltet ist. In allen Gebieten, in denen dies angenommen wurde, hat neuere Erfahrung gelehrt, daß zwischen die heterogenetischen Gesteinskörper Störungsflächen, zumeist Überschiebungen eingeschaltet sind. Diese Mesogesteine sind stets polymetamorph und liegen in einer Zone der konstruktiven Dislokationsmetamorphose (Niggli 76, S. 239).

In der Zone der Intrusionstektonik sind die Katagneise die ursprünglichen Gebilde; die Mesogneise und -schiefer sind durch Verbiegung und Streckung aus ihnen erzeugt worden.

IV. Die moldanubische Scholle

1. Die Kataschiefer und ihre Herkunft

Der südliche von Intrusionstektonik beherrschte Anteil der böhmischen Masse wurde die moldanubische Scholle genannt, da er in der Mitte von der Moldau und im Süden von der Donau durchströmt wird. Den Süden beherrscht die Intrusionstektonik in reinsten Ausbildung. Den größten Raum nehmen die granitischen Batholithen ein. Die kristallinen Schiefer, die sie umgeben, enthalten die große Mannigfaltigkeit von Gesteinen eruptiver und sedimentärer Herkunft, die zuerst durch Beckes Beschreibung des niederösterreichischen Waldviertels eine noch heute mustergültige wissenschaftliche Bearbeitung erfahren hat. Umgewandelte, saure Erstarrungsgesteine besitzen in der Form der sog. Gföhler Gneise große Verbreitung. Es sind hellfarbige, fein- bis mittelkörnige Gneise, mit überwiegendem Orthoklas (Mikroperthit) und wenig kleinschuppigem Biotit, spärlichem Plagioklas (Oligoklas), mit An-

deutungen inverser Zonenstruktur. Ihnen sind häufig die Granulite zugesellt, in denen bei sehr feinem Korne der Biotit verschwindet, dagegen kleine Granaten sehr häufig, oft auch kleine Cyanite auftreten. Dunkle Pyroxengranulite, reicher an Plagioklas (mit Antiperthiten) finden sich etwas häufiger südlich der Donau, als im eigentlichen Waldviertel. Zu den Orthoschiefern ist neben den zu meist kleineren Vorkommnissen von verschiedenen sehr basischen Gesteinen, Eklogiten, Pyroxen-Olivinfelsen, Gabbros, Serpentinien usw. auch ein großer Teil der häufigen Züge von körnig-streifigen Amphiboliten, Granatamphiboliten, Diallagamphiboliten und sonstigen Hornblendegesteinen zu rechnen.

Noch größere Verbreitung besitzen Schiefer sedimentärer Herkunft. Ihre Hauptvertreter sind die Schiefergneise nach Beckes Bezeichnung. Sie enthalten reichlich kleinschuppigen, seltener gröberschuppigen Biotit, und Plagioklas (meist Oligoklas mit inverser Zonenstruktur) neben sehr spärlichem Orthoklas. Die Gesteinszusammensetzung ist wechsellvoll, und damit schwankt auch der Gehalt an Quarz und an verschiedenen Nebengemengteilen, wie Granat, Turmalin, Sillimanit, gelegentlich auch Disthen oder Augit. Wie anderwärts sind auch mit diesen von Sanden oder Tonen herzuleitenden Schiefern häufig Quarzitbänke, sowie Lager und Linsen von Marmor vereinzelt oder schwarmweise zugesellt. Salit, Skapolith, Tremolit, basische Plagioklase, gelegentlich auch Granat oder Vesuvian gehören zum verbreiteten Mineralbestand dieser Marmore. Häufig sind Übergänge zu Augitgneisen und Hornblendegesteinen. Graphit kann in allen diesen Paraschiefern auftreten, entweder in Form von feinverteilten, dunkelfärbenden Bestandteilen oder zu mächtigen Linsen gestaut, die an vielen Stellen des Gebietes technisch gewonnen werden. Man darf annehmen, daß die Graphite durch Reduktion aus dem Bitumengehalt der Sedimente hervorgegangen sind.

Im übrigen verweise ich auf die von F. Becke gebotenen und von einigen seiner Schüler ergänzten Einzelbeschreibungen (9, 10, 12, 16) und auf die allgemeine Kennzeichnung der moldanubischen Gebiete in meinen früheren Arbeiten (270, 278, 281).

Sedimentgneise, Granulite und die Gföhler Gneise zeigen die gleiche granoblastische Struktur und analogen Mineralbestand, das ist die gleiche metamorphe Fazies. Dies zeigt, daß Gföhler-Gneise und Granulite nicht als schiefrig erstarrte Intrusivgesteine sondern als echte kristalline Schiefer aufzufassen sind, daß ihre

Struktur nicht durch fluidale Erstarrung, sondern durch Umkristallisation im starren Zustande, ebenso wie die der Sedimentgneise entstanden ist.

Die Ausgangsgesteine der großen Mehrzahl der moldanubischen Kataschiefer werden nicht schwer zu erraten sein. Die Sedimentgneise (Schiefergneise) sind nach ihrem chemischen Typus gewiß einst Tonschiefer und Grauwacken gewesen. Die Quarzite waren vermutlich zum großen Teil Quarzsandsteine; und die schwarzen Graphitquarzite sind das Erzeugnis, das bei der Katametamorphose aus Kieselschiefern zu erwarten ist. Die weißen Marmore waren ehemals ziemlich reine, küstenferne Kalksteine; durch die Zunahme von Kalksilikatmineralen wird die Beimengung von tonigen und mergeligen Stoffen angedeutet; sie führt hinüber zu Augitgneisen und anderen Kalksilikatgesteinen. Andere graphitisch gebänderte Marmore und solche, die mächtigere Graphitlinsen enthalten, waren einmal Kalksteine mit reichem Bitumengehalt. Die Amphibolite, die oft in großer Zahl den verschiedenen Paraschiefern, auch den Marmoren, bankartig eingelagert sind, mögen zumeist aus diabasartigen Gesteinen hervorgegangen sein und erinnern in ihrem Auftreten an die Lagergänge und Ergüsse von Diabas, die im Altpaläozoikum von Mitteleuropa und anderwärts so sehr verbreitet sind. Andere Amphibolite sind granoblastisch verschieferte Abkömmlinge von gabbroiden Tiefengesteinen, wie der von Rehberg am Kamp in Niederösterreich (Marchet 163). Auch Granatamphibolite gehören zum großen Teil hierher. Der lange Zug von Diallag-Amphibolit im mittleren Kamptale war nach Grengg (75) ein gabbroid-peridotitisches Spaltungsprodukt des Granitmagmas. Wieder andere Typen aus der ungemein mannigfaltigen Reihe von Hornblende führenden Gesteinen sind sedimentärer Herkunft (Marchet 164). Sie sind oft gekennzeichnet durch reichliches Auftreten von Quarz, durch die Vergesellschaftung mit Augitgneis, Granatamphibolit, Sedimentgneis u. a. Merkmale.

Noch umstritten ist aber die Deutung der sauren Orthogneise der sog. Gföhler Gneise, von manchen auch als Granitgneise bezeichnet (Koehler 133, Kölbl 135, Waldmann 299), und der Granulite, die als die bezeichnendsten Leitgesteine des moldanubischen Gebietes; angesehen werden können. Die Meinung, daß diese Gesteine schiefrig erstarrte Abarten granitischer Magmen seien, ist heute allerdings nicht mehr so allgemein verbreitet, wie noch vor kurzer Zeit, und es wird ihnen zumeist schon die

nach Struktur und Mineralbestand gebührende Stellung unter den kristallinen Schiefen zuerkannt. Ich muß gestehen, daß es mir nicht verständlich ist, warum einzelne Forscher, wie z. B. Limbrock (158) mit solcher Beharrlichkeit an der Meinung festhalten, daß gerade die Struktur der sauren Kataschiefer schon bei der ursprünglichen Erstarrung erworben worden sei und keine wesentliche postmagmatische Metamorphose mehr durchgemacht habe. Struktur und Mineralbestand, Korngrößen, Verteilung der Stoffe, Anordnung und Mineraltypen sind durchaus nach denselben Gesetzen und offenbar durch die gleichen Einflüsse entstanden, wie in den benachbarten Paragneisen. Da diese sicherlich durch Metamorphose in den gegenwärtigen Zustand gelangt sind, hat dies auch unbedingt für die ihnen mit gleichen Lagerungsformen zugeordneten Orthogneise zu gelten. Die Gföhler Gneise sind in dieser Hinsicht den sog. Schiefergneisen anzuschließen und auch die dichten, glimmerfreien, granatreichen Granulite haben ihr Gegenstück unter den Paragesteinen in den sog. Hornfelsgranuliten (268), ein Gestein, das mit der Struktur des Granulites die chemische Zusammensetzung eines Cordieritgneises verbindet. Es findet sich vermutlich als ehemalige Kontaktzone, als randlicher Begleiter eines bogenförmigen Granulitzuges im mährischen Hochlande zwischen den Ortschaften Bobrau und Nettin nördlich von Groß-Meseritsch. Äußerlich einem dunklen splittigen Trappgranulit ähnlich zeigt es unter dem Mikroskop außer Quarz einen Mineralbestand von mikroperthitischem Orthoklas, antiperthitischem Oligoklas-Andesin, oft sehr gehäufte Granaten, Cordierit, Disthen und Erze, denen es seine dunkle Farbe verdankt, und zwar Pyrit, Magnetkies, Magnetit und Titaneisenerz. Am auffälligsten aber sind sehr feinstrahlige, pelzartige Kränze von Spinell, die als Umwandlungsprodukte die Disthenkörner umgeben, wo sie in Cordierit eingebettet sind (F. E. Suess 268).

Becke betrachtet die Granulite als die sauren Vertreter der Eklogitfazies nach der Faziesklassifikation der Gesteine von Eskola (60) d. i. derjenigen Fazies, die zu ihrer Ausbildung den höchsten Druck und die höchste Temperatur verlangt. In den dunklen Pyroxengranuliten, die nun auch als Einschlüsse oder Schlieren im Granulit oder auch als selbständige Züge in verschiedenen Teilen des moldanubischen Gebietes nachgewiesen worden sind, wird Mikroperthit durch oft recht basischen Plagioklas (meist Antiperthit) verdrängt. Diese Gesteine können in der Tat als

Übergänge zu den echten Eklogiten aufgefaßt werden. Limbrock (157, S. 179) betrachtet die Granulite als saures Glied der Charnockitreihe. Der erwähnte Hornfelsgranulit ist demnach als ein Sedimentgestein in Eklogitfazies aufzufassen. Die metamorphe Fazies steht in keinem Bezuge zur Abstammung dieser kristallinen Schiefer aus magmatischen oder sedimentären Gesteinen.

Die meisten mit dieser Frage beschäftigten Forscher betrachten die Gföhler Gneise (oder Granitgneise) und Granulite als metamorphe granitische Intrusionen (Limbrock 158, Köhler 133, Kölbl 135, 136, Rauscher 217, Waldmann 299), wobei angenommen wird, daß die Granitgneise und Granulite selbst an der Umwandlung der Sedimentgneise beteiligt waren (Limbrock 158, s. auch Schwenkel 252) und durch Aufnahme von Stoffen aus der Umgebung an den Rändern oder in der ganzen Masse (Limbrock) zu Mischgesteinen geworden sind.

Die zumeist konkordant lagerhafte Form der Einschaltung, der geringe Umfang dieser Gesteinskörper, ihre häufige Zersplitterung in schmalere Bänke mit Übergängen zu Gneisen verbieten den unmittelbaren Vergleich mit den eigentlichen in der Tiefe wurzelnden granitischen Batholithen. Nach meiner Auffassung kann es sich hier nur um lakkolithische Intrusionen von verhältnismäßiger Größe handeln; da die Gesteine sicher metamorphe Schiefer sind, kann nicht angenommen werden, daß sie die gegenwärtige Struktur und den gegenwärtigen Mineralbestand schon bei der Erstarrung besessen haben.

Becke (11) hat darauf hingewiesen, daß die besonders feinkörnige Struktur der Granulite und ihre im Vergleich zu den benachbarten Gneisen unvollkommene Kristallisation durch den bemerkenswert geringen Wassergehalt bedingt sein mag. Auch der weitgehende Ersatz des Biotites durch den Granat wird dadurch bedingt sein. Die Armut an Mineralisatoren ist gewiß als eine ursprüngliche Eigenschaft dieser Gesteine anzusehen; sie kann nicht später während der Metamorphose oder durch sie erworben worden sein, denn die katogene Metamorphose hat Wachstum und Gestaltbildung der Mineralkörner durch Sammelkristallisation bewirkt und man kann nicht annehmen, daß früher größere Mineralkörner während dieser Metamorphose verkleinert worden wären.

Die größeren Granulitkörper haben niemals die Form diskordanter Durchbrüche angenommen, sie sind stets mit konkordanten Grenzen in das umgebende Gebirge eingefügt. Sie gleichen in

dieser Hinsicht den mächtigen Körpern der Porphyre in der Gegend nördlich von Prag, die als Ergüsse, als Lagergänge oder, wie Kettner (115) nachgewiesen hat, als Lakkolithen mit einer Mächtigkeit bis zu 500 Meter in die präkambrischen Schiefer eingeschaltet sind. Die Mannigfaltigkeit der Formen, welche die Granulitmassen annehmen können, als aufgewölbte Kuppeln, als Mulden oder als scheinbare Gewölbe mit innerem Fächerbau ist durch die nachträgliche tektonische Umstellung von Ergüssen und Lakkolithen zu erklären (siehe Bau und Bild der böhmischen Masse 270, S. 60).

Nach meiner Erfahrung gelangen die Granulitzüge im moldanubischem Gebiete nicht in unmittelbare Berührung mit den jüngeren grobporphyrischen Granitintrusionen und es ist wohl denkbar, daß die eigentliche Granulitstruktur in einer Zone der fluiden Ausstrahlung aus den Batholithen nicht bestandfähig war, daß hier der Granat durch den hydroxylhaltigen Biotit ersetzt und eine vollkommenere Kristallisation eingeleitet worden ist.

Es ist auch denkbar, daß den inneren Teilen größerer lakkolithischer Körper oder auch tiefer liegenden Nachschüben unter den Decken eine gewisse Menge von fluiden Stoffen und damit die Möglichkeit zur Glimmerbildung und Neigung zu Kristallisation mit etwas größerem Korne verblieben ist. Vielleicht wird so das Verhältnis der Gföhler Gneise des Waldviertels zu den anschließenden Granuliten zu verstehen sein.

Die Struktur der Granulite ist im wesentlichen durch Sammelkristallisation entstanden. Darauf deutet insbesondere die zumeist sehr gleichmäßige Durchstreung der Gesteine mit Granaten, deren Verteilung nicht beeinflußt erscheint von der Lage der gestreckten und oft auch gefalteten glimmerigen Bänder.

Inwieweit Kristallisationsschieferung an der feinstreifigen Anordnung der Bestandteile beteiligt sein mag, wage ich nicht zu entscheiden. Sie ist zu sehr verbreitet, als daß sie durchweg als Abbildung einer ursprünglichen Fluidalstruktur aufgefaßt werden könnte. Auf jeden Fall aber eröffnen daneben die Mannigfaltigkeiten der Texturen in Ergußgesteinen, gestreckte und gestauchte Fließtexturen, Blasen- und Brekzienbildungen, örtliche Segregationen, die Verbindung mit parallelgeschichteten Tuffen, die Möglichkeit der Übernahme sehr mannigfaltiger, mehr oder weniger nachträglich umgeformter Strukturbilder in den metamorphen Zustand. Auch die Umrissbilder kleiner

lagerhafter oder quer durchschneidender Intrusionen können in dem zu Granulit verwandelten Gesteine erhalten bleiben.

Aus Gründen, die weiter unten näher ausgeführt werden sollen, vermute ich, daß in den kristallinen Schiefen des moldanubischen Grundgebirges die ganze Mannigfaltigkeit der Gesteine des mittelböhmischen Barrandien in katogener Fazies enthalten ist. Aber auch wenn man diese Annahme nicht gutheißen wollte, müßte man erwarten, daß in der großen Mannigfaltigkeit der moldanubischen Schiefer, neben den zahlreichen metamorphen Vertretern der basischen Ergüsse und Schloten auch die Vertreter der sauren Ergußgesteine, wie die Porphyre des böhmischen Präkambriums nicht fehlen sollten. Wenn sie in der ursprünglichen Gesteinsreihe vorhanden waren, konnten sie bei der allgemeinen katogenen Metamorphose, wie sie im moldanubischen Gneisgebiete vorliegt, nach ihrem chemischen Bestande, nach ihrer feinkörnigen Struktur, nach ihrer Lagerung und nach ihren Verbandverhältnissen kaum ein anders geartetes Erzeugnis liefern, als die den Sedimentgneisen eingefügten Lager und Stöcke von Granulit.

Die chemische Zusammensetzung der Granulite entspricht der vieler saurer Ergußsteine. Man wird leicht Beispiele finden, deren Analysen mit denen von Quarzporphyren oder Lipariten vollkommen übereinstimmen. Ein geringer Tonerdeüberschuß ist auch in diesen Gesteinen nicht selten anzutreffen. Auch das Auftreten von Mischgesteinen und die Abscheidung von Graphit aus reduzierten Bitumen, das bei der Intrusion aus den Nachbargesteinen oder beim Erguß an der Oberfläche in das Magma aufgenommen wurde, läßt sich mit dieser Vorstellung in Einklang bringen.

Wir müssen annehmen, daß ebenso wie in den moldanubischen Sedimenten jede Spur von klastischer Struktur bei der Metamorphose verschwunden ist, auch die Kataklyse jeder Art von demselben Schicksal ergriffen wurde. Einstige Zertrümmerungen und mechanische Durchknetungen, die bei großen präkristallinen, tektonischen Bewegungen im moldanubischen Grundgebirge gewiß nicht ausgeblieben waren, mußten durch holokristalline Abbildungskristallisation vollkommen verwischt werden. Sie können in den mannigfaltigen Texturbildern, die sich im Einzelbilde daraus ergeben mußten, heute leicht einen verwickelten Intrusionsverband vortäuschen. Es soll damit nicht gesagt werden, daß nicht auch wahrhafte Intrusionsverbände an den Rändern der Orthogneise auftreten.

Der gewichtigste Einwand, der gegen die Deutung der Granulite als veränderte, saure Ergußgesteine geltend gemacht worden ist, bezieht sich auf ihre fast regelmäßige Vergesellschaftung mit Pyrop führenden Serpentina (Becke 11). Beide Gesteine gehören mit ihrem hohen Tonerdegehalt derselben Gauverwandtschaft an, man vermutet eine Differenzierung der beiden Gesteine aus einem ursprünglich einheitlichem Magma. Eine solche Sonderung konnte nur in der plutonischen und nicht in der vulkanischen Phase geschehen sein, daher wäre es nicht denkbar, das die Granulite vulkanisch und nicht plutonisch erstarrtes Magma gewesen seien.

Aber auch diese Auffassung begegnet einigen Schwierigkeiten. Pyrop-Serpentine findet sich zwar ungemein häufig innerhalb oder an den Rändern der Granulitkörper, aber durchaus nicht in irgendeiner gesetzmäßigen Anordnung, oder in irgendeinem gesetzmäßigen Mengenverhältnis zum Granulit. Manchmal treten an ihre Stelle auch Bronzitserpentine oder gabbroide Gesteine. Manchmal liegen sie auch außerhalb der Granulite. Im Granulitzuge von Borry in Mähren ist z. B. kein Serpentin enthalten; aber nördlich davon und außerhalb liegt ein mächtiger Serpentinstock. Die sehr unregelmäßigen, manchmal knollenförmigen, manchmal bankförmigen Einlagerungen (s. Bau und Bild der böhmischen Masse 270) stoßen stets mit vollkommen scharfer Grenze an den Granulit. Es ist kaum je ein Übergang zwischen beiden Gesteinen wahrzunehmen.

Ich bin geneigt, die Serpentine als nachträgliche schlotförmige Intrusionen aufzufassen, d. i. als basische Nachschübe aus dem tieferen Magmaherde in die sauren Lakkolithen und Decken. Die häufige, aber nicht durchaus gesetzmäßige Verbindung der Granulite mit den Pyropserpentina wäre der Häufung von verschiedenartigen Ergüssen und Intrusionen aus einem Magmaherde zu vergleichen, wie man sie in vielen Vulkangebieten, wie etwa in den Euganeen antreffen kann.

Es soll aber zugestanden werden, daß der volle Beleg für diese Anschauung gegenwärtig nicht erbracht werden kann.

Die Ausführungen beziehen sich natürlich vor allem auf die durch Struktur und bestimmte Mineralfazies gekennzeichneten und in größeren geschlossenen auftretenden Körpern, echten Granulite; nicht aber auf verschiedenartige Bestandmassen von kleinerem Umfange, die zwar nach weiter gefaßten allgemeinen petrographischen

Merkmalen als Granulite bezeichnet werden, jedoch als unveränderte, oder verschieferte aplitische Injektionen, als glimmerarme Lagen im Biotitgneis u. a. aufzufassen sind, wie z. B. manche Granulite im Böhmerwalde (217), und manche granulitische Adern und Lagen in den Schwarzwälder Gneisen (Suter 267).

2. Die Lagerungsverhältnisse und die Beziehungen zu den Batholithen

Die allgemeinen Lagerungsverhältnisse der moldanubischen Schiefer, das mannigfache Ineinandergreifen der verschiedenen Gesteinsarten, die Überlagerung der Sedimentgneise durch ausgedehnte Einschaltungen von Orthogneisen, die wechselvolle Gestalt und Lagerungsform der Granulite, dies alles deutet auf einen vorgranitischen und vorkristallinen Faltenbau.

Aber die Art und Weise, wie die Gesteinszüge mit Annäherung an die Granitstöcke umlenken und sich deren Umrissen anschmiegen, besagen, daß eine letzte Gestaltung des Gebirgsbaues zugleich mit der Intrusion der großen Granitstöcke vor sich gegangen ist. Während des über einen langen Zeitraum ausgedehnten Vorganges der Intrusion sind vermutlich die herrschenden Streichungsrichtungen des älteren Faltenbaues verloren gegangen und durch die oft bizarren Windungen der Gesteinszüge ersetzt worden (vgl. den Verlauf der moldanubischen Kalkzüge auf Taf. I). Auch in der durch Kristallisationsschieferung oder mehr noch durch lagenförmige Anordnung der Bestandteile ausgedrückten Parallelstruktur der metamorphen Schiefer wird ein durch Neukristallisation abgebildetes ehemals schichtiges oder tektonitisches Parallelgefüge zu erblicken sein. Die Spuren ehemaligen, klastischen oder kataklastischen Gefüges sind, wie schon gesagt wurde, durch Kristallblastese gänzlich aufgezehrt worden. Konglomeratgneise, wie man sie aus dem Erzgebirge kennt, waren unter den Entstehungsbedingungen der moldanubischen Schiefer nicht bestandfähig.

Daß die Durchdringung mit granitischem Magma der letzte gestaltende Vorgang im moldanubischen Grundgebirge gewesen ist, ergibt sich überdies auch aus der deutlichen Beeinflussung der Kristallisation durch die Granitnähe. Nur in den granitnahen Zonen war die Temperatur hinreichend gesteigert, um die Entwicklung von reichlichem Cordierit in den Sedimentgneisen zu

ermöglichen. Allenthalben gewahrt man, daß mit der Annäherung an den Granit die Schiefer gröber kristallinisch werden. Zumeist ist die Grenze zwischen Gneis und Granit schwer festzustellen. Mittelkörnige biotitreiche Perlgnese und Körnelgnese, oft mit einzelnen Orthoklasaugen, vermitteln den Übergang zu grobschuppigen, häufig etwas schiefriigen Graniten. Die Einschaltungen von amphibolitischen Bänken bezeugen, daß hier Sedimentgnese gröbere richtungslos körnige Struktur angenommen haben. Aplitisches Geäder, das im moldanubischen Grundgebirge allenthalben verbreitet ist, durchschwärmt reichlicher diese Grenzzonen bis zur Entwicklung von arteritähnlichen Imprägnationsgesteinen. Die größeren Pegmatite, mit den Turmalinen und sonstigen Sublimationsmineralen, durchdringen das ganze moldanubische Grundgebirge auch in den granitfernen Gebieten (Näheres s. F. E. Suess 278 S. 549, 280 S. 111 und auch Limbrock 158 S. 164 ff.).

Zwischen das Hauptgebiet der moldanubischen Gneise im Süden der böhmischen Masse und den nicht metamorphen, paläozoischen und älteren Sedimenten Mittelböhmens, dem sogenannten „Barrandien“, ist ein breiter Granitstock eingeschaltet. Er ist in paläozoischer Zeit emporgestiegen und an einigen Stellen der langen Grenze, die genauer bekannt sind, wurde die Umwandlung der angrenzenden vorkambrischen und untersilurischen Gesteine zu Chiestolith oder Cordierit führenden Hornfelsen beschrieben (106, 111, 200). Beide Gesteine berühren sich an einer steilen scharfen Grenze. Eine helle glimmerarme Randfazies des Granites entsendet Apophysen in das Nachbargestein und hat Schollen davon in sich aufgenommen. Es ist die Form des Granitkontaktes, die man als die normale, oder mit Lepsius als diskordanten Kontakt bezeichnet; der gekennzeichnet ist durch einen Aufstieg, bei dem der Batholith über sich brechend sein Dach zertrümmert und in niedersinkende Schollen zerlegt. Nach älteren Beschreibungen kann man ähnliches auch von anderen Stellen des Granitrandes annehmen, z. B. bei Nepomuk, nach Zepharowich (322 S. 107).

Anders jedoch ist der vielzerteilte innere Rand des Granitstockes beschaffen. Nach der übereinstimmenden Darstellung älterer und neuerer Beobachter tauchen die Gneise mit steilerem oder flacherem Winkel allenthalben unter den Batholithen hinab. Wie der Gneis vom Granit auch lagerhaft durchdrungen wird, hat bereits Jokély (104) aus dem mittelböhmischen Granitgebiete be-

schrieben. Hier ist die von dem mächtigen Magmakörper überwältigte und mannigfach durchtränkte Unterlage sichtbar. Es ist wohl zu verstehen, daß im Untergrunde des mächtigen Magmakörpers Kontakterscheinungen ganz anderen Stiles zur Entwicklung kommen konnten, als in seinem Dache. Die Grenze gegen sein Dach ist die Stelle, an welcher der aufsteigende Batholith nach Aufzehrung seiner Energie zum Stillstande gelangt ist; da er hier bereits sehr zähflüssig gewesen ist, konnte er im Erstarren nur einen geringen Überschuß von Wärme an die Nachbargesteine abgeben. Der auflastende Druck war nicht bedeutend genug, um Kristallisationsschieferung in größerem Maßstabe zu erzeugen. Die tieferen Teile des Magmakörpers konnten aber einen viel größeren Wärmeüberschuß an die Unterlage abgeben; diese war bei höherem Druck inniger mit Mineralisatoren durchtränkt worden und während der langen Erstarrungsdauer des großen Magmaherdes war Zeit zur weitgehenden Sammelkristallisation oder Kristalloblastese mit vollkommener Erneuerung des Mineralbestandes.

Der mittelböhmische Granitstock ist aber nur ein Ast eines weit größeren, tiefliegenden Erstarrungskörpers. Auch die noch größere Abzweigung, die in dem südlichen Hauptstock mit seiner Erstreckung von Amberg in Bayern durch den Böhmerwald und über das böhmisch-mährische Hochland bis Deutschbrod zutage tritt, hat die Gneismassen schräg aufsteigend durchdrungen. In der Gegend von Deutschbrod und Humpoletz trägt sie nach den Beschreibungen von Katzer (109) und von Hinterlechner (92, S. 126) eine Decke von Cordieritgneis oder Cordierithornfels. Der Kontakt ist hier ebenfalls scharfrandig mit Xenolithen, wie er sich im Dache eines durch Platztausch aufsteigenden Batholithen darstellt. Am Ostrande aber und ebenso an den äußeren Rändern der kleineren Granitstöcke von Trebitsch tauchen die Gneise mit angepaßter Parallelstruktur unter den Granit hinab. Hochstetter hat bereits vor langer Zeit (1854) darauf hingewiesen, daß die Granite des Böhmerwaldes zwischen die nordostfallenden Gneise eingeschaltet sind (96).

Das Verhältnis der Granite zum Faltenbau Mittelböhmens hat kürzlich auch R. Kettner (117) ausführlicher geschildert. In dem Gebiete der Moldau oberhalb Königsaal enthalten die azoischen (algonkischen) Schiefer zahlreiche Lagergänge von Diabas und Porphyry. Zwischen Mnischek und Dawle sind die porphyrischen Intrusionen zu einem Lakkolithen von 500 m Stärke aufgebläht

und eine langgestreckte etwa 3 km breite Porphyrmasse, z. T. schiefrig zerquetscht und von Diabas begleitet, quert das Moldautal bei Eule. Jünger als diese Zone von Eule und als alle anderen Eruptivgesteine des Gebietes sind die Ausläufer des Mittelböhmischen Granitstockes (ausgenommen natürlich die eigenen lamprophyrischen und aplitischen Abspaltungen). Sie durchbrechen mit breiten unregelmäßigen Umrissen den ganzen Faltenbau mit seinen eruptiven Einlagerungen. Abgesehen von einzelnen in Nordwestrichtung durchsetzenden Verwerfungen haben die Granite nach ihrer Intrusion keine tektonische Bewegung mitgemacht.

Auch hier wird das „vergneiste“ böhmisch-mährische Hügelland einschließlich des Eisengebirges als eine tektonische Einheit mit dem mittelböhmisches Barrandien aufgefaßt. Hinterlechner (93, 94) vermutete in gewissen kohlenstoffreichen Gesteinen des Silur im Eisengebirge die Fortsetzung der graphitreichen Gesteinslager des moldanubischen Grundgebirges.

3. Die Stellung des mittelböhmisches Faltengebirges

Das durch seinen Fossilreichtum berühmte altpaläozoische Gebiet Mittelböhmens ist ein eingesunkener Rest eines ausgedehnteren Faltengebirges. Die heutigen Umriss und die heutige Gliederung wird vor allem bestimmt durch die zahlreichen vorwiegend SW—NO verlaufenden Längsstörungen. Daß die Störungen zum großen Teile nicht einfache Brüche sind, wie seinerzeit Krejčí angenommen hatte, und daß seitliche Bewegungen, flache Überfaltungen und Überschiebungen unter diesen Störungen sehr verbreitet sind, ist aus den neueren Untersuchungen von Seemann (254), Wähner (298), Liebus (156), Kettner (116), Kodym (129, 130) zu ersehen. Zu den Längsstörungen gesellt sich noch eine Anzahl von sehr ausgeprägten Querbrüchen.

Nach E. Nowaks (195, 196) Zusammenstellung sind die Hauptstörungen im Südwesten des Gebietes aus isoklinalen Falten hervorgegangene Überschiebungen; die altberühmten von Barrande als Kolonien bezeichneten konkordanten Einschaltungen von ober-silurischem Graptolithenschiefer in den untersilurischen Grauwacken sind auch in diese Art von Störungen einzureihen. Im kambrischen Gebiete in der Umgebung der Littawa werden nach Liebus die Faltenzüge von einfacherem Bau im Streichen zu gegen SO überschlagenen Falten und Überschiebungen umgewendet.

Die größte Störungslinie aber, die sich bei Mnischek an die Przi-bramer Lettenkluft anschließt und von hier an verschiedene Stufen des Untersilur durchschneidend die Grenze bildet gegen die azoischen Schiefer, ist nach Kettner eine Schollenüberschiebung mit entgegengesetzter Bewegungsrichtung gegen NNW; und im Nordflügel der tektonischen Einsenkung an der sog. Prager Bruchlinie Krejčís, im Scharkatale und im Motoltale bei Prag herrscht nach Kettner (116) und J. Woldřich (313) Bewegung gegen NW an den langen Überschiebungsflächen.

„Isoklinale Falten und Faltenzüge, die auftauchen und untertauchen, und an anderer Stelle wieder aufbrechen, deren Flügel sich vielfach schuppenartig übereinander schieben und dadurch die Muldenregion teilweise zerstören, so gestaltet sich uns das Bild des Brdygebirges, des heute hervortretendsten Bestandteiles im altpaläozoischen Gebirge Böhmens“ (Nowak).

Noch ist das Bild unvollständig. Eine zeitliche Gliederung der tektonischen Ereignisse konnte noch nicht durchgeführt werden. Die Schollenüberschiebungen können nur der Faltung nachgefolgt sein. Die Faltung der ersten Anlage war, wie es scheint, nach SO gerichtet. Im Zusammenhange mit späterer Zertrümmerung und Auflösung in gestreckte, z. T. versenkte, leistenförmige Schollen mögen bei andauernder seitlicher Pressung zugleich mit den nach der entgegengesetzten Richtung gewendeten Schollenüberschiebungen neuerliche Faltenüberschiebungen eingetreten sein.

Es läßt sich aber nach den bisherigen Kenntnissen bereits mit Bestimmtheit feststellen, daß das Ausmaß der Tangentialbewegung, ebenso in der ersten Anlage des Gebirges, wie auch während der späteren, von Bruchbildungen begleiteten Einengung, hinter dem Ausmaße der alpinen Bewegungen weit zurückgeblieben ist. Die Förderungsweiten sind nicht zu vergleichen mit denen der alpinen Überschiebungen.

Die Gesteine sind nicht oder nur in geringem Grade tektonisch umgeformt worden. Darauf beruht ihr großer Reichtum an gut erhaltenen Fossilien. Kaum irgendwo ist eine Spur einer Neukristallisation, einer durch Überlastung und Umformung der Gesteinskörper bewirkten Metamorphose zu bemerken. Man befindet sich hier nicht in den inneren Teilen, nicht in der eigentlichen Achse eines größeren Faltengebirges. Nach dem Ausmaße der Faltung ist der mittelböhmische Faltenbau etwa mit dem Jura-gebirge oder besser mit den südlichen Kalkalpen zu vergleichen.

Es ist nicht Tiefentektonik, sondern ein verhältnismäßig seichter Faltenbau, in den der mächtige südböhmische Granitstock eingedrungen ist. Seine lange annähernd geradlinige NW-Grenze verläuft im großen parallel mit den Hauptstörungslinien des mittelböhmischen Faltengebirges. Ungleichmäßigkeiten des Gefüges längs einer solchen Störung haben wahrscheinlich bestimmend auf seine Raumbildung eingewirkt (s. Wähner 298, S. 33).

4. Schieferinseln im Granit

Als Reste eines teilweise noch tiefer in die Granitmasse eingesunkenen Daches sind die Gneis- und Phyllitinseln im mittelböhmischen Granitstocke anzusehen. Nach Kettner werden sie zumeist von jüngeren NW streichenden Verwerfungen begrenzt. Hier werden vermittelnde Einschaltungen und Übergänge zwischen den hochmetamorphen Katagneisen des Südostgebietes und den normalen Kontaktzonen des nordwestlichen Randes zu suchen sein. Neuere Untersuchungen aus diesen Gebieten liegen nicht vor. Eine Darstellung nach älteren Arbeiten kann heute noch nicht erneuert werden (s. Bau und Bild, S. 54). Daß in der Mannigfaltigkeit von verschiedenen, mehr oder weniger metamorphen Tonschiefern, Quarziten, Kalken und Konglomeraten auch silurische Gesteine enthalten sind, hat schon vor längerer Zeit Katzer (107) an der Schieferinsel von Ondrzejow nachgewiesen. Diskordanter Kontakt mit Hornsteinen, auch Fleck- und Fruchtschiefern und Durchtrümmerung der Nachbargesteine ist auch von anderen Stellen bekannt geworden. Aus der älteren Literatur ist auch zu ersehen, daß die Phyllite mit Annäherung an die Granite zumeist höher kristallinisch werden und stellenweise auch in Gneise, häufig mit Einlagerungen von Hornblendegesteinen, übergehen. Man wird hierin nichts anderes erblicken dürfen als das zunehmende Übergreifen des regionalen Charakters der Metamorphose auf die Sedimente des Barrandien mit ihren basischen Einlagerungen.

Umwandlungen von Gesteinen der Diabasgruppe in Hornblendegesteine sind aus verschiedenen Gegenden, z. B. durch Erdmannsdörffer aus dem Harz bekannt geworden (58). Slawik hat ausführlicher gezeigt, wie die Spilite, die in einem langen NO streichenden Zug von Neustraß an der Kreidegrenze bis in die Gegend zwischen Neugedein und Klattau den präkambrischen Schiefern eingeschaltet sind, mit ihrer Annäherung an die Granit-

stöcke in Amphibolite übergehen. Dies zeigt sich ebenso an dem kleineren Granitdurchbruche südlich von Pilsen wie an dem Hauptstocke bei Klattau. Hier erstreckt sich die Umwandlung auf Entfernungen von nahezu 10 km vom sichtbaren Granitrande. Slawik schreibt die Umwandlung einer hydrothermalen Einwirkung zu, die von den plutonischen Magmaherden abzuleiten ist (259, S. 148 ff.).

5. Vermutliches Alter der moldanubischen Schiefer

Es läßt sich leicht erkennen, daß in den moldanubischen Schiefen eine große Mannigfaltigkeit von verschiedenartigen Sedimenten und Eruptivgesteinen enthalten ist. Mit ihrem reichen Wechsel von ehemals klastischen Sedimenten und Kalken gleichen sie einem wiederholt überschwemmten Transgressionsgebiete, und sind in dieser Hinsicht der Schichtfolge des Barrandien an die Seite zu stellen. Man kann auch unschwer im Moldanubikum die zu erwartende kristallinische Fazies der kennzeichnendsten Schichtglieder des Barrandien wiederfinden. Die mächtigen azoischen und untersilurischen Grauwacken mußten bei der katogenen Metamorphose einen Schichtkomplex gleich dem der moldanubischen Schiefergneise ergeben. Den Kieselschiefern entsprechen die in Zonen eingelagerten Graphitquarzite. Zu Quarziten wurden die Quarzsandsteine des Untersilur. In den so weitverbreiteten graphitführenden Marmoren kann man die Vertreter der schwarzen, bitumenreichen, auch manchmal Asphalt führenden, Cephalopodenkalke der obersilurischen Stufe E₂ vermuten. Die weißen Kalke der Stufe F₂ haben ihre Vertreter in rein weißen Marmoren, und die kieseligen oder mergeligen Knollenkalke der unterdevonischen Stufen G₁ und G₃ ihre Vertreter in den unreineren Kalken mit den Übergängen zu Kalksilikatgesteinen und Augitgneisen. Die Amphibolite sind, wie erwähnt, größtenteils einmal Lagergänge von Grünschiefern, die Granulite vermutlich quarzporphyrische Lakkolithen und Ergüsse gewesen.

Die obigen Darlegungen über die Stellung des mittelböhmischen Granitstockes im Gebirge, über die Art des Kontaktes in seinem Dache und seinem Liegenden, und über die Übergänge zwischen dem diskordanten Kontakt im Dache und dem regional katogenen Kontakt im Liegenden, die in den Phyllitinseln mit ihren Cordieritgesteinen wahrzunehmen sind, besagen, daß das Hangendgebirge der Granite auch im Liegenden wiederkehren muß.

Wenn es sich auch vorläufig nicht handgreiflich beweisen läßt, so gewinne ich doch aus der Gesamtheit der Erscheinungen die Überzeugung, daß in den moldanubischen Schiefen die vorkambrische und die altpaläozoische Schichtreihe der herzynischen Fazies Mittelböhmens mit den begleitenden Erstarrungsgesteinen enthalten ist. Es soll damit nicht gesagt sein, daß nicht auch ältere, bereits metamorphe Gesteine in das moldanubische Kristallin aufgenommen worden sind.

Es sei jedoch hier ausdrücklich hervorgehoben, daß das eigentliche Wesen der Zone der Intrusionstektonik von der Frage nach dem Alter der regionalmetamorphen Sedimente nicht unmittelbar betroffen wird. Die besonderen Verhältnisse der Lagerung und der Metamorphose, so wie die Art der Einfügung der Scholle in den Gebirgsbau und ihr Verhältnis zu den benachbarten gefalteten Zonen bleiben die gleichen; auch wenn sich zeigen würde, daß die Schiefer dem archaischen Grundgebirge angehören.

Da der mittelböhmische Granitstock durch Kontakt mit dem Silur verschweißt ist, muß auch das ganze mittelböhmische Barrandien mit Einschluß des umgebenden breiten Hofes von vorkambrischen oder algonkischen Schiefen mit den umgebenden kristallinischen Gebieten der Scholle der Intrusionstektonik im weiteren Sinne zugezählt werden.

6. Verschieferungszonen in der moldanubischen Scholle

a) Glimmerschiefer an der moravischen Grenze

Das granitdurchwobene Grundgebirge der moldanubischen Scholle ist aber, wie unten ausführlicher gezeigt wird, nicht mehr autochthon. Auf breiter Bahn ist es über das moravische und das silesische Grundgebirge hinweggeschoben worden (278). Diese Überschiebungslinie ist die wichtigste Grenze innerhalb des variszischen Grundgebirges. Während an anderen Grenzen die Zone der Intrusionstektonik mit der Zone der metamorphen Falten-tektonik durch Übergänge verbunden ist, und während dort auch die granitischen Batholithen noch beiden Zonen gemein sind, und stellenweise auch in die Zone der nichtmetamorphen Falten-tektonik übergreift, bleibt die Linie, welche moldanubisch und moravo-silesisch voneinander scheidet, stets vollkommen scharf und eindeutig. Erst nach der Besprechung des moravischen und silesi-

schen Grundgebirges wird ihre Bedeutung voll zu würdigen sein. Hier soll eine Begleiterscheinung kurz besprochen werden, mit der der Überschiebungsvorgang auf moldanubisches Gebiet übergegriffen hat.

Ein breiter Zug von grobschuppigem Glimmerschiefer und Muskovit führenden Gneisen, mit mannigfachen Einlagerungen begleitet die Überschiebungslinie in ihrer ganzen Erstreckung von Schönberg am Kamp in Niederösterreich bis Swojanow in Böhmen. Von ihrem Wiedererscheinen in den Sudeten auf der Strecke von Müglitz in Mähren bis Friedeberg am Rande der schlesischen Ebene wird später die Rede sein. Die Verhältnisse im großen, die allmählichen Übergänge der Sedimentgneise in Glimmerschiefer bei gleichbleibendem Bestande der Begleitgesteine, der Kalke, Amphibolite, Serpentine usw., das Einlenken der Paralleltexur in die Richtung der Überschiebungsfläche mit Annäherung an die moravische Grenze, zwingen notwendig zu der Schlußfolgerung, daß hier ein Teil der moldanubischen Katagesteine durch Streß und Umformung an der Bewegungsfläche in die Mesozone übergeführt worden ist. Zugleich mit der Anreicherung der schieferholden Gleitminerale, d. i. der Glimmer, ist auch eine Vergrößerung der Komponenten eingetreten. Die Durchbewegung an den Gleitflächen und der damit verbundene lebhaftere Austausch der Stoffe befördert die örtliche Sammelkristallisation und insbesondere das Wachstum der Porphyroblasten, wie das auch Niggli (192) an den Chloritoidgesteinen des St. Gotthard gezeigt hat. Zu den großen Granaten gesellen sich stellenweise (z. B. bei Dreieichen ö. v. Horn in Niederösterreich) außerordentlich große Cyanite und verhältnismäßig große Säulchen von Turmalin. Kölbl hat in den Strecken an der Biegung von Messern bei Horn die Umwandlung der Sedimentgneise in Glimmerschiefer durch Einzelbeobachtungen in überzeugender Weise dargelegt (134).

Die Gesteine der Glimmerschieferzone wurden seinerzeit von mir als „Tiefendiaphthorite“ bezeichnet. Die Bezeichnung ist vielleicht insofern dem ursprünglichen Begriffe der Diaphthorose nicht vollkommen angemessen, als hier durch den Streß keine destruktive, sondern eine konstruktive Metamorphose mit grob lepidoblastischer Ausbildung der Gemengteile bewirkt worden ist. Die Mesoschiefer bezeichnen demnach hier die Gleitzone in der moldanubischen Schölle auf der Überschiebungsfläche und bilden die Unterlage der moldanubischen Katagneise.

b) Die Antiklinale von Swratka

Die genaue Aufnahme Rosiwals (226) verzeichnet anschließend die Schwarzawakuppel, eine nach NW streichende 10—15 km breite, gemischte Zone grobflaserigen Zweiglimmergneises, Gneisglimmerschiefers und Glimmerschiefers, die den grauen Gneisen (Biotitgneisen) eingelagert ist. Ein Blick auf die Karte (Blatt Polička-Neustadt und Blatt Brüsa-Gewitsch der geologischen Spezialkarte von Österreich) zeigt, daß so wie anderwärts, auch hier mit dem Auftreten der Muskovit führenden, lepidoblastischen Schiefer auch das Streichen der Gesteinszüge anhaltender und einheitlicher wird. In der Breite wechselnd und einander ablösend, wie es der ursprünglich unregelmäßigen Gestalt der Gesteinskörper entspricht, bewahren die Züge gleichmäßiges Streichen gegen NW auf eine Entfernung von mehr als 40 km. Sie sind dadurch, ebenso wie durch den auf die Mesozone hinweisenden Mineralbestand, von dem anschließenden Gebiete der ursprünglichen Katazone unterschieden. Nach Rosiwals Darstellung geben die Lagerungsverhältnisse im großen das Bild einer Antiklinale, die unter den grauen Gneisen hervortaucht. Nordwestlich von Swratka in der Nähe des Eisengebirges findet sie ihren Abschluß, indem die Gesteinszüge der beiden Flügel in weitem Bogen miteinander in Verbindung treten. Den Kern der Aufwölbung bildet grobflaseriger roter Zweiglimmergneis¹⁾. Darüber folgt der Horizont des roten Gneises mit Glimmerschiefer (Glimmerschieferformation), welcher z. T. auch Hornblendegesteine führt, und im Hangenden folgen die grauen Gneise (Biotitgneis, Perlgneis) mit ihren vielfach eingelagerten basischen Begleitgesteinen. Auch hier liegen die Gesteine der Mesozone unter den Katagneisen. Es scheint, daß auch hier eine verschleifte Basiszone emporgewölbt worden ist. Nach der Darstellung in der geologischen Karte von Rosiwal ist sie abzutrennen und zu unterscheiden von der Glimmerschieferzone der moldanubisch-moravischen Grenze, obwohl die Zone von Swratka zwischen Bystritz und Stepanau in die Nordsüdrichtung umbiegt und dort beide Zonen miteinander zu verschmelzen scheinen. Die Zone von Swratka ist mächtiger und einheitlicher; dafür ist jedoch in ihr die Umformung nicht so weit gediehen, wie in der Zone der

¹⁾ Diese Namen verwendete Rosiwal in ähnlichem Sinne, wie sie für die Gneise im Erzgebirge nach H. Müller von den sächsischen Geologen angewendet wurden.

Grenzglimmerschiefer. Die Gesteine haben im großen noch ihren Habitus als Gneise bewahrt. Eigentliche Glimmerschiefer sind hier nur spärlich, Phyllonite gar nicht zur Entwicklung gelangt. Es wäre wohl die Annahme möglich, daß unter der Antiklinale von Swratka ein weiterer moravischer Granitkern, eine weitere moravische Kuppel, analog der Thayakuppel und der Schwarzawakuppel verborgen wäre. Mir scheint es jedoch wahrscheinlich, daß die Bildung dieser Gesteine und der Aufwölbung in der Zone von Swratka einer älteren Epoche angehört, so wie auch andere Schieferzonen in der moldanubischen Scholle. Es scheint, daß hier ein mächtiges Lager im Untergrunde der moldanubischen Scholle von einer regionalen Verzerrung ergriffen worden ist.

Demnach wäre die Antiklinale von Swratka zur Zeit der moravischen Überschiebung schon fertig gewesen. Auch sie hätte teilgenommen an der Verschleifung in die Glimmerschieferzone und war hierzu schon besser vorbereitet als die unveränderten Katagesteine; das erklärt vielleicht die Verbreiterung der Glimmerschieferzone und die Verdoppelung der Phyllonitbänder in der ganzen Zone nördlich von Nedwietitz und Stepanau.

c) Innere Zonen von Zweiglimmergneis und Glimmerschiefer

Noch weitere Beispiele verlangen nach einer gleichartigen Erklärung. Die auffällige Zone von Glimmerschiefer und Chloritschiefer im Künischen Gebirge an der böhmisch-bayerischen Grenze bei Eisenstein ist nach Gümbels Darstellung konkordant zwischen Cordieritgneise eingeschaltet und mit diesen durch Übergänge verbunden.

Im Gebiete des Moldau-Knies bei Rosenberg entwickelt sich ein breites Band von Glimmerschiefer häufig Chlorit führend durch Übergänge aus muskovitführendem Gneis und läßt sich bis in die Nähe von Budweis verfolgen.

Die lepidoblastische Umbildung ist jedoch älter als die Intrusion des mittelböhmischen Granitstockes; die Durchtrümmerung und Auflösung des Glimmerschiefers im Kontakt hat Peters bereits vor sehr langer Zeit beschrieben (201).

Besondere Beachtung verdienen vielleicht auch in diesem Zusammenhange die von Gümbel als bojische oder Grundgneisformation unterschiedenen Gesteinsmassen (78, S. 24). Es sind nach seiner Beschreibung bunte, graue, gebankte zweiglimmerige

granitähnliche Gneise mit lagerförmig eingeschalteten Graniten von ähnlicher mineralischer Zusammensetzung; Zwischenlagerungen von fremden Gesteinen, Amphiboliten u. a. sind sehr selten. Das Fehlen der kristallinen Kalke verdient besonders hervorgehoben zu werden. Gegen Nordosten einfallend unterteufen sie die herzynische Gneisformation, die mit der sie begleitenden mannigfaltigen Gesteinsgesellschaft dem moldanubischen Gebiete des Waldviertels gleichzustellen ist. Die Darstellung Gumbels scheint allerdings in mancher Hinsicht einer Nachprüfung zu bedürfen und es ist auf böhmischem und auf oberösterreichischem Gebiete die Fortsetzung einer besonderen Gneiszone nicht zu erkennen, die Gumbel aus Bayern über die Grenze herüber streichen läßt. Der südöstliche Teil des Sauwaldes bei Efferding besteht nach dem Ergebnis einer Querung durch Stud. F. Gruber aus Granit und granitähnlichen Perlgneisen von weitverbreitetem Typus. Wenn man aber annimmt, daß der Darstellung Gumbels Tatsächliches zugrunde liegt, so gestattet sie kaum eine andere Erklärung, als daß auch hier Katagneise und die begleitenden Granite von einer sehr mächtigen Streißzone mit parakristalliner Umformung unterlagert werden. Die verschleiften Massen gehören hier, wie es scheint, den tieferen Teilen der Batholithen an. Gumbel vermutete Überkippen der älteren über die jüngere Gneisformation. Nach seiner Beschreibung darf man annehmen, daß unter der mächtigen Zone mehr oder weniger verschieferter Gesteinskörper wieder unveränderte Granite gelegen sind.

d) Jüngere Verschieferungszonen

Einer späteren Umformung anderen Stiles gehören die Mylonite und Phyllonite an, die unter dem Namen der Pfahlschiefer wiederholt beschrieben und verschieden gedeutet worden sind (154, 197, 261, 305, 306). Sie begleiten als Quetschzonen den mächtigen Quarzgang, der unter dem Namen des bayerischen Pfahles bekannt geworden ist und mit geradlinigem Verlaufe auf eine Entfernung von 160 km verfolgt werden kann. In Form einer Verwerfung findet er eine Fortsetzung in dem mesozoischen Gebiete des schwäbisch-fränkischen Senkungsfeldes. A. Köhler hat kürzlich in einer Zusammenstellung über die Frage neuerdings hervorgehoben, daß sich die Bildung des Gangquarzes am besten durch Abscheidung der Kieselsäure bei der Umwandlung der Feldspäte zu Serizit und der dunkeln Gemengteile zu Chlorit erklären läßt (131).

In dieser großen geradlinigen Dislokation sind jüngere seichtere Spannungen zur Auslösung gelangt, die dem bekannten NW gerichteten über ganz Mitteleuropa ausgedehnten sog. karpinskyschen System angehören, von dem weiter unten noch wiederholt zu sprechen sein wird. Wo das Gebirge an den Verwerfungen zerspalten wurde, konnte der von NO her wirkende Druck den Widerstand der zusammenhängenden Gebirgsmasse überwinden. Aber auch in dem zusammenhängenden Gebirge ist Spannung in Form einer Flaserung und einer Zerklüftung zum Ausdruck gekommen, die mit ihrer Hauptrichtung gleichlaufend ist mit dem Pfahle. Sie durchsetzt nach Frentzels Darstellung (67) das ganze anschließende Granitgebiet von Passau, und erstreckt sich überdies auch auf die benachbarten kristallinen Schiefer.

Eine Verwerfung ähnlicher Art, aber weniger auffällig und mit unregelmäßigem Verlauf und mehrfach unterbrochen ist der Quarzgang des sog. böhmischen Pfahles, der aus dem Glimmerschiefer des Künischen Gebirges in Bayern durch die Amphibolite des Hohen Bogens die Gneisgrenze bei Furth in Böhmen entlang zieht und sich in die Granitgebiete bei Tachau fortsetzt. Daß ähnliche seichte Zertrümmerungen an Verwerfungsflächen im moldanubischen Grundgebirge noch weiter verbreitet sind, zeigt das vor kurzem von A. Köhler aufgefundene Vorkommen von Pfahlschiefern im Granitgebiete von Weitra im westlichen Teile des Waldviertels (131).

Eine vorläufige Zusammenstellung über die jüngere Zerstückelung des Südrandes der Böhmisches Masse hat E. Nowack (196) gegeben. Im westlichen Teile werden drei Hauptverwerfungen angegeben, die der Richtung des Pfahles nach NW gleichlaufend sind und demnach zum Karpinskyschen Systeme gehören. Eine begrenzt die Aschacher Bucht bei Eferding. In ihre genaue Fortsetzung fällt der Donaulauf oberhalb Schlägen fast bis Passau. Zwei andere liegen im Granit nordöstlich von Linz und bei Prägarten. Ein größerer Bruch, der dem Donautale bei Melk folgt und fernerhin im Dunkelsteiner Walde zweierlei kristallinschiefergebiete voneinander trennt (F. E. Suess 272), streicht gegen NO und scheint mit der später zu besprechenden, langen Diendorfer Verwerfung in Verbindung zu stehen. Ihr parallel streicht der Ybbstalbruch bei Ybbs. Zwischen diesen beiden anscheinend den Umrissen der Masse angepaßten Richtungen werden noch kurze Bruchstrecken in ostwestlicher Richtung angegeben.

Was bisher über diese Gruppe von Erscheinungen vorliegt, ist gewiß nur ein Anfang. Eine Systematik der Deformationen innerhalb des Grundgebirges nach Art der Umformung, durch kristallinische Umprägung, durch Kataklyse, durch Flaserung und sonstige Veränderungen der elastischen Spannungen, ferner durch Rupturen im Kleinen und im Großen, durch Ausbildung von Kluftsystemen und durch Verwerfungen, und damit im Zusammenhange die Unterscheidung der Einwirkungen nach ihrer Richtung und nach der Zeitfolge bleibt eine große Aufgabe der zukünftigen Einzelforschung.

7. Übersicht

Die moldanubische Scholle ist somit ein durch wiederholte Durchträngung mit granitischem Magma versteifter Splitter der äußeren Erdrinde. Das erstarrte Magma nimmt den größeren, die vergneisten Teile eines überwältigten Faltengebirges nehmen den geringeren Raum ein. Gegenüber den wiederholten und vielleicht andauernden späteren Beanspruchungen durch von ferne her wirkende tangentielle Spannungen verhielt sich die Scholle unfaltbar. Sie konnte sich ihnen nur durch eine gleichsam interne Tektonik anpassen und zwar entweder durch Verschleifung einzelner Teile an bestimmten Zerrungszonen in größere Tiefe zugleich mit einer Umprägung der tektonischen Fazies; oder durch eine ruptuelle Tektonik, in Verbindung mit einer Ausbildung von weithin gleichmäßig herrschenden Kluftsystemen und einer Zergliederung an geradlinigen Verwerfungen. In dieser Hinsicht verhält sie sich ebenso, wie die benachbarten oberrheinischen Horste.

Die Teile des alten Faltengebirges, die im Barrandien Mittelböhmens und im umgebenden Präkambrium, von der Intrusion und der Vergneisung verschont geblieben sind, gehören zur moldanubischen Scholle im weiteren Sinne und nehmen teil an deren Gesamtbewegung. Zugleich mit der Unterlage und dem kristallinen Gebirge sind auch sie, wenn auch nur durch übertragene Einwirkungen unfaltbar geworden und spätere Bewegungen haben auch hier nur Zergliederungen und Überschiebungen an Brüchen ausgelöst.

V. Die oberrheinischen Horste.

1. Merkmale der Intrusionstektonik.

a) Hauptgneisgebiete im Schwarzwald.

Da einige Richtungen der jüngeren Tektonik vom Schwarzwald zum Erzgebirge überzusetzen scheinen, wie z. B. die Mulde von Berghaupten und der Permstreifen von Lahr zum Rotliegenden von Zwickau und Chemnitz oder die Vulkane des Hegau zum Riesessel und zum böhmischen Mittelgebirge, hat man angenommen, daß Schwarzwald und Vogesen mit dem Erzgebirge zu einem Faltenzuge im variszischen Systeme zu vereinigen seien (54). Aber die Beschaffenheit des Grundgebirges, das den Kern der Horste bildet, die metamorphe Fazies der kristallinen Schiefer und ferner die große Ausdehnung der granitischen Intrusionen lassen keinen Zweifel bestehen über die Zugehörigkeit des Doppelhorstes zur Zone der Intrusionstektonik. Die kristallinen Gerölle in den Tuffschloten der schwäbischen Alb und die größeren Granit- und Schiefertrümmer, die durch die Explosion des Riesessels zu Tage gefördert worden sind, zeigen die Verbindung an mit dem Grundgebirge des bayerischen und böhmischen Waldes und mit dem Vollbilde der Intrusionstektonik im Süden der böhmischen Maße.

Eine knappe und klare Darstellung der petrographischen Verwandtschaften und der Unterschiede zwischen Erzgebirge und Schwarzwald verdanken wir dem ausgezeichneten Kenner der deutschen Grundgebirge, A. Sauer (240 S. 597); weiteres Deekes vortrefflicher Zusammenfassung (53). Phyllite und Glimmerschiefer fehlen im Schwarzwald vollständig, es ist dort auch nicht gelungen, irgendwelche Überbleibsel klastischen Gefüges in den metamorphen Sedimenten aufzufinden. Mit der vollkommeneren Umkristallisation in „einem sehr tiefen Niveau“ hängt auch die innigere Vermengung von Eruptivgneisen und Sedimentgneisen zusammen und die Häufigkeit von Cordierit und Sillimanit. Es wiederholen sich hier die wesentlichen Merkmale des moldanubischen Grundgebirges. Die Schapbachgneise oder Eruptivgneise des Schwarzwaldes entsprechen verbreiteten Typen der Gföhlergneise; die Renchgneise oder Sedimentgneise solchen der Schiefergneise des niederösterreichisch-mährischen Grundgebirges. Hier wie dort finden sich in den Sedimentgneisen häufig lichte feldspätige Segregations- und Imprägnationsadern. Auch die kennzeichnenden Begleit-

gesteine, häufige echte Granulite, Pyroxen- und Augitgesteine, schiefrige und gabbroide Amphibolite, Serpentine, Graphitoid führende Schiefer, Marmore u. a. findet man in ähnlicher Ausbildung in beiden Gebieten wieder. Allerdings enthält die über einen weit größeren Raum ausgedehnte moldanubische Scholle auch eine größere Mannigfaltigkeit verschiedener Gesteinsarten.

Die weniger ausgedehnten Gneisgebiete der Vogesen zeigen sich, soweit man sie kennt, denen des Schwarzwaldes sehr ähnlich, ja „identisch in manchen Ausbildungsformen“.

Zu Kinzigiten und Kinzigitgneisen, die mit ihrer groben Hornfelsstruktur, mit ihrem Gehalt an Granat und Cordierit die eigenartigsten unter den Schwarzwaldgneisen darstellen, wandeln sich die Renchgneise dort, wo sie an die größeren, jüngeren Granitkörper herantreten oder wo sie von mächtigeren und zahlreicheren, pegmatitischen oder granitischen Gängen durchzogen werden, ebenso wie auch im moldanubischen Grundgebirge die grobkörnigeren Cordierit- und Granatgneise in breiten Zonen nahe an den Granitgrenzen vereinigt sind oder von den Tiefengesteinen umschlossen werden. Auch im Schwarzwalde erscheinen die Kinzigitgneise dort, wo die Renchgneise an die jüngeren Granitkörper anstoßen, als „eine Art Kontaktgestein“, welches aus einer inneren Umlagerung der Sedimentgneise hervorging (Deecke, 53, S. 41). Auch im moldanubischen Gebiete liegen in der Nähe von Persenburg an der Donau nordwärts und im Gebiete des Jauerling nach neueren Begehungen von E. Rauscher (217) und von Rud. Riedel die Gneistypen, welche, wie es scheint, denen des Schwarzwaldes am ähnlichsten sind, darunter sehr grobkörnige Kinzigitgneise.

Was Philipp (208), Wilckens (310), Niggli und Schnarrenberger über verschiedenartige streifig-schlierige oder aplitisch durchäderte Mischgesteine aus dem südlichen, granitreichen Schwarzwalde gemeldet haben (Deecke, 53, S. 42 f), scheint z. T. wenigstens sehr wohl vergleichbar mit den reichlich durchäderten Zonen von grobschuppigen oder grobkörnigen granitähnlichen Gneisen, die ich in dem Gebiete von Vötau im südl. Mähren beobachtete und die L. Kölbl aus dem Gebiete des Ostrong und Jauerling an der Donau in Niederösterreich kürzlich beschrieben hat (135).

Der vortrefflichen Schilderung von Schwenkel (252) kann man entnehmen, daß auch die Eruptivgneise oder Schapbachgneise von den jüngeren Graniten stets scharf getrennt bleiben, mit den

Sediment- oder Renschgneisen aber in bezug auf Struktur, Mineralbestand und Lagerung innigst verbunden sind. Biotite, Granaten, Feldspäte zeigen im allgemeinen in beiden Gesteinsgruppen die gleiche Korngröße und die gleiche Art der Ausbildung. Man vermißt in den Eruptivgneisen die Merkmale der echten Erstarrungsstruktur, dagegen findet sich kein wesentlicher Unterschied zwischen ihrer Struktur und der der Sedimentgneise. In diesen ist sicherlich eine frühere klastische Struktur ebenso wie der frühere Mineralbestand vollkommen verschwunden und unter Erwärmung durch die gegenwärtigen Merkmale ersetzt worden.

Den von Schwenkel angeführten Unterschieden (S. 162) kann eine entscheidende Bedeutung nicht zugemessen werden. Jedenfalls treten die Unterschiede gegen die sicheren Erstarrungsstrukturen und gegen den Mineralbestand von typischen und unzweifelhaften Tiefengesteinen viel auffallender hervor; und Schwenkel bestätigt dies, indem er sagt: „Mit Hilfe des Mineralbestandes kann bestimmt werden, daß die Gneise sich in großer Tiefe gebildet haben müssen, also unter wesentlicher Mitwirkung der Faktoren der Regionalmetamorphose“.

Er nennt (S. 162): „die Paralleltexur der Sedimentgneise eine Pseudomorphose nach der ursprünglichen Schichtung. Die Gemengteile streben fast überall nach rundlichen Formen und können also nicht unter dem Einfluß von Streß entstanden sein“. Der Gedanke der Abbildungskristallisation ist hiermit klar ausgedrückt.

Wenn Kristallisationsschieferung in den Sedimentgneisen nicht deutlich wahrzunehmen ist, kann sie unter der Voraussetzung der gleichen Bildungsbedingungen auch in den Eruptivgneisen nicht erwartet werden.

Von diesem Gesichtspunkte aus werden auch die verschiedenartigen Verbandsverhältnisse zwischen den beiden Gneisarten verständlich. Ebenso wie das schichtige oder tektonitische Parallelgefüge können auch die Umrisse der konkordanten oder quer durchgreifenden Umrisse der einstigen granitischen oder porphyrischen Intrusionen erhalten bleiben. Es ist ebenso denkbar und auch wahrscheinlich, daß in der feinen glimmerigen Streifung und in der Anordnung der Granaten der Granulite und Gneise das Abbild einer Fluidalstruktur erhalten geblieben ist.

Linsenförmige Einschaltungen von Hornfelsgneis im flaserigen Biotitgneis, der sie anscheinend plastisch umfließt, und auch sonstige

Fasertexturen der Gneise sind auch nach der Auffassung von Schwenkel durch Faltung und mechanische Umformung der Sedimente vor der Metamorphose angelegt worden (S. 168). Wir dürfen kaum daran zweifeln, daß die Zerquetschung der nicht metamorphen Gesteine zu Phakoiden von vielfältiger Kataklyse begleitet war, die mit der Umkristallisation getilgt worden ist.

Diese Quetschzonen waren gewiß nur eine Teilerscheinung der vorkristallinen Gebirgsbildung. Die tektonischen Vorgänge, von denen die Lagerungsverhältnisse im Schwarzwalde Zeugnis geben, müssen notwendig von Umformungen der Gesteinskörper, von Faltungen und Zertrümmerungen, sowie von einer Durchbewegung im Kleinsten, von der Bildung grober und feiner Mylonite und Phyllonite begleitet gewesen sein. All dies ist nun völlig verwischt und untergetaucht in der neuen Metamorphose.

Es wäre ein sonderbarer Ausnahmefall, wenn die ursprüngliche, gewiß nicht gering mächtige sedimentäre Schichtfolge des Schwarzwälder Grundgebirges nicht begleitet gewesen wäre von Einschaltungen magmatischer Gesteine. In welcher Form könnten sie gegenwärtig erhalten geblieben sein? Mit der Annahme, daß sie dieselben Schicksale durchgemacht haben, wie die begleitenden Sedimente, wird man kaum ein anderes Endergebnis erwarten können, als das in den heutigen Eruptivgneisen und Granuliten vorliegt. Lager, Gänge und Intrusionen werden zu schieferrigen Tektoniten verwandelt worden sein und dann nach der Erneuerung des Mineralbestandes und der Struktur durch die Metamorphose, wird es oft kaum mehr möglich sein, ehemalige durchgreifende Lagerung von tektonischer Umlagerung und Durchknetung zu unterscheiden. Nichtsdestoweniger können auch die Umrisse von Intrusionen durch Abbildungskristallisation erhalten bleiben. Die Adern von Granulit oder Eruptivgneis in Sedimentgneis werden so zu verstehen sein. So sagt auch Deecke (a. a. O. S. 48). daß man im allgemeinen den Eindruck gewönne, als seien die Schapbachgneise in die Renchgneise eingedrungen. Sie stecken nun in Form von Lagern und Linsen in deren Komplex und haben mit jenen zusammen die große Strukturveränderung der Vergneisung erlitten. Gänge, Apophysen und kleine Lagergänge seien nun nur mehr unvollkommen kenntlich, weil die primäre Kontaktmetamorphose schon die Sedimente veränderte und die dynamische Veränderung sowohl die Strukturen der heterogenen Massen einander sehr näherte, als auch den Mineralbestand ver-

einheitliche, da unter Wärme und Druck wohl nur gewisse chemischmineralische Gruppierungen der Elemente Dauer haben.

Eine der Hauptthesen von Schwenkels Arbeit sagt, daß die Granite im Schwarzwalde nicht gneisbildend gewesen sind. Die Gneise bilden dem Granit gegenüber eine leicht abzugrenzende, genetisch von ihm unabhängige Einheit, die schon vor der karbonischen Faltung vorhanden war. Es ließe sich im Schwarzwald nirgends zeigen, daß der Granit paläozoische Sedimente zu Gneisen umgewandelt hätte; er tritt überall mit fertigen Gneisen in Berührung und hat diese an geeigneten Strecken deutlich im Kontakte verändert, indem augenscheinlich in seiner Nähe die Sedimentgneise in den Typus der Kinzigitgneise übergeführt worden sind.

Auch diese Verhältnisse gewinnen an Klarheit, wenn man den Schwarzwald als einen Teil eines größeren Gebietes betrachtet und die örtlichen Wahrnehmungen durch solche aus anderen Teilen des variszischen Gebirges ergänzt. Es wurde bereits hervorgehoben, daß die Granitintrusionen im variszischen Gebiete durch einen langen Zeitraum, aus vermutlich vorpaläozoischer bis in nachkolumische Zeit angedauert haben.

Auch wo jüngere tektonische Diskordanzen nicht anzunehmen sind, stehen die Grenzen zwischen Gneis und Granit zumeist sehr steil und sind gelegentlich gegen den Granit zu geneigt. Nach Deekes Angabe sieht man dort, wo die Verhältnisse genauer studiert wurden, im Kinzig-Gebiet, am Triberger und Eisenbacher Massiv, „daß die Gneise an sehr vielen Stellen beiderseitig unter die Granitlinse einschließen oder längs derselben senkrecht stehen, oder daß eine Granit- bzw. Syenitzunge ein lokales Verdrehen des Streichens veranlaßt, oft an ihrem Ende, wo vorübergehend ein Umbiegen in die O—W-Richtung erfolgt“.

Es mag unentschieden bleiben, ob die Granite einstmals nach oben hin über die Gneise noch weiter ausgebreitet gewesen sind, wie man dies in dem weit größeren südböhmischen Grundgebirge noch heute sehen kann, man wird aber annehmen dürfen, daß die Gneise zwischen die Granitmassen tief hinabgetaucht gewesen sind.

Auf die Verwandtschaft der Strukturen der Sedimentgneise mit den Hornfelsstrukturen der Granitkontakte ist wiederholt hingewiesen worden; auch die Umformung der Renghneise in Kinzigitgneise am Granitkontakte ist eine Weiterführung und Steigerung des Vorganges in unveränderter Richtung. Die letzte Kristalli-

sation hat auch hier unter dem Einflusse der Erwärmung ohne nennenswerte tektonische Bewegung stattgefunden.

Ungleichmäßiger Verlauf der Intrusionen gibt sich kund in verschiedener Abstufung der Kristallisation. Die verbreiteten Haupttypen der Gneise entstanden, durch Fernwirkung wie wir annehmen dürfen, bei allmählicher, langandauernder gleichmäßiger Durchwärmung größerer Gebirgstheile. Durch Nahwirkung an lebhafter bewegten, rascher emporsteigenden granitischen Magmen entstanden die grobkörnigen Kinzigitgneise mit einer Annäherung des Mineralbestandes an die Cordierithornfelse vieler diskordanter Kontakte von Grauwacken an Graniten.

b) Lagerung und Beziehung zu den Intrusionen

O. Wilckens fand es ratsam, „gelegentlich zu prüfen, wie weit sich die Erfahrungen über den Bau der Alpen auf das variszische Gebirge anwenden lassen“. Er mußte aber zugeben, daß ein Versuch einzelne Profile durch den Schwarzwald im Sinne einer überwölbten Deckenfolge, etwa ähnlich der des Simplon, zu deuten, großen Schwierigkeiten begegne (312). Schwenkel und ebenso Deecke stellten fest, daß eine Konstruktion von Falten im Gneisgebiete des Schwarzwaldes geradezu unmöglich sei. Deecke sagt, die heutige Verteilung der Gesteine im Gelände erscheint fast willkürlich und regellos, und Schwenkel bringt das Fehlen einer rhythmisch wiederkehrenden Lagerung der Schichtglieder, wie sie der Faltenbau verlangen würde, mit seiner Auffassung von der Intrusion der Schapbachgneise in Verbindung.

Das vorherrschende Streichen der Gneise, wie es vor allem in dem Verlaufe der Gesteinsgrenzen zum Ausdruck kommt, folgt der Richtung NNO—NO; örtlich kommt aber auch umlaufendes O—W gerichtetes Streichen vor, bes. in der östlichen und südlichen Abdachung des Schwarzwaldes (Deecke S. 51). Auch sonst finden sich örtliche Abbiegungen von der allgemeinen Richtung. Steile Schichtstellung ist am meisten verbreitet; daneben gibt es aber auch Gebiete mit schwebender Lagerung; z. B. in den Renchgneisen auf Blatt Freiburg (nach Schnarrenberger) und im mittleren Elztale.

Übereinstimmend wird hervorgehoben, daß die Granitgrenzen der Richtung des Hauptstreichens der Gneise folgen; aber im einzelnen wird das Streichen der Gneise häufig in verschiedener

Weise von den Graniten durchschnitten. Selbst Gneiskuppeln werden ohne Rücksicht auf ihre Struktur von den Graniten zerteilt; und ihre nordöstliche variszische Hauptrichtung wird von den Granitgrenzen besser eingehalten, als von der Streichrichtung der Gneise (Schwenkel, 252 S. 119).

Trotzdem ihm die im großen ähnliche Orientierung der Gneise und der Intrusionsgesteine auffällig erscheint, ist Schwenkel der Meinung, daß die Scheiden zwischen beiden Gesteinen auf Flächen liegen, die unabhängig vom Streichen und Fallen der Gneise aufgerissen wurden (S. 121). Nicht diejenigen Grenzen kommen hier in Betracht, von denen angegeben wird, daß sie alte tektonische Diskordanzen darstellen, wie am Ostrande des Nord-schwarzwaldes und am Westrande des Freiburger Massivs (Schwenkel), sondern diejenigen, die durch deutlichen Kontakt oder durch randliche Intrusionen Abzweigungen oder Einschlüsse gekennzeichnet sind.

Schwenkel (S. 121) bemerkt ferner: „der Verband der Gneise kam nicht durch eine Faltung zustande, sondern durch eine Intrusion, verbunden mit einer Faltung, wobei die Faltung die Richtung vorschrieb, die Intrusion aber die merkwürdigen wechsellvollen Verbandsverhältnisse der Gneise herbeiführte“.

Ich möchte noch hinzufügen, daß nach der hier vertretenen Annahme die Granite in ein bereits gefaltetes Gebirge eingedrungen sind, und selbst noch eine Umschmiegung der Falten, eine Anpassung der Lagerung an ihre Umrise zugleich mit der Umkristallisation bewirkt haben.

Auch im Schwarzwald ist klar zu erkennen, daß das Grundgebirge in seiner gegenwärtigen Ausbildung älter ist, als der transgredierende Kulm; wenn auch einzelne Granitstöcke nach dem Unterkarbon emporgedrungen sind. Schwenkel und Deecke sind der Ansicht, daß die Gneise aus präkambrischen Sedimenten hervorgegangen sind; doch wird zugegeben, daß ein bindender Beweis für höheres als vorkulmisches Alter nicht zu liefern ist.

Das Gebiet war, ebenso wie das Grundgebirge der böhmischen Masse zur Kulmzeit schon vollkommen abgetragen. Gegenüber der postkulmischen Faltung, die am Außenrande des variszischen Bogens so auffallend hervortritt, konnte sich dieser starre Kern nur als eine einheitliche Masse verhalten; aus rein mechanischen Gründen war er nicht mehr faltungsfähig. Darauf haben schon

Deecke, Schwenkel und andere hingewiesen. Sein Bau ist nicht nur dem Alter nach, sondern auch im ganzen Wesen verschieden von den gleichmäßig dahinstreichenden Falten des Taunus und des rheinischen Schiefergebirges. Er liegt südlich und außerhalb der Zone des Falten- und Deckenbaues, und gehört in dieselbe Zone, wie die moldanubische Scholle. Mit Rücksicht auf die wechselnden Streichungsrichtungen, die man dort wahrnimmt, kann man die Frage aufwerfen, ob das Hauptstreichen der Schwarzwälder-Gneise, das durch eine ältere Tektonik bedingt wird, nicht etwa nur zufällig mit der Hauptrichtung des variszischen Bogens im Taunus und rheinischen Schiefergebirge übereinstimmt.

c) Gneise der Vogesen

So viel bis jetzt bekannt ist, gleicht das Grundgebirge der Vogesen, wenn man davon absieht, daß dort die Granite größeren Raum einnehmen, in seinen wesentlichen Zügen dem des Schwarzwaldes; es enthält keine anderen Rätsel als dieses. Doch finden sich nach der Angabe Werwekes (309) in den Vogesen nur Renchgneise und keine Schapbachgneise. In dem kleinen Gneisgebiete am Ostabfalle bei Kaysersberg finden sich Teile, die ganz Kontakthornfelsen gleichen. Die Metamorphose ist jedoch älter als der Kamm-Granit und überhaupt scheinen jüngere Granite eine größere Verbreitung zu besitzen. Die größere Masse, in der früher die beiden oberrheinischen Horste vereinigt gewesen sind, ist ja erst im älteren Tertiär durch den Rheingraben zerteilt worden. Die Zusammengehörigkeit wird besonders augenfällig durch die Wiederkehr der gleichen und gleichgerichteten Störungen zu beiden Seiten des Rheingrabens.

2. Nördliche und südliche Randzonen

In beiden Horsten ist es der eigentliche Kern, das Haupt- und Mittelstück, das fast durchaus von dem Grundgebirge in seiner kennzeichnenden Ausbildung beherrscht wird. Neuere Forschungen haben gelehrt, daß sowohl im Norden, wie im Süden besondere Randstreifen durch große Störungen abgetrennt werden, und den Rheingraben quer übersetzen.

Nur hier in diesen Randzonen finden sich die unveränderten altpaläozoischen Sedimente. Sie sind hier, in

Berührung mit dem Dache der Granitstöcke, mit den Merkmalen des diskordanten Kontaktes zu Hornfelsen umgewandelt worden. Wie in der böhmischen Masse bestehen auch hier die z. T. sehr mächtigen Konglomerate des Kulm hauptsächlich aus Granit und kristallinen Schiefergesteinen. Aber auch älteres nicht metamorphoses Paläozoikum ist darin durch dunkle Tonschiefer und Kieselschiefer, und durch feinkörnige Grauwacken vertreten.

Die Kulmzonen gehören dem Süden und dem Norden der beiden Horste an. Die große Ausbreitung von Grauwacken und Schiefem am Südhang der von Gebweiler bis Faucogney und bis Belfort gestatten den Schluß, daß die schmäleren, eingeklemmten Zonen von Lenzkirch-Badenweiler im Süden und von Baden im Norden des Schwarzwaldes und von Weiler-Erlenbach im Norden der Vogesen nur Reste sind der einstmals weithin ausgebreiteten Decke. Es ist anzunehmen, daß sie einstmals auch auf dem mittleren, heute erhöhten Kerne gelegen war. Hier hat die Abtragung tiefer in das Gebirge eingegriffen. Es finden sich hier keine Reste des Daches über den Batholithen, wie man sie in der südlichen und nördlichen Zone noch antrifft. Da hier auch alle Spuren des Kulm fehlen, darf man schließen, daß die tiefgreifende Bloßlegung hier noch in postkulmischer Zeit stattgefunden hat.

In einen weit abgelegenen Zeitabschnitt fällt die Transgression der Festlandbildungen des Oberkarbon und des Rotliegenden. Erst nach dem Erlöschen des letzten, des postkulmischen Abschnittes der variszischen Faltung haben sie in den Eintiefungen des Riesenrumpfes Platz genommen, der vermutlich damals noch den vollkommenern Zusammenhang von Mähren bis in die Bretagne bewahrt hatte. Nach der Darstellung von Bubnoff (37) hätte seine Zerstückelung an vorwiegend nordwestlichen Brüchen zwar bereits schon in vorkulmischer Zeit begonnen; aber erst in mesozoische Zeit fällt seine Auflösung in einzelne Horste und damit die Annäherung an das gegenwärtige Bild.

Durch die großzügige Aufarbeitung des Gebirges, die dem Übergriffe des unterkarbonen Meeres voranging, und durch die Senkung der Oberfläche bis in den kristallinen Untergrund war die Förderung der eruptiven Magmen nicht eingestellt worden. In Begleitung der kulmischen Sedimente erscheinen sie in der Form von Ergußgesteinen, als Diabase, Porphyrite und Quarzporphyre (bei Lenzkirch). Sobald aber der Mantel der Sedimente wieder die entsprechende Stärke erreicht hatte, vermochte er wieder Batho-

lithen in granitischer Erstarrungsform aufzunehmen. Deecke ist der Meinung, daß die Schwarzwälder Granite aber zum größeren Teile in das Unterkarbon gehören und daß ihre letzten Förderungen noch bis in das Oberkarbon gereicht haben. Wie er vermutet war die Auflagerung über den Tiefengesteinen nicht allzu mächtig gewesen. Die Magmen wurden zur Zeit des Oberkarbon und Perm wieder an die Oberfläche gebracht, und die Decken von Quarzporphyr im Rotliegenden sind als die letzten Ausläufer der gewaltigen, lange andauernden Eruptionsphase anzusehen (Deecke 53, a. a. O. S. 109).

3. Überschiebungen und Mylonite

a) Schwarzwald

Seidlitz (255) hat eine Übersicht der meist von mylonitischen Zertrümmerungen begleiteten flachen Störungen in den beiden Horsten gegeben. Der Darstellung von Bubnoff (36) verdanken wir weitere Einzelheiten, namentlich aus dem Süden des Schwarzwaldes.

Den Verlauf der bedeutendsten dieser Störungen bezeichnet in der geologischen Karte das Band von Kulm zwischen Lenzkirch und Badenweiler. Bubnoff hat sie die Süd-Schwarzwälder Überschiebung genannt. Eine Zone von gepreßten Graniten, die zwischen Gneisen und alten Schiefeln eingeschaltet ist, wurde als Merkmal der großen Überschiebung zuerst bei Altglashütten festgestellt. Im Süden sind ihr kontaktmetamorphe Gesteine und Schiefer des Kulm, im Norden sog. injizierte Gneise und dann die Gneise des Feldbergmassivs angeschlossen. Im Osten wird die Störungszone von den Graniten des Hochfirst, im Westen von dem Bärenthal-Eisenbach-Granit abgeschnitten. Jenseits dieses jüngeren Durchbruches zwischen dem Herzogshorn und dem Spießhorn erscheint aber wieder eine Zone von gepreßtem Granit, begleitet von einer Zone alter Schiefer; beide beharren in der gleichen tektonischen Stellung, wie die Züge bei Altglashütten. Sie schwenken dann im Bogen aus der südsüdöstlichen in die ostwestliche Richtung und zwischen Gisikopf und Sengalenkopf hindurch gegen Utzenfeld. Noch weiter im Westen ist die WNW—OSO streichende Zone von sog. „Kristallgneis“ (nach A. Schmit) oder „porphyrtartigem Glimmergneis“ (nach Eck) an die Störungszone anzu-

schließen. Graeff (73) hat sie bereits als verschieferte Granite und zwar durch Gebirgsdruck veränderte, randliche Zonen des Blauengranites gedeutet (Bubnoff 37, S. 48).

So läßt sich, wie Bubnoff feststellt, durch den ganzen südlichen Schwarzwald ein gegen S konvexer Bogen mylonitischer Granite verfolgen; an dieser ganzen Linie ist der Gneis von N oder NW unter gleichzeitiger Aufschürfung des altkulmischen Granites an den Kulmstreifen herangepreßt worden. Die Überschiebungsfläche fällt steil oder auch bis zu 40° geneigt unter die Gneise ein. Bubnoff hebt ausdrücklich hervor, daß die älteren Schiefer mit ihrem Streichen nicht dem Bogen dieser Störung angeschmiegt sind, sondern unabhängig davon ihr vorherrschend ostwestliches Streichen bewahren. Die nördlich angeschlossenen Gneise des Feldberges streichen gegen NNO, abweichend von der hier als variszisches Streichen geltenden Richtung. Die Überschiebung durchschneidet somit die älteren Strukturen und trennt zwei Gebiete von sehr verschiedenem Bau. Ihre Förderungsweite kann nicht gering sein und sie muß als eine Überschiebung höherer Ordnung den Schuppungen gegenüber gestellt werden, die sich durch mylonitische Zonen innerhalb des Grundgebirges bemerkbar machen und die in ihrer ganzen Ausdehnung innerhalb des Grundgebirges verbleiben.

b) Vogesen

In den Vogesen findet man kein sicheres entsprechendes Gegenstück zu der durch den begleitenden Kulmstreifen auffällig hervortretenden Überschiebungszone von Lenzkirch - Badenweiler. Wie man der Darstellung von Seidlitz entnehmen kann, sind einige Anzeichen ihrer Fortsetzung jenseits des Rheingrabens wohl vorhanden. Sie beschränken sich im wesentlichen auf das Vorkommen einer Zone von gepreßten und gestreckten Gesteinen, die der Gesteinsfolge in der Überschiebungszone von Altglashütten sehr ähnlich ist. Auch ein Teil der von Linck in der Umgebung des Talhornes als Konglomerat verzeichneten Gesteine gehört zu diesem Trümmerhorizont. In einer vom Drumont zum Thalhorn streichenden Zone sind recht mannigfache und merkwürdige Gesteine vereinigt, deren Verständnis nach der Angabe von Seidlitz durch die Verbindung mit der Störungszone erleichtert wird. Abgesehen von vielen Unregelmäßigkeiten im einzelnen streicht sie

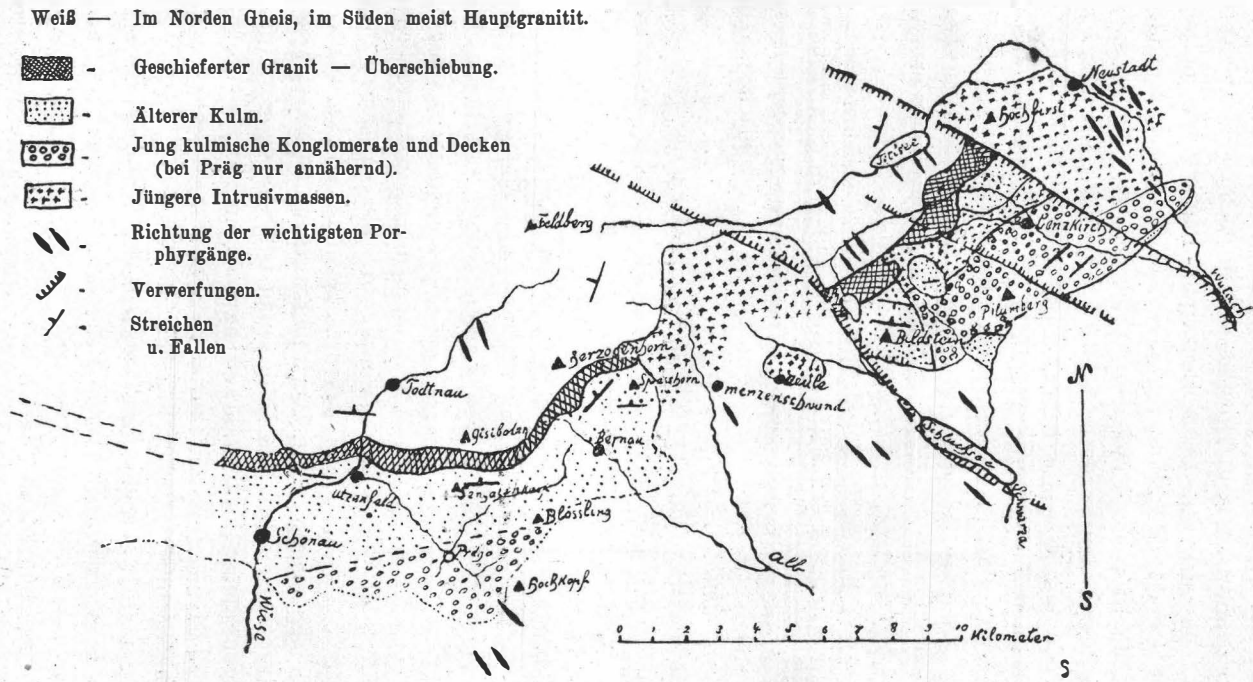


Fig. 1. Skizze der Südschwarzwälder Überschiebung nach S. v. Bubnoff (1920).

im ganzen in der Richtung SW—NO. Im Osten, am Wildensteiner Tale, wird sie durch eine Querverwerfung abgeschnitten.

Nach ihrer Lage könnte diese Zone wohl eine Fortsetzung der Überschiebungszone von Lenzkirch - Badenweiler darstellen. Während jedoch die Linie im Schwarzwalde zwei verschiedene Gebiete, die Kulmdecke und den Gneiskern, voneinander scheidet, ist ähnliches in den Vogesen nicht zu erkennen. In diesem südlichen Teile der Vogesen ist Gneis überhaupt nicht vorhanden; dafür gewinnen die jüngeren Granite sehr große Ausdehnung. Die Störungszone selbst liegt in ihrer Haupterstreckung in dem ausgedehnten Sedimentgebiete, das auf der Karte von Lepsius als Kulm verzeichnet ist. Doch sind die stratigraphischen Verhältnisse des Gebietes durchaus nicht geklärt.

Seidlitz hält es für möglich, daß neben dem vorherrschenden Kulm hier auch devonische oder silurische Ablagerungen vorkommen. Er verweist auf die Ähnlichkeit gewisser stark gepreßter grauer Schiefer am Bärenberg bei Odern mit den devonischen Weilerschiefern in den Nordvogesen und erinnert daran, daß Michel-Lévy die Grauwacken am Thalhorn auf Grund der begleitenden grünen Gesteine und der Gabbrokonglomerate mit Gesteinen des Morvan der Famenne und Tournay-Stufe zugeteilt hat (172), ohne daß eine bestimmte Trennung möglich wäre. In einem neueren Kärtchen hat Young (319), vielleicht mit teilweiser Anlehnung an die Meinung von Michel-Lévy, allerdings ohne nähere Begründung das ganze Sedimentgebiet von Lautenbach, Rimbach als Devon dargestellt.

Am Thalhorn und im Amarintale sind die Grauwacken und die Schiefer durch den Granitkontakt, ebenso wie am Windgellfeiler im Schwarzwalde, in glimmerige Gesteine und in Fleck- und Knotenschiefer umgewandelt. Auch hier werden die Granitaufbrüche an die Grenze zwischen das Unter- und Oberkarbon gestellt. Die Störungszone im Schwarzwald ist nur an einer Stelle durch den Granit von Menzenschwand durchbrochen worden, aber es wäre wohl denkbar, daß in den Vogesen die Verdrängung und Aufzehrung der Störungszone durch den Durchbruch jüngerer Granite noch weiter vorgeschritten ist, und daß damit ihr Nachweis auf größere Strecken unsicher geworden wäre.

Eine Störungszone erster Ordnung, gleichsam ein Gegenstück der Überschiebung im Südschwarzwalde, durchschneidet mit etwa ostwestlicher Richtung die nördlichen Vogesen und trennt hier das

Gebiet der devonischen Weiler- und Steigerschiefer mit den ausgedehnten Granitdurchbrüchen von dem Gneis- und Granitgebiet der mittleren Vogesen. Eine 150—200 m breite Zone widerstandsfähiger Gesteine zieht von Lauch gegen Urbeis und bildet den z. T. felsig aufragenden, trennenden Rücken zwischen beiden Gebieten. Sie wurde noch über die Grenze des Elsaß hinaus bis in die Gegend von Lubine verfolgt, wo ihre vermutete weitere Fortsetzung durch die Decke des Rotliegenden verhüllt wird. Cohen (46) hat sie als die „Grenzzone“ bezeichnet und für einen Lagergang gehalten, der nachträglich durchgreifende Veränderungen erlitten hat. Aber schon aus seiner Schilderung der mannigfachen Gesteinsreihe; der gneisartigen Gesteine mit abgequetschten Quarz- und Feldspatagen, mit chloritisiertem Glimmer, den grauwackenähnlichen Gesteinen mit vollständiger Zertrümmerung der Bestandteile, mit limonitisch gefärbten hornsteinartigen Ausscheidungen und Verkittungen u. a. kann man erraten, was Ungemach bereits angenommen und die Darstellung von Seidlitz bestätigt hat, nämlich daß die Grenzzone nichts anderes ist, als ein großer Trümmerhorizont oder eine Quetschzone an der tiefgreifenden Störungslinie. Sie wird von einer zweiten und dritten, vielleicht auch noch von einer vierten ähnlichen Zone im Norden begleitet. Es sind dies: die Zone von Droite de Fête, an der glimmerschieferartige und quarzitisches Gesteine hervortauchen, eine Zone zwischen Plaine Dessus und Le Mont, an der ein noch reicherer Wechsel von zertrümmerten kristallinen Gesteinen, von Gneisen, Amphiboliten und Apliten sichtbar wird, und bei Haug im Breuschtale eine Reihe von Klippen mechanisch veränderter Quarzporphyre, die nach Seidlitz ebenfalls einen Trümmerhorizont darstellt. Man hat demnach anzunehmen, daß das Gebiet im Norden der Hauptstörung noch in drei oder vier bis in das Grundgebirge hinabgreifende Schuppen zerlegt ist.

Eine andere Vorstellung hat Bubnoff in Erwägung gezogen (37, S. 81). Die Kulmzone der Südvogesen wäre im ganzen „nicht als tektonisches Äquivalent des Schwarzwaldkulms aufzufassen“; denn das Streichen im östlichen Teile des Vogesenkulms wendet sich gegen NO und dann nach N zum Großen Belchen, einen ähnlichen Bogen beschreibend, wie der Schwarzwälder Kulm auf der Strecke von Schönau gegen Lenzkirch. Mit Anlehnung an die Vorstellung von van Werveke denkt er sich, daß hier zwei widerstehende Gneismassive die Ablenkung vom allgemeinen Streichen

und die Bildung zweier großer gegen Norden offener Antiklinalbögen veranlaßt haben. Überdies wird darauf hingewiesen, daß das breite Gneisgebiet des mittleren Schwarzwaldes nicht auf die mittleren Vogesen übergreift, da dort die Granite fast alleinherrschend werden.

Nach der hier vertretenen Meinung hat die Verteilung der älteren Granite und Gneise mit der inneren Struktur des älteren Gebirges keine Beziehung mehr zu postkulkmischen Bewegungen und es gibt in den oberrheinischen Horsten in postkulkmischer Zeit keine Falten, sondern nur mehr Schollenbewegungen an Brüchen oder Überschiebungsflächen. Wenn man mit Anlehnung an die Auffassung von Bubnoff eine gegen N umbiegende Störung zum Ostlande der Vogesen ziehen will, so würde daraus zu folgern sein, daß Schwarzwald und Vogesen schon vor ihrer Trennung durch den Rheingraben in zwei Schollen gesondert und durch eine Überschiebungsfläche getrennt waren. Der Schwarzwald ist als die tiefer liegende Scholle zu denken, er besteht vorwiegend aus den tiefen Gneisgebirgen; die höher gelegene Vogesenscholle aber besteht vorwiegend aus Granit, der noch die Reste des teilweise metamorphen paläozoischen Daches trägt.

Der fertige und nicht mehr faltbare Grundgebirgsblock hat außer den auffallenden Überschiebungen in der Nähe der heutigen Ränder auch in seinem Innern mancherlei Schuppungen und Zertrümmerungen erlitten. Aus den bisher vorliegenden, allerdings noch unvollständigen Angaben kann man bereits erkennen, daß sie, so wie in der moldanubischen Scholle, zu verschiedenen Zeiten und in ungleichen Abtragungstiefen stattgefunden haben. Ältere zerstreute Angaben von Bücking, Bruhns, Cohen und van Werveke u. a. hat Seidlitz in seinem hier wiederholt zitierten Aufsätze zusammengefaßt und ergänzt. Einer tiefen alten Bewegung werden z. B. Einschaltungen von zweiglimmerigen, flaserigen Gneisen zuzuschreiben sein, die Cohen in den mittleren Vogesen zwischen der Diedolshäuser Verwerfung und dem Rheintale beobachtete und die van Werveke „Bilsteingranit“ genannt hat. Vermutlich jünger, aber doch älter als die Süd-Schwarzwälder Überschiebung und als der Triberger Granit ist die von Schnarrenberger (250) beschriebene und durch Quetsch- und Schieferzonen gekennzeichnete Überschiebung der Kinzigtaler Gneise auf die Kandelmasse im Schwarzwälder Elztale. Die Verwerfung, die im oberen Lahntale bei Markkirch in den mittleren Vogesen von deutlichen Trümmergesteinen, der sog. „Leberauer Grauwacke“, begleitet wird, hat

bereits karbonisches Alter, denn in ihrer Fortsetzung bei Diedols-
hausen und Eckkirch sind karbonische Sedimente eingeklemmt.

Die Angaben von Seidlitz werden ergänzt durch eine neuere
vorläufige Mitteilung von J. Young (319). Er spricht von Faltungszonen in Form eines langgestreckten S, dessen Mittelstück mit dem Hauptkamm der Vogesen zusammenfällt. Der nördliche Flügel ist gegen Osten und der südliche gegen Westen abgebogen. Aber aus der Beschreibung und den Abbildungen kann man entnehmen, daß es sich hier im wesentlichen doch um eine Zerteilung in Schuppen handelt. Auch Schnaebelé (249) ist der Ansicht, daß hier der Nachweis von Faltungen nicht gebracht werden kann. Die Faltung konnte den Widerstand des Granites nicht überwinden und es hat eine Blockzerlegung stattgefunden und Granit sowie Steiger-Schiefer werden in der Richtung N 20—30° W von Verwerfungen durchsetzt. Dieses bedeutet eine jüngere Bewegung, welche die ältere ostwestliche Grenzzone durchkreuzt. Eine ältere Faltung streicht von Bressoir gegen Bergheim, so wie die Weiler- und Steiger-Schiefer, d. i. nach NO. Die „Larges ondulations transversales“ von Young sind in Wirklichkeit Bruchbildungen senkrecht auf die Faltung und im Tertiär zugleich mit den Rheinbrüchen entstanden.

Wenn auch, wie Young meint, die Granit- und Gneiskörper selbst stellenweise vor der Umformung durch jüngere Bewegungen ergriffen worden sein sollten, so daß z. B. enge Synklinalen von Gneis in großer Zahl den Gneis südlich von Markirch durchziehen, so bleibt doch im großen der Gegensatz gegen das eigentliche nichtmetamorphe Faltengebirge im Norden bestehen. Die Richtung wird durch eine Reihe von Zertrümmerungszonen angezeigt.

Die erste ist die erwähnte sogenannte „Grenzzone“ Cohens bei Urbeis; (bedeutungsvoll als Grenze zwischen den altpaläozoischen Weiler-Schiefern der Nordvogesen und den Gneiskernen). Die zweite noch bedeutsamere Linie beginnt mit den erwähnten Reibungs-
brekzien bei Leberau und Markirch, sie scheidet hier die Gneise von Markirch vom Hornblendegranit und indem sie im weiteren Verlauf gegen Süden umwendet, bleibt sie die Grenze zwischen verschiedenen kristallinen Gesteinen, besonders zwischen Graniten und Hornblendegesteinen bei Saulxures. Von der dritten großen Scholle, die den südwestlichen Teil der Vogesen bildet, werden nur örtliche Zertrümmerungszonen angegeben. In der Kartenskizze ist die erwähnte Zone von Odern im Amarintale verzeichnet, sie liegt

nach dieser Darstellung im Devon und streicht unter dem auflagernden Kulm der Visé-Stufe hindurch. Dagegen sind gerade in dieser Scholle die faltungsartigen Zusammenpressungen häufiger anzutreffen. Durch die mylonitischen Zonen könnte man zur Annahme von Überschiebungsdecken gelenkt werden. Aber die Gleichartigkeit der Gebiete zu beiden Seiten der Störungsflächen, das steile Einfallen dieser Flächen und die große Zahl der Zertrümmerungszonen, weist nach der Meinung von Young vielmehr auf Zerlegung in einzelne Schuppen (die vielleicht auch Wurzeln von Überschiebungsdecken sein könnten).

Dennoch erscheint auch nach dieser Darstellung als Hauptmerkmal des Vogesenbaues die Gliederung in gesonderte große Schollen, von denen die nördlichste aus altpaläozoischen Gesteinen mit einer diskordanten Granitintrusion besteht, die mittlere nebst Granit auch Gneisschollen enthält, und die dritte im Südwesten, abgesehen von den Gneisen mit den Granitfalten bei Markirch, wieder in der Hauptsache aus granitischen Gesteinen zusammengesetzt ist, die in ein wenig metamorphes Dach eingedrungen sind.

Die Wendung der Schollenumrisse aus der OW-Richtung gegen N erinnert an die von B u b n o f f angenommene Richtung einer Hauptstörung, die eine Vogesenscholle von einer Schwarzwaldscholle abtrennt. Es sind jedoch nicht die gleichen Grenzlinien die beiden Annahmen zugrunde liegen.

Weiter im Westen außerhalb des sichtbaren Horstes in einer Bohrung bei Gironcourt-sur-Vraine NW von Epinal wurden unter dem Steinkohlengebirge in 830 m Tiefe geschieferte serizitisierte Feldspatgesteine in horizontaler Lage angetroffen. Termier (287) erblickt darin ein Anzeichen einer großen horizontalen Überschiebung im Vogesengebiete, älter als Mittelkarbon (Stephanien) und jünger als Unterkarbon (Dinantien), und Bergeron vermutet eine Fortsetzung dieser Gleitungszone bis Ronchamp W von Belfort und bis an den Westfuß der Vogesen (24).

Es ist wohl möglich, daß ein Teil der hier angezeigten Erscheinungen noch in die gleiche Zeitspanne gehört, wie die postkulmische Faltung im nördlichen variszischen Bogen. In bezug auf die Faltung der oberrheinischen Horste sind sie aber in ihrer Gesamtheit der großen Gruppe der posthumer Bewegungen anzuschließen, die kaum je völlig unterbrochen bis in geologisch junge Zeit ange dauert haben.

4. Hauptgliederung des Baues

Den kristallinen Kern der Horste beherrscht durchaus posttektonische Kristallisation, ebenso wie im moldanubischen Grundgebirge. Parakristalline Tektonite, wie Glimmerschiefer, Phyllite oder Phyllonite sind nicht vorhanden. Auch Deecke ist geneigt eine aktive Beteiligung des granitischen Magmas an der Ausbildung der Gneise anzunehmen. Er sagt u. a. (53 S. 156): Die Lagerung im Gneis „ist aber alles andere eher als eine Faltung. Richtige Sättel fehlen durchaus. Wir beobachten im wesentlichen ein Einfallen unter die Granitlakkolithe, d. i. eine Art Rinnen- oder Trichterbildung, was Salomon (235) am Adamello als Ethmolithe bezeichnete, und wobei er eine durch die Eruptivmasse erfolgte Ausbügelung älterer Falten annahm“. Seine Ausführungen an der genannten Stelle wollen vor allem die Unterschiede der schwarzwäldischen Tektonik gegen die des rheinischen Schiefergebirges, Ostthüringens und des Harzes hervorheben. Es liegt ihm vor allem daran, zu zeigen, daß hier von einem eigentlichen karbonischen Faltengebirge mit alpinem Charakter nicht die Rede sein kann, da ja zur Zeit der Transgression des Kulms der Gneisrumpf schon fertig gewesen ist und der Kulk selbst keine heftige Faltung mehr erlitten hat.

Auf den Gegensatz zwischen dem Aufbau des rheinischen Schiefergebirges und der Vogesen hat überdies noch A. Born (33) eingehend hingewiesen. Die „Orogenese in karbonischer Zeit“ traf im Gebiete der rheinischen Masse eine marine Schichtfolge von mindestens 2—3000 m Mächtigkeit, in Süddeutschland jedoch bereits einen tief abgetragenen kristallinen Kern, mit den Resten metamorpher und z. T. eingeschmolzener Lakkolithendächer. Er konnte nicht mehr zu einem Faltengebirge umgeformt werden. Auch die auffallend geringe Faltung der paläozoischen Gesteine im S der Vogesen wird ausdrücklich hervorgehoben.

Diesen bemerkenswerten Feststellungen kann aber, mit Berufung auf weitere Erfahrungen, noch eine andere Deutung beigefügt werden. Wie in der böhmischen Masse fügen sich auch hier die Verhältnisse ganz gut der Annahme, daß in den Gneisen metamorphe altpaläozoische Sedimente enthalten sind. Auch die Schilderung Deeckes läßt dies erkennen und es stimmt gut mit der dortigen Erfahrung, daß die Granite ästig verzweigte, gelegentlich nach oben zu verbreiterte Körper sind. Von verschiedenen Beobachtern wird anerkannt, daß zwischen gewissen Renschgneisen

und den paläozoisch entstandenen Glimmerhornfelsen kein grundsätzlicher Unterschied besteht.

Schon Graeff hat es als besonders auffallend hervorgehoben, daß die paläozoischen Sedimente, insbesondere Kulm im Schwarzwaldenur mit Granit und nirgends mit den Gneisen selbst in Verbindung stehen (73). Das vereinigt sich gut mit der Vorstellung, daß in den Gneisen selbst die von den mächtigen granitischen Intrusionen überwältigten paläozoischen Sedimente enthalten sind, wie wir das auch von dem böhmischen Grundgebirge angenommen haben.

Deecke (a. a. O. S. 82) erwähnt einzelne Schieferfetzen im Granitgebiete südlich der Süd-Schwarzwälder Hauptüberschiebung und zwar bei Schluchsee im Osten und im Blauengebiete im Westen. Sie werden am Granitkontakt hornfelsartig und erinnern stellenweise mit Glimmerschieferhabitus an die Weiler Schiefer der Vogesen. Sie führen ihn zur Annahme, daß einst der Blaugranit durchaus mit diesen Schiefen bedeckt gewesen ist. Für die Gegend von Badenweiler betonte dies schon Sandberger, der bei der ersten geologischen Aufnahme mehrere isolierte Fetzen von Gneis und Schiefer beobachtete, wobei aber wegen immer noch fehlender, genauer Untersuchung zweifelhaft ist, „wie weit diese sogenannten Gneise metamorphosierte, d. h. biotitreich gewordene Schiefer sind“. Diese letzte Bemerkung erinnert an die Schieferinseln am mittelböhmischen Granitstock und sie kann die Annahme nur unterstützen, daß bei tieferer Versenkung die Schiefer gänzlich zu Gneis umgewandelt wurden.

Diese granitischen Randteile der Horste mit den mehr oder weniger metamorphen Dachresten der Batholithen, sind durch Überschiebungsflächen von den großen zentralen Gneisschollen getrennt, die wie es scheint, durch seitliche Pressung aus größeren Tiefen herausgefördert worden sind.

U. a. hat A. Born (33 S. 302) ausdrücklich darauf hingewiesen, daß die Falten in den altpaläozoischen Resten und im Kulm in diesen Gebieten viel einfacher geblieben sind als im rheinischen Schiefergebirge. „Isoklinale Faltelemente fehlen“. Ebenso wie im böhmischen Barrandien sind auch hier die Granite in einen verhältnismäßig seichten und einfachen Faltenbau eingedrungen, und man darf der Annahme Deeckes zustimmen, daß die Hülle über den Batholithen nicht allzumächtig gewesen ist, da sie vor der Transgression des Kulm bereits abgeräumt worden war.

In diesem Zusammenhange ist auch das Vorkommen von Geröllen mit Graptolithen im Vogesen-Sandstein zu erwähnen (Noël 193). Sie zeigen, daß zur Zeit der unteren Trias hier nichtmetamorphes Obersilur noch anstehend vorhanden war, als ein Rest eines verhältnismäßig wenig verfalteten Daches über den Granit, wie es im Bereich der erzgebirgigen Faltung kaum zu erwarten wäre.

Die selbständige Bewegung des Schwarzwaldes gegen Süden hat auch Bubnoff zu der Frage angeregt, ob diese südlichen Ketten überhaupt zu dem variszischen Bogen zu rechnen seien, d. h. ob sie nicht etwa in einem ähnlichen Verhältnisse zu ihnen stehen, wie die lombardischen und venetianischen Dinariden zu den Alpen (36 S. 85). Hier begegnen sich seine mit meinen Gedanken (282). Es wird weiter unten gezeigt werden, daß dieser Vergleich, insoweit er berechtigt ist, auch auf den Hauptanteil der böhmischen Masse ausgedehnt werden kann, und noch die wesentliche Stütze erhält durch die Tatsache, daß in den deutschen Horsten ebenso wie in den Dinariden die granitischen Batholithen in einen nicht-metamorphen Faltenbau eingedrungen sind.

VI. Der erzgebirgische Bau

1. Grenzen

Schon mit dem Eintritte in die Gneise und Amphibolite des Tepler Hochlandes, beiläufig an der Linie Luditz-Neumarkt-Plan, gelangt man in ein Gebiet, das sichtlich durch einen einheitlicher wirkenden Zusammenschub von Südosten her überwältigt worden ist. Die Gesteinszüge strecken sich in der Richtung gegen NO, d. i. in der sogenannten erzgebirgischen Richtung und diese Richtung bleibt nun herrschend quer über die Gneis- und Phyllitgebiete des Fichtelgebirges und durch den sichtbaren Anteil des vogtländisch-thüringischen Schiefergebirges bis an die von Zechstein umränderte Triasdecke der Thüringer Senke. Der gleichen Richtung folgen die Spuren alter Schiefer, die im Thüringer Walde unter der permischen Decke sichtbar sind, und noch weiter draußen die engen Schuppen und Falten des Harzgebirges. Der von Brüchen geränderte Sporn des Thüringer Waldes erreicht durch seine Erstreckung gegen Nordost bereits die streichende Breite des Harz-

gebirges im Nordosten und des Spessart im Südwesten. Wenn man sich die mesozoische Hülle abgehoben denkt, überschaut man leicht den Zusammenhang mit dem geschlosseneren Faltenbau des rheinischen Schiefergebirges. Erst am karbonen Außensaum an der Ruhr hat man die volle Breite des eigentlichen variszischen Bogens durchquert.

Der innere Anteil dieses Bogens, den man unter dem Namen des erzgebirgischen Systems zusammenfaßt, ist nach den Ergebnissen der neueren Forschung in recht verschiedenartige Bestandteile aufzulösen. Es geht heute nicht mehr an, nach dem Beispiele von H. Credner die kristallinen Massen zu beiden Seiten der Neu-decker Schiefermulde als einfache Faltensättel im Schiefergebirge einander gleichzustellen. Erzgebirge, Fichtelgebirge und Tepler Hochland gehören zum autochthonem Untergrunde. Die Münchberger Gneismasse aber und mit ihr das Zwischengebirge von Frankenberg Hainichen sind ortsfremde Deckenschollen. Sie stehen in keiner Beziehung zum Granulitgebirge, dessen tektonische Stellung noch nicht geklärt ist. Die kleine Hügelgruppe von Strehla weit im Nordosten scheint eine neuerliche Aufwölbung des Untergrundes darzustellen. Wie bereits Credner erkannt hat, liegt sie jenseits der Grenze des erzgebirgischen gegen den sudetischen Bau; dennoch zeigt sie die Charaktere des erzgebirgischen Baues. Die benachbarte Hügelgruppe bei Oschatz werden wir aber dem lügischen Baue zurechnen (s. unten S. 132).

2. Die Gneiskuppeln im Osten

Wenn man von Einzelheiten absieht und nur das Bild im großen im Auge behält, so stellt sich das Freiburger Gneisgebiet im östlichen Erzgebirge als eine zusammengesetzte mächtige Kuppel dar mit anscheinend von innen nach außen hin abklingender Metamorphose. Ein unterer Horizont mit den „grauen“ meist grobflaserigen Gneisen oder Freiburger Biotitgneisen, geht allmählich über in eine höhere Stufe, in der mehr feinkörnig-schuppige Abarten vorherrschen, der aber auch in größerer Mannigfaltigkeit Einlagerungen von langflaserigen, streifigen und selbst granitisch-körnigen Gneisen und Augengneisen zugesellt sind.

Körnig-flaserige Gneise, Augengneise, zugleich auch zweiglimmerige und muskovitreiche Gneise erscheinen immer reichlicher als Einlagerungen und als große zusammenhängende Stufen

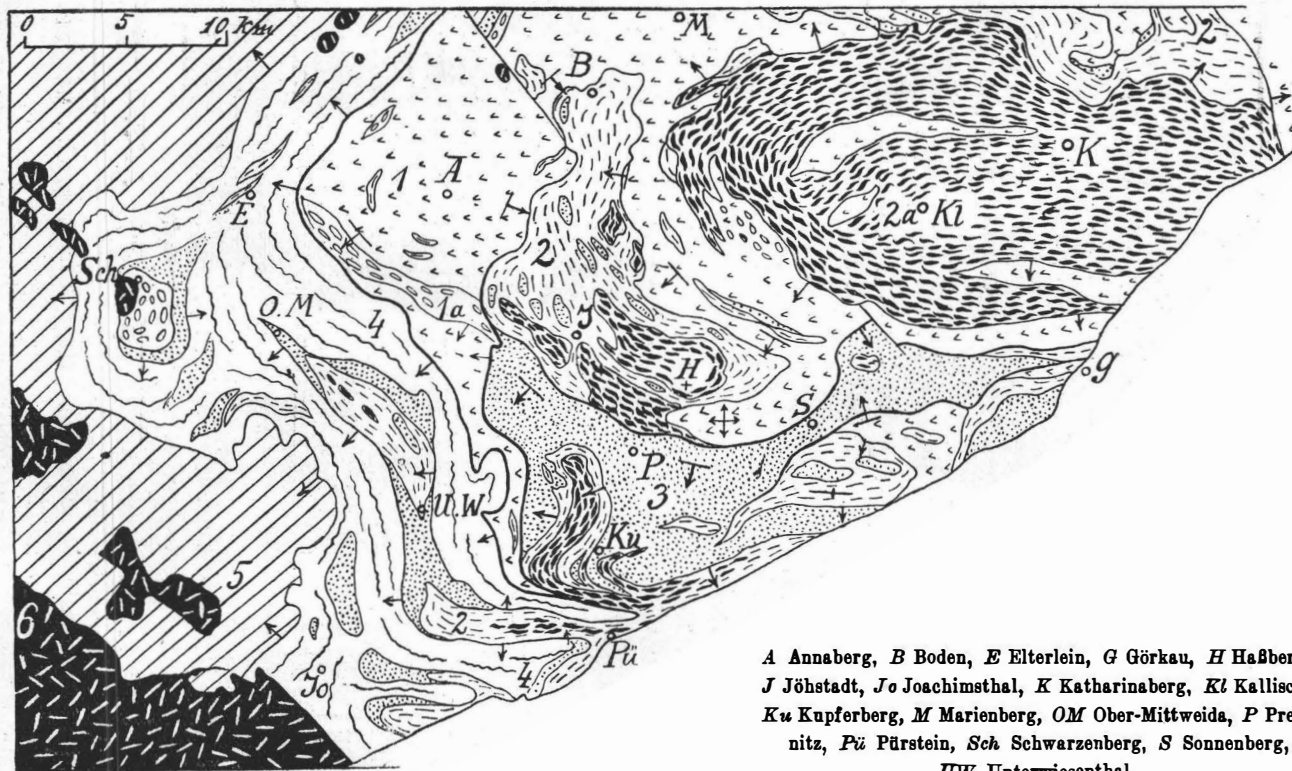
in den höheren Teilen des Gewölbes. Was als Gruppe der „roten Gneise“ von älteren und neueren Autoren zusammengefaßt wird, besteht aus solchen muskovitreichen stark gestreckten und auch granitisch-körnigen Gneisen. Auch kristalline Grauwacken und Hornfelse, die sog. dichten Gneise, Konglomeratgneise, Granatglimmerfelse, phyllitartige Gesteine, Kalke und sonstige Gesteine sedimentärer Herkunft sind in die innere Hülle der zentralen Gneiskuppelgewölbe eingeschaltet.

Die nächste Hülle ist die Glimmerschieferformation, sie enthält in ihren tieferen Lagen noch zahlreiche Einschaltungen von rotem Gneis, und Gneisglimmerschiefer. Von ihr führt ein allmählicher Übergang zu der Phyllitformation und zu den unveränderten Schiefen, die zum Kambrium gestellt werden.

Schon von H. Müller wurden die „Roten Gneise“, d. i. die Muskovit- und Zweiglimmergneise als jüngere Intrusionen im „Grauen Gneise“ aufgefaßt und die meisten späteren Beobachter, u. a. Scheerer, Stelzner, Cotta haben im wesentlichen diese Auffassung geteilt. R. Beck (8) brachte neue Gründe und Beobachtungen für die ursprünglich plutonische Intrusion und Erstarrung der grauen Gneise und der Granitgneise; er wies auf die Apophysen in den sog. dichten Gneisen (Sedimentgneise) und die Einschlüsse dieser Gesteine bei Fürstenwalde hin. Er vertrat aber lebhaft die Ansicht, daß der Gneis seine gegenwärtige Struktur einer späteren Metamorphose in großer Tiefe verdanke.

In einer übersichtlichen Zusammenfassung schilderte Gäbert (68) die Gneisgebiete des östlichen Erzgebirges als teilweise schiefrig erstarrte Lakkolithen, die nach seiner Meinung ein sedimentäres Dach kuppelförmig emporgewölbt, aufgeblättert, in flachen Apophysen durchdrungen und im Kontakt zu Gneis und Glimmerschiefer umgewandelt haben.

Kossmat (139) hat jedoch gezeigt, daß die Wiederholungen von roten zwischen grauen Gneisen und Gneisschiefen, und auch innerhalb der Glimmerschiefer nicht allein als lagenförmige Intrusionen aufgefaßt werden können; denn in den Wiederholungen sind auch mehr oder weniger metamorphe Schichten sedimentärer Herkunft enthalten. Liegende Falten, Charnieren und Ausquetschungen von Amphiboliten in Kalklagern geben Zeugnis von ausgiebigen, tangentialen Bewegungen. Die gröberen Granitgneise bilden flache Linsen in den Gesteinen der Gneisschiefergruppe. Nur durch Streckung und Zerreißung, nicht durch Intrusion, konnten



A Annaberg, B Boden, E Elterlein, G Görkau, H Haßberg,
 J Jöhstadt, Jo Joachimsthal, K Katharinaberg, Kl Kallisch,
 Ku Kupferberg, M Marienberg, OM Ober-Mittweida, P Preß-
 nitz, Pü Pürstein, Sch Schwarzenberg, S Sonnenberg,
 UW Unterwiesenthal.

Fig. 2. Geologische Skizzenkarte des westlichen Erzgebirges nach Kossmat (1916). Maßstab ca. 1 : 400 000. 1 Grauer Annaberger Gneis, 2 Roter Tafelgneis, 2a Roter Granit und Flasergneis, 3 Gneisschiefergruppe, 4 Glimmerschiefer, 5 Phyllite und Tonschiefer, 6 Granit.

die Gesteinskörper in der beschriebenen Weise umgestaltet werden. Zugleich mit der Umkristallisation wurden die mächtigen plattenförmigen Intrusionskörper gefaltet, gestreckt und zerrissen.

Die Vergneisung der Gesteine verschiedener Abstammung, ihr lagerförmiger Wechsel und der zwiebelschalige, gewölbeförmige Bau des Gebirges wurde demnach nicht durch Intrusion eines flach verästelten Lakkolithen erzeugt; sondern durch Faltung und Auswälzung in einer alles überwältigenden, vorwiegend gegen N und NW gerichteten Gleitbewegung.

Die Darstellung von Gäbert (68) will anderen Vorstellungen zur Begründung dienen. Sie will vor allem die Intrusion der Muskovitgneise in die älteren d. i. in die grauen Gneise erläutern und die Gneise in ihrer gegenwärtigen Beschaffenheit als schiefrig erstarrtes Magma kennzeichnen. Das Tatsächliche seiner vortrefflichen Schilderungen bleibt aber von der Hypothese unbeeinflusst; und deshalb auch einer anderen Auslegung zugänglich. Man kann ihr entnehmen, wie Gneise intrusiver und sedimentärer Herkunft wechsellagernd innig miteinander vermengt sind, und Gneise und kristallinische Grauwacken durch gleichartige Ausbildung der Minerale einander täuschend ähnlich werden können (a. a. O. S. 350), wie z. B. bei Boden, SW von Marienberg die Grauwacken übergehen in schuppige Muskovitgneise. Es wird ausdrücklich

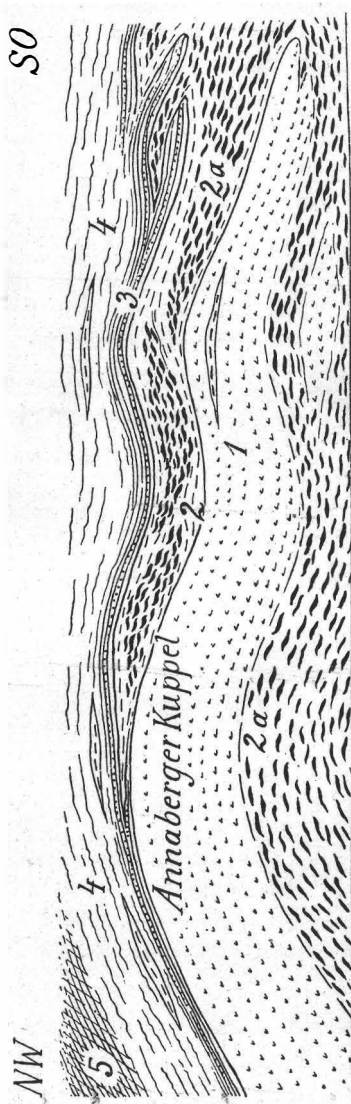


Fig. 3. Schematischer Durchschnitt durch die Gebirgsfolge des westlichen Erzgebirges nach Kossmat (1916). Ziffernbezeichnung wie in Fig. 2.

hervorgehoben, daß die Anreicherung des Muskovites Hand in Hand geht mit der Ausbildung der stengeligen und plattigen Strukturen in den Granit- und Augengneisen der Katharinaberger Kuppel. An manchen hornfelsartigen Umbildungen der ehemaligen Grauwacken, im sog. Metzdorfer Glimmertrap (Sekt. Augustenburg) in dem dunklen Grauwackenhornfels, den an der Riesenburg bei Osseg Muskovitgneis und muskovitführender Aplit durchadert, wird man die Reste eines Kontakthornfels erkennen dürfen, der zugleich mit der Umformung des Granites zum Muskovitgneis bei der Gebirgsfaltung aufgearbeitet und verwischt worden ist.

Das Ergebnis einer anderen tektonischen Geschichte sind ganz andere Gneistypen, als in der moldanubischen Scholle. Im Erzgebirge fehlen Cordierit- und Sillimanitgneise. Dagegen sind die im Erzgebirge verbreiteten Augengneise, mit den ausgewalzten Feldspatkörnern und die Konglomeratgneise im Gebiete der Intrusionstektonik nicht bestandfähig.

Die Abstufung der Metamorphose in den mannigfachen Hornblendegesteinen und Eklogiten des Erzgebirges hat Zartner beschrieben (321). Diese ehemaligen Gabbros, Diabase und vielleicht auch Diabastuffe sind in der Zone der Gneise zu Eklogiten mit Diopsid, Granat, basischem Plagioklas und Quarz, in der Gesellschaft der Glimmerschiefer zu Granatamphiboliten und Amphiboliten mit saurem Plagioklas, mit Zoisit und Quarz geworden. In den phyllitischen Decken treten an ihre Stelle Grünschiefer mit Albit, Hornblende, Zoisit, Chlorit und Quarz.

In den tieferen Abteilungen der erzgebirgischen Gneise wird die tektonische Fazies ausgedrückt durch Deformationskristalloblastese bei erhöhter Temperatur, die noch zugleich mit parakristalliner Kataklyse eine Neubildung von Biotit gestattet. Die großen Feldspäte und die Gerölle der Konglomerate sind aber von der stetig fließenden, molekularen Deformation nicht überwältigt worden. Dies wird an gewissen Augengneisen, die aus umgewälzten Graniten entstanden sind (im Riesenburger Tal bei Osseg), an biotitführenden Konglomeratgneisen, an den Übergängen von Grauwacken zu Biotit führenden dichten Gneisen erkannt.

Die Umkristallisation erfolgte zugleich mit der Bewegung und Umformung der Gesteinskörper, sie wurde kinetisch angeregt unter Begünstigung der Bildung schieferholder Minerale.

Die Gneiskuppeln des Erzgebirges sind kinetometamorphe Deckentektonik, ähnlich jener der Tauerndecken oder der tessini-

schen Decken. Es sind aber namentlich in den tieferen Teilen, des Deckengewölbes bereits metamorphe Gesteine von der Umfaltung ergriffen worden. Erst die letzte Bewegung hat die gegenwärtige grobschuppig-schiefrige Parallelstruktur zur Ausbildung gebracht.

Die Frage, ob ein einheitlicher Deckenbau das ganze Gneisgewölbe beherrscht, ob die nahe dem Nordrandeingeschalteten Linsen von muskovitführendem Gneis aus dem Süden stammen und abgequetschte Deckenstirnen darstellen, oder ob sie, wie Kossmat meint, von Norden her zurückgebogen wurden unter gleichzeitiger Mitwirkung transversaler Faltung, berührt nicht den Gesamttypus der tektonischen Gesteins- und Gebirgsfazies. Es scheint aber schwer vorstellbar, daß eine so großzügige und regelmäßige Kuppelform aus der Resultierenden gesonderter Schubkräfte von verschiedenen Seiten her entstehen konnte.

Die auch von Kossmat vertretene Anschauung, daß die Intrusion der roten Gneise zugleich mit der Faltung erfolgt sei, soll weiter unten bei Besprechung der moravischen muskovitführenden Augengneise näher erwogen werden, wo auch einige Worte über den Vergleich zwischen dem Erzgebirge und dem moravischen Gebirge Platz finden sollen.

3. Der Westen und das Tepler Hochland, Anschluß an die moldanubische Scholle

Von den erzgebirgischen Gneiskuppeln zu dem kristallinen Kerne des Fichtelgebirges führt eine verbindende Brücke von Glimmerschiefer, die der Granitstock von Neudeck quer durchbrochen hat. Die inneren Teile dieser westlichen, weniger umfangreichen Erhebung einer Faltenachse sind zum großen Teile durch die ausgedehnteren Granitintrusionen verdrängt. Der geringe Umfang erschwert hier die Deutung des Baues; und es läßt sich, wie Wurm (315, S. 567) sagt, vorläufig noch nicht entscheiden, ob hier Deckenstrukturen der gleichen Art verborgen seien, wie sie im östlichen Erzgebirge durch Kossmat nachgewiesen worden sind. Was aber über die kristallinische Fazies der Gesteine mitgeteilt wird, bezeugt postkristalline und parakristalline Umformung, und weist somit ebenfalls auf einen tiefgreifenderen postkristallinen Falten- und Deckenbau. Wurm erwähnt die sog. Phyllitgneise, die den Phylliten am Westhange des Fichtelgebirges gegen Goldkronach in großer Zahl lagerhaft und linsenförmig eingeschaltet sind;

er will sie lieber als Gneisgranite bezeichnen (a. a. O. 566). Nach der Beschreibung von Lehmann und nach den Angaben Wurms kann man in ihnen serizitisch phyllonitische u. z. T. kataklastische porphyrische Granite erkennen; die, wenn sie auch während der Faltung intrudiert sein sollten, gewiß, wie auch Wurm angibt, noch nach ihrer Erstarrung lebhaft Gebirgsbewegungen mitgemacht haben.

Dem Phyllitmantel, der die breite Mulde zwischen Rehau und Schönwald ausfüllt, gibt Wurm eine Mächtigkeit von über 5000 m. Im großen liegt der Phyllit konkordant auf dem Gneis und dem Glimmerschiefer; da aber diese Unterlage einen anderen und verwickelteren Bau aufweist, ist anzunehmen, daß die Konkordanz nur scheinbar und tektonisch erzwungen ist. Von dem Phyllit im Süden der Aufwölbung im Reichsforste wird angegeben, daß sie mit wechselndem Einfallen in steilen Falten gelegt und außerdem zierlich gefältelt sind (a. a. O. S. 572). Vielleicht nähert man sich hier einer Wurzelzone¹⁾. Eine Frage, die weiter unten nach zu behandeln sein wird.

Die Grenze des erzgebirgischen Baues fällt nicht zusammen mit der orographischen Grenze des Gebirges am sog. Erzgebirgsrandbruche, vielmehr durchschneidet der Randbruch autonom die Gneisgewölbe und die Glimmerschiefer bei Joachimsthal. Die Grenze gegen die Zone der Intrusionstektonik ist im Süden der tertiären Niederungen mit den Braunkohlenlagern von Brüx-Teplitz, von Karlsbad und Falkenau-Eger gelegen; sie läßt sich aber nicht durch eine bestimmte Linie angeben und die beiden verschiedenartigen kristallinen Gebiete sind eher durch Übergänge miteinander verbunden, als durch eine scharfe Grenze voneinander geschieden. In den kristallinen Aufbrüchen bei Bilin sind nach der Beschreibung von Hibsich (90) noch die roten Gneise des Erzgebirges enthalten.

Die Gneise und Amphibolite des Tepler Hochlandes dürften bereits zum erzgebirgischen Bau zu rechnen sein. Dahin weist das Vorkommen von muskovitführenden Gneisen und das starke Hervortreten bestimmter Richtungen des Streichens, wie sie aus den Eintragungen der langgestreckten Gesteinszüge in den älteren Aufnahmskarten der geologischen Reichsanstalt ersichtlich werden.

¹⁾ In der Mitteilung Geol. Rundschau Bd. 19, 1923 (282) habe ich infolge eines Gedächtnis-Irrtums Wunsiedel statt Erbdorf geschrieben.

Nähere Anhaltspunkte über den Verlauf der Grenze sind einer Beschreibung der Umgebung von Luditz durch R. Kettner (114) zu entnehmen. In der Gegend von Manjetin und Rabenstein bilden vorkambrische (nach Kettner algonkische) Tonschiefer eine flache Mulde. Eine ältere spilitreiche Abteilung dieser Schiefer taucht im SO unter die mittlere spilitfreie Zone und kommt im NW wieder zum Vorschein. Von der liegenden Abteilung dieser Schiefer vollzieht sich ein allmählicher Übergang in halbkristalline Schiefer und von dieser in Glimmerschiefer. Ein weiterer Übergang von Glimmerschiefer zu Gneis, wie ihn die ältere Literatur angibt, findet nicht statt. Dagegen erscheinen im Glimmerschiefer Lagergänge von granitartigem Augengneis. Sie wurden mechanisch umgeformt, die einzelnen Bestandteile, Orthoklas und Quarz, wurden verbogen und zertrümmert. Unter den sekundären Gemengteilen wird neben Kalkspat besonders Muskovit hervorgehoben. Mit Annäherung an den „zentralen Gneiskörper (Lakkolithen)“ von Buchau, dem sie entstammen, nehmen diese Gänge zu an Zahl und Mächtigkeit. Die Gneise sind jünger als die älteren algonkischen Sedimente, die nach Kettners Auffassung durch sie in Glimmerschiefer umgewandelt worden sind. Die Intrusion ist jedoch älter als die variszische Faltung; diese erst hat die Granite in Orthogneise umgewandelt.

Kettner verweist auch auf den höchst bezeichnenden Unterschied zwischen diesen Graniträndern und der Kontaktzone des östlich gelegenen Granitstockes von Schelles und Lubenz. Es ist diskordanter Kontakt ohne Übergänge in gneisartige Struktur, aber wie andere diskordante Granitränder von Hornfels- und Fleckschieferbildung begleitet. Kettner meint, daß diese Granite älter seien, als die anderen und älter, als die variszische Faltung. Die allgemeine Vorstellung führt uns aber zu der Annahme, daß sie bereits der reinen Intrusionsscholle angehören und außerhalb der Zone gelegen sind, die noch von der erzgebirgischen Faltung ergriffen wurde.

Die Gneise der Umgebung von Buchau östlich von Karlsbad vergleicht Krehan (144) mit den Orthogneisen des Erzgebirges, sie sollen neben Zweiglimmergneisen im Karlsbader Gebirge verbreitet sein. Er hebt jedoch hervor, daß auch diese Gneise Ausscheidungen mit Muskovit enthalten, die als Zweiglimmergneise zu bezeichnen seien. Den Gneis durchbrechen Granitite mit Turmalin führenden Randzonen, sie sind Ausläufer der großen posttektoni-

schen Granitmassen, die von Karlsbad bis in die Schiefermulde von Eibenstock das Gebirge quer durchsetzen. Eine scharfe, eindeutige Grenze zwischen der moldanubischen Scholle und dem Erzgebirge wird nicht überall zu erwarten sein, da Teile des Moldanubikums in die erzgebirgischen Deckfalten aufgenommen worden sind. Das zeigt z. B. sehr schön die Beschreibung der Gegend westlich von Komotau durch Hlauschek (95). Dort sind zwischen die kristallinen Grauwacken (dichter Gneis) Zweiglimmer- und Muskovitgneis und Glimmerschiefer Bänke von echtem Granulit eingeschaltet, die aber durch die dem Granulit nicht angehörenden Flasern von Muskovit die sekundäre Verschieferung bei der Faltung anzeigen.

In einer früheren Darstellung (270) habe ich mit Berufung auf Hochstetter einer unvermittelten Wendung der Streichungsrichtungen in der Gegend von Tachau im nördlichen Böhmerwalde größere Bedeutung zugemessen. Bei Frauenreuth am Nordende des böhmischen Pfahles wird die nordnordwestliche Böhmerwaldrichtung anscheinend plötzlich abgelöst von dem hier gegen NNO gerichteten erzgebirgischen Streichen. Spätere Begehungen (1913) haben mich aber belehrt, daß die Wendung des Streichens sich allmählich vollzieht, daß der Granitstock von Tachau-Marienbad auch nördlich von Tachau im Süden ummantelt wird von den gleichen geäderten Flaser- und Körnelgneisen mit Übergängen zu wahren Migmatiten, die, wie an den meisten Gneisgranitgrenzen des moldanubischen Grundgebirges, über die Gebiete von Sandau, Marienbad bis Bärnau in Bayern ausgebreitet sind.

Nicht zwei verschiedene Richtungen tangentialen Zusammenschubes, sondern zwei verschiedenartige Typen des Gebirgsbaues treten hier aneinander. Der von einer einheitlichen Schubrichtung beherrschte erzgebirgische Bau wird hier abgelöst durch die von den Wendungen der Granitgrenzen abhängigen Bögen in dem Gebiete der Intrusionstektonik.

Wo gewölbeartiger Bau vorhanden scheint, kann er keineswegs mit den erzgebirgischen Kuppeln verglichen werden. Hier vollzieht sich der Übergang aus der reinen grobkörnig porphyrischen Erstarrungsstruktur der Granite zur kristalloblastischen Struktur ohne Einschaltung tektonoblastischer Zwischenglieder. Äußerlich werden die Gneise mit Annäherung an die Granite grobkörnig, da Temperatur und Feuchtigkeit die Kristallisation befördert haben. Hier finden sich keine Gesteine mit ausgesprochen tektonoblastischer Umbildung, die etwa den grobschuppigen Mus-

kovitgneisen oder Augengneisen des Erzgebirges vergleichbar wären. Erst die grobschuppigen Glimmerschiefer des Tillengebirges zeigen den Gebirgs- und Gesteinstypus des erzgebirgischen Grundgebirges. Aber auch hier hat die Granitintrusion noch teilweise verändert eingewirkt. Turmalinführende Pegmatite bei Maiersgrün und anderwärts zeigen das an.

Löwl (160) hat vor längerer Zeit die Granitkörper des Kaiserwaldgebirges als Lakkolithen beschrieben. Aus den neueren Darstellungen von M. Stark (262) ist zu ersehen, daß sie mit unregelmäßigen ästigen Umrissen die älteren Schiefer durchdrungen haben. Auf solche ästige Verzweigung deutet auch die Gestalt des Granithauptstockes im Fichtelgebirge. Wie die gegen SO gerichtete Abzweigung des Ochsenkopfes den Phyllit quer durchbricht, hat bereits Gumbel beschrieben. Im einspringenden Winkel von Wunsiedel aber erscheinen die Gneise unter dem Granit, in einem „erosiven Fenster“ (Wurm). Am Nusser gegen West aber steigen sie auf den Granit hinauf. Der Intrusionsvorgang ist in langen Zeiträumen allmählich immer weiter nordwärts in die erzgebirgischen Faltenzonen vorgedrungen. Die jüngsten am weitesten gegen Norden vorgeschobenen Ausläufer, die Granitstöcke von Eibenstock, Lauterbach, Kirchberg und Auerbach durchbrechen mit diskordanten Umrissen die unveränderten paläozoischen Zonen des fertigen Baues. Sie waren hier nicht mehr genügend mächtig und genügend überhitzt, um, wie in der Zone der Intrusionstektonik, ein Ausweichen der Hülle durch Kristalloblastese und molekulare Deformation zu erzwingen. Der letzte Aufstieg ist, wie die diskordanten Umrisse annehmen lassen, durch Platztausch bewirkt worden. In den äußersten Kuppen sind durch die heißen Dämpfe Sublimationen gesammelt worden, die die Umgebung mit Zinnerzen durchtränkt haben.

4. Vorgelagerte Deckschollen

a) Die Münchberger Deckscholle

Die Münchberger Gneismasse liegt als Deckscholle auf nicht metamorphen paläozoischen Falten (279)¹⁾. Die

¹⁾ Erst nach Abschluß des Manuskriptes erschien der Aufsatz von Kossmat „Erscheinungen und Probleme des Überschiebungsbaues im varistischen Gebirge Sachsens und der Sudeten“, Zentralbl. f. Min. 1925, S. 348, in dem die Deckschollennatur der Münchberger Masse zum ersten Male rückhaltlos anerkannt wird. Ich war nicht mehr in der Lage, den polemischen Teil des nachfolgenden Abschnittes abzuändern.

Ergebnisse einiger neuerer Untersuchungen, die insbesondere der Klärung der Lagerungsverhältnisse an den Rändern der Masse gewidmet waren (2, 56, 314, 315, 318), sind geeignet, diese Erkenntnis zu bestätigen, wenn auch die Beobachtungen dort im anderen Sinne gedeutet werden.

Naumann hat zuerst die Meinung geäußert, daß die Münchberger Gneismasse einen Durchbruch von eruptivem Gneis mit Kontakthof darstelle. Lepsius und Weinschenk mit seinen Schülern haben sich ihr später angeschlossen. Aber Gümbel hat bereits darauf hingewiesen, daß die den Gneis umgebenden Chlorit-schiefer und phyllitischen Gesteine nicht als Kontaktbildungen gelten können, und Sauer hat dies eingehender bestätigt. Die Masse gleicht aber in ihrem Aufbau und ihrer Zusammensetzung gewiß nicht irgend einem der zahlreichen Gesteinskörper, die als sichere erstarrte Tiefenmassen gelten dürfen.

Sie besteht vielmehr aus einer ungeordneten Mischung sehr verschiedenartiger saurer und basischer Gesteine mit den typischen Strukturen der kristallinen Schiefer. Hierher gehören vor allem die weitverbreiteten Glimmergneise und die Hornblendegneise, die von Wurm (314, S. 6) als mit saurem Schmelzflusse durchtränkte Mischgneise aufgefaßt werden. Serpentine, Gabbros, Amphibolite und insbesondere recht auffällige Eklogite mit Omphazit, Disthen, sind reihenweise oder in unregelmäßiger Anordnung in die Masse eingeschaltet. Dazu gesellen sich namentlich an den Rändern prächtige Augengneise mit gerollten und zerdrückten Orthoklasen. Sie haben ihre flaserige Schieferung mit den kennzeichnenden Porphyroblasten von Muskovit durch kinetische Polymetamorphose bei der letzten Durchbewegung erworben. Nur vereinzelt findet man in der Masse Granite mit unveränderter Erstarrungsstruktur als protogene Reste, die der Umformung bei der Durchbewegung entgangen sind.

Ohne Voreingenommenheit ist Gümbel den schwer verständlichen Verhältnissen gegenüber gestanden. Das zeigt seine klare Schilderung. Aber die Erklärung, mit der er sich zu helfen suchte, die Annahme einer randlich überwölbten Auffaltung des Untergrundes, vermag den Tatsachen nicht gerecht zu werden.

Die Gesteine, welche die Münchberger Masse im Liegenden unmittelbar unterteufen, sind nicht diejenigen, die eine Aufwölbung hier mit zutage gefördert haben müßte. Es sind nicht die Phyllite, die sich im Fichtelgebirge und im Erzgebirge unter den Silur-

und Devongesteinen mächtig ausbreiten. Gesteine, die einige Verwandtschaft mit denen der Münchberger Masse besitzen, werden erst wieder in großer Entfernung jenseits des Fichtelgebirges angetroffen.

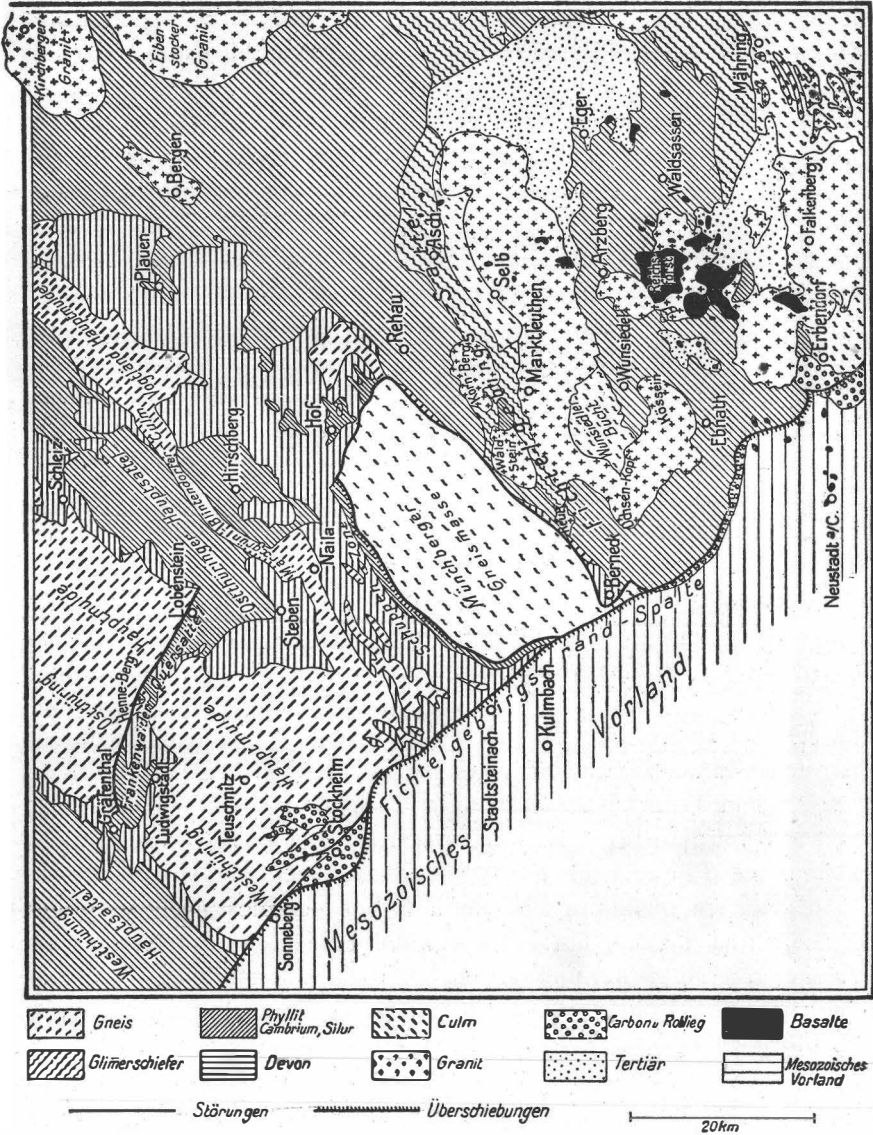


Fig. 4. Vereinfachte geologisch-tektonische Übersichtskarte des Fichtelgebirges und des Frankenwaldes nach A. Wurm (1922).

Eine Aufwölbung oder Überquellung würde ferner verlangen, daß die auflagernden Schichten, indem sie emporgebogen und ringsum zur Seite gepreßt wurden, nun in konzentrisch symmetrischer Folge, mit den ältesten Gliedern im Innern und den jüngeren weiter außen, dem Gneiskörper angeschlossen wären. Die Anlagerung ist nicht symmetrisch. Nur im Norden wäre sie einer Überfaltung angepaßt, indem dort in verkehrter Lagerung zunächst Kambrium oder Silur und dann Devon den Gneis und den Phyllit unterlagert. Im Süden aber tritt eine nordfallende Schichtfolge mit ihrem obersten und jüngsten Gliede dem Kulm unmittelbar an die kristallinische Auflagerung. Der Faltenbau der paläozoischen Grauwacken und Schiefer könnte nicht mit unveränderter Richtung unbeeinflußt von deren Umrissen bis an die Gneismasse heranstreichen, wenn diese ihn als Fremdkörper durchbrechen würde.

Man müßte erwarten, daß mit einer pilzförmigen Aufpressung der Masse eine steile Aufrichtung der Gesteine in der Mitte und ein fächerförmiges Auseinandersinken gegen die Ränder verbunden sei. Man findet jedoch eine muldenförmig lagerhafte Anordnung der Gesteine, wie sie einer wiederholten Deckenfolge entspricht. Besonders am Südrande ist eine Zone von Chloritschiefern und Phylliten mit Schollen von Serpentin scharf abgetrennt vom eigentlichen Gneiskörper.

Diese Überlegungen werden in recht überzeugender Weise unterstützt von dem Auftreten eines kleinen Amphibolitlappens auf dem Wartturmberge bei Hof; östlich von der Hauptmasse und von dieser losgetrennt. Er wird ringsum von silurischen Schiefnern unterlagert und ist nicht durch Verwerfungen begrenzt, sondern durch Erosion von der zusammenhängenden Deckscholle losgelöst worden.

Schon Gumbels (78) älterer Darstellung und ebenso dem neueren von Kohler (137) verfaßten Kärtchen und seinen Profilen können diese beweisenden Tatsachen entnommen werden. Seidlitz (256) hat sie neuerdings wiederholt und überdies noch wichtige Einzelheiten hinzugefügt. Er erwähnt die hochgradige Durchstechung, Schuppung und Trümmerbildung mit Reibungsbrekzien, kakiritartigen Myloniten und phyllonitischen Diaphtoriten am NW-Rande der Gneismasse und im Gneise selbst; solche Erscheinungen gelten als die kennzeichnenden Merkmale großer Überschiebungen in vielen Gebieten.

Der sogenannte Hirschberger Gneis, eine etwa 60 m mächtige Platte von gepreßtem Granit, die den kambrischen Schiefnern

zwischen Gefell und Hirschberg a. S. eingelagert ist, und ähnliche weniger ausgedehnte und stark zertrümmerte Einlagerungen, zum Teil auch konglomeratische Bildungen, weiter im Osten in der Umgebung von Gefell betrachtet Seidlitz als Schuppen und Reibungsbreckzien und Reste ehemaliger der Münchberger Gneisscholle vorgelagerter „Klippengürtel“. Noch weiter im Osten nähern sich diese Bildungen der Gneisscholle von Wildenfels, von der gleich weiter unten die Rede sein wird (s. auch Wurm 315, S. 537).

Seidlitz hat nicht unterlassen, die Tatsachen, die oben als Belege für die Deckschollennatur der Münchberger Masse angeführt sind, in seine Darstellung aufzunehmen. Er erwähnt außerdem Anzeichen einer einstigen weiteren Ausbreitung, die den jetzigen Gneisrand als Denudationssaum erkennen lassen, im Bahneinschnitte bei Schauenstein, sowie am Wartturmberge bei Hof, und auch den fensterartigen Durchblick der Liegend-Gesteine auf der abgesunkenen Gneisscholle bei Berneck. Dennoch wird von Seidlitz die Deckendeutung der Münchberger Masse abgelehnt und diese Ablehnung wird in Verbindung gebracht mit Zweifeln an dem Deckenbau anderer Gebiete, insbesondere der Ostalpen und der schweizerischen Zentralalpen. Sein Erklärungsversuch lehnt sich an die Vorstellungen von Naumann, Lepsius und Weinschenk und sucht sie mit Gumbels Schilderung der Lagerungsverhältnisse in Verbindung zu bringen. Während der Gebirgsbildung soll das Magma aus tieferen Zonen passiv emporgepreßt und im Entstehen schon umgeformt worden seien. Die Überschiebungen auf das beiderseitige „Vorland“ sollen aber auf nachträglichen Bewegungsflächen vor sich gegangen sein; und zwar soll zuerst der bedeutsamere Nordschub und dann durch „Rückstau“ die Südbewegung geschehen sein.

Auch Deubel (55) schließt nach seinen Untersuchungen an der südöstlichen Grenzstrecke der Münchberger Gneismasse, daß es sich hier „um ein keilförmig aus größerer Tiefe emporgepreßtes Schuppenpaket handle“. Als der hervorragendste Beleg für seine Ansicht gilt ihm die Beobachtung, daß die Grünschiefer, die als besondere Decke aufgefaßt wurden, in der von ihm untersuchten Strecke durch Aufnahme von Hornblende allmählich in die bereits zum Gneisgebirge gehörigen Amphibolite übergehen. Durch Zunahme feldspätiger Injektionen gehen diese wieder in den Granitgneis der Masse über. Der ursprüngliche normale Verband wäre durch eine weitgehende tektonische Beanspruchung, durch Schuppen-

bildung und Verknetungen stark gestört und nur mehr teilweise zu erkennen. Das Innere der Gneismasse wäre als ein granitisches Magma aufzufassen und seine weitgehende Differenzierung auf die Absorption paläozoischer Sedimente und Eruptivgesteine zurückzuführen. Amphibolite und Grünschiefer wären demnach als kontaktmetamorphes Paläozoikum, hauptsächlich Devon, aufzufassen. Übereinstimmend mit Ahrens (2) hebt Deubel aber ausdrücklich hervor, daß im Gegensatz zu den Angaben von Lepsius, Düll (56) und Kohler (137) kein Übergang von den Grünschiefern und Phylliten zum nichtmetamorphen Paläozoikum stattfindet, sondern daß beide durch eine flache Störung getrennt sind, an welche eine verwickelte Schuppungszone anschließt, in der silurische Kieselschiefer mit Kulm vermenget sind.

Alle diese Einwände scheinen mir nicht wesentlich gegenüber der überzeugenden Gewalt der Verhältnisse im großen. Es scheint mir, daß für den unbefangenen Blick die Auflagerung der bunt gemischten, fremdartigen Gneisscholle auf den gestreckten, nichtmetamorphen Schieferfalten aus dem Kartenbilde unmittelbar zu sehen ist, nicht viel anders als ein eng zerknitterter Lappen über den gestreckten Falten einer Decke.

Eines der wichtigsten Zeugnisse für Verfrachtung der Gesteine aus größerer Entfernung ist in deren Beschaffenheit selbst gelegen. Die gebänderte Textur der Augengneise, mit der reichen Muskovitentwicklung an den Schichtflächen mit den großen zerdrückten Feldspatäugen, beweist die fließende Umformung der Gesteinskörper. Sie erinnert an die Textur mancher Tessiner Gneise an der Simplon-Straße (s. d. Abb. von Klemm 121 1904 S. 6 Fig. 3). Es ist nicht möglich, daß solche polymetamorphe Tektonik an Ort und Stelle etwa durch einen Intrusionsdruck von innen oder auch durch eine Auffaltung erzeugt wurde. Nicht einfacher Druck, sondern fließende Umformung oder Umknetung ist hier am Werke gewesen. Als eine „tektonische Ruine“ hat Wurm die Münchberger Gneismasse gut gekennzeichnet. Man wird in der Tat einen ähnlichen verworrenen Knäuel von kristallinen Schiefergesteinen mit so mannigfach abgestufter Polymetamorphose im gesamten variszischen Grundgebirge nicht wiederfinden, und er ist abseits vom übrigen Grundgebirge auf unverändertem Schiefergebirge gelegen.

Gerade die Unversehrtheit der liegenden Gesteine spricht deutlich für die Fernverfrachtung der auflagernden Masse. Nicht

die Gesteine, die ruhend geblieben sind, sondern die Gesteine, die durch gewaltigen Schub zur Wanderung gezwungen waren, sind durchknetet und umgeformt worden. Sollte man es für möglich halten, daß die harten Gesteine der Unterlage mit ungeheurer Gewalt, wie durch einen Schlot emporgepreßt werden konnten und nach allen Seiten ringsum überquollen, während die durchbrochenen und überflossenen Gesteine keine nennenswerte mechanische Beeinflussung und keine Metamorphose erlitten haben?

Nach Osten greifen die kristallinen Gesteine mit der kleinen Deckscholle des Wartturmberges bei Hof weiter über den allgemeinen Umriß hinaus und mit fast schwebender Auflagerungsfläche über auf die paläozoischen Schiefer. Dies entspricht dem Bilde einer nachträglich zusammengepreßten und muldenartig eingesunkenen Deckscholle. Quer zum Streichen ist sie mit steileren Grenzflächen eingeklemmt; in der Streichungsrichtung hebt sie sich mit sanfterem Anstieg heraus, so daß hier ein Auslieger von der Erosion ausgespart bleiben konnte. Die südwestlichen Begrenzung aber wird durch das Eingreifen jüngerer Brüche bestimmt. Bei Berneck ist ein leistenförmiger Gneisstreifen an der fränkischen Bruchzone abgesunken.

Wie in den Freiburger Alpen und der Chablais, dem Ursprungsgebiete alpiner Deckenlehre, muß hier die erste Vorstellung von der mechanisch nicht erklärbaren Pilzfalte der Vorstellung einer allen Tatsachen besser angepaßten Fernüberschiebung den Platz räumen.

Das fränkische Gebirge ist allerdings viel tiefer abgetragen als der Alpenbogen; es ist zur Rumpffläche geworden. Die bloßgelegten Bewegungsflächen waren aber nicht tiefer in die Erdkrinde versenkt, als jene, die uns der heutige Alpenbau darbietet.

Seidlitz hat auch die Frage nach der Herkunft der Schubscholle berührt. Er weist darauf hin, daß ähnliche Mengungen von verschiedenen kristallinen Gesteinen, darunter Hornblendschiefer, Diorite, Eklogite, gepreßte Augengneise, Serpentine, Phyllite u. a., in den Gegenden von Erbdorf und zwischen Bärnau und Groß-Kronreuth zu finden und vielleicht dort die Wurzel zu suchen sei. Die Serpentscholle zeigt nähere Verwandtschaft mit dem Gebiete von Erbdorf, die Chloritschieferscholle mit der Gegend von Bärnau und Groß-Kronreuth. Er betont

aber auch mit Recht, daß der Nachweis der Wurzel erschwert sein kann, durch nachträgliche Metamorphose und insbesondere durch die nachträglichen Intrusionen der Granite des Fichtelgebirges und des Steinwaldes die mit den Intrusionen der postalpinen Granite, wie Disgrazia und Adamello, an der dinarischen Narbe verglichen werden.

Diese Annahme wird in lehrreicher Weise ergänzt durch die neuen Mitteilungen von de Terra über das Gebiet von Erbdorf (288). An der Bingartner Höhe erreicht eine Gruppe von tonschieferartigen Phylliten ähnlich den silurischen Phycodenschiefern, begleitet von Quarzitschiefern mit erzgebirgischem Streichen, d. i. N 50—60° O den Fichtelgebirgsrandbruch. An sie grenzen mit einer Hauptüberschiebungsfläche schiefrige Amphibolite mit uralitisierter Hornblende, Zoisit-Amphibolite und Grünschiefer begleitet von Serpentin. Es folgt eine nächste Phyllitzone, bei Wetzdorf, verschuppt mit Kieselschiefern, die mit den präkambrischen Schiefen Böhmens verglichen wird, und dann folgt, nach einer neuerlichen Einschaltung von Amphiboliten und Grünschiefern mit Serpentin, die Reihe höher metamorpher Gesteine bestehend aus Granatglimmerschiefer (auch mit Staurolith), aus denen durch Arteritbildung und Injektion die schiefrig flaserigen Injektionsgneise, Gumbels Schuppengneise, hervorgegangen sind. Sie enthalten körnige Amphibolite und Kalksilikatgesteine. Das Streichen in dieser Gneisplatte ist nach N 80° W bis N 80° O gerichtet. Wie de Terra bemerkt, darf man nicht von einem Kämpfen verschiedener Streichungsrichtungen sprechen; denn in der Gneisplatte sind ältere Strukturen vorhanden, die durch die neue Faltung im variszischen Sinne nicht völlig überwältigt wurden. Die Injektion der Granite erfolgte posttektonisch und querdurchgreifend über beide Gebirgsstrukturen; im Süden im Gneisgebiete ist sie, wie anderwärts mit ihren Injektionsadern angepaßt an die Schieferung; im Norden durchbricht sie die Phyllite mit diskordantem Knotenschieferkontakt.

De Terra vergleicht diese vermutete Wurzelzone mit den Gesteinen der Münchberger Masse, und findet, daß hier an Stelle der echten Orthogneise Injektionsgneise vorhanden sind. Die Zone der Grünschiefer mag vielleicht der Grünschieferdecke an der Basis der Münchberger Masse gleichzustellen sein.

Die Frage der Ferntektonik der Münchberger Masse ist aber unabhängig von der Frage ihrer Herkunft und dem Nachweis einer Wurzelzone. Die ortsfremde Auflagerung

kann allein aus dem Verhältnisse der Masse zu den umgebenden Gesteinen und aus ihrer inneren Struktur erkannt werden. Da sie dem Kulm auflagert und der Kulm an ihren Rändern an der Verschuppung teilgenommen hat, muß sie in postkulmischer Zeit das von ihr so sehr unterschiedene Fichtelgebirge überschritten haben, und ihre Wurzel mag etwa dort zu suchen sein, wo die erzgebirgische Richtung der alten Schieferzüge verdrängt wird durch den von der Intrusionstektonik beherrschten ungeordneten Bau; d. i. in einer Entfernung von etwa 40 km SO von ihrer gegenwärtigen Lage.

Seidlitz und Wurm (315, S. 530), erwähnen neuerdings auch Anzeichen einer weitgehenden Schuppen- oder Deckenbildung in dem nördlich der Münchberger Masse gelegenen Schiefergebirge. Der „Blintendorfer Kulmstreifen“ ist zwischen Marxgrün an der Selbitz und Reichenbach i. V. in fremdartiger und etwas metamorpher Fazies, vergesellschaftet mit quarzdurchtrümmerten Kulmkonglomeraten und verschieferten Mandelsteinen eingelagert in nicht metamorphen, sandigen und teilweise konglomeratischen Kulm. Seidlitz erinnert auch daran, daß Zimmermann (325, S. 169) und Karl Walther (304) diese sonderbaren Lagerungsverhältnisse mit den wurzellosen Decken der Westalpen verglichen haben. Diese Verfaltungen mögen vielleicht unter dem Druck der vorwandernden, damals noch zusammenhängenden Gneisdecke geschehen sein. Andere Anzeichen des Deckenschubes erblickt Würm in dem Vorkommen von Granitblöcken bis zu 1 m Größe in den Kulmkonglomeraten bei Oberklingensporn und Reitzenstein, die einer nun etwa 70 km weiter südlich gelegenen Steilküste am böhmischen Gebirge entstammen mögen. Die fertigen Blockpackungen müssen nach NW bewegt worden sein.

Noch weitere entscheidende Belege für die ortsfremde Lage der Münchberger Masse ergeben sich aus ihren Beziehungen zu den östlich gelegenen ähnlichen Gneiszonen von Wildenfels und im Frankenberg-Hainichen-Zwischengebirge.

b) Das Zwischengebirge von Frankenberg-Hainichen und die Deckscholle von Wildenfels

Das Frankenberg-Hainichen-Zwischengebirge füllt die Mulde zwischen dem Erzgebirge und dem Granulitgebirge, den beiden so ungleichartigen, scheinbaren Aufwölbungen eines kristallinischen Untergrundes. Mit der verkehrten Anordnung seiner Gneis- und

Schieferstufen gibt es beredtes Zeugnis dafür, wie weit hier die Verwicklungen des Gebirgsbaues über das Auf und Nieder einfacher Falten hinausgehen.

Eine Übersicht nach dem neuesten Stande der Kenntnisse hat kürzlich Scheumann gegeben (1946). Nur das für den variszischen Bauplan im großen Wichtige soll hier hervorgehoben werden, ohne näheres Eingehen auf die vielfältigen und eigenartigen, und an sich sehr bemerkenswerten Zeugnisse der gewaltsamen Verarbeitung der Gesteine, der verschiedenen Abstufungen der tektonischen Fazies und chemischen Gruppen, wie sie uns insbesondere durch die scharfblickenden und eindringlichen Untersuchungen von Scheumann bekannt geworden sind.

Das Zwischengebirge besteht aus zwei übereinander liegenden Stufen kristallinischer Gesteine, oder wie Scheumann sagt, aus den beiden zwischengebirgischen Einheiten. Die sichtbaren Ränder der unteren Schieferstufe umsäumen im SO und NW die aus Gneis bestehende höhere Muldenfüllung. Zur unteren Stufe gehört im SO der paläozoische Zug von Seifersdorf-Mühlbach. Er enthält silurische Kieselschiefer, phyllitartige Tonschiefer, deren devonisches Alter durch Tentaculitenfunde erwiesen ist, und Kulmgrauwacken, die denen des Vogtlandes gleichen. Es ist dies der Seifersdorf-Mühlbacher Streifen. Ihm entspricht im NW ein schmalerer Streifen von milden phyllitischen Schiefern und Grauwacken mit Kieselschiefern, mit den auflagernden „Grünschiefern“ oder „Epidot-Amphibol-Chlorit-Schiefern“. Das ist die Prasinitzschiefer-Phyllitzone von Hainichen. Sie ist aus einer metamorphen Serie von Diabasen, Diabastuffen mit Zwischenlagen von Sedimenten und Keratophyrgesteinen hervorgegangen.

Die höhere, die Gneisstufe enthält Granitgneise mit granitischem Relikten, Mischgneise und Injektionsgneise, und Chloritglimmerschiefer in ziemlich diaphthoritischer Beschaffenheit.

Die Grenzen gegen die Unterlage, d. i. gegen die Glimmerschiefer des Erzgebirges im W und gegen die Gesteine des Granulitgebirges im N und ebenso die Grenzen zwischen den beiden Stufen sind flach einfallende Dislokationen. Da die Gesteine verschieden sind von denen des Erzgebirges und denen des Granulitgebirges und die Merkmale einer Durchbewegung und einer jüngeren regressiven Metamorphosen beiden Stufen eigen sind, wird die Annahme einer deckenförmigen und ortsfremden Lagerung des Zwischengebirges nahe gelegt; und wie Scheumann sagt, wird in der Tat von den

meisten Seiten die „Süddecke“ gegenwärtig als einfachste und am meisten wahrscheinliche Lösung des zwischengebirgischen Problems betrachtet“.

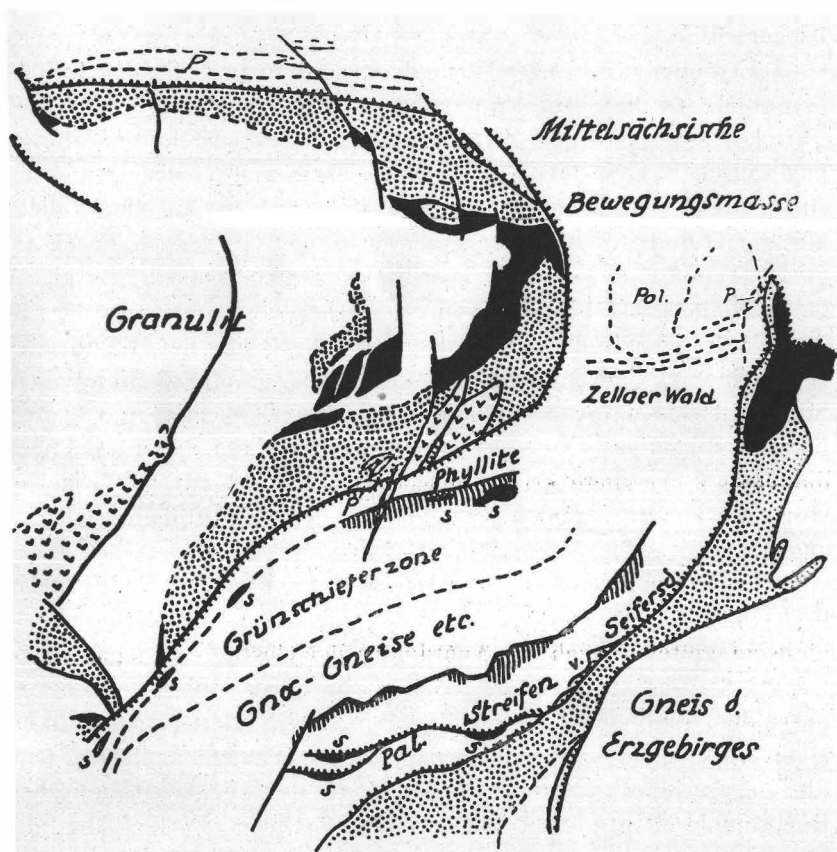


Fig. 5. Tektonische Lageskizze der zwischengebirgischen Bewegungsmasse nach K. H. Scheumann. Die Keratophyrschieferzonen sind senkrecht schraffiert. — Punktiert: die metamorphen Hüllen des Granulitgebirges und des Erzgebirges; autochthone Kerne. — Häkchen: Granitgneis, Granit. — Schwarz: Gabbro-Peridotit-Tiefenkörperschollen in den Schiefeln. — Schwarz S: silurische Kieselschieferschollen. — Pal: schwachmetamorphes Paläozoikum (vorwiegend Silur und Devon). — P: ältere Porphyrgesteine.

Kossmat und Pietzsch (210) verdanken wir den ersten Hinweis auf die Verwandtschaft der Gesteinszusammensetzung des Zwischengebirges mit der Münchberger Masse. Auch hier liegt eine tiefere Decke von grünen Gesteinen unter den Hauptgneisen. In

beiden Fällen wurde der Kulm noch mitbewegt; und die mit Konglomeraten beginnende transgredierende Schichtfolge bei Hainichen gehört nach Pietzsch nicht mehr, wie früher angenommen wurde, zum Kulm, sondern in das Oberkarbon und vermutlich zur Waldenburger Stufe.

Etwa in der Mitte der Verbindungsstrecke zwischen der Münchberger Masse und dem Frankenger Zwischengebirge liegt das „Kirchberg-Wildenfeser Zwischengebirge“; es besteht aus älteren paläozoischen Gesteinen, Glimmerschiefern und Gneisen, und ist ringsum von Dislokationen begrenzt. Pietzsch hat auf die Ähnlichkeit der Lage mit den beiden größeren Gebieten zuerst aufmerksam gemacht und Becker (17) beschrieb das Vorkommen als kleine Deckscholle, die vermutlich von Süden her verfrachtet wurde. In den einförmigen Tonschiefern des sog. vogtländischen Kambriums liegt eine zusammengepreßte Mulde von graptolithenführendem Silur, Mitteldevon-Schiefern mit Tentaculiten, reichlich goniatitenführendes kalkiges Obersilur und sandiger Kulm. Darüber liegt die etwa 2 km lange kristallinische Deckscholle, mit phyllitischen Glimmerschiefern, Amphiboliten und Gneisen mit großen Feldspatäugen.

Da die Fernverfrachtung der Münchberger Scholle nicht zu bezweifeln ist, hat das gleiche auch für die beiden anderen Gebiete zu gelten. Auch die Anordnung der Gesteinszüge im großen bestätigt diese Auffassung. Wären die drei Gneisschollen von unten her aufgefaltet, so sollten sie, nach aller Erwartung, in einer Aufsattelungszone der paläozoischen Schiefer gelegen sein. Sie liegen jedoch gerade in der Zone der sog. vogtländischen Hauptmulde (Pietzsch), und in deren östlicher Fortsetzung; die Münchberger Masse im Westen zwischen dem Fichtelgebirge und dem sog. Bergaer Sattel; das Zwischengebirge zwischen den Aufwölbungen des Erzgebirges und des Granulitgebirges. In den Eintiefungen, in den Mulden der unterliegenden Falten, werden die Reste der Deckschollen am ehesten erhalten bleiben.

Durch nachträgliche Bewegungen wurden namentlich an den Rändern der Deckengruppen größere Verworrenheiten hervorgehoben, und scheinbare Übergänge zu den Schiefen der Nachbargebiete vorgetäuscht. Vor allem ist das Zwischengebirge durch eine nachträgliche Zusammenpressung von beiden Seiten her unterfahren worden; dadurch wurde eine starke Verschuppung mit dem Liegenden zu beiden Seiten bewirkt. Dabei wurden die Kieselschiefer

des Silurs in die Glimmerschiefer des Granulitrandes eingepreßt, so daß sie für Einlagerungen von Graphitquarzit gehalten worden waren. Weit in die Granulitmasse hinein macht sich Einwirkung des Aufschubes in Form von Gleitschieferung, von Stauchungs- und Faltungszonen im Granulit bemerkbar. Und die Einschuppungszone am Südrande bezeichnet Scheumann (244) als eine tektonische Moräne.

Dazu kommen sehr wirksame Querbewegungen, durch die die Deckenschollen und das Liegendgebirge von NO her zusammengepreßt worden sind.

Mit solchen Querbewegungen wird der Aufstieg der Gneisgranite bei Berbersdorf in Zusammenhang gebracht. Er ist jünger

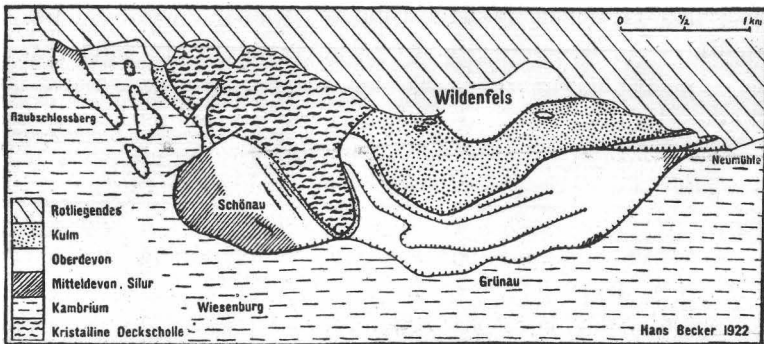


Fig. 6. Tektonische Skizze des Zwischengebirges von Wildenfels nach H. Becker.

als der Aufschub des Zwischengebirges, er hat die Diaphthorite und phyllitischen Gesteine der Grenzzone durchbrochen und hier die Ausbildung von Glimmerporphyroblasten und sonstige Kontaktwirkungen hervorgerufen, die früher dem Granulit zugerechnet und unter den angeblichen Beweisen für seinen eruptiven Ursprung mitangeführt worden sind.

5. Das Granulitgebirge und seine tektonische Stellung

a) Die Lakkolithenfrage

Es ist höchst sonderbar, daß nördlich vom Erzgebirge noch ein Grundgebirgskörper mit der kristallinen Fazies der Intrusionstektonik auftaucht. Die flache, scharf umgrenzte Ellipse des sächsischen Granulitgebirges liegt wie ein Fremd-

körper in der nicht metamorphen Faltenzone, an einer Stelle im Gebirgsbau, an die sie anscheinend nicht hingehört. Man begegnet hier der gleichen Gesteinsgesellschaft wie im Niederösterreichischen Waldviertel oder im Dunkelsteiner Walde südlich der Donau. Granulite mit den begleitenden Pyropserpentin, Pyroxengranulite, Amphibolite, Gabbros und Flaser-gabbros, auch Cordieritgneise sind ebenso hier wie dort in einem geschlossenen Gebirgskörper vereinigt. Die kleine Granitintrusion bei Mittweida mit dem bezeichnenden Gangfolge von Turmalin führenden Pegmatiten vervollständigt das Gesamtbild.

Die Geschichte der Theorien über das sächsische Granulitgebirge hätte vielleicht manche Seitenwege und Absprünge vermieden, wenn neben der vorbildlichen Forscherarbeit, die von den sächsischen Geologen in dem Gebiete geleistet wurde, auch die Verhältnisse in anderen Granulitgebieten in entsprechender Weise zum Vergleich herangezogen worden wären. In diesem Falle hätte sich die Deutung des Granulitkörpers als schiefrig erstarrte Eruptivmasse, die zuerst von Weiß und Naumann ausgesprochen und später in veränderter Form von Credner (48, 49) wieder belebt worden ist, kaum bis in die Gegenwart behaupten können. Hochstetter hat darauf hingewiesen, daß die Granulite des Böhmerwaldes, bei aller petrographischen Übereinstimmung mit denen Sachsens und der Vogesen nach ihren Lagerungs- und Verbandsverhältnissen nicht eruptiv sein können, sondern „primitiv gleichzeitig mit Gneis“ gebildet seien. „Er bildet große, konzentrisch gebaute ellipsoidische Stöcke, die den kristallinen Schiefem eingelagert“ sind (96); der heutige Umriß wird durch den Grad der Abtragung bestimmt. So ragt z. B. bei Prachatitz der obere Teil eines Ellipsoides gewölbeartig aus dem Gneis. Bei Krumau aber ist nur die untere Hälfte mit muldenartig konzentrischer Parallelstruktur in das umgebende Gneisgebirge eingelagert. Bei Christianberg wieder ist eine tieflagernde Linse den Gneisen scheinbar konkordant eingelagert. Wer die übrigen Gebiete des südböhmischen Grundgebirges kennt, wird diesen Beispielen leicht andere beifügen können, die nicht als ungestörte lakkolithische Aufwölbungen gedeutet werden können (270, S. 60). Hochstetter forderte bereits, daß bei den Erklärungsversuchen der vielbesprochenen sächsischen Granulite auch diese Verhältnisse berücksichtigt werden (96, S. 4).

Naumann hat in seiner Entgegnung auf Hochstetter (191) als wesentlichste Stütze seiner Auffassung des Granulitgebirges

die angebliche Kontaktwirkung auf das umgebende Schiefergebirge angeführt. Der Granulit läge nicht im Gebiete einer „primitiven Gneisformation“, sondern in einer „ursprünglich sedimentären Schieferformation“. Der Kontakt gäbe sich zu erkennen in dem Übergange von grobflaserigen, schwarzen Gneisen (die heute als Cordieritgneise erkannt sind) zu mächtigen eigentlichen Glimmerschiefern und dann zu den eigentlichen Tonschiefern. Auch die allgemeine Architektur des sächsischen Granulitgebirges und die Lagerungsverhältnisse widersprächen der Annahme ihrer gleichzeitigen Entstehung. Gleich anderen großen eruptiven Granitkörpern hätte der Granulit neben der Metamorphose auch großartige Aufrichtungen, Verwerfungen, Zerreißen usw. im umgebenden Schiefergebirge bewirkt. Als H. Credner (49) im Jahre 1903 die Neubelebung der Naumannschen Ansichten verkündete, die inzwischen von der sächsischen geologischen Landesanstalt aufgegeben worden waren, unterschied auch er einen inneren Kontakt mit injizierten Schiefern, Lagergraniten und Gneisglimmerschiefern und eine äußere Kontaktzone, in der Garbenschiefer, Fruchtschiefer und Andalusitglimmerschiefer als besonders beweiskräftig angesehen wurden. Die angeblich silurischen zu Amphiboliten und Epidotamphibolschiefern umgewandelten Diabase und Diabastuffe des Zuges von Hainichen wurden von ihm dieser äußeren Kontaktzone zugerechnet. R. Lepsius gehörte ebenfalls zu den Anhängern dieser Anschauungen und mit Anlehnung an die älteren Beobachter (bes. Fikenscher) beschrieb er die Buchten und Inseln von Cordierit- und Granatgneis im Granulit als Teile einer tiefsten und innersten Zone von kontaktmetamorphen Schiefern (154 S. 153), an die nach außen zu der mächtige Wall von Muskowitschiefern mit gelegentlichen Anhäufungen von Granat, Staurolith, Andalusit usw. anzureihen sei.

Aber auch diese anscheinend gewichtigste Stütze einer jüngeren Intrusion eines Granulitlakkolithen versagt bei strengerer Beurteilung. Sauer (240 S. 547) hat darauf hingewiesen, daß der Andalusitglimmerschiefer mit Staurolith nicht einem normalen Eruptivkontakte entspräche, „da gewöhnlich der Staurolith die Räume meidet, wo der Eruptivkontakt am reinsten zum Ausdruck kommt“. Er war der Meinung, daß hier Dynamo- und Kontaktmetamorphose ineinander greifen. In der Tat findet man Andalusit und Staurolith führende Glimmerschiefer in den Alpen (z. B. Patscherkofel bei Innsbruck und anderwärts) in den Zonen von

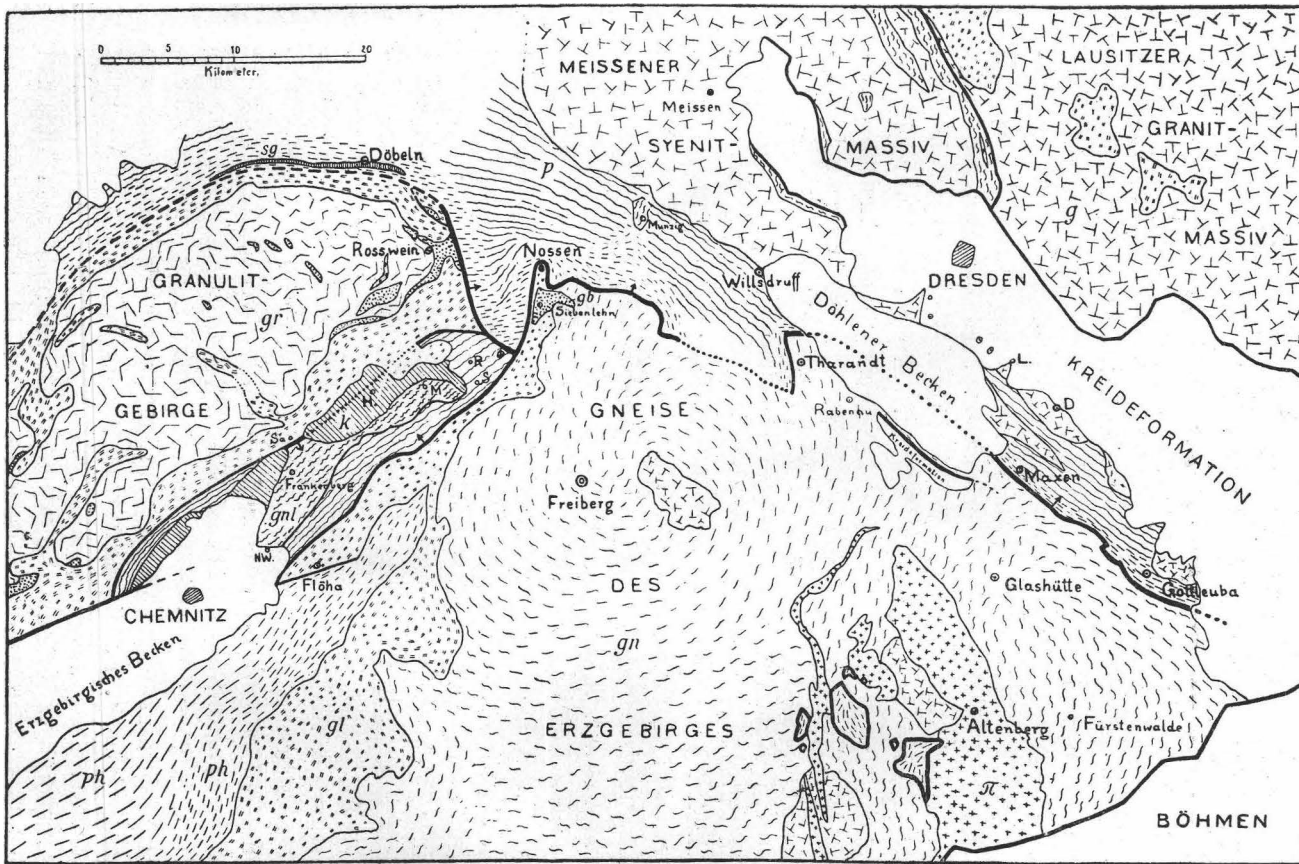













Fig. 7. Tektonische Skizze des Gebietes der mittelsächsischen Überschiebung nach K. Pietzsch (1914).

Erklärung zu der nebenstehenden Fig. 7.

<i>gn</i>		Gneise des Erzgebirges und der Einschaltungen im Meißener Syenitmassiv.
<i>gr</i>		Granulit.
<i>gb</i>		Gabbro und Serpentin.
<i>gl</i>		Glimmerschiefer des Erzgebirges, Kontakthof des Granulitmassivs und Kontaktgesteine im Lausitzer Granitmassiv.
<i>ph</i>		Phyllit.
<i>p</i>		Altpaläozoikum (Silur-Kulm).
<i>sg</i>		Serizitgneis.
<i>gnl</i>		Gneise, Glimmer- u. Chloritschiefer d. Frankenberg-Hainichener Zwischengebirges.
<i>k</i>		„Kulmformation“ von Chemnitz-Hainichen.
<i>g</i>		Granit und Syenit.
<i>R</i>		Porphy.

Es bedeutet: *D* Dohna, *H* Hainichen, *L* Lockwitz, *NW* Niederwiesa, *R* Reichenbach, *S* Seifersdorf, *Sa* Sachsenberg, → Einfallen der Dislokationsflächen.

Granatglimmerschiefer, als gleichwertige tektonische Fazies eingereiht, fern von jedem jüngeren, posttektonischen Magmadurchbrüche.

Was man aus den Charakteren der angeblichen Kontaktgesteine vermuten durfte, wird durch neuere Untersuchungen von Pietzsch (210, 213, 214) bestätigt. Die Gesteinsfolge, die als eine nach außen abgestufte Reihe von Kontaktzonen gedeutet wurde, löst sich auf in einzelne Gesteinsstreifen, die durch Störungen voneinander geschieden sind. Längs einer Störungslinie sind die Phyllite und paläozoischen Schiefer an die Glimmerschiefer und an die zum Granulitgebiete gehörigen Gabbros und Amphibolite bei Roßwein heranbewegt. Pietzsch vereinigt sie mit der Aufschiebung der Phyllite auf die Gneise des Erzgebirges, die mehrfach verbogen über Nossen und Tharand verläuft, dann unter

dem Rotliegenden des Döhlener Beckens durch Grubenaufschlüsse nachgewiesen wurde und weiterhin bei Maxen und Gottleuba die Grenze der Schiefer des Elbtalgebirges gegen die Gneisgewölbe des Erzgebirges darstellt. Auch hier liegen die Phyllite unmittelbar auf dem Gneis, ohne Einschaltung einer Glimmerschieferzone. Als mittelsächsische Überschiebung bezeichnete Pietzsch diese sonderbar gestaltete Störungslinie. Ihre weitere Verfolgung ist noch nicht mit Sicherheit festgestellt. Es scheint aber nach den Angaben von Pietzsch, daß sie bogenförmig das Granulitgebirge umfließt und der Grenze zwischen Glimmerschiefer und Phyllit innerhalb des Schiefermantels entspricht. Alles was im Norden dieser Linie gelegen ist, einschließlich der paläozoischen Schiefer des Elbtalgebirges, vereinigt sich zu dem einheitlichen „lusatischen“ Schiefergebiete der „mittelsächsischen Schubmasse“ nach Scheumann (246). Es wird von den jüngeren Intrusionen durchbrochen, denen die Granite der Lausitz und des Elbtalgebirges und die Syenite von Meißen und Dresden zugehören. Sehr bemerkenswert ist der Hinweis von Pietzsch auf ein kleines Fenster von erzgebirgischem Gneis im Schiefergebiete von Munzig ONO von Nossen. Es liegt etwa 5 km nördlich vom Überschiebungsrande und deutet demnach auf nicht unerhebliche Überschiebungsbreite (s. Fig. 7).

Im Norden schließt an die Überschiebungslinie das tektonisch einheitliche Schiefergebiet; gegen Westen ist es anscheinend ohne Grenze mit dem ostthüringischen Schiefergebiete verbunden. Aber der Gebirgskörper, den der Überschiebungsrand in breitem Bogen umfaßt, ist aus verschiedenen tektonischen Einheiten zusammengefügt. Das erzgebirgische Gneisgebiet, das Zwischengebirge von Frankenberg - Hainichen und das Granulitgebirge bilden gleichsam ein Mosaik von drei ungleichartigen Steinmustern, über die der einförmige Schiefermantel ausgebreitet ist.

Wie Pietzsch und Scheumann (244) gezeigt haben, sind auch die Verhältnisse am südöstlichen Schiefermantel sowohl in der äußeren wie in der inneren Kontaktzone des Granulitgebirges ganz anders zu deuten, als Credner angenommen hat. Der Zug von Epidot-Amphibolschiefern, nördlich von Hainichen, den Credner als kontaktmetamorphe Diabase des Devon angesehen hat, ist, wie bereits gesagt wurde, von den Glimmerschiefern des Granulitmantels durch eine nicht allzu steil gegen SO geneigte Überschiebungsfäche getrennt. Sie überschneidet schräge in tektonischer

Diskordanz das Streichen der Phyllite, und wird von den Gneisen des Frankenberg-Hainichen-Zwischengebirges an einer ähnlichen gleichgerichteten Störungsfläche überlagert.

Scheumann bemerkt ausdrücklich, daß der „Granulit kein Tiefengestein in primärer Formung ist, sondern eine Gruppe echter

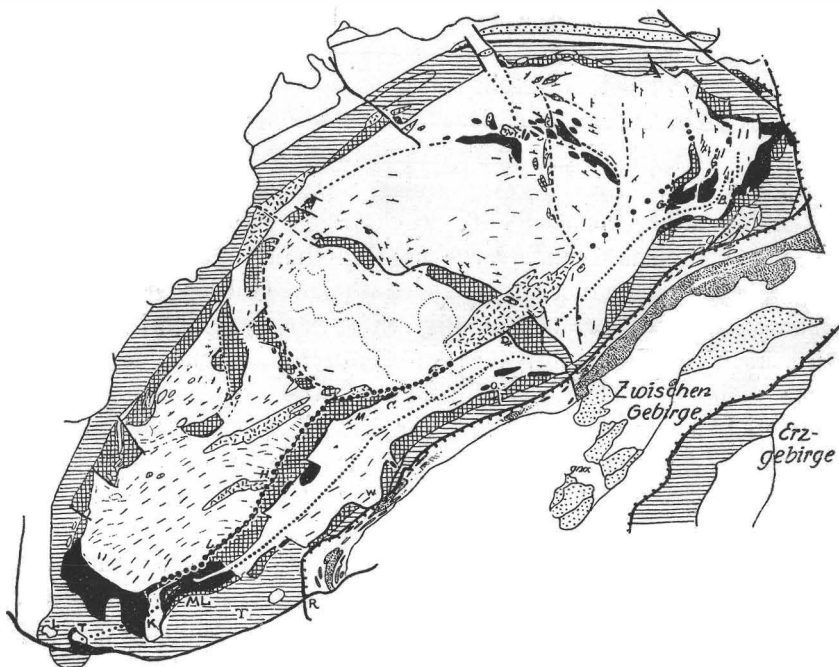


Fig. 8. Tektonische Übersicht des südöstlichen Randes des Granulitgebirges nach K. H. Scheumann (1925).

Granulit: weiß. Paragneise: Kreuzschraffur. Glimmerschiefer: Schraffur. Gabbro-Peridotitgruppe: schwarz. Prasinite: punktiert. Es bedeutet: *T* Glimmerschieferscholle von Totenstein nordöstl. Hohenstein, darin *L*, *T*, *K* Fenster von Lobstädt, Tirschheim, vom Kieferberge; *ML* Schuppengebiet von Meinsdorf-Langenberg. Am intragranulitgebirgischen Paragneisstreifen: *L* Limbach, *H* Hartmannsdorf, *M* Markusdorf, *C* Clausnitz. Weiterhin: *D* Dreiwerden, *Gr* Greifendorf, *B* Böhringen. Am Südrande: *R* Rottluff, *W* Wittgendorf, *O* Ottendorf. ca. 1 : 450 000.

kristalliner Schiefer“. Doch ist er der Meinung, daß die Einformung dieser Schiefer „während der Intrusivperiode posthumer granulitgebirgischer Einschübe (die selbst noch unter Durchbewegung standen) zum Abschluß kam“ (245, S. 24, Anmerkung). Er verbleibt demnach im wesentlichen bei der Vorstellung einer

syntektonischen Intrusion der Granulite, so wie er auch die Gneise des Erzgebirges und die Lager von Granitgneis im Glimmerschiefer der Granulithülle (Philippborn 209) als syngenetische Intrusionen betrachtet. Die Cordieritgneise betrachtet er als Kontaktgesteine am Granulit, und auch die Glimmerschiefer werden als zum Kontaktmantel des Granulites gehörig bezeichnet. Zugleich aber wird anerkannt, daß zwischen dem Granulit und dem Kontaktgneisstreifen eine „mächtige tektonische Diskordanz“ besteht und die Verschuppungen der Cordieritgneise und Glimmerschiefer mit silurischen Kieselschiefern und der flache Aufschub dieser Schuppen auf die steilere Schieferung des Granulites werden eingehend beschrieben (Fig. 9).

Wer wahrgenommen hat, wie Cordieritgneise und Granulite im südböhmischen Grundgebirge bald miteinander verbunden, bald unabhängig voneinander als gleichwertige Glieder der großen Mannigfaltigkeit der moldanubischen Gesteine einverleibt sind, wird nicht geneigt sein, ihre gelegentliche örtliche Verbindung einer anderen ursächlichen Bedingung zuzuschreiben, als ihrem Auftreten in der gleichen Stufe der Metamorphose zukommt.

Die Lagerungsverhältnisse sprechen zugunsten dieser Auffassung, denn die Cordieritgneise sind nicht in der Weise mit dem Granulit verbunden, daß sie nur als sein Kontaktmantel oder als sicher kennbare Reste eines solchen zu deuten wären. Zusammen mit anderen Kataschiefern, gebänderten Granuliten, Hornfelsgranuliten, Pyroxenfels, Serpentin, gabbroiden Amphiboliten, Sillimanitgranatgneisen und auch mit verschieferten Gesteinspaketen von Injektionsgneisen, injizierten Zweiglimmerschiefern und Muskovitschiefern bilden sie unregelmäßige Einschaltungen und gestreckte Züge im Granulit. Eine langgestreckte Zunge solcher Gesteine löst sich von der Glimmerschieferplatte bei Totenstein ab und erstreckt sich nordostwärts über Limbach und Markersbach in die Granulitmasse. In nordwestlicher Richtung verläuft die keilförmige Schollengruppe von Dreiwerden und Schönborn. Sie ist ein Teil der „intra-granulitgebirgischen Gneiszunge“, d. i. eines Zuges von Schollen, der das Granulitellipsoid quert und den der Granitstock von Mittweida durchbricht. Andere ähnliche Schollen finden sich im Chemnitztale und eingeschaltet im westlichen Teile und nahe am westlichen Rande der Granulitmasse. Ihre Grenzen sind zu meist als Dislokationen und häufig als Aufschuppungen von Granulit auf Schiefer zu erkennen.

Die erwähnte Sedimentgneisung von Limbach-Markersbach und die annähernd in der Richtung ihrer Fortsetzung gelegene Scholle von Dreiwerden-Schönborn gehören zu der erwähnten Zone von aufgeschobenen Schuppen, die durch den Druck vom Zwischengebirge her gegen Nordwesten über den Granulit hin bewegt worden sind, und der auch die Aufbiegung eines südlichen Randstreifens von Granulit zuzuschreiben ist.

Es wurde hier darauf wiederholt hingewiesen, daß Glimmerschiefer als solche nicht als Kontaktgesteine zu werten sind. Sie sind wohl auch hier als eine Umformung der Sedimentgneise durch Streßwirkung aufzufassen. Die Garbenschiefer gehören in eine ganz andere kristallinische Fazies als der Granulit. Wohl mögen sie sich vor den letzten Verlagerungen zusammen mit den Cordieritgneisen oder über diesen im Dache des Granulites befunden haben. Bei der Bewegung der Zwischengebirgsmasse sind sie mit den Cordieritgneisen nach NW verschoben und verschuppt worden. Es ist möglich, daß die Cordieritgneise der verwandelte Kontaktmantel jenes Magmas sind, aus dem der Granulit hervorgegangen ist. Gegenwärtig sind aber beide Gesteine kristalline Schiefer der Katazone und die gegenwärtigen Lagerungsverhältnisse liefern keinen Anhaltspunkt für ihre einstige Beziehung und keinen Beleg für eine annähernd syntektonische Intrusion der Granulite.

b) Stellung des Gabbros von Siebenlehn

Die Zahl der Verwicklungen des Gebirgsbaues innerhalb der Zone der Deckschollen, über die uns Pietzsch (214) belehrt hat, ist mit dem oben Gesagten noch nicht erschöpft. Bemerkenswerte Aufschlüsse über das tektonische Verhältnis zwischen dem Erzgebirge und dem Granulitgebirge bietet die neuere Auffassung des Gabbrogebietes von Siebenlehn südlich von Nossen. Ein Hauptstock von Gabbro ist hier vergesellschaftet mit Amphiboliten, Bronzitserpentin und Biotitgneis; auch Glimmergranulite sind in der Nachbarschaft kürzlich gefunden worden. Obwohl unmittelbar an die Gneise des Erzgebirges angeschlossen und von dem Granulitgebirge durch die 7 km breite Schieferzone des Zellaer Waldes bei Siebenlehn getrennt, gehört diese Gesteinsgesellschaft dennoch zum Granulitgebirge. Bereits Bergt (27) hat dieses Gebiet als einen Ausläufer des Gabbrogebietes von Roßwein und somit als

einen Ausläufer des Granulitgebirges angesehen. Die Schiefer lagern mit einer nach O geneigten Aufschiebungsfläche auf dem Rande des Granulitgebirges und grenzen mit einer steilen Störung an die Gabbros von Siebenlehn. Es muß angenommen werden, daß die beiden Gabbrokörper unter der Schieferzone miteinander zusammenhängen. Durch den Aufschub und durch einseitige nachträgliche Verwerfung der überschobenen Decke wurden sie oberflächlich voneinander getrennt (s. Fig. 10).

Nach älterer Auffassung liegen die Gesteine des Granulitgebirges bei Siebenlehn im Hangenden der erzgebirgischen Kuppel. Nach Pietzsch ist hier das Ostende des Granulitgebirges keilartig in die nördliche Umrahmung des Erzgebirges hineingetrieben.



Fig. 9. Profil durch die Schönborner Schollen. (Erhaltenes Querprofil durch die Südzone des Granulitgebirges.)

Nach K. H. Scheumann (1925).

ZT Zschopautaleinschnitt; K Metakieselschiefer; p Phyllit; m Glimmerschiefer, nach unten in Gneisglimmerschiefer übergehend und an sie angrenzend; gn Staurolith- und Cordieritgneise; n Amphibolite; Gr Granulit.

Es ist wichtig, wahrzunehmen, daß die Gesteine der beiden nach Bau und Metamorphose so gänzlich verschiedenen Grundgebirgskörper nicht durch Übergänge miteinander verbunden, sondern an Störungslinien aneinander gefügt sind.

c) Beziehung zur Lausitzer Schubmasse

Auf der Höhe des Erzgebirges bei Hermsdorf und Rehefeld, westlich von Altenberg, liegen einige größere und kleinere Lappen von Phyllit unmittelbar auf den Gneisen ohne vermittelnde Einschaltung einer Glimmerschieferzone (Fig. 7). Sie stehen, wie Pietzsch (210) hervorhebt, mit den „benachbarten Gneisen nicht im petrographischem Gleichgewichte“; ihre Auflagerung auf dem Gneise kann deshalb keine primäre sein. Pietzsch bringt sie in Ver-

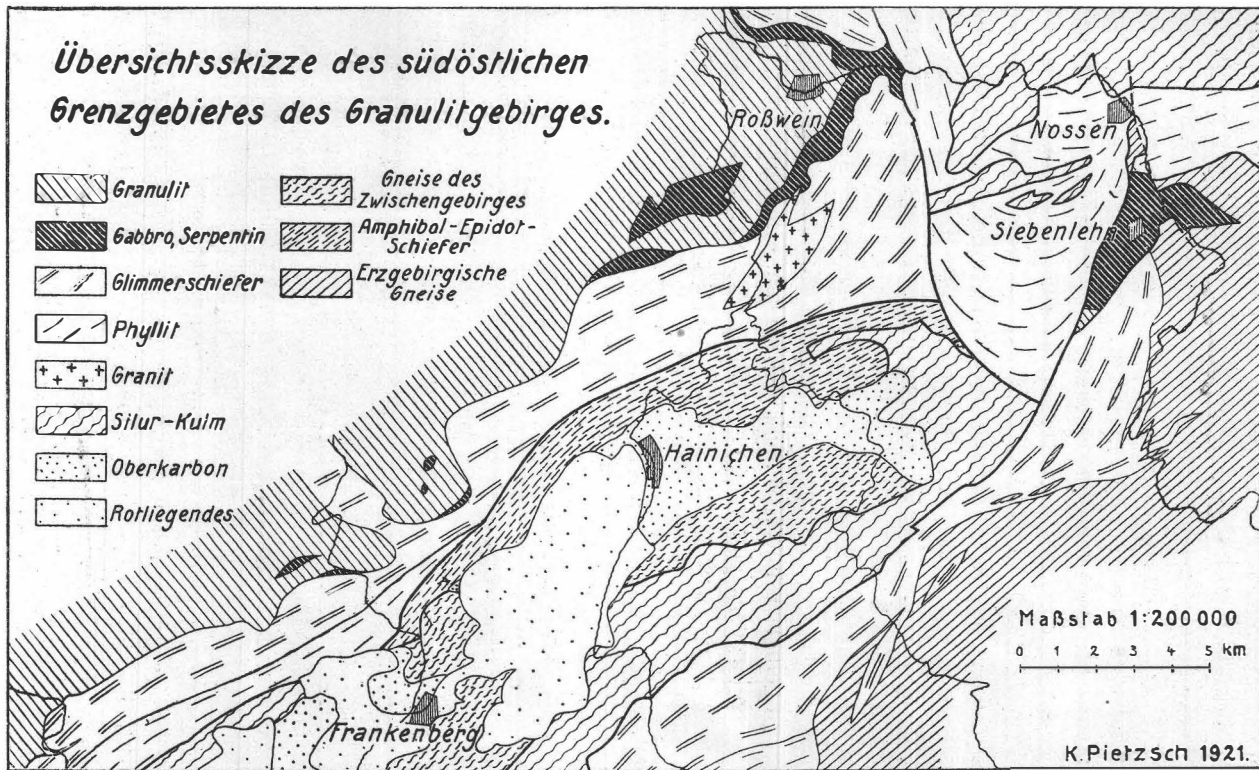


Fig. 10 nach K. Pietzsch (1922).

bindung mit der mittelsächsischen Überschiebung, von deren zusammenhängendem Rande sie durch eine Gneisstrecke von 25 km Breite getrennt sind. Er vermutet hier Reste der einst viel weiter nach Westen reichenden Lausitzer Schubmasse.

Die Schwierigkeiten, die einer verständlichen Auslegung der Lagerungsverhältnisse entgegenstehen, werden noch gesteigert durch die Angabe von Scheumann, daß die stratigraphisch fazielle Ausbildung des Altpaläozoikums der mittelsächsischen Bewegungsmasse sich nicht von der des Zwischengebirges unterscheidet, daß beide Gebiete im Zellaer Walde ineinander übergehen (246, II, S. 3) s. Fig. 5. Das Umwenden des Streichens in die OW gerichteten Verschuppungen würde keine Abtrennung bedeuten, sondern nur durch die jüngeren Querbewegungen verursacht sein. Man müßte dann annehmen, daß die Liegenddecke des Zwischengebirges mit der lusatischen oder mittelsächsischen Bewegungsmasse zu einer Einheit verschmilzt. Da die Liegenddecke des Zwischengebirges sicherlich ortsfremd ist, würde man zu der Schlußfolgerung gezwungen, daß mit ihr zugleich das ganze ausgedehnte lusatische Schiefergebiet über das Granulitgebirge hinweg gewandert sei. Eine Vorstellung, zu der man sich nicht leicht entschließen wird.

d) Die tektonische Stellung des Granulitgebirges

Alle diese neueren Feststellungen führen weit hinaus über die ältere einfachere Vorstellung von dem Baue der sächsischen Gebirge, die sich mit der Annahme einzelner Aufwölbungen von Grundgebirge innerhalb der paläozoischen Schiefer begnügte. Das Rätsel ihres Baues erscheint heute von einer endgültigen, befriedigenden Auflösung weiter abgerückt, als je vorher. Verschiedene Gebirgskörper, verschiedene tektonische Einheiten durch tektonische und kristallinische Fazies voneinander unterschieden, sind hier anscheinend zu einem grobklotzigen Mosaik zusammengebacken. Horizontale Bewegungen haben dabei ohne Zweifel die größte Rolle gespielt.

Da hier große, den alpinen Profilen vergleichbare Vertikalaufschlüsse fehlen, ist man bei dem Versuch einer Auslegung des Großgefüges fast nur auf das Nebeneinander der großen tektonischen Einheiten angewiesen.

Die Deckengewölbe des Erzgebirges sind in ihrer Gesamtheit als autochthon anzusehen. Dagegen kann die Ortsständigkeit des Granulitgebirges bezweifelt werden. In befremdender Weise lagert diese große Masse von Katagneisen jenseits der Zone kristalliner Deckentektonik und vergleichbare Gesteine findet man wieder im Süden, wo die Glimmerschiefer des Erzgebirges unter die muskovitisch verschieferten Granulite des Egertales oberhalb Kaaden hinabtauchen. Die Verhältnisse im Gabbrogebiete von Siebenlehn zeigen, daß keine Übergänge die so verschiedenartigen Gesteine des Erzgebirges und des Granulitgebirges miteinander verbinden. Die Grenzen sind tektonische Linien und der östliche Ausläufer des Granulitgebirges ist mit keilförmiger Zuschärfung in das Erzgebirge hineingetrieben. Nach älterer Auffassung wären die Gabbros des Granulitgebirges in das Hangende der Glimmerschiefer des Erzgebirges zu stellen.

Fällt es auch schwer zu denken, daß das Granulitgebirge einschließlich der begleitenden Sedimentgneise als einheitlicher Klotz, als Bruchstück der moldanubischen Scholle aus einem Wurzelgebiete in der Gegend von Kaaden über die Gneisgewölbe des Erzgebirges in vorkulmischer Zeit gefördert worden sei, so begegnet doch auch die Vorstellung einer relativen Ortsständigkeit dieser Gebirgsmasse, einer Aufwölbung und Rückfaltung von unten her, nicht geringeren Schwierigkeiten. Die Gesteine sind ganz verschieden, von dem was in der benachbarten sicher autochthonen Aufwölbung des Erzgebirges zum Vorschein kommt; die Masse ist viel einheitlicher und einförmiger als die Mengung von Para- und Orthogesteinen, aus denen die Deckenfolge des Erzgebirges hervorgegangen ist. Man müßte annehmen, daß vor dem Erzgebirge, im Untergrunde des Vorlandes, ein Grundgebirge gleicher Art gelegt sei, wie im Rücklande und wie dieses gekennzeichnet durch posttektonische Katakristallisation. Dies ließe sich wohl einigermaßen mit der Theorie der Geosynklinalen und der Orogene in Einklang bringen; sie würde das Erzgebirge als eine Schwächezone und Senkungszone zwischen den starren Massen deuten; als Mulde, welche die besonderen Sedimente aufgenommen hat, die dann durch den Zusammenschub der starren Schollen bei gleichzeitiger Intrusion der Gneismagmen eingengt und aufgefaltet worden ist. Das Granulitgebirge wäre jedoch im ganzen variszischen Bogen die einzige Stelle, an welcher das derartige Vorland sichtbar wird, in einer Zone, die weiter im Westen als wandernde Vortiefe die mächtigen paläozoischen Sedi-

mente aufgenommen hat. Nur unter Annahme eines bogenförmigen Verlaufes der Faltenachse vermag Pietzsch das Granulitgebirge dem thüringischen Hauptsattel anzugliedern (213).



















Fig. 11. Tektonische Skizze von Mittelsachsen nach Kossmat.

Wie die Lagerungsverhältnisse des Gabbros von Siebenlehn nach der Beschreibung von Pietzsch erkennen lassen, liegt dieser Ausläufer des Granulitgebirges auf den erzgebirgischen Gneisen

und unter der Schubmasse des Zwischengebirges. Wenn hier ein Rückstau des Granulitgebirges stattgefunden hat, so fällt er in die Zeit zwischen die Aufwölbung des Erzgebirges und die Fernverfrachtung der Zwischengebirgsmasse. Dies setzt voraus, daß zwischen den beiden großen Bewegungen gegen Nordwest eine Gegenbewegung gegen Südost eingeschaltet worden wäre. Wenn die ungeheuerliche Größe der Abmessungen gegen eine Verfrachtung der Granulitmasse von Süden her zu sprechen scheint, so spricht andererseits die Einheitlichkeit einer solchen großen Bewegung zu ihren Gunsten.

Erläuterungen zur nebenstehenden Fig. 11

	Obere Kreide		Kulm der Lausitz
	Buntsandstein		Altpaläozoische Schichten (einschl. der Phyllite) westl. der Elbe
	Oberer Zechstein		Granitisch-körnige Intrusivmassen
	Ober-Rotliegendes		Glimmerschiefer und Schiefergneise
	Quarzporphyre		Gneise des Erzgebirges und Strehlaer Hügellandes, Gneise u. Amphibolgesteine des Zwischengebirges bei Hainichen
	Porphyrite u. Melaphyre (sichtbar und verdeckt)		Granulit und Gabbros der Granulitkuppel
	Mittel- und Unter- Rotliegendes		Variskische Haupt- überschiebungen im erz- gebirgischen Gebiet
	Karbon von Hainichen		Sonstige Störungen

6. Anschluß an das Elbtalschiefergebirge und die mittelsächsische Überschiebung

Nicht minder bedeutungsvoll als die Frage nach der Ortstellung des Granulitgebirges ist die Frage nach der Richtung und dem Ausmaße der mittelsächsischen Überschiebung. Die Deutung, welche ihr Kossmat und Pietzsch (unter der Voraussetzung, daß sie mit der Überschiebung des Zwischengebirges nicht

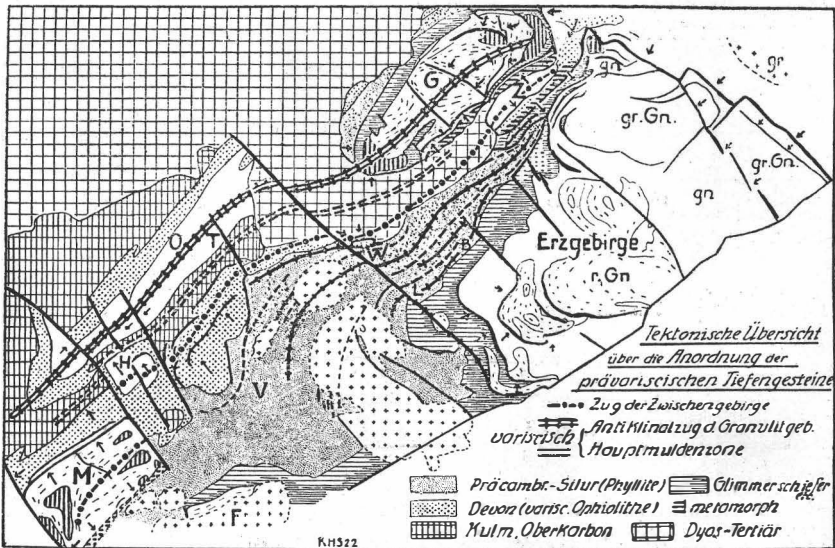


Fig. 12. Hauptstrukturlinien des erzgebirgischen Baues nach der Darstellung von K. H. Scheumann (1924). Es bedeutet: *M* Münchberger Gneismasse, *H* granitische bis granitporphyrische Schürflinge von Hirschberg, Gefell, Rosenbühl, *W* Wildenfelder Zwischengebirge. *OT* ostthüringischer Hauptsattel, *G* Granulitgebirge, *V* Vogtland, *F* Fichtelgebirge, *gr.Gn* graue Freiburger Orthogneise, *gn* graue Mischgneise, *r.Gn* rote Gneise.

zusammenhängt) gegeben haben, erscheint mir nicht befriedigend. Nach ihrer Meinung wäre sie von N und NO, gegen S und SW gerichtet und als „erzwungene Rückfaltung“ aufzufassen, als Ausdruck einer Tendenz der Raumverkürzung im konkaven Teile des Bogens, der aus der erzgebirgischen in die lusatische Richtung hinüberleite. Sie wurde auch mit den jüngeren Dislokationen, mit den vorkretazischen NW-Störungen des Plauenschen Grundes und mit der postkretazischen „Lausitzer Hauptverwerfung“ in Beziehung gebracht; denn auch diese gelten als Nachklänge des

paläozoischen Vordringens der sudetischen Gebirgsglieder auf das erzgebirgische Streichen.

Richtet man aber den Blick auf allgemeinere und weitere Zusammenhänge, so erhält man den Eindruck, daß hier tektonische Glieder verschiedener Art und verschiedener Entstehung gleichsam zufällig auf eine Strecke mit parallelen Richtungen nahe zusammenreffen. Die Lausitzer Überschiebung ist als ein älteres Glied des großen Störungsnetzes auffassen, das mit vorherrschend nordwestlicher (karpinskischer) Richtung durchaus autonom, unbekümmert um sein inneres Gefüge den gesamten variszischen Faltenbau von Schlesien bis zum französischen Zentralplateau zertrümmert und im Vereine mit anderen Bruchsystemen in Horste zergliedert hat. An vielen Stellen zeigt sich an diesen Brüchen eine Tendenz der Raumverkürzung; zumeist durch Überschiebung des nordöstlichen über den südwestlichen Flügel.

Es geht nicht an, diese jüngeren Störungen mit den Faltungsvorgängen in Zusammenhang zu bringen. Spannungen ganz anderer Art sind hier zur Auslösung gelangt.

Die neue treffliche Darstellung des Elbtalschiefergebirges von H. Pietzsch (212) zeigt in voller Anschaulichkeit, wie diese merkwürdige zwischen den Lausitzer Granit und den Erzgebirgsrand eingeschobene Zone paläozoischer Gesteine an NW streichenden Verwerfungen in schmale leistenförmige Streifen zerteilt ist. Die Zerstückelung des Gebirges ist jünger als der Culm, aber älter als das Aufdringen der Lausitzer Granitmasse, und demnach auch älter als die Transgression des Rotliegenden.

Sucht man den variszischen Bau als größere Einheit zusammenzufassen, so erkennt man, daß im Elbtalschiefergebirge nur eine bedeutsame Störungszone von besonderem Charakter die Hauptfaltungsrichtung schräg durchschneidet. In den Gneisen und Schiefen des Iser- und Riesengebirges herrscht wieder vom Neuen die ostwestliche Streichungsrichtung, ebenso sind es ostwestlich streichende paläozoische Schiefer und Kalke, die am Jeschken bei Reichenberg schiefwinkelig an der Liebenauer Flexur abgeschnitten werden. Örtliche Abweichungen von dieser Hauptrichtung an den Enden der gestreckten Granitmasse des Riesengebirges bei Kupferberg im O und bei Kratzau im W sind bedingt durch unvollkommenes kuppelartiges Anschmiegen der Schiefer an die Umrise der posttektonisch emporgedrungenen Granitmasse.

Das Elbtalgebirge bedeutet keine scharfe Wendung des variszischen Faltenbogens, sondern nur die Einschaltung einer allerdings recht scharf ausgeprägten Störungszone zwischen zwei verschiedenartigen Gliedern des variszischen Baues. Sie ist erst nach Abschluß des Faltenbaues erfolgt und kann nicht durch eine Raumverkürzung im Innern des eigentlichen variszischen Faltenbogens bedingt sein, der sehr flach gegen das Riesengebirge verläuft. Sie ist auch älter als das Rotliegende und der parallele Verlauf mit der postkretazischen Lausitzer Überschiebung deutet auf durch lange Zeit wirkende, gleichgerichtete Spannungen.

7. Übersicht

Wie ein Blick in die Landschaft durch die Fensterrahmen wird das Kartenbild der erzgebirgischen Strukturen zu beiden Seiten rechts und links begrenzt und durchschnitten durch annähernd parallele gerade Linien: durch den Überschiebungsrand des Elbtalgebirges im NO und die Fichtelgebirgsrandspalte im SW. Trotz der fleckigen Unruhe des Gesamtbildes, der scheinbar regellosen Einordnung der ungleichgroßen kristallinen Masse und der mit unregelmäßigen Umrissen quer durchgreifenden Granite, bleibt die herrschende Linienführung nach NO unverkennbar, sie ist bedingt durch die von einem Drucke aus SO her bewirkte Zusammenpressung. Am stärksten wird sie betont durch die beiden ausgezogenen Spitzen der thüringischen Phyllitmulde.

Den oberen Teil des Bildes, gegen NW verhüllen die jüngeren Transgressionen, indem sie mit unregelmäßigen Grenzen quer über die Faltenzüge übergreifen wie die gelappten Ränder eines zerrissenen Vorhanges. Der untere südöstliche Rand ist unscharf. Ihn durchschneidet schräg der Erzgebirgsrandbruch mit den anschließenden jungvulkanischen Zügen des böhmischen Mittelgebirges und den tertiären Senken von Teplitz und Brüx und von Karlsbad, Falkenau und Eger. Die eigentliche Fortsetzung des erzgebirgischen Baues wird noch in den kristallinen Schiefen des Tepler Hochlandes (bei Erbdorf) und am Fichtelgebirgsrandbruche zu suchen sein. Hier hat aber jüngeres Eingreifen der Granite die älteren Strukturen zum großen Teile verwischt.

Wie sehr verschiedenartig aber erweisen sich nun die Grundgebirgskörper, die einst als Aufwölbungen einer zusammenhängenden

Unterlage aufgefaßt worden sind. Das Granulitgebirge ist ein Scholle mit katogener, posttektonischer Kristallisation, die nur in der äußeren Hülle durch den Druck der aufgeschobenen Zwischengebirgsmasse paratektonisch verschiefert ist. Das erzgebirgische Gneisgebiet ist großzügiger Deckenbau mit paratektonischer Kristallisation und Umprägung der Gesteine in die lepidoblastischen Typen der Mesozone. Sie wurden durch einheitlichere großzügige Bewegung einheitlich umgeprägt. Die Münchberger Gneismasse und das Frankenberg-Zwischengebirge sind aber näher der Oberfläche über eine große Entfernung hin geförderte Deckschollen. Ihre freiere Beweglichkeit während der Wanderung bedingt die größere Ungleichmäßigkeit der Metamorphose; neben erhaltenen Relikten der von Süden her geförderten Gneise findet man muskovitisch verschieferte Augengneise, daneben auch rein diaphthorische und mylonitische Umformungen, namentlich in den unteren an grünen Gesteinen reichen Decken.

Die tektonische Geschichte der einzelnen Gebiete ist in einer Reihe von Handstücken nicht weniger klar ausgedrückt, als in den großen Linien des Gebirgsbaues.

Zu einem vorläufig unlösbaren Knoten ist das Granulitgebirge mit dem Zwischengebirge und mit der lusatischen Überschiebungsmasse verbunden. Man darf hoffen, daß es auch hier, sobald das Augenmerk darauf gerichtet ist, dem Scharfsinne der sächsischen Geologen gelingen wird, die entscheidenden Linien aufzudecken; wie auch in den Alpen die in der Verbindung von Flysch und kalkalpiner Klippenzone enthaltenen anscheinend unauflösbaren Widersprüche gegen die Lehre vom Deckenbau durch die Untersuchungen von M. Richter, Boden und Friedl mit der Gliederung des Flysch in verschiedene Arten von Decken ihre verständliche Erklärung gefunden haben.

VII. Odenwald und Spessart

Das Grundgebirge der oberrheinischen Horste ist nach seinem Mineralbestande und nach dem tektonischen Bilde als ein Stück der Zone mit Intrusionstektonik klar und eindeutig gekennzeichnet. Es gilt nicht das gleiche für den kristallinen Teil des Oden-

waldes. Mannigfaltigere Gesteinstypen sind hier in verwirrender Lagerung aneinander gruppiert und der begrifflichen Einordnung in den gesamten variszischen Bau stellen sich größere Schwierigkeiten entgegen, trotz der genauen Kennzeichnung der Gesteinstypen, die uns durch die Arbeiten der hessischen Geologischen Landesanstalt und insbesondere durch zahlreiche Untersuchungen von G. Klemm vermittelt worden sind. Der in seiner ursprünglichen Anlage bereits ziemlich verwickelte Bau ist durch spätere Störungen zertrümmert und verschoben worden, so daß in dem kleinen Horste Stücke von verschiedenartiger Beschaffenheit aneinander gefügt sind.

Die zusammenfassenden Darstellungen von Lepsius (155) und von Klemm (123) kommen hier in erster Linie in Betracht. Dabei mag daran erinnert werden, daß Klemm die Bezeichnung Gneis vermeidet und die Bezeichnung Granit für Gesteine flaseriger und schiefriger Paralleltexur verwendet, wo andere Autoren den Namen Gneis beibehalten.

Durch die breite Senke des Kraichgaues vom Schwarzwaldegesehen, liegt der Odenwald schon in derselben Zone des variszischen Bauplanes wie das Erzgebirge, oder eigentlich schon darüber hinaus nordwestwärts vorgeschoben, etwa in derselben Zone wie die kristallinische Unterlage des Thüringer Waldes. Diese Stellung im größeren Bauplane kommt auch in der Anordnung und der Beschaffenheit der Gesteine zum Ausdruck. Schon auf geologischen Karten kleinen Maßstabes kann man sehen, daß nordöstliches (erzgebirgisches) Streichen nun mit voller Entschiedenheit die Gesteine im westlichen Teile des Gebirges beherrscht. Zugleich stellen sich auch, besonders im vorderen Odenwalde, muskovitführende Gesteine insbesondere Glimmerschiefer ein, wie sie im Schwarzwald nicht angetroffen werden.

Im Süden, im Gebiete der Bergstraße wird der größte Raum von den durchgreifenden Graniten eingenommen, die jünger sind als die Hauptfaltung. Dazwischen erscheinen an der Bergstraße wieder Glimmerschiefer mit steilem SO-Fallen. Vor allem aber bleibt die NO-Richtung im Kartenbilde sehr ausgeprägt durch die dem Granit eingelagerten Züge von mannigfaltigen kontaktmetamorphem Sedimenten, insbesondere durch den lange anhaltenden Zug Heppenheim-Wirbelsbach, der den Odenwald in der Mitte schräg durchquert. Die am meisten verbreiteten Gesteine werden als glimmerreiche schiefrige Hornfelse bezeichnet. Außer Quarziten

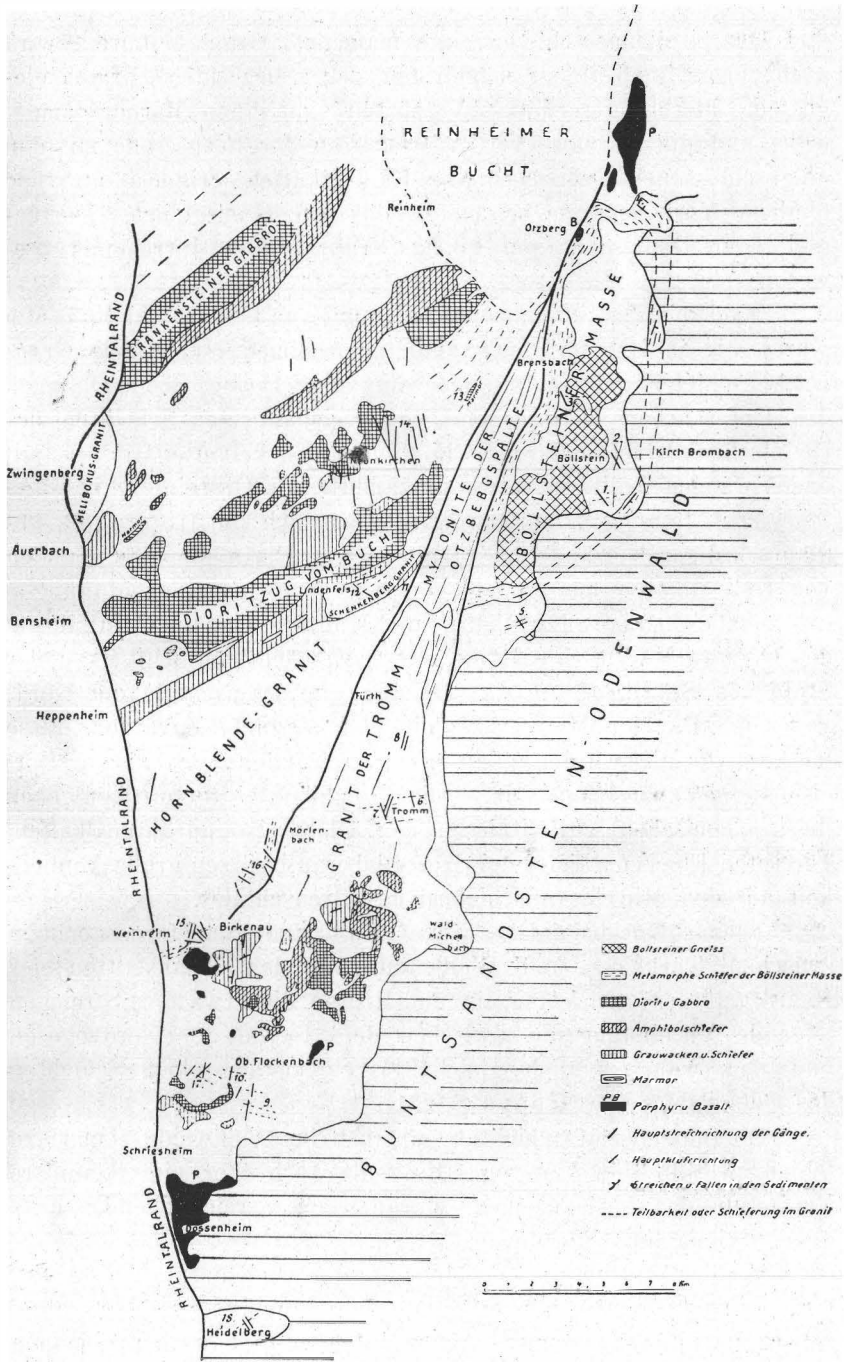


Fig. 13. Tektonik des kristallinen Odenwaldes nach der Darstellung von Bubnoff (1922).

und Quarzitglimmerschiefern, die manchmal Graphit führen, wird auch der größte Teil der schiefrigen, selten massigen Hornblende-gesteine hierher gerechnet. Vereinzelt sind ihnen Marmore zugesellt, und die Marmore von Auerbach an der Bergstraße mit den eingeschlossenen Trümmern von Kalksilikatfels erinnern an viele ähnliche Vorkommnisse im moldanubischen Gneisgebiet. Die begleitenden Diabase mögen einmal Ergüsse oder Intrusionen gewesen sein.

Nach der übereinstimmenden Meinung von Lepsius und Klemm waren die in Hornfelse verwandelten Sedimente einstmals Grauwackenschiefer und -kalke des Silur und Devon, vielleicht auch des Unterkarbon entsprechend den gleichalterigen Schichten des rheinischen Schiefergebirges. Es findet sich keinerlei Hinweis auf das Vorkommen älterer, etwa präkambrischer Gesteine.

Die Altersbestimmungen wurden kürzlich von Hoppe (98, 99) glaubwürdiger begründet. Er hält die sog. Eisknöpfe, d. s. Knollen von Kalksilikaten im Marmor von Auerbach, für Lückenfüllungen in einem ehemaligen Korallenriff und stellt die einzelnen Kalklinsen des Odenwaldes in eine Reihe mit den mächtigen Riffkalcken der Stufe des *Stringocephalus Burtini* im Breuschtale der Nordvogesen. Die den Marmor begleitenden Magneteisenvorkommnisse im Grenzgranit würden dann als umgewandelte devonische Rot-eisensteine anzusehen sein. Die Amphibolite entsprechen nach ihren chemischen Verhältnissen den Diabasen und ihren Tuffen. Die roten Fleckenschiefer bei Groß-Bieberau besitzen große Ähnlichkeit mit den Mitteldevonschiefern des Breuschtals.

Kleine Vorkommnisse von Granit und Schieferen kommen zwischen Türkheim und Weißenburg in den Talaustritten des Haardtgebirges zum Vorschein und deuten die etwa dem Streichen folgende Verbindung an zwischen dem Devon der Nordvogesen und den wahrscheinlich gleichalterigen metamorphen Schichten des Odenwaldes (99, Hoppe S. 231).

Oberdevonische Schichten scheinen im Odenwalde ebenso zu fehlen, wie in den Vogesen. Es fehlt auch hier eine kennbare Vertretung des im rheinischen Gebirge durch die reichlichen Quarzite gekennzeichneten Unterdevon.

Cordierit, wenn auch meistens durch Pseudomorphosen ersetzt, Granaten in den Hornfelsen, und eine mannigfaltige Mineralgesellschaft mit Wollastonit, Granat, Malakolith usw. kennzeichnen besonders die hohe Temperatur im plutonischen Kontakt dieser

Gesteine mit den Graniten. Sie bringen sie aber auch in die nahe Verwandtschaft mit den Cordieritgneisen und Kalksilikatfelsen der inneren Grundgebirgszonen. Beispiele mit pygmatischer Faltung, wie sie Klemm als scheinbar gefaltete Granitgänge beschrieben hat, unterscheiden sich kaum von dem Geäder vieler moldanubischer oder Schwarzwälder Sedimentgneise. Das häufige, und manchmal reichliche Vorkommen von Muskovit scheint aber darauf hinzuweisen, daß die Bildungsbedingungen doch nicht ganz die gleichen gewesen sind, oder daß noch spätere den Mineralbestand durch Druck und Bewegung bestimmende Vorgänge dazugekommen sind.

Nach den Beschreibungen von Klemm und Hoppe greifen Granite und Schiefer in der Weise ineinander, die ich konkordanten Intrusionsverband nennen und von der verlagerten Konkordanz der Schiefer mit Granit wohl unterscheiden möchte. Diese Form der Anשמiegung der Schiefer an den Granit ist, wie erwähnt, auch im moldanubischen Grundgebirge sehr verbreitet, und entsteht durch Injektion verbunden mit Resorption und mit Umkristallisation der anschließenden Schiefer. Gegen Süden zu aber, wo, wie es scheint, auch jüngere Granite auftauchen, findet eine zunehmende Auflösung der Schieferzüge in einzelne Schollen statt und das Kontaktbild nähert sich dem von Baden-Baden und in den Nordvogesen.

Im Osten der Otzbergspalte, einer Störungslinie, die von Nord nach Süd den Odenwald durchzieht, liegt Grundgebirge von anderer Beschaffenheit. Dort bildet die Böllsteiner Masse, wie man den vorliegenden Beschreibungen entnehmen kann, eine in der Nordsüdrichtung gestreckte Aufwölbung, oder nach Klemms Angaben (126, S. 18) vielmehr ein sichelförmiges Halbgewölbe mit gegen SO gerichteter Konkavseite. Im untersten Kerne lagern graue, dunkle Biotitgneise. Darüber folgen zunächst sehr helle Muskovitgneise und dann Glimmerschiefer mit grauackartigen Gesteinen und Marmoren (Lepsius 155, S. 10).

Seiner allgemeinen Anschauung gemäß, nach der die Parallelstruktur als eine Erstarrungsform angesehen wird, bezeichnet Klemm diese Gesteine durchwegs als Granite. Bubnoff findet die Unterlage, d. i. den sog. „älteren Böllsteiner Granit“ sehr ähnlich den normalen Schapbach-Gneisen des Schwarzwaldes (38, S. 21). Nach der Äußerung von Lepsius aber erinnern beide Gneisarten „in ihrem Gesamthabitus und ihrem Mineralgehalt lebhaft an die roten und grauen Gneise auf dem Erzgebirge in

Freiberg“. Der Zuteilung in diese Zone entspricht auch das Auftreten der Glimmerschiefer, im Gegensatz zum Schwarzwalde, wo keine muskovitführende Schiefer auftreten, und ferner auch das Fehlen der hornfelsartigen Kontaktgesteine (s. oben S. 62). Auch die Amphibolite der Böllsteiner Höhe sind andere als die des Bergsträßer Odenwaldes. Nach Hoppe (99) sind sie nicht aus Diabasen, sondern aus gabbroiden Gesteinen hervorgegangen. Ebenso wie im Gneisgewölbe des Erzgebirges ist der sog. „konkordante Granitstock“ von Lepsius als ein durch Deckenschub überwältigter und umkristallisierter Granitkörper aufzufassen. Die oberrheinischen Horste enthalten nichts, das mit diesem Bau vergleichbar ist. Dieser Teil des Odenwaldes zeigt die Merkmale der Zone mit metamorpher Deckentektonik.

Einen anderen Bau zeigt wieder der südliche Teil des Odenwaldes bis zu seinen Ausläufern bei Heidelberg. Die durchgreifenden jüngeren Granite gelangen hier zur Herrschaft, vor allem die große Masse des Tromberggranites mit seiner Fortsetzung in der Richtung der Otzbergspalte. Zwischen Weinheim und Waldmichelbach trägt er als Reste seines Daches das „Schollenagglomerat des südlichen Odenwaldes“ (Bubnoff 38). Große unregelmäßige Schollen von kontaktmetamorphen Schiefen und Grauwacken, Amphiboliten und Dioriten sind dort zu einer ausgedehnten Gruppe vereinigt, die sich fast über die ganze Breite des Granitstockes erstreckt. Die Verhältnisse gleichen denen an der Kontaktzone bei Baden-Baden (s. oben S. 46) und denen der granitischen, überschobenen Randgebiete des Schwarzwaldes überhaupt. Die kontaktmetamorphen Sedimente sind hier mit Gneisen verfaltet und haben keine wesentliche tektonische Veränderung erlitten. Es sind dies die typischen Merkmale der Zone der Intrusionstektonik.

Die Schollen sind verhältnismäßig tief in den Granit eingesunken. Sie sind in hohem Grade aplitisch durchädert. An den Rändern finden sich „Mischgesteine“, die nach Klemm den Schapbach-Gneisen des Schwarzwaldes sehr ähnlich werden.

Als Übergänge zu den eigentlichen subbatholithisch oder intrabatholithisch geformten Gneisen können diese Schollen vielleicht mit den Phyllit- und Schieferinseln des mittelböhmischen Granitstockes verglichen werden (S. 29).

Man kann demnach im kristallinen Odenwalde dreierlei Ausbildungen des Grundgebirges unterscheiden. Als der Dachteil eines verzweigten Batholithen ist im Süden das Gebiet des Tromm-

granites angegliedert, mit den eingesunkenen paläozoischen Schollen. Ein ähnlicher jüngerer Stock ist nach Hoppe auch der Granit des Melibocus am Westrande des Odenwaldes.

Im Norden liegen zwei sehr verschiedene tektonische Einheiten in unmittelbarer Nachbarschaft. Die Otzbergspalte mit den begleitenden Myloniten bildet ihre Grenze. Die östliche, die Böllsteiner Masse, wird hier als eine durch Falten- oder Deckentektonik überwölbte Gneiskuppel angesehen, gleich denen des Erzgebirges. In dem mannigfaltigsten und ausgedehntesten nordöstlichen Teile sind durch das allgemeine Streichen und durch die eingeschalteten Züge von Glimmerschiefer und von Muskovitgneis die Merkmale der metamorphen Falten- oder Deckentektonik erhalten geblieben. Aber das Eindringen posttektonischer Granite hat das Bild sehr verändert, die streichenden Gesteinszüge wurden durch die aufsteigenden Batholithen zerstückelt und z. T. aufgelöst, die Reste haben noch Kontaktmetamorphose erlitten.

Über das Alter und die Ausdehnung der Otzbergspalte sind die Meinungen geteilt. Bubnoff (38) gibt ihr sehr hohes Alter und meint, daß ihre Anlage schon zur Zeit des Aufdringens der Granite gegeben war. Aber seine Schlüsse gründen sich auf die einseitige und wenig geklärte granittektonische Methode und lassen sich mit den Erfahrungen über den Gesamtbau der rheinischen Horste nicht in Übereinstimmung bringen.

Klemm (126) hält die Dislokation für sehr jung und betrachtet sie als einen Ausläufer des tertiären Bruchsystems, dem der Main-Gersprenzgraben angehört. Sie soll nur geringe Sprunghöhe besitzen und nach Süden im Granitgebiete ausklingen. Da sie aber zwei verschiedenartige tektonische Gebirgsfazies voneinander trennt, muß ihr doch eine tiefgreifende Bedeutung zukommen. Der Bergsträßer Odenwald und die Böllsteiner Masse sind unter verschiedenen tektonischen Bedingungen entstanden; sie können nicht gleichzeitig in unmittelbarer Nachbarschaft nebeneinander ihre gegenwärtige Beschaffenheit erworben haben. Auch die gangförmigen Nachschübe im Westgebiete reichen nicht über die Otzbergspalte hinaus. Die Vermutung liegt nahe, daß der Bergsträßer Odenwald ursprünglich weiter im Süden angeschlossen war an die Zone der Intrusionstektonik gelegen und erst später auf die Zone des metamorphen Faltenbaues, d. i. auf die in der Böllsteiner Masse sichtbare Zone des erzgebirgischen Baues, hinaufgeschoben wurde. Nach den vor-

liegenden Darstellungen wäre zu vermuten, daß die gegenwärtige Trennungsfläche nicht mehr der ursprünglichen Überschiebungsfläche entspricht, sondern, daß der aufgeschobene Bergsträßer Odenwald an der Bruchlinie abgesunken ist, mit der sich jetzt beide Gebiete berühren. Nach Klemms Darstellung (125, S. 36) scheint es, daß namentlich im Süden die Grenze infolge der jüngeren Intrusion des Trommgranites und der Bildung von Mischgesteinen undeutlich geworden ist.

Klemm schildert auch die Mylonitisierung, welche der Trommgranit und andere Gesteine an den jungen Spalten nordsüdlicher oder südwestlicher Richtung erlitten haben.

Odenwald und Spessart bilden eine verbindende Inselbrücke zwischen der Zone der Intrusionstektonik in den oberrheinischen Horsten und der nicht metamorphen Falten- und Deckentektonik der rheinischen Schiefergebirge. Ein Teil des Vorspessart gehört nach Klemm zum Böllsteiner Odenwalde. Deutlichere Anzeichen der zwischen beiden einzuschaltenden Zone der metamorphen Falten- und Deckentektonik finden sich im nördlichen Vorspessart, nördlich des Aschafftales. Hier finden sich neben Quarzitglimmerschiefern insbesondere in großer Verbreitung hochmetamorphe Staurolithglimmerschiefer, wie sie im Odenwalde nicht gefunden werden, und von denen Klemm (125, S. 30) vermutet, daß sie aus den im Taunus sehr verbreiteten Serizitglimmerschiefern oder den bunten Taunusphylliten und Taunusquarziten hervorgegangen seien. Diese Beziehungen werden nicht gelockert durch Angaben über das Auftreten von Flasergraniten noch nördlich vom kristallinen Spessart bei Gelnhausen an der Kinzig.

Schon die ältere, aber sehr ausführliche Beschreibung von Thürach (290) mit dem auf Kuppelbau hinweisenden Profil (S. 24) mit dem Wechsel von Zweiglimmergneisen, Quarziten, Amphiboliten u. a., und die Abbildungen eines verworrenen Faltenbaues (S. 30 u. 127) lassen einen vom eigentlichen Odenwalde und vom Schwarzwalde wohl unterschiedenen Typus des Grundgebirges erkennen.

Auch den Untergrund des Rhöngebietes bildet kristallines Grundgebirge von gleicher Zusammensetzung wie die des Spessart; das wird durch vulkanische Auswürflinge aus der Gegend von Fulda und durch Bohrungen aus den südlicheren Gebieten bei Gerstfeld und Brückenau bekundet (Hoppe 99, S. 233), und so wird die Verbindung hergestellt zu den Gneisen und Glimmerschiefern im Untergrunde des nördlichen Thüringer Waldes.

Der Odenwald ist weit nach NW vorgeschoben und nahe herangerückt an die Serizitschiefer und nicht metamorphen Falten und Decken des Taunus. Die dem Erzgebirge entsprechende metamorphe Faltenzone muß hier sehr eingeeengt sein.

VIII. Das französische Zentralplateau

Im Morvan kann man die Fortsetzung der Vogesen erblicken. Das hat Michel-Levy insbesondere durch den Hinweis auf die Ähnlichkeiten der Sedimente und der Eruptivgesteine gezeigt (172). Aber der Morvan ist nur der nördliche Vorsprung des französischen Zentralplateaus und von hier aus dehnt sich noch weithin nach Süden die vielgliederte Masse tiefen Grundgebirges. Diese Beziehungen lehren, daß der Südrand der Vogesen und des Schwarzwaldes noch weit entfernt sind von dem südlichen Rande einer an den variszischen Bogen anschließenden granitreichen Zone. Man wird die Fortsetzung unter dem Vorlande der Alpen zu suchen haben, und die Massive am Innenrande der Schweizer Kalkalpen, St. Gotthard und Aar-Massiv, die Massive des Montblanc, Belledonne, Grand Rousse und Pelvoux sind seit längerer Zeit als aufgefaltete Trümmer eines den Horsten des Vorlandes ähnlichen kristallinen Untergrundes erkannt worden.

Schon 1898 sagte Mouret, daß im Zentralmassiv nicht das V-förmige Zusammentreten der armorikanischen und variszischen Falten zu erkennen sei. Es gleicht viel mehr einer durch einen sternförmigen Knoten von Sprüngen zertrümmerten Masse, als einer Faltungzone (179 S. 607).

Wie Termier angibt (285), gestatten die bisher vorliegenden, wenn auch sehr wertvollen Untersuchungen noch keine das ganze Gebiet umfassende Synthese über den vorculmischen Bau. Aber ein Blick auf die Karte, die vom geologischen Aufnahmendienste im Maßstabe 1000000 herausgegeben worden ist, lehrt, daß in den südlichen Gebieten des französischen Zentralplateaus die Granitintrusionen mit unregelmäßigen Umrissen die Vorherrschaft gewinnen, und aus den Eintragungen der Streichungsrichtungen in den kristallinen Schiefergebieten kann man sehen, daß auch hier zwischen den Granitmassen die beherrschenden Leitlinien verloren gegangen sind. Auch hier besitzen grobporphyrische

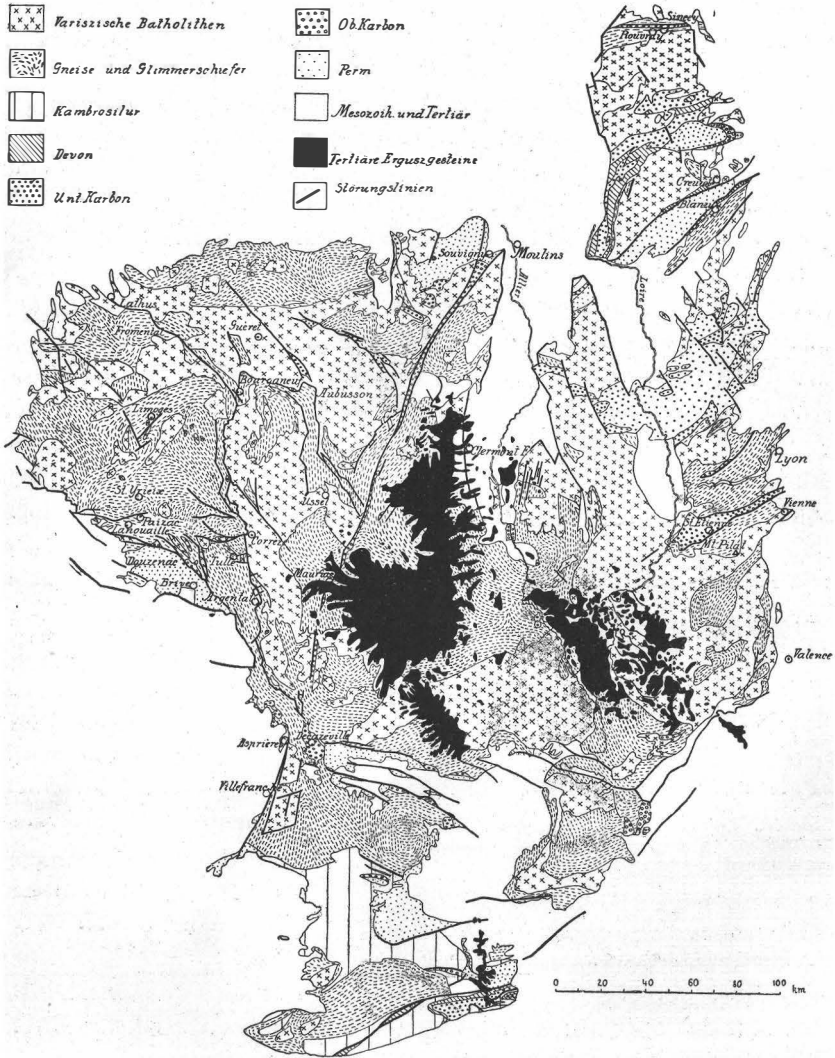


Fig. 14.
 Tektonische Skizze des französischen Zentralplateaus.
 Nach der Literatur entworfen von L. Waldmann.

Biotitgranite, manchmal Amphibol führend, die größte Verbreitung. Ihre Verbindung mit Cordieritgneisen wird in verschiedenen Gebieten angegeben, so von St. Etienne, vom Mont-Pilat (Termier 286) und der Umgebung von Lyon (Michel Levy 171, Richer 222) im Osten, bei Aubusson in den nördlichen Gebieten (Mouret 1923, u. a. O.).

Auf manche phasenreiche Geschichte der kristallinen Schiefer, auf eine Polymetamorphose scheinen z. B. die Beschreibungen und Abbildungen hinzuweisen, die Termier (286) aus dem Gebiete des Mont-Pilat bei St. Etienne gegeben hat. Cordieritgneise, auch sillimanitführend, sind den Graniten zunächst angeschlossen und werden von diesen durchdrungen. Die Beschreibungen der allmählichen Strukturübergänge erinnern an die Granitränder der böhmischen Masse. In einen höheren Horizont wurden zwei Stufen von chloritischen und seritischen Glimmerschiefern gestellt. Auf einem Dünnschliffbilde von „Gneis granulitique“ erscheint Staurolith in einem Gneis als protogener Rest, daneben Neukristallisation von Biotit, Muskovit und Oligoklas. In einem serizitisch verschieferten Gestein mit kleinem Granat (Abb. S. 16) umwächst ein vermutlich im Granitkontakt entstandener Porphyroblast von Biotit die Serizitschuppen und ein Korn von Granat. Man darf vermuten, daß auch hier eine Verschieferungszone nachträglich vom Granit durchdrungen wurde.

Michel Lévy mag vor allem durch die Erfahrungen im Zentralplateau zu seinen Anschauungen über die Entstehung der kristallinen Schiefer geleitet worden sein. Er erkannte in ihnen hauptsächlich Sedimente, die durch erhöhte Temperatur bei gleichzeitiger Intrusion mannigfacher Tiefengesteine metamorph geworden sind, und betonte ausdrücklich, daß an den Rändern und insbesondere unter den granitischen Massiven der Metamorphismus der umschlossenen Gesteine den höchsten Grad (son maximum de développement) erreicht hat (170).

Man erkennt aus diesen allgemeinen Zügen die Auflösung des Faltenbaues in verzweigte Batholithen, d. s. die bezeichnenden Merkmale der Intrusivtektonik. Auch hier werden mancherlei echte Kataschiefer angeführt; hierher gehört ein Teil der als Leptynite beschriebenen Biotitgneise, ferner Amphibolite, Pyroxengesteine, Serpentine usw. Es läßt sich jedoch noch nicht sagen, wie weit sich der Vergleich mit dem moldanubischen Grundgebirge wird fortführen lassen, und ob hier die gleiche Mannigfaltigkeit an

Katagesteinen anzutreffen ist, wie im südböhmischen Massiv. Es ist wohl möglich, daß hier die Abtragung nicht so weit, d. h. nicht bis auf die größeren, subbatholithisch umgewandelten Gesteinsmassen vorgedrungen ist. Doch ist gewiß, daß die westlichen Teile in den Gebieten von Tulle und St. Yrieix einem Typus des Grundgebirges angehören, der im Osten bis zur böhmischen Masse nicht angetroffen wird. Die Trennungslinie gegen die ausgedehnten Granitgebiete der Hochfläche von Corrèze bildet eine lange NNW streichende Störungslinie, die G. Mouret (179) vor langer Zeit festgestellt und „Faille d'Argentat“ genannt hat. Im Norden begrenzt sie das geschlossene Gneisgebiet der Limoges, gegen die hauptsächlich aus Granit bestehenden Hochflächen von Ussel und von Guéret.

Nach ihrer Verteilung im großen scheinen die Gesteine im Sinne zweier langgestreckter Aufwölbungen mit von innen nach außen hin abklingender Metamorphose angeordnet zu sein. Den Hauptsätteln sind seitliche Mulden angeschlossen und vielerlei Windungen der zahlreichen Amphibolitlager in den Gneisen des Kernes deuten auf einen verwickelten Innenbau der Gewölbe. Die äußeren, am wenigsten metamorphen Schichten sind durch annähernd streichende Verwerfungen aus dem Zusammenhange gelöst und mit ihrer fast saigeren Lagerung eigentlich selbständige, der Wölbung angeschlossene Gesteinszüge (Mouret 180). Die Achsen der Sättel und die angeschlossenen Gesteinszüge streichen im Süden nach NNW und schwenken bei Tulle nach NW in die Richtung des Streichens der armorikanischen Falten.

Den Kern bilden feinkörnige Biotitgneise, manchmal dunkelgrau von hornfelsähnlicher Beschaffenheit, sie sind vermutlich z. T. als Sedimentgneise anzusehen. Reichliche Adern von meist blaßrotem Aplit (Microgranulit) durchschwärmen sie sowohl an den Schichtfugen als auch in vielfältiger Zersplitterung quer durchschneidend. In den grauen Abarten sind die Lager von bald schiefrigem bald massigem Amphibolit besonders gehäuft. Die Zunahme der Feldspatsubstanz führt zu flaserigen, gefältelten Biotitgneisen (gneis granitoide nach de Launey 150), etwa ähnlich den grauen Gneisen des Erzgebirges. Die durchäderten Gneise scheinen z. T. aus Glimmerschiefern hervorzugehen, andererseits verbinden sich die Gneise durch Übergänge der sogenannten Leptynite zweier mächtiger Einschaltungen im Gneis und Glimmerschiefersattel von Tulle, d. s. fein- bis mittelkörnige, feldspatreiche

Gesteine, mit Biotit, manchmal auch größer im Korne und mit größeren Glimmerschuppen, manchmal Hornblende führend, und ohne Granaten. Sie würden nach der bei uns üblichen Benennung als Biotitgneise zu bezeichnen sein.

In den Gesteinszügen, die den Abbruch des Massivs im NW von Brive begleiten, treten die Charaktere der Epimetamorphose immer

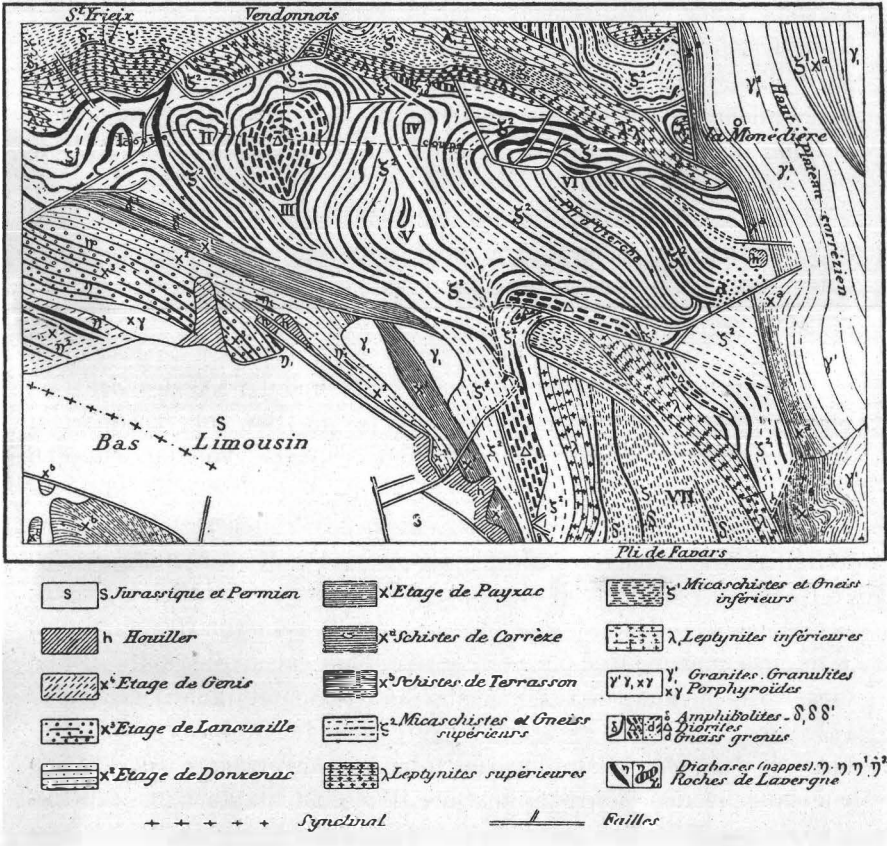


Fig. 15. Tektonische Skizze der Umgebung von Tulle nach G. H. Mouret (1896).

mehr hervor. Die sogenannten Schistes sériciteux von Paizac nähern sich mit ihrem Biotitgehalte noch den Glimmerschiefern, mit denen sie auch durch Übergänge verbunden sind. Sie enthalten dünnstriefrige Amphibolite, Quarzitbänke, graphitische Lagen und Streifen von zerdrücktem, glimmerigem Gneis. Die nächsten Stufen der Phyllite von Donzenac und der Quarzite und Schiefer von

Lanouaille mit ihren reichlichen eruptiven Einlagerungen, den dichten Dioriten und Porphyriten gehören schon in die Gruppe der phyllitischen Gesteine, und die schistes satinés von Genis sind dünnplattige Tonschiefer mit mattem Seidenglanze. Sie enthalten ein mächtiges Lager von serizitisch-chloritisch verschiefertem Porphyroïd. Die Gesteinsreihe wurde hier angeführt, um darauf hinzuweisen, daß sich mit dem Eintritt in die armorikanische Richtung jenseits einer granitreichen, höher kristallinischen Scholle eine neue Gesteinsgesellschaft einstellt, die sowohl in bezug auf die kristallinische Fazies, wie auch in bezug auf die Ausgangsgesteine nach allem Anscheine verschieden ist, von dem, was wir bisher auf der ganzen Strecke zwischen dem Waldviertel und Zentralplateau kennen gelernt haben.

Im Innern des Zentralplateaus sind die beiden von NO und NW heranreichenden Gebirgszüge durch die granitischen Intrusionen in der Weise verschmolzen worden, daß ihre Streichungsrichtungen verloren gegangen sind.

Als Zeugnisse der tiefgreifenden Transgression des Kulm sind ausgedehnte Lappen besonders im N und im NO des Zentralplateaus erhalten geblieben. So wie in den oberrheinischen Horsten gibt es auch hier reichliche Zeugnisse von tangentialen Bewegungen in nachkulmischer Zeit, die die nun nicht mehr faltungsfähige Masse in Schollen und Schuppen zergliedert haben. Die auffälligeren unter diesen Störungen sind auf der geologischen Karte von Frankreich im Maßstabe 1 : 1000000 ersichtlich gemacht; insbesondere solche, an denen gestreckte Linsen von flözführendem Karbon eingeklemmt sind. Termier hat über die auffälligsten dieser Erscheinungen zusammenfassend berichtet (285).

Schon vor der großen Transgression des Kulm war das Gebirge bis auf die kristallinische Unterlage abgetragen worden. So wie in den anderen kristallinischen Horsten fehlt auch im Zentralplateau das Westphalien (Saarbrücker Schichten). Die Horste wurden emporgehoben und der Abtragung ausgesetzt, während die nach außen wandernde Vortiefe die Sedimente des flözführenden Mittelkarbon aufnahm. So wie anderwärts beginnt die nächste Transgression mit den flözführenden Land- und Süßwasserbildungen des Stephanien (Ottweiler Schichten), unter denen inzwischen der Kulm größtenteils wieder entfernt worden ist, und die zumeist mit konkordanter Schichtfolge in die auflagernden Stufen des Rotliegenden übergehen. So sind in den Vorgang der Zergliederung des Massivs zwei

Zeitmarken eingeschaltet: die Transgression des Kulm und die Transgression des Oberkarbon und Perm. Demgemäß unterscheidet Termier zwei Epochen der Faltung und der „Charriage“, die eine im Westphalien und die zweite im Perm. Es scheint mir jedoch fraglich, ob man sich diese Faltungen als zeitlich gesteigerte Paroxysmen zu denken habe, ob nicht der Vorgang in ungleichen Rhythmen über längere Zeiträume ausgedehnt gewesen ist, und die Bindung an gewisse Zeiten nur durch die eingeeengte Möglichkeit einer zeitlichen Einstellung im Rahmen der vorliegenden Zeitmarken vorgetäuscht wird.

Zu den wichtigsten dieser Störungen gehört gewiß die bereits erwähnte „Faille d'Argentat“. Mouret, der sie zuerst festgestellt hat, konnte ihre Ausdehnung durch die ganze Breite des Zentralplateaus von Süden feststellen. Von Asprières (Aveyron) am Nordende des geradlinigen Randbruches von Villefranche zieht sie in NNW-Richtung annähernd geradlinig über Corrèze, dann etwas mehr nach NW abgelenkt über Fromental und Lathus (Haute Vienne) und erreicht dort wahrscheinlich den Rand der mesozoischen Bedeckung des Poitou. (184, 185). Auch sie ist begleitet von kleinen Resten von Karbon (bei St. Chamans, l'Hospital, Bourgoneuf), ähnlich, wenn auch nicht in so auffallender Weise, wie der Kohlenkanal von Mauriac, der die Mitte des Plateaus durchzieht. Ihr kommt, wie es scheint, eine größere Bedeutung zu, da sie verschiedene kristallinische Gebiete trennt. Im W liegt die ausgedehnte Gneisscholle von Limoges, ausgezeichnet durch den Reichtum an amphibolitischen Einlagerungen, daran sind im Süden angeschlossen die erwähnten Gneis-, Leptynit- und Phyllitgebiete der Umgebung von Tulle. Das Ostgebiet beherrschen die ausgedehnten Granitintrusionen der Hochflächen von Guéret und von Ussel.

Mouret hat auch auf die weitgehende Verschieferung der Granite in der Nachbarschaft des nördlichen Teiles der Faille d'Argentat hingewiesen, und er hält es für möglich, daß ein großer Teil der in den Gebieten von Guéret und Aubusson als Glimmerschiefer, Gneise, Granitgneise usw. unterschiedenen Gesteine nicht älter als der Granit, sondern aus diesem durch Deformation hervorgegangen sei (186).

In sehr bemerkenswerter Weise wird diese große Störungslinie von einer mylonitischen Zone in einer Breite von 50—100 oder noch mehr Metern begleitet. Die Gesteine dieser Zone gleichen

äußerlich sehr grobkörnigen Arkosen, nun aber sind sie als Zerreibungsprodukte der Gneise erkannt worden (184). Auch ich habe bei meinem Besuche des Gebietes im Jahre 1898 vermutungsweise die Meinung geäußert, daß die arkoseähnlichen Gesteine als eine Art „autogener Brekzie“ aufzufassen seien (267, S. 165).

In die erste Phase gehört nach Termier eine Folge von übereinander geschobenen Decken im Süden der Kohlenmulden von St. Etienne. Eine Decke von ortsfremdem Alkaligranit, die örtlich bis auf mehrere hundert Meter anschwillt, liegt auf einer Decke von Glimmerschiefer (oder Chloritschiefer), deren Mächtigkeit bald einige hundert, bald einige tausend Meter beträgt. Zwischen dieser Decke und die Unterlage von Gneis und Cordieritgranit sind neuerliche Zertrümmerungszonen mit Linsen von Gneis oder verschieferter Granit anderer Herkunft eingeschaltet. Die Anzeichen solcher großzügiger Verlagerungen konnten weiter südwärts in der Gegend von Vienne über das Gebiet des Mont Pilat und bis in die Breite von Valence verfolgt werden.

So zahlreich sind im mittleren und nördlichen Teile die Anzeichen großer Deckenbildungen in Form von Myloniten, daß Termier schließt, die Mitte von Frankreich wäre zur Zeit des Westphalien fast allenthalben ein Deckenland gewesen.

Aber auch hier sind ebenso wie im Schwarzwald die nachkulkischen Überschiebungen von späteren Graniten durchbrochen worden.

In die zweite Phase gehört die sehr verbreitete Faltung des jüngeren Karbon und Rotliegenden und insbesondere die Einpressung dieser Schichtgruppen an flachen Dislokationen. Im Becken von Blanzay und Creusot im Morvan ist der Zusammenschub während der Ablagerung des Rotliegenden vor sich gegangen. Das mittlere Perm (Saxonien nach Delafond) wurde von der Unterlage abgeschert und ist umgefaltet nach SO auf das Untere Perm (Aunien) und das stärker gefaltete Karbon geschoben worden.

Ähnliches wird aus der Erbohrung von Granitmyloniten am Kohlenbecken von Chantenay (Nièvre) östlich vom Allier vermutet.

Sehr merkwürdige Nachweise großer horizontaler Bewegungen erkannte Bonnet (30) an dem schmalen und langgestreckten Kohlenstreifen von Sancey und Rouvray am Nordende des Morvan. Der Streifen besteht nicht aus einer zugeschärften Synklinale sondern aus einer Kette von langgestreckten Wölbungen, die vom Gneis

umhüllt und überdeckt werden. Im N ist die Kohle unter den Gneis untergetaucht und das Becken ist z. T. als Fenster im Gneis anzusehen. Der Gneis ist zugleich mit dem Karbon stark serizitisch verschiefert.

Eine bemerkenswerte Deutung gibt Termier der auffälligsten und bekanntesten unter den jüngeren Störungslinien des Zentralplateaus, dem sog. Kohlen-Kanal, der mit einer Länge von 230 km von Moulins am Allier in südsüdöstlicher Richtung das ganze Zentralplateau durchquert und im Becken von Décazeville mündet. Die Beobachtungen von Termier und G. Friedel in den Becken von Boule und Souvigny am Nordende des Kanals haben gelehrt, daß die Kohle nicht zwischen zwei Verwerfungen abgesunken, sondern nach Art einer zusammengepreßten Synklinale gelagert ist. An Stelle des Kanals befand sich im „Westphalien“ ein Senkungsgraben, ähnlich dem ostafrikanischen Graben. Er mochte etwa 30 km breit gewesen sein und in seiner Tiefe standen die Wasserbecken mit den randlichen Kohlensämpfen. Im Perm wurde die klaffende Spalte wieder allmählich auf die Breite von einigen hundert, ja stellenweise auf nur einige zehn Meter zusammengepreßt. Die ursprüngliche Richtung des Grabens ist aber in dieser „schlecht geschlossenen Narbe“ erhalten geblieben.

Der häufig verwendete Vergleich dieser Kohlenkanäle mit der Boskowitz Furche am Ostrande der böhmischen Masse kann sich nur auf die ähnliche Einklemmung der gleichen Transgressions-Sedimente an den schmalen Störungen beziehen. Er betrifft nicht das Wesen der Erscheinungen; denn die Boskowitz Furche ist nicht ein Sprung innerhalb des alten Massives, sondern, wie unten noch näher ausgeführt wird, eine Grenzlinie der Masse, an der zwei verschiedenartige Schollen gegeneinander verlagert worden sind.

Die Hauptmasse des französischen Zentralplateaus befindet sich zur armorikanischen Halbinsel in einem ähnlichen Gegensatz wie die moldanubische Scholle zum Erzgebirge; hier ist auch ein tief-abgetragener Faltenbau angeschlossen an die Zone der Intrusionstektonik; wenn auch beide Gebirge im Baustiele voneinander unterschieden sind. In der Bretagne sind keine so großen und einheitlichen Deckengewölbe bloßgelegt wie im Erzgebirge. Dagegen beherrschen enggedrängte steile Falten, mit Schichtlücken und Gleitflächen die östliche Bretagne. Kilian hat sie mit den Wurzelzonen im Briançonnais der Westalpen verglichen (Bull. Soc. geol. de Fr.

1909, S. 667). Andererseits weisen z. B. die von Barrois beschriebenen, und von ihm und Bergeron verschieden gedeuteten Überschiebungen von verhältnismäßig wenig verändertem Untersilur über Devon und Präkambrium, über Obersilur, auf der Halbinsel Crozon S von Brest, auf verhältnismäßig wenig tiefgreifenden Faltenbau, und nach den Beschreibungen von Kerforne (Comptes rend. de l'Acad. Paris 171, 1920) heben sich dort deutlicher zwei Faltenysteme voneinander ab, ein vordevonisches (kaledonisches) mit südwest-nordöstlichem Streichen, das den Synklinalen von Brest angehört, und ein jüngeres SW bis WSW streichendes, das noch das Mittelkarbon ergriffen hat

Vor allem ist es bemerkenswert, daß seichtere kristalline Faltenzonen mit armorikanischem Streichen westlich von Limoges und Corrèze an das eigentliche Zentralplateau angeschlossen sind. Man wird entfernt an die Lage der moravischen Zone erinnert, aber die Verbandsverhältnisse mit dem granitdurchwobenen Grundgebirge sind dort anderer Art, und die Gesteine von ganz anderer Beschaffenheit. Die Analogie wird sich deshalb nicht weiter fortführen lassen.

IX. Die Sudeten

1. Umgrenzung und Gegensätze, der iugische Bau

a) Abgrenzung gegen den erzgebirgischen Bau

Man pflegt dem erzgebirgischen System ein sudetisches System als ein etwa gleichartiges Stück der Umrahmung der böhmischen Masse gegenüberzustellen. Als Grenze zwischen beiden Systemen betrachtet man in der Regel die Überschiebung am Rande des Elbtalgebirges oder auch die Lausitzer Überschiebung mit ihrer Fortsetzung zum Abfall des Jeschken und in die Boskowitz Furche. Alles ältere Gebirge, das sich gegen Norden und Nordosten allmählich unter der schlesischen Ebene verliert, und das gegen Osten und Südosten unter den Karpathen zu verschwinden scheint, wird unter dem Namen der Sudeten im geologischen Sinne zusammengefaßt. So wie das Erzgebirge besteht es aus einer Reihe von kristallinen Kernen, die von paläozoischen und jüngeren Hüllen unvollständig umschlossen werden. Wie im Erzgebirge die einzelnen kristallinischen Kerne nach Bau und Entstehung streng vonein-

ander zu unterscheiden sind, so gilt dies auch mit ähnlicher Schärfe von den einzelnen ungleich großen Bloßlegungen des Grundgebirges in den Sudeten. Aber nicht nur untereinander, auch von denen des Erzgebirges sind sie grundsätzlich unterschieden. Man begegnet hier wieder anderen tektonischen Typen des Grundgebirges.

Die äußere orographische Gliederung und Umgrenzung ist jung. Der Elbbruch, der Eulengebirgsbruch, die Überschiebung von Hronow am Fuße der Heuscheuer, der Neißegraben mit seiner Einlenkung nach Süden in die Richtung der Boskowitz Furche, sie sind ebenso wie die nach Nordwest gestreckten schmalen mesozoischen Horste des schlesischen Flachlandes durchweg Glieder des riesigen Systemes von annähernd gleichgerichteten Störungen, mit denen die von der Südbewegung der größten aller Landmassen, von Innerasien her, ausstrahlenden Spannungen quer über den ganzen Kontinent geleitet werden. Die Unabhängigkeit dieser Brüche vom älteren Bau tritt in aufdringlicher Deutlichkeit hervor in der Art und Weise, mit der die verschiedenartigsten Strukturen von den gestreckten Linien bald im spitzen Winkel, bald quer durchschnitten werden. Wie z. B. der Eulengebirgsrandbruch die Scholle der Eulengneise in der Mitte zerteilt, oder wie das Streichen der paläozoischen Schiefer am Jeschken vom Elbbruch in spitzem Winkel getroffen wird.

An diesen großen Zusammenhängen, an der alles beherrschenden großzügigen Autonomie der vielgenannten „karpinskischen Linien“, wird nichts geändert, wenn hier und da durch Zufall, wie vielleicht am Rande der Syenitmasse von Reichenstein, eine Strecke weit das Streichen des älteren Gebirges mit der Richtung einer der jungen Dislokationen annähernd zusammenfällt.

Alle die so verschiedenartigen Glieder des erzgebirgischen Baues autochthone Falten, Deckengewölbe und Deckschollen werden im großen von einheitlich gegen Nordost gerichtetem Streichen beherrscht. Die Richtung wird an der von Pietzsch (212) so eingehend geschilderten Überschiebung am Rande des sog. Elbtalschiefergebietes vollkommen scharf abgeschnitten. Jenseits dieser Linie findet sich nichts mehr, das dem Bau nach dem Erzgebirge zu vergleichen wäre. Der Gegensatz besteht im wesentlichen nicht darin, daß jenseits dieser Linie vor allem die ausgedehnte Granitmasse des Lausitzer Gebirges keinen Platz mehr läßt für die Fortsetzung der erzgebirgischen Faltenzüge; er ist noch schärfer ausgedrückt in der Beschaffenheit, in der Lagerung

und in den Verbandverhältnissen des schmalen Saumes von paläozoischen Sedimenten, die zu einem anscheinend unregelmäßigen Paket von schmalen, leistenförmigen Schuppen an den Gneis der Freiburger Kuppel herangepreßt sind. Abgesehen von dem Streifen von glimmerigen Phylliten und Chloritgneisen im Liegenden der Schuppenmassen, haben die dem Silur, dem Devon und dem Kulm angehörigen Sedimente keine nennenswerte tektonische Beeinflussung erfahren. Sie haben keine weitgehende Umformung und Faltung mitgemacht und sind von keiner anderen Metamorphose beeinflusst worden, als der im Kontakte mit den Ausläufern des Lausitzer Granites.

Pietzsch hebt ausdrücklich hervor (a. a. O. S. 277), daß die Äquivalente des bezeichnendsten Gesteines dieser Schichtreihe, der als Weesensteiner Grauwacken bekannten, vielleicht präkambrischen Kontakthornfelse, nicht teilhaben an dem Schieferbogen, der das Granulitgebirge im Norden umrandet. Jenseits eines langen, größtenteils zugedeckten Zwischenstückes findet man sie weit abseits im Nordwesten wieder auf den Clanzschwitzer Höhen bei Oschatz in der geradlinigen Fortsetzung des Elbtalzuges.

Pietzsch meint, daß vielleicht gewisse Gesteine in dem Schiefer- und Gneiszuge am Ostrande des Syenit-Granites von Meißen als ein Bindeglied zwischen beiden Vorkommnissen aufgefaßt werden können. Diese Angaben unterstützen die hier aus allgemeinen Gründen vertretene Ansicht, daß das Elbtalschiefergebirge nicht mit den Schieferzügen von Nossen zu verbinden sei, sondern in seiner ganzen Ausdehnung einem von dem erzgebirgischen Systeme abzutrennenden Gebirgsbau angehöre.

Aus dem Gegensatz zwischen der vergneisten Erzgebirgskuppel und der nur kontaktmetamorphen Weesensteiner Grauwacke schließt Pietzsch (a. a. O. S. 278), daß hier ein Zusammenschub der Schichten in beträchtlichem Ausmaße stattgefunden habe, „wobei die Weesensteiner Grauwacke aus beträchtlicher Entfernung herangerückt wurde.“

Der Granit mit den gleichen Kontaktgesteinen wie bei Gottleuba im Elbtalschiefergebirge kommt wieder zum Vorschein im Elbekañon bei Tetschen unter der Kreidetafel (Hibsch 89).

Die Abtrennung des sudetischen Baues von dem des Erzgebirges, an dieser noch in geologisch junger Zeit bewegten rapturuellen Störung ist durchaus nicht willkürlich; es ist keine Zufallslinie, wie etwa die Randbrüche am Rheingraben, am Thü-

ringer Walde, oder der Eulengebirgsrandbruch. Ihr kommt eine größere Bedeutung zu.

Ebenso wie der Elbbruch im Nordwesten, ebenso trennt die Boskowitzter Furche im südöstlichen Teile des großen Bogens zwei sehr verschiedenartige Gebirgsstücke, die sich nicht unmittelbar aneinanderfügen lassen wollen.

Auch hier ist Größeres geschehen, als eine einfache Senkung oder Aufschiebung an einer mit steilerem oder sanfterem Winkel einfallenden Verwerfungsfläche. Davon wird unten noch die Rede sein.

b) Abgrenzung gegen das silesische Gebirge

Was hier dem Gebrauche gemäß unter dem Namen der Sudeten vereinigt wird, umfaßt, wie gesagt, sehr Verschiedenartiges.

Vor allem ist im Osten das silesische Grundgebirge mit seiner paläozoischen Außenzone abzutrennen. Die Grenze bildet die Ramsau-Linie, die westlich von Friedeberg beginnt und über den Ramsau-Sattel zieht bis zur Querstörung von Buschin. In ihr erkennt man die Fortsetzung der moravisch-moldanubischen Überschiebung, die bei Tischowitz von der jüngeren Boskowitzter Furche abgeschnitten wird und unter transgredierendem Kulm bei Schweine SW von Müglitz auf eine kurze Strecke wieder zum Vorschein kommt (s. Taf. II). Es ist die bedeutsamste und klarste und bestimmteste Grenzlinie im ganzen, tieferen armorikanischen-variszischen Bau; denn an ihr werden die mit großer Gleichförmigkeit von Mähren bis Cornwall und bis in die Bretagne herrschenden granitischen Intrusionen mit voller Schärfe und Entschiedenheit abgeschnitten. Ganz unvermittelt erscheinen im moravischen und silesischen Gebiete granitische Körper, die mit ihrem Gangfolge einer anderen Gauverwandtschaft angehören (C. John und F. E. Sueß 103). Da liegt ein Gebirge mit einem konkordant überwältigten Gneiskernen, mit einer der alpinen vergleichbaren Schieferhülle, von Stauolith-Glimmerschiefern und Phylliten, mit protoginartigen, chloritischen Gneisen mit Chlorit-schieferzügen einer Außenzone von weniger metamorphen devonischen Sedimenten; kurz ein Gebirge, das nach seiner ganzen Anlage und der metamorphen Fazies der Gesteine den Alpen zu vergleichen ist. Es enthält gewiss eine verwickelte Sondertektonik, die noch der Auflösung harret; man kann kaum daran zweifeln, daß seine Erforschung durch einen in alpinen Erfahrungen

geschulten Geologen, die Auflösung in eine Deckenfolge, ähnlich jener der Alpen, ergeben wird.

Mit greifbarer, fast aufdringlicher Deutlichkeit kann die Überschiebungslinie aus der Gegend von Altstadt-Goldenstein über den Ramsau-Sattel bei Spornhau, gegen Lindewiese verfolgt werden. Auf dieser Strecke tauchen die tonschieferartigen Phyllite mit nicht metamorphen Kalken, die bereits Becke als Devonkalke angesehen hat (13), unter die grobschuppigen, z. T. granatführenden Glimmerschiefer, hinab.

Nicht auf den ersten Blick und nicht mit gleicher Sicherheit kann man die Grenze weiter im Norden erkennen, wo die verschieferten Kontaktgesteine und die verschieferten Ränder des Granitstockes von Friedeberg die Überschiebung unmittelbar unterteufen, wo beiderseits schuppige Gneise oder glimmerschieferartige Gesteine aneinander grenzen. Auch die begleitenden Kalkzüge, die das Umschwenken der Schieferhülle um den Granitstock mit besonderer Deutlichkeit anzeigen, sind, wie man annehmen darf, schon vor der Überschiebung, durch den Einfluß des nahen Granites in Marmore umgewandelt worden.

Eine Angabe über das Auftreten von Fibrolithgneis in der Gegend von Strehlen hat mich seinerzeit (278, S. 57) zur Annahme bestimmt, daß die Grundgebirgskuppen dieser Gegend bereits außerhalb der silesischen Zone gelegen seien und die Überschiebungslinie westlich davon vorüberziehe. Cloos (42, S. 83) gibt an, daß die Granite von Strehlen und von Friedeberg einem einzigen größeren Stocke gehören, allerdings ohne Beifügung der petrographischen Kennzeichen. Demnach wäre anzunehmen, daß die Fortsetzung der westlich von Friedeberg abgeschnittenen Überschiebung weiter nach Westen gelegen sei und die neueren Aufnahmen von O. Tietze (292) liefern in der Tat einige Anhaltspunkte dafür, daß die Grenze in nordsüdlicher Richtung die kristallinen Kuppen östlich von Nimptsch durchschneidet. Die Hauptmasse der in diesen Kuppen aufgeschlossenen Gesteine besteht nach der Darstellung von O. Tietze aus Glimmerschiefern, die im Liegenden in Zweiglimmergneise übergehen. Hiervon werden die von Granitgängen durchsetzten Glimmerschiefer im Osten des Blockes unterschieden. Die Gesteine fallen durchwegs gegen Westen ein (s. Fig. 16).

Die Einlagerungen von Amphiboliten und von Graphitquarziten in der westlichen Glimmerschieferzone entsprechen nach der Be-

schreibung von O. Tietze denen am Rande der moldanubischen Scholle. Die östlichen Glimmerschiefer enthalten Kalksilikathornfelse und Amphibolite von anderer Beschaffenheit mit Pyroxen.

Die silesische Grenze kann am Gebirgsabhang nicht unvermittelt endigen, und ich bin geneigt anzunehmen, daß sie zwischen den beiden von O. Tietze unterschiedenen Arten von Glimmerschiefern hindurchstreicht. Dann wären Strehlemer und Friedeberger Granit zu einem größeren Batholithen zu vereinigen, vergleichbar dem Batholithen im Kerne der südlichen moravischen Kuppel. So wie dieser hat er in seinem Inneren der Verschiebung und Zergliederung in einzelne Decken widerstanden, und die vorwandernde Schubscholle war gezwungen, ihn mit einer Aufwölbung zu überschreiten. Der Gewölbekbau des Strehlemer Granitstockes ist auch aus der Darstellung von Cloos deutlich zu ersehen (43, S. 10).

Hier liegt aber der Batholith sehr knapp unter der Schubfläche. Er war schon vor der Überschiebung in die gefalteten Tonschiefer und Kalke des Devon eingedrungen. Er war vielleicht zugleich die Veranlassung, daß diese Gesteine von der Überschiebung weniger mitgenommen worden und in dem Grenzstreifen über der Kuppel des Kepernikgneises bei Lindewiese, Spornhau und Goldenstein unverändert gleichsam im „Druckschatten“ wie geschützte Stellen zu seiten von Porphyroblasten in Streßgesteinen erhalten geblieben sind, indem der seitliche Anschluß die volle mechanische Auswirkung des Deckenschubes verhindert hat.

Die injizierten Glimmerschiefer östlich von Nimptsch sind nach dieser Auffassung als das verschieferte Dach des Batholithen



Fig. 16. Profil durch die Hügel östlich von Nimptsch nach O. Tietze (1919); mit Eintragung der mutmaßlichen moldanubisch-silesischen Grenze. *Gl* Glimmerschiefer, *gln* Gneisglimmerschiefer, *gnh* Hornblendgneis, *a* Amphibolit, *gn* Gneisquarzitschiefer, *γ* Graphitschiefer, *q* Quarzgänge, *glg* mit Granit injizierter Glimmerschiefer, *G* Granit, *Ksi* Kalksilikathornfels, *B* Basalt.

anzusehen. Nach der Beschreibung von O. Tietze (a. a. O. S. 579) finden sich auch hier Übergänge der Glimmerschiefer in Hornfelse; das wären verschonte Reste der ursprünglichen Kontaktzone, wie sie kürzlich auch von Preclik im Dache des Thayabatholithen an der Thaya bei Nieder-Fladnitz NW von Retz beobachtet worden sind (216).

b) Abgrenzung gegen die moldanubische Scholle

Während der östliche, silesische Anteil des sogenannten sudetischen Systemes mit der tektonischen Fazies des alpinen Baues als Stück eines Faltengebirges mit bestimmten Leitlinien zu erkennen ist und wenigstens im großen als eine in sich organisch geschlossene Einheit erfaßt werden kann, scheint jenseits der bedeutsamen Scheidelinie am Ramsausattel aller organische Zusammenhang zwischen den einzelnen Gliedern des älteren Gebirges aufgelöst. Dieser Teil des variszischen Grundgebirges scheint sich am hartnäckigsten der Auslegung widersetzen zu wollen; hier häufen sich die noch ungelösten Widersprüche. Zum Teil mag dieses darin begründet sein, daß sich noch zu den durch die ältere, innere Tektonik gegebenen Schwierigkeiten, zur Metamorphose und Faltung vor und nach der Granitintrusion, zu den wechselnden Transgressionen, mit großen Lücken der Sedimentation und vermutlich auch älteren Schollenüberschiebungen, noch die Gegenbewegungen gesellen, die in den Linien der Karpinskyschen Richtung im Kartenbilde so auffällig hervortreten. Die langgestreckten Leisten, in die das Gebirge durch die nach NW streichenden Störungen zerlegt wird, sind in nicht unbeträchtlichem Ausmaße gegeneinander verschoben worden. Nur so kann man es verstehen, daß am Elbtalbruche, am Jeschken an der südlichen Boskowitzer Furche Gebirgstelle aneinander grenzen, die nicht unmittelbar aneinander passen wollen.

Die örtlichen Wahrnehmungen an der Elbtallinie und an der Lausitzer Verwerfung deuten ebenso wie die regionalen Beziehungen dieser Linien, auf beträchtliche Überschuppungen gegen Südwesten. Durch diese Bewegungen wurde der Hauptkamm der Sudeten über die Kreidetafel emporgehoben. Aber die größten horizontalen und vertikalen Verschiebungen an diesen Linien bleiben gering gegenüber der ungeheuren Ausdehnung des Spaltennetzes, in das sie eingliedert sind.

Sicher ist, daß ein Einblick in die gegenseitige Beziehung der verschiedenen Gebirgstrümmen, nicht von der Untersuchung der örtlichen Verhältnisse allein, sondern nur mit Hilfe regionaler Vergleiche und durch Betrachtung der Anlage des Gebirges im großen zu gewinnen sein wird.

c) Der lügische Bau und seine Gliederung

Alles Grundgebirge, im W und NW der Ramsaulinie, ebenso im Hauptkamm der Sudeten, wie in den nordwärts in der Ebene verstreuten Kuppen, schließt sich nach seinem Baustile der Intrusions-scholle an. Der Gegensatz zum Erzgebirge, der in der Elbtal-schieferzone so unvermittelt hervortritt, bleibt geltend für diesen ganzen Teil des Sudetenbaues. Hier findet sich kein eigentlicher Gneiskuppelbau; keine grauen Gneise überwältigt von Schiefer- und Sedimentgneisen, kein so scharf abgestufter, lagenförmiger Wechsel, der als gewölbeförmiger, überwältigter Falten- und Deckenbau gedeutet werden könnte. Während die einzelnen autochthonen und ortsfremden Grundgebirgskörper des erzgebirgischen Baues, sowie in den Alpen, nach großen tektonischen Leitlinien, nach der Längsstreckung der beherrschenden Antiklinalen und Synklinalen geformt und angeordnet sind, verdankt der Großteil des Sudetengebirges seine äußere Gliederung allein der jungen nordwestlichen Zerstückelung. Mit den Merkmalen des erzgebirgischen Baues ist auch die erzgebirgische Streichungsrichtung aus dem Kartenbilde verschwunden.

Auch im Iser- und Riesengebirge schmiegen sich die Schieferzüge im großen ganzen an die Umrisse der Granitstöcke, wenn sie nicht, durch tiefe Bewegungen anderer Art, wie weiter im Osten im Hangenden der silesischen Überschiebung verbogen und umgeformt worden sind. Es gibt hier keine herrschende Richtung des Streichens, die wie im Erzgebirge durch den Verlauf der Leitlinien eine das Gebirge beherrschende tangentielle Bewegung zum Ausdruck bringt. Es gibt kein sudetisches Streichen das dem erzgebirgischen Streichen gleichwertig entgegengestellt werden könnte.

Wenn auch die inneren kristallinen Züge im Riesengebirge, in das erzgebirgische Streichen sich fortzusetzen und mit dem Adler- und Habelschwerdter Gebirge zu einem einheitlichen Bogen zusammenzuschließen scheinen, so hat ihr Bau doch einen anderen Sinn.

Folgende Hauptelemente dieses Baues sollen hier in Kürze der Reihe nach besprochen werden:

1. Das vorherrschend granitische Grundgebirge im Westen; es erstreckt sich von Strehla bis Kupferberg im Riesengebirge. Zu ihm gehören die Granitmassen der Lausitz und des Riesengebirges mit ihren Gneis- und Schiefermänteln.

2. Der Gneiszug des böhmischen Kammes mit seiner Fortsetzung in den Gneisen von Schildberg und Müglitz bis zum Marchtale. Er wird unter dem Rotliegenden und der Kreide in den Vorlagen der Heuscheuer mit den Gneisen des Riesengebirges zu verbinden sein.

3. Die einzelnen paläozoischen Gebiete von Glatz, von Wartha, im Bober-Katzbachgebirge, bei Görlitz und im Vorlande bei Striegau und Jauer. Sie bilden stellenweise eine tektonische Einheit mit ihrer dem umgebenden Grundgebirge fremden Unterlage von Phylliten und serizitischen Schiefnern.

4. Die geschlossene, fremdartige Scholle der Eulengneise, die der sogenannte Sudenrandbruch quer durchschneidet.

5. Das stark verschieferte Gneisgebiet des Spieglitzer Schneeberges, hier das Spieglitzer Schneegebirge genannt. Es beginnt im Süden an der sogenannten Störung von Buschin an der March und im Norden ist ihm die sogenannte Syenitmasse von Reichenstein angeschlossen.

6. Die Kuppen der Ebenen in den Gegenden von Nimptsch, Zobten und Striegau, in denen sich die versprengten Ausläufer der unter 1., 4. und 5. genannten begegnen.

2. Die Innersudetische Leistenscholle

a) Riesengebirge und Isergebirge

Die große einheitliche Granitfläche, welche die geologischen Karten (Roth, geolog. Karte von Schlesien, S. Lepsius, geolog. Karte von Deutschland) im östlichen Sachsen und im Gebiete der Lausitz bis Görlitz und bis Friedland und Zittau hin verzeichnen, würde noch mehr an Ausdehnung gewonnen haben, wenn der Begriff des Granites bei der Herstellung der Grundlagen noch allgemeiner und einheitlicher erfaßt worden wäre. Sie würde mit dem Granitstocke des Iser- und Riesengebirges in Verbindung treten. Eine strengere Unterscheidung verschiedener Ausbildungen

und Abwandlungen des Granites würde aber die Einfügung neuer Grenzen in das Kartenbild verlangen.

Die Untersuchungen von Rimann (224) und von Berg (22) haben gezeigt, daß die Gneise in der breiten Zone zwischen Friedland und Hirschberg nichts anderes sind als mehr oder weniger flaserig gestreckte Granite. Fast allenthalben enthält die Mikrostruktur kataklastische Zertrümmerungen und sonstige Spuren der gewaltsamen Umformung, wenn auch nicht immer diese ausgeprägte Parallelstruktur vorhanden ist. Die Zerreibungszonen und besonders die feinkörnigen Gesteinslagen haben häufig durchgehende Rekristallisation erfahren. Die Pressung der größeren Feldspatkörner ist durch die Häufigkeit von Mikroklin- und Perthitstrukturen ausgedrückt.

Zu diesen Granitgneisen gehören auch die Gesteine, die Rose seinerzeit als „Granit“, d. i. als Zweiglimmergranit, von dem „Granit“ d. i. von dem Biotitgranit des Riesengebirges unterschieden hat. Eine Unterscheidung, die nach dem Vorbilde von Rosenbusch auch in anderen Gebieten häufig angewendet worden ist. Milch hat gezeigt, daß der Muskovit der „Granite“ durch nachträgliche Umwandlung, und wie er meinte aus Biotit entstanden sei. Hierzu mag bemerkt werden, daß eine Umbildung von Biotit in echten Muskovit (nicht Entfärbung durch Baueritisierung) chemisch unwahrscheinlich und in anderen Gebieten kaum mit Sicherheit nachgewiesen worden ist. Allenthalben erfolgt in gepreßtem Granit die Bildung des Muskovites auf Kosten des Kalifeldspates. Der Biotit kann neben dem Muskovit erhalten bleiben, wie das auch bei den „Graniten“ von Rose der Fall ist.

Nach der vortrefflichen Beschreibung von G. Berg (20, 23) sind die vorherrschenden Strukturen dieser Gesteine im allgemeinen als blastomylonitisch zu bezeichnen. Wie in anderen noch mehr kristalloblastisch umgeformten Gesteinen, z. B. im Bittescher Gneis finden sich auch Täfelchen von Muskovit, die einer letzten Kristallisationsphase angehören und keine Umformung mehr erlitten haben.

Berg (22) verdanken wir auch die Belehrung, daß ein Teil des Lausitzer Granitstockes, nämlich die Granite der Umgebung von Rumburg, den älteren z. T. mechanisch umgeformten Graniten zugehören. Gerölle dieser Abart sind in den Kulmkonglomeraten enthalten, der eigentliche Lausitzer Granit dagegen hat den Kulm bereits im Kontakt verändert.

Zu diesen jüngeren Intrusionen gehört auch nach der Angabe von Berg der zumeist grobporphyrische „Zentralgranit“ am Hauptkamme des Riesen- und Isergebirges. Er ist der Schieferhülle, die ihn im S und im O umrandet, annähernd konkordat eingepaßt. Mit schärferer Diskordanz quer auf das Streichen durchschneidet die angrenzenden Schieferzüge sein gegen Norden vorgeschobener Anhang, dem der Hirschberger Kessel angehört. Cloos vermutet, daß hier ein allerjüngster Nachschub des Magmas von der Hauptmasse abzutrennen sei (42 S. 23).

In den Granitstöcken allein sind schon die beiden Hauptvorgänge abgebildet, welche auch dieses Grundgebirgsgebiet beherrschen: die lange andauernden und wiederholten Intrusionen verwandten Magmas und die Umformung und die Zerrung des gesamten Gebirgskörpers, die in der Verschieferung der älteren Granite zum Ausdruck kommt. Nur die jüngsten vermutlich nachkulkmischen Intrusionen des Zentralgranites haben ihre Erstarrungsstruktur unverändert bewahrt.

Von den ehemaligen Hüllgesteinen der Granite ist nur ein verhältnismäßig spärlicher Rest übrig geblieben.

Eine nördliche schmale Schieferzone, die sich am Nordrande des Isergebirges von Raspenau in Böhmen nach Voigtsdorf in Schlesien erstreckt, ist nichts anderes als ein Rest des ehemaligen Kontaktmantels, der zugleich mit den Graniten gestreckt und verschiefert worden ist.

Er war vermutlich aus Tonschiefern oder Phylliten ähnlich denen des Bober-Katzbachgebirges hervorgegangen (Berg 22, S. 157). Da und dort sind noch unzerstörte Reste des Kontakthofes in Form von cordierit- und andalusitführenden Einschlüssen im Glimmerschiefer erhalten geblieben.

Eine zweite solche Glimmerschieferzone am Hochiserkamme, westlich von Petersdorf ist aber durch den Zentralgranit neuerdings zu massigen Cordierit- und Andalusithornfelsen umgebildet worden.

Eine ähnliche Geschichte, aber mit weit größerer Ausführlichkeit, erzählt der südliche und östliche breite Schiefermantel des riesengebirgischen Zentralgranits.

Über Friedland und Zittau zum großen Teile durch jüngere Bildungen verdeckt, setzt sich die Zone der flaserigen Granite des Isergebirges fort in die verwandten Gesteine des Rumburger Gebietes. Schon G. Laube hat die Gesteine von Kratzau und Zittau als verschieferte Granite, mit zerdrückten und ausgewalzten

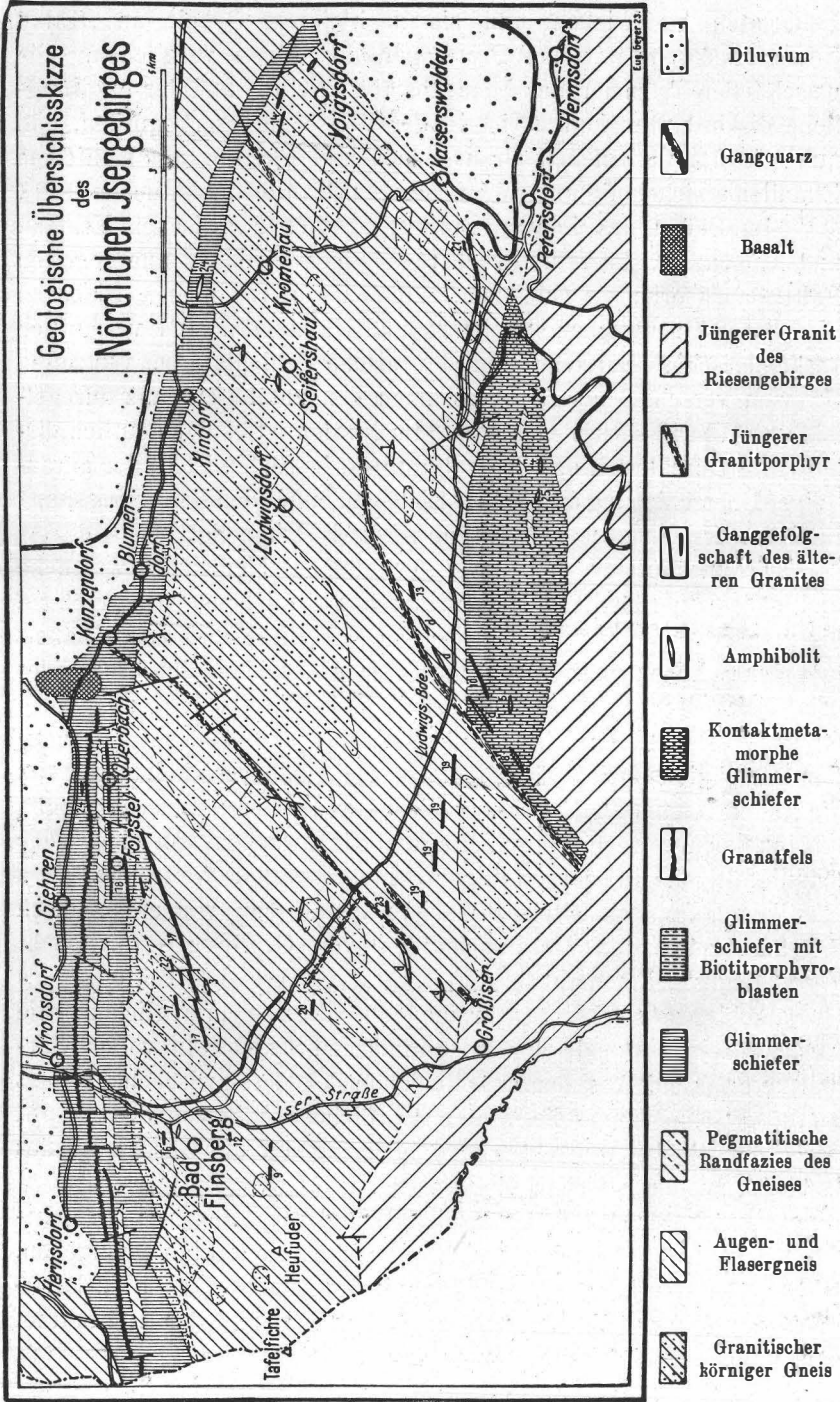


Fig. 17 nach G. Berg (1923).

Feldspaten beschrieben und sie nach ihrem Gehalt an „Talk“ (recte Muskovit) mit den Protoginen der Alpen verglichen. Sie umschließen Trümmer der benachbarten Phyllite und der ursprüngliche diskordante Kontakt ist in der Weise verlagert worden, daß nun die durchbrochenen Grauwacken und Phyllite mit südlichem Einfallen gleichsinnig unter die flaserigen Granite hinabtauchen (149).

Im Süden des Zentralgranites, im Bogen zwischen Kratzau und Hoheneibe, ist ein Bruchstück eines ziemlich unregelmäßigen Faltenbaues erhalten geblieben. In den von reichlichen Diabasen begleiteten Grauwacken, Schiefern und Kalklagern sind vermutlich vorkambrische, silurische und devonische Schichtstufen vertreten. Grenzen verschiedener Art bestimmen den zufälligen ganz unregelmäßigen Umriß dieses Gebietes. Im Norden ist es der deutlich diskordante Durchbruch des Zentralgranites, im Süden ist es der geradlinige Überschiebungsrand bei Liebenau und der Transgressionsrand der Kreide zwischen Eisenbrod und Hoheneibe.

Trotz häufiger örtlicher Ablenkungen bleiben ostwestliche und südwestnordöstliche Richtungen des Streichens vorherrschend bis zum großen Knick nach Nord an der Linie zwischen Freiheit und der Schneekoppe. Der Abbruch des Jeschken durchschneidet ostwestliches Streichen. Bei Eisenbrod beschreibt Kettner (119) eine steile nordostreichende Antiklinale, die vom Randbruche durchgeschnitten wird. Nördlich von Hoheneibe erscheinen bereits die in den Karten als Gneise verzeichneten breiteren Einschaltungen und zugleich werden Tonschiefer und Grauwacken von einer sehr mannigfaltigen Reihe kristalliner Schiefergesteine verdrängt. Den Randbogen auf schlesischem Gebiete kennt man vor allem durch die ausgezeichneten Untersuchungen von G. Berg (20). Nicht allzu häufig trifft man in der Literatur über die Tektonik des Grundgebirges solche Beschreibungen, die es ermöglichen, die wesentlichen Merkmale der kristallinischen Schiefer in voller Klarheit zu erfassen. Aus dem anschließenden Gebiete zwischen Freiheit und der Schneekoppe liegt eine treffliche Studie von J. Hampel vor (83). Beide Beobachter sind in bezug auf die Geschichte des Gebietes zu den gleichen Ergebnissen gelangt.

Ein älterer Granit ist in die alt- und vorpaläozoische Schichtfolge eingedrungen und hat sich mit einem Kontakthofe umgeben. Eine spätere Auffaltung hat die Granite zu Augengneisen, Muskovitgneisen und Zweiglimmergneisen verschiefert, und den Kontakthof zum Glimmerschiefermantel umgeprägt.

Auf deutschem Gebiete können zweierlei verschieferte Intrusionskerne unterschieden werden. Der westliche besteht aus den sog. Schmiedeberger Gneisen; das sind geflaserte Granite mit allen Übergängen von granitisch-körnigen, und kataklastischen Gesteinen zu geflaserten Augengneisen, bis zu glimmerschieferartigen und serizitischen Schiefergneisen. Oft sind protogene Reste mit starker Kataklyse im mikroskopischen Bilde, bes. in den Augengneisen noch vorhanden. Durch blastomylonitische Abstufungen können sie in holoblastische Gesteine übergehen. Abermals wird die Auskristallisation von individualisierten Muskovittafeln zumeist aber nicht immer parallel zu s ein kennzeichnendes Merkmal der Umformung durch Gleitung. Die gelegentliche Querstellung der Muskovittafeln weist darauf hin, daß ihre Kristallisation hier, wie in anderen Fällen nach Abschluß der Gleitbewegung erfolgt ist oder diese noch überdauert hat (a. a. O., S. 125). Den östlichen Kern bilden die Petzelsdorfer Gneise; das sind noch mannigfaltigere Plagioklas-Hornblendegesteine mit noch unverschieferten dioritischen Resten (20 S. 31). Wie bei anderen ähnlichen, nachträglich verquetschten Intrusivkörpern ist auch hier in der Regel die Schieferung gegen die Ränder zu stärker ausgeprägt. Daneben sind aber die Intrusionstexturen im großen, die gangförmigen Durchdringungen von Amphibolit, seine Bruchstücke und deren schlierenartige Auflösung stellenweise mit geringer Veränderung erhalten geblieben. Das rasche Auskeilen der Granitlinsen, die stumpfen Umrisse der Gneiskörper und ihrer Einlagerungen weisen darauf hin, daß sie einmal unregelmäßige Stöcke gebildet haben (a. a. O. S. 28). Die Glimmerschiefer mögen aus dem ehemaligen Kontakthornfels in ähnlicher Weise entstanden sein, wie die moldanubischen Glimmerschiefer aus den hornfelsähnlichen Sedimentgneisen (S. 31). Wie in vielen anderen Glimmerschiefern fehlen auch hier nicht die gerollten Granaten mit den verbogenen Einschlußzügen (Berg 20, S. 39). Sie bezeugen, daß auch hier die Ausbildung der grob-epidoblastischen Struktur von Differenzialbewegungen an den s -Flächen begleitet war.

Man erkennt aus den Darstellungen von Berg, wie verschiedenartige Ausgangsgesteine in die Bildung der Schieferzone mit einbezogen worden sind. Außer den Intrusivgesteinen sind es tonige und vermutlich grauwackenartige Sedimentgneise, die zum großen Teile zu Glimmerschiefern geworden sind, z. T. aber auch noch als hornfelsartige schuppig-körnige Paragneise erhalten

geblieben sind. Kalke und Kalkmergel sind zu Marmoren und Kalksilikatfelsen geworden. Die Hornblendegesteine, Feldspatamphibolite und Diopsidamphibolite mögen einmal basische Lagergänge, Decken und Tuffe gewesen sein. Sie haben vermutlich zuerst eine Kristallisation im Granitkontakt und dann eine lepidoblastische Verschieferung durchgemacht, bei der sie in den für solche Strukturen zumeist kennzeichnenden Mineralbestand der Mesozone mit Porphyroblasten von Muskovit, übergeführt worden sind. Eine spätere Verfaltung war aber zonenweise von Diaphthorese begleitet, die sich durch Eintreten von Epimineralen kundgibt. Glimmerschiefer wurden zu Phylloniten, Amphibolite zu Chloritschiefern ausgewalzt. Die außerhalb der einstigen Kontakthöfe gelegenen Gesteine sind auf geradem Wege in Phyllite, Grünschiefer, Porphyroide usw. umgewandelt worden.

Nach der Beschreibung von Berg erkennt man in Glimmerschiefern, die in Form von Geröllen im Kulm erhalten geblieben sind, stellenweise noch die Spuren der einstigen klastischen Struktur. Man wird ähnliches nie in den lepidoblastischen Gesteinen finden, die aus der eigentlichen Katazone hervorgegangen sind; wie etwa die Zweiglimmergneise und Glimmerschiefer der Zone von Swratka (S. 34). Die Schiefer des Riesengebirges waren niemals in die subbatholitische Katazone eingetaucht gewesen, die als der vornehmliche Bildungsbereich der moldanubischen Schiefer weiter im Süden anzusehen ist.

Die Massen waren weniger starr, als die in großer Mächtigkeit subbatholitisch umgewandelten Gebirgskörper der Intrusionscholle im eigentlichen moldanubischen Gebiete. Sie waren durch die ältere Intrusion auch nur zum Teil umgewandelt worden und daher beweglicher geblieben.

Die einzelnen Gesteinskörper sind linsenförmig gestreckt; sie bewahren keine bestimmte Stufenstellung in der metamorphen Reihe, sondern kehren mehrmals wieder. In scheinbarer Konkordanz und regellos wiederholen sich mehrmals die gleichen Lagen von Glimmerschiefer in demselben Profile. Auch die Reihenfolge der Einlagerungen wird in einzelnen Profilen wiederholt. Hieraus ist zu ersehen, daß die Gesteine bereits vor ihrem Aufstau zu dem steilen Bogen, mit dem sie sich an den zentralen Granit anzulehnen scheinen, und nach ihrer ersten Metamorphose in enge Falten gelegt worden waren.

Berg vermutet, daß diese Faltungen häufig in Überschiebungen und stellenweise auch in Schuppenstruktur übergehen. Mit diesen Bewegungen wird auch der Eintritt der rückschreitenden Epimetamorphose mancher Gesteinslagen zu verbinden sein.

Der sanduhrförmige Stock des Zentralgranites durchschneidet mit spitzwinkliger Diskordanz die steil angelagerten Schiefer. So grenzt er bei Kupferberg an die Glimmerschiefer, am Landeshuter Kamm an die Flasergneise und am Schmiedeberger Kamm an die Granitgneise; nach den älteren Aufnahmen bilden auf böhmischem Gebiete die alten Tonschiefer und Grauwacken seine Südgrenze. Er hat die Glimmerschiefer in Cordierit- und Andalusithornfelse, die Kalklager in Kalksilikatgesteine umgewandelt und somit die „kaleidoskopartige Mannigfaltigkeit“ der kristallinen Gesteine (Berg) vervollständigt¹⁾.

Ganz ähnliche Kontaktwirkungen setzen sich fort in das Gebiet der paläozoischen Phyllite, und nach der Angabe von A. Gränzer hat der „Granit“ (d. i. Zweiglimmergranit), bei Reichenberg die Phyllite in Andalusit-Hornfelse und Knotenschiefer verwandelt (74, S. 37). Von Reichenau westwärts wird das NO-Streichen der alten Schiefer mit ihren Diabaslagern quer durchschnitten und nur bei Christophsgrund W von Reichenberg örtlich abgelenkt.

In dem einspringenden Winkel bei Wolfshau neigen sich die anschließenden älteren Granitgneise und Flasergneise mit steilem Einfallen unter die Granitgrenze.

Auffälliger als im O ist die Konkordanz des Granitdurchbruches im W, wo die Grenze zwischen den aus dem Isergebirge hierher fortsetzenden Gneisgraniten (Laubes Protogin) und den alten Schiefeln vom Zentralgranit quer durchschnitten wird.

Überblickt man den Gebirgsbau im großen, so sieht man, daß der Zentralstock mit seiner Haupterstreckung in schiefer Stellung durchaus ungenau in den älteren Gebirgsbau eingepaßt ist, in soweit dieser durch die Streckung der Gesteine und ihrer Grenzen in einer vorherrschenden Richtung von WSW nach ONO ausgedrückt ist. Daran vermag auch die beiläufige Anpassung

¹⁾ Nach einer Mitteilung von Prof. F. Becke befinden sich im geologischen Institute der deutschen Universität in Prag Handstücke von Cordierit- und Andalusithornfels aus dem südlichen böhmischen Randgebiete des Granitstockes. Es wäre interessant zu erfahren, ob sie aus den dort verbreiteten paläozoischen Schiefeln unmittelbar entstanden sind.

des östlichen Granitrandes an den anschließenden Bogen der Gneis- und Schieferzüge nichts zu ändern. Der Granit kann nicht durch einfache Aufwölbung des Daches in seine Stellung gebracht worden sein. Der Anschluß an die benachbarten Gesteine ist zu unregelmäßig und auch in den Randstrecken mit beiläufiger Konkordanz fehlen einzelne Schichtglieder. Es wird sich nicht leicht entscheiden lassen, ob sich der Batholith hier einem vorbereiteten Bildungsraume angepaßt hat, oder ob er imstande war, das Streichen der Gesteine zu beeinflussen und eine Strecke weit umzuwenden. In bezug auf seine Lagerungsverhältnisse nimmt der Zentralgranit gleichsam eine Mittelstellung ein zwischen den von Kataschiefern umflossenen tieferen Teilen der Batholithen in der Zone der Intrusionstektonik und den die höher gelegenen weniger metamorphen Schiefer durchbrechenden diskordanten Ästen. Er ist in ein verfaltetes System von metamorphen und nicht metamorphen Schiefen aufgestiegen und hat keinen Anteil an der eigentlichen Metamorphose der Schiefer. Wenn er auch die zunächst anlagernden Schichten in einem Teile seiner Umrandung zurückgestaut haben sollte, so ist er doch im wesentlichen posttektonisch. Er verdient nicht die Bezeichnung einer Erhebungsachse, die ihm Cloos (42, S. 21) gegeben hat. Er liegt auch nicht in der zentralen Achse eines einheitlichen Faltenbaues. Seine gegenwärtige Höhenlage verdankt er den jungen, hauptsächlich gegen SW gerichteten Verschiebungen, an denen einzelne Schollen des Gebirges gesenkt, andere emporgehoben worden sind. Genugsam bekannt ist die gegen SW gerichtete Aufschiebung des Granites und des älteren Faltengebirges auf die Kreide am Elbbruche und seiner Fortsetzung am Abhange des Jeschken; und ebenso die Aufschiebung des Oberkarbon auf die Kreide bei Hronow (307), die den Unterschied zwischen der Höhenlage der turonen Tafel auf der Heuscheuer und in der Tiefe des Neißegrabens verständlich macht.

Mit Bezug auf die Gesamttektonik muß es als ein Zufall erscheinen, daß der bedeutendste Höhenzug des Riesengebirges gerade aus Granit besteht. Seiner massigen Beschaffenheit wegen mag er durch die Erosion aus der schiefrigen Hülle herausgearbeitet worden sein. Die bedeutendste Erhebung des Gebirges aber, die Schneekoppe (1603), besteht aus den Kontaktgesteinen der Randzone. In den mittleren Sudeten wird die größte Höhe von der Kreidetafel der Heuscheuer gebildet, und in den westlichen Sudeten bleiben die bedeutendsten Erhebungen, die Gneisgipfel

des Spiegltitzer Schneeberges und des Altvater, nicht allzusehr zurück hinter den Granithöhen des Riesengebirges.

b) Die Lausitz

Den ausgedehnten Stock von jüngeren und älteren, von flaserigen (vergneisten) und massigen Graniten, die im Iser- und Riesengebirge miteinander verschweißt sind, trennt im NO die „innersudetische Hauptverwerfung“ vom Boberkatzbachgebirge. Unter der Voraussetzung, daß diese große Störungslinie ihren geradlinigen Verlauf gegen NW unter der jüngeren Decke unverändert beibehält, darf man der großen leistenförmigen Scholle auch die ganze Lausitzer Granitmasse mit ihren Ausläufern bis Lauban zurechnen. Auch die entlegensten Spuren, mit denen das alte Gebirge unter dem Diluvium gegen N verschwindet, gehören hierher, es sind die kleinen Aufbrüche von Granit und alten Schiefern zwischen Senftenberg und Hoyerswerda südlich von Kottbus.

Auf und in dem großen Magmaherde haften noch größere und kleinere Schollen des paläozoischen Daches. Größere Ausdehnung gewinnen sie bei Görlitz und von hier weiter gegen NW. Im allgemeinen aber ist das flach lagernde Dach vielfach zerstückelt. Man kann eigentlich nicht von einer paläozoischen „Außenzone“ sprechen, wie ich das früher getan habe (270), denn was noch am weitesten nach außen und am weitesten im N sichtbar wird, ist neuerdings Granit.

Silur ist bei Görlitz und anderen Stellen nachgewiesen worden. Zum Kulm rechnet Cloos den größten Teil der „nordsächsischen Grauwackenformation“, er wird vom Granit durchbrochen und in Schollen aufgelöst. Was vorliegt, deutet auf einen verhältnismäßig seichten Gebirgsbau; es ist ein durchaus anderes Gebirge, als der kristalline Faltenbau der erzgebirgischen Kuppeln.

Die Lausitzer Granitmasse muß nicht durch eine einheitliche und einmalige Intrusion entstanden sein. Die Gebiete bei Rumburg und nördlich von Zittau hat bereits Berg einer älteren Intrusion zugeteilt und mit den flaserigen Graniten und Granitgneisen des Isergebirges in Verbindung gebracht. Nicht immer werden ineinandergreifende Intrusionen von verschiedenem Alter stets so leicht durch auffallende äußere Merkmale zu unterscheiden sein.

Nach den Erfahrungen an den Granitmassen des südböhmischen Grundgebirges, in denen man tiefere Teile der batholithischen

Körper erkennen darf, ist kein Grund vorhanden zu der Annahme, daß der Lausitzer Granit mit anhaltend gleicher oder mit zunehmender Breite in die ewige Teufe fortsetzt. Man darf vermuten, daß auch hier verschiedene ästige Verzweigungen ineinander greifen. Die Belege reichen durchaus nicht hin (s. oben), ihm die Form einer flachen Platte zuzuerkennen. Es bedeutet eine Begriffsverwirrung, wenn man Massen von Tiefengesteinen von solcher Ausdehnung und Gestaltung mit solchem Intrusionsverbande und solcher kristallinischen Beschaffenheit als Lakkolithen bezeichnet, und man sie damit in die gleiche Gruppe von Erstarrungskörpern einreihen will, wie die Henry Mountains in Utah im westlichen Nordamerika oder den Phonolithklotz des Marienberges bei Aussig, oder etwa die verdickten Lagergänge von Porphyry, die Kettner kürzlich von der oberen Moldau beschrieben hat (115). In demselben Sinne äußerte sich auch bereits Kossmat (138 S. 13).

Im Rahmen der beiden langgestreckten Randverwerfungen bewahrt die große Bruchscholle des Riesengebirges und der Lausitz gleichartige Beschaffenheit, d. h. den Bestand aus z. T. vergneisten und jüngeren massigeren Intrusionen in ein verhältnismäßig seichtes Dach, bis in ihre äußersten sichtbaren Ausläufer weit im NW, mit denen sie jenseits der Gneishügel von Strehla unter dem Tertiär und dem diluvialen Moränenschutt endgültig verschwindet. Dort werden aber noch innerhalb dieser Bruchscholle die Spuren eines anderen Baues sichtbar.

Mit der nicht geringen Mannigfaltigkeit von Gesteinen, die in den verstreuten Hügeln zwischen Riesa und Strehla zu Tage tritt, haben uns die Aufnahmen von G. Klemm und Schalch bekannt gemacht (122, 241). Ihren Darstellungen glaube ich folgendes entnehmen zu können:

Eine Linie, die aus der Gegend zwischen den Orten Strehla und Sahlassen nach Clanzschwitz und zum nördlichen Teil von Wellerswalde zu ziehen ist, trennt zwei verschiedene Gebiete. Bis an diese Linie reicht von Südosten her der die ganze Lausitz kennzeichnende Bau. Kleine Bloßlegungen von Syenit, Amphibolsyenit und Pyroxensyenit sind in dem Gebiete verstreut und reichen bis nahe über Strehla hinaus. Sie gleichen dem bekannten Syenit von Plauen bei Dresden und haben wie dieser als ein Differenzierungsprodukt des Lausitzer Granites zu gelten. Auch sie haben einen wenig tiefgreifenden Faltenbau von hauptsächlich silurischen Grauwacken und Kieselschiefern durchbrochen, und die

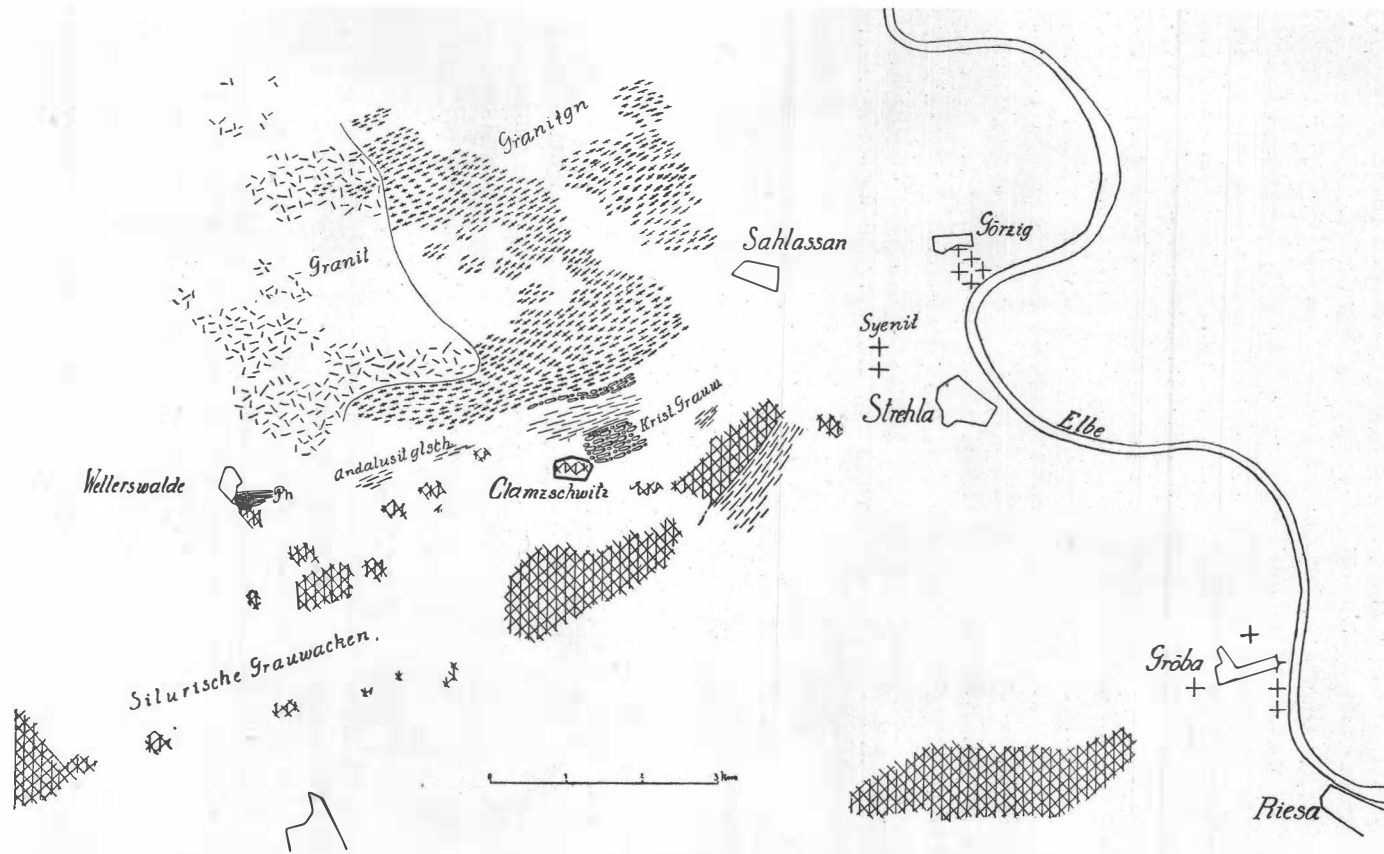


Fig. 18. Skizze des Grundgebirges bei Strehla nach den Aufnahmen von G. Klemm und F. Schalch.

für solchen, seichten, diskordanten Kontakt kennzeichnenden Chistolith- und Knotenschiefer erzeugt.

Die Hügel jenseits dieser Linie bestehen aber zum größten Teile aus einem Granit, der mit zunehmender flaseriger Paralleltexur in einen Gneismantel übergeht. Dem Gneise sind außer den Amphiboliten sillimanitführende Lagen eingeschaltet, die, wie man nach cordieritführenden Resten schließen kann, durch Verschieferung aus Cordieritgneisen hervorgegangen sind. Sie besitzen die Zusammensetzung und Textur eines „echten Gneises“. D. h. das Dach hat (vermutlich zugleich mit den benachbarten Teilen des Granitstockes) eine nachträgliche Verschieferung und Umkristallisation in verhältnismäßig beträchtlicher Tiefe durchgemacht. An den Rändern des Lausitzer Granites ist keine derartige Beanspruchung nach der Intrusion erfolgt. Das Streichen der Gesteine folgt westöstlicher bis südwestnordöstlicher Richtung; und in ihrem gesammten Bau schließt sich diese Hügelgruppe weit eher dem Erzgebirge oder dem Granulitgebirge an als der Lausitz.

Auch hier ist zwischen zwei verschiedenartige tektonische Einheiten ein Band von Glimmerschiefer eingeschaltet. Sie führen auffälligerweise Andalusite. Eine eigentümliche, kristalline, z. T. geröllführende Grauwacke, allerdings nur durch Lesesteine nachweisbar, begleitet den Glimmerschiefer und scheint mit ihm zu wechsellagern. Sie wurde früher als metamorphe Kulm angesehen. Pietzsch vergleicht sie mit den dichten Gneisen des Erzgebirges, aber auch mit den Weesenstein-Grauwacken des Elbtalschiefergebirges (211, S. 238). Hierin wird man die Andeutung einer innigeren Verfaltung der Grenzzone dieses sichtbaren Rudimentes eines tieferen Faltenbaues erblicken dürfen.

c) Das Adler- und Habelschwerdter Gebirge und das Gebiet Müglitz-Hohenstadt

Es geht schon aus den Angaben der ersten Beobachter hervor, daß ein Teil der Schiefer zwischen Eisenbrod und Hohenebel sich nicht der in den Schiefen und Gneisen am Südhange des Riesengebirges vorherrschenden Ostwestrichtung anschließt, sondern in die Richtung des Eisengebirges nach Südosten abschwengt. Noch deutlicher vollziehen einige Äste von Phyllit und Glimmerschiefer in der Ecke zwischen Freiheit und Schatzlar diese Wendung, knapp bevor sie unter der Rotliegendecke unsichtbar werden.

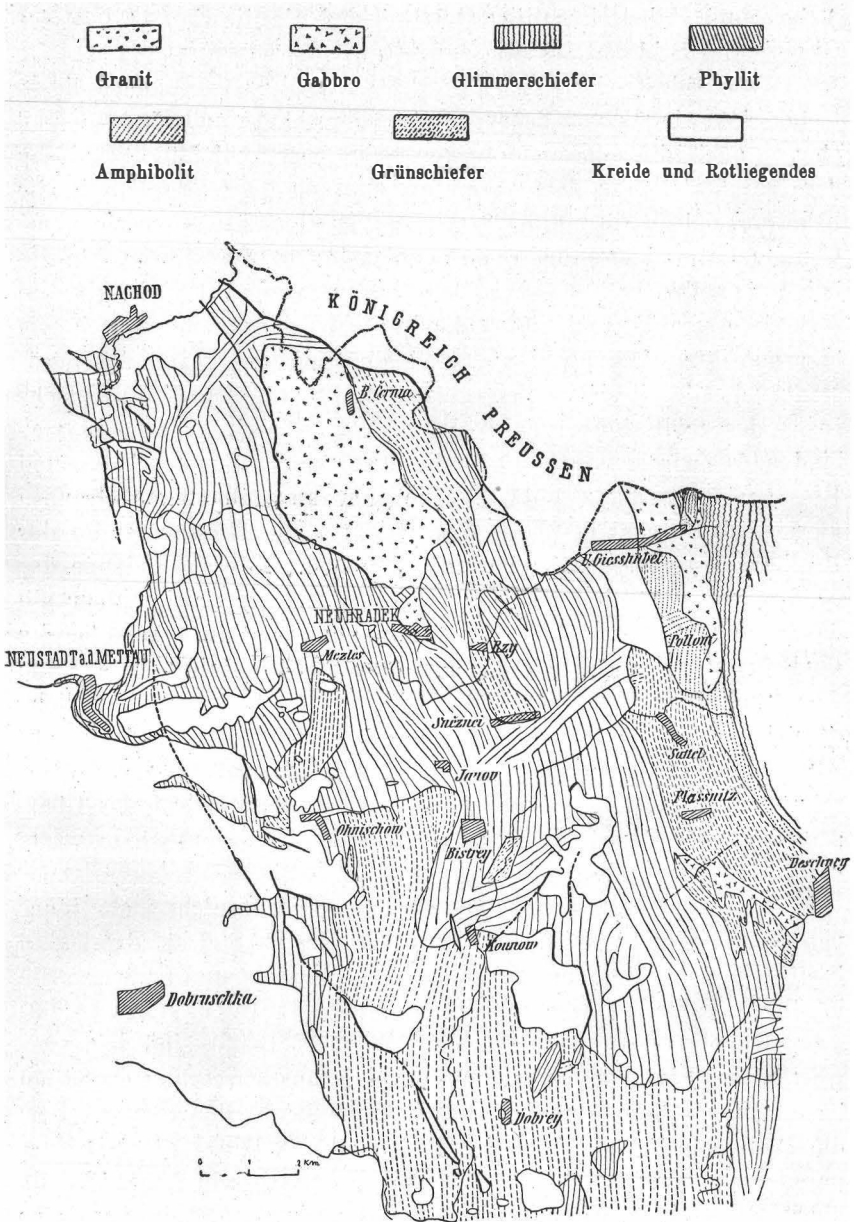


Fig. 19

Geologische Skizze des nördlichen Adlgebirges nach W. Petrascheck (1909).

Adler- und Habelschwerdter Gebirge sind als die Fortsetzung der Gneise und Schiefer des Riesengebirges anzusehen.

Die Südostrichtung beherrscht auch die Gneiskämme dieser Gebirge, sowie die vorlagernden Glimmerschiefer und Phyllite, und ebenso auch die Gneisgebiete von Schildberg und Müglitz bis an das Marchtal. Man darf vermuten, daß eine größere, durch die beherrschende Richtung des Streichens zu einer Einheit verbundene Grundgebirgsscholle sich von den Hängen des Riesengebirges bei Hoheneibe und Freiheit bis in die Gegend von Müglitz in Mähren erstreckt, und bis in die breite Niederung der March, die hier mit ihren Alluvien die Überschiebungsgrenze gegen das nordoststreichende silesische Gebirge zugedeckt hat. Die kristallinische Insel des Switschinberges westlich von Königshof ist ein verbindendes Zwischenstück in der Richtung gegen das Jeschken- und Riesengebirge (Katzer 110). Die sehr unregelmäßigen Grenzen dieser Scholle sind fast allenthalben durch die Erosionsränder der Rotliegenden und der Kreidedecke gegeben. Nur am Südende des Weißgrabens nördlich von Schildberg grenzt sie an die innerhalb des Grundgebirges gelegene Störung von Buschin. Wie bereits G. Bukowski nachgewiesen hat (39, S. 643), folgt diese Linie dem Südoststreichen des Adlergebirges, und das südwestliche Streichen der vom Spiegglitzer Schneeberge und der von Mährisch-Altstadt her streichenden Gesteinszüge wird von ihr quer abgeschnitten. Sie durchschneidet die moldanubisch-silesische Überschiebung der Ramsaulinie und verschiebt sie vermutlich ostwärts unter das Marchtal.

Aber die Gesteinsreihe dieser Züge gleicht nicht mehr jener vom Südhange des Riesengebirges. Der nach Südost abgelenkte breite Zug enthält keine unveränderten Schiefer und Diabase. Im nördlichen Teile des Adlergebirges unterscheidet Petrascheck (203) zwei Hauptgruppen metamorpher Schiefer. Beide sind mit südwestlichem Einfallen angelehnt an den aus Zweiglimmergneisen bestehenden Hauptkamm. Die Gesteine, aus denen vor allem die Hangendgruppe besteht, hat Petrascheck Biotitphyllite genannt; gegen Westen gehen sie in serizitisch-schiefrige Phyllite über. In einigen Einlagerungen im Südwesten und in der Nähe des Granitstockes von Čerma werden sie reicher an Feldspat und massiger und gehen in die Gesteine über, die Petrascheck Gneisphyllite und Tietze Wackengneise genannt hat. Sie bilden nach Petrascheck eine durchaus zusammengehörige Reihe von

metamorphen, tonigen oder sandigen Sedimenten. Seiner genauen Beschreibung kann man wohl entnehmen, daß die Sedimente einer katogenen Metamorphose in der Richtung auf die Sedimentgneise oder dichten Gneise zugeführt worden sind. Dahin weist die von Petrascheck ausdrücklich hervorgehobene kristalloblastische Struktur, der Gehalt an Biotit, als eigentlichem ursprünglichem Glimmerbestandteil, und der Gehalt an saurem Plagioklas neben Quarz. Manche Vorkommnisse gleichen ganz den dichten Gneisen des Erzgebirges. Aber einerseits sind innerhalb der herrschenden kristalloblastischen Struktur noch klastische Reste kenntlich geblieben; andererseits sind die Gesteine in weitem Umfange von postkristalliner Kataklyse und phyllonitischer Durchbewegung ergriffen worden, so daß der Biotit meist in Chlorit verwandelt und einzelne Lagen zu Serizitphylliten oder glimmerschieferartigen Gesteinen ausgequetscht worden sind. Die Bezeichnungen Biotitphyllit, Phyllitgneis suchen nach einem kennzeichnenden Ausdrucke für die eigentümliche Zwischenstellung dieser Ungleichgewichtsgesteine (s. auch F. E. Suess 278, S. 55). In dem Gebiete bei Hohenstadt, wo Bukowski die Gesteine als graue Gneise und Perlgneise ausgeschieden hat, finden sich Typen, die auch äußerlich den moldanubischen Sedimentgneisen vollkommen gleichen. Die Grünschiefereinlagerungen der nördlichen und nordöstlichen Gebiete, die nach Kretschmers Angabe stellenweise noch Reste einer Diabasstruktur erkennen lassen, sind hier vollkommen durch grobkristalline Amphibolite ersetzt.

Einer petrographischen Kennzeichnung von A. Rosiwal kann man entnehmen, daß die von E. Tietze als Wackengneise von Hohenstadt bezeichneten Gesteine der südlichen Region kaum von den eigentlichen moldanubischen Sedimentgneisen zu unterscheiden sind. Es sind feinkörnige Biotitgneise mit Orthoklas, Plagioklas und etwas Granat (290, S. 657). Nach E. Tietzes Angaben sind sie durch unmerkliche Übergänge und wiederholte Wechsellagerung mit den Glimmerschiefern bei Herbotitz zwischen Schildberg und Landskron verbunden.

Einschaltungen von mehr oder weniger verschiefertem Amphibolgranitit begleiten nahe am Nordrande dieses Gneisgebiet fast in seiner ganzen Ausdehnung vom Adlergebirge her bis an den Abbruch am Marchtale nördlich von Hohenstadt, und ebenso wie im eigentlichen moldanubischen Gebiete von Südmähren, sind auch hier die nächsten Begleiter der Amphibolgranitite sog. Perlgneise

d. i. eine Abart der Sedimentgneise mit einer etwas gröber körnigen, der granitischen genäherten Struktur.

Einlagerungen von kristallinen Kalken und vereinzelte Graphitlager und Serpentinvorkommen (bei Chirles) in den südlichen Gegenden gehören zur Vervollständigung des Bildes der echten moldanubischen Gneisscholle. Sie wird im Süden in sehr bezeichnender Weise durch die Überschiebung auf die moravischen Kalke und Phyllite abgeschlossen (s. F. E. Suess, *Moravische Fenster* S. 69), die allerdings nur in einer kurzen Erstreckung bei Bodelsdorf an der Grenze der Kartenblätter Landskron-Mährisch Trübau und Brüsau-Gewitsch unter den transgredierenden Kulm- und Kreidedecken zum Vorschein kommt.

Von hier ist nicht mehr weit zu den ausgedehnteren Vorkommen von moldanubischen Glimmerschiefern bei Türnau am Rande der Boskowitz Furche. Man darf vermuten, daß ihre mehr oder weniger verschobene Fortsetzung in den Gesteinen der Glimmerschieferzone zu finden ist, die jenseits des Grabens der Boskowitz Furche im Zwitawa-Tale zum Vorschein kommt und die bereits der zusammenhängenden moldanubischen Scholle angehört, welche die Bittescher Gneise der nördlichen Schwarzawakuppel überschoben hat (s. Taf. II).

Petrascheck unterscheidet überdies am Westhange des Adlergebirges noch eine besondere Grünschieferformation, die nach seinen Angaben diskordant auf den Biotitphylliten lagert. Neben den Effusivgesteinen (Diabas und Diabasporphyr) enthält sie Lagen von weniger metamorphen Sedimenten, nämlich Tonschiefer, Quarzit und tonschieferähnlichen Phyllit mit Resten von gabbroiden Tiefengesteinen. Im Süden (bei Dobrey) umfaßt die Grünschieferformation ein größeres zusammenhängendes Gebiet. Die breiteren und schmälere Züge von Diabasschiefer, Uralitdiabas, Chloritschiefer, Aktinolith-Chloritschiefer und anderen Grünschiefern sind wahrscheinlich zum größeren Teile als Einfaltungen dieser diskordanten Schieferreihe im Biotitphyllit anzusehen.

Wie aus den alten Darstellungen von H. Wolf (Jahrb. geol. Reichsanst. 1864) zu ersehen ist, besteht der Hauptkamm des Adlergebirges aus Muskovitgneis. Biotitgneise und Zweiglimmergneise sind ihm lagenweise zugesellt. Glimmerschiefer, und zwar zumeist Zweiglimmerschiefer, in breiter Entwicklung bilden die Abhänge im nördlichen Teile des Gebirges. Sie fallen gleichsinnig ein unter die westlichen vorlagernden Biotitphyllite. Wie Petrascheck an-

gibt, sind beide Gesteinsgruppen nicht nur nach ihrer kristallinen Fazies, sondern auch nach ihren Begleitgesteinen voneinander zu trennen. Den Biotitphylliten fehlen die im Glimmerschiefer häufigen Einlagerungen von Kalk; dafür finden sich hier häufig Grünschieferlagen, die den Glimmerschiefern abgehen. Es werden deshalb eine Glimmerschieferformation und eine Phyllitformation unterschieden, die aus zwei Sedimentreihen von ursprünglich verschiedenartiger Zusammensetzung hervorgegangen sind.

Hierzu ist noch zu bemerken, daß beide Gesteine nicht an einer Transgressionsfläche aneinander gelagert sein können. Sie sind in ihrer kristallinen Fazies zu weit voneinander unterschieden. Auf der durch lepidoblastische Umformung, durch Streß und Gleitung entstandenen gröberen schuppigen Muskovit führenden Schieferserie liegen unmittelbar die Biotit führenden Gesteine, deren Struktur und Mineralbestand auf ruhigere Kristallisation bei geringerer mechanischer Beanspruchung und bei höherer Temperatur schließen läßt. Die Verlagerung, d. i. die Aufschiebung der Biotitphyllite, auf die liegende Serie, mag vermutlich zugleich mit ihrer Phyllonitisierung vor sich gegangen sein.

Die Gneise vom Kamme des Adlergebirges ziehen ohne Unterbrechung bis an das Marchtal, dagegen ist der Zusammenhang zwischen den Biotitphylliten des Adlergebirges und den ihnen nahe stehenden Wackengneisen von Hohenstadt durch die Kreidebucht von Senftenberg unterbrochen. Die Sedimentgneise der Region an der oberen Sázawa bei Landskron sind, wie erwähnt, z. T. ebenfalls zu Glimmerschiefern umgeformt: ob sie von den Glimmerschiefern und Zweiglimmergneisen im Liegenden bei Schildberg, und auch von den Perlgneisen und verschieferten Amphibolgranititen durch eine oder durch mehrere Störungsflächen getrennt sind, läßt sich vorläufig nicht entscheiden. Eine eigentliche Zone von Zweiglimmergneis und Glimmerschiefer, die jener des Adlergebirges entsprechen sollte, ist auf den Karten von E. Tietze und Bukowski nicht angegeben. Es mag sein, daß hier an ihre Stelle die verschieferten Amphibolgranitite mit den begleitenden Perlgneisen getreten sind.

Die Granitstöcke dieses Gebietes erreichen nicht besonders großen Umfang. Es scheint, daß sie verschiedenen Alters, z. T. posttektonisch und z. T. prätektonisch, in die Schiefer eingedrungen sind. Der Stock von Amphibolgranitit bei Čerma ist, nach Petraschecks Darstellung, im Westen durch eine Verwerfung begrenzt

und hat an seiner Ostgrenze nur geringe Kontaktwirkung auf die Schiefer ausgeübt, wie das bei den äußersten nur mehr wenig überhitzten Ausläufern der größeren Stöcke der Fall sein mag. Das gleiche gilt von dem langgestreckten Granitstocke von Cudowa-Gießhübel; so wie die Granitstöcke der Bretagne ist er mit seiner Längenausdehnung dem Schichtstreichen angepaßt. Er ist zwischen Phyllit und Glimmerschiefer eingedrungen und hat zahlreiche Injektionen in die umgebenden Amphibolite entsendet. Von den Amphibolgranititen, die von E. Tietze als Hornblendegneis bezeichnet worden sind, ist anzunehmen, daß sie so wie die Flasergranite oder Gneisgranite des Isergebirges nachträglich verschiefert worden sind. Doch finden sich nach Petraschecks Angabe unter den dort als Gneis verzeichneten Gesteinen auch solche, die dem Granite von Cudowa gleichen. Sie liegen auch in der Fortsetzung der Streichungsrichtung dieses Stockes, der als eine besondere Differenzierung des allgemein herrschenden granitischen Magmas angesehen werden kann.

Es muß zugegeben werden, daß die Einordnung des Adlergebirges mit den vorliegenden Zügen von Phyllitgneis und seine Beziehung zur überschobenen Scholle des Spieglitzer Schneegebirges (s. unten S. 151) noch nicht klargestellt ist. Es ist noch unbekannt, wie das anscheinend autochthone Riesengebirge abzugrenzen ist von dem sicher überschobenen Moldanubikum.

Die alten Schiefer des Adlergebirges sind durchaus verschieden von den grobklastischen silurischen Gesteinen des Eisengebirges, das sich jenseits der Ebene von Pardubitz erhebt, und deren Fortsetzung unter der Ebene durch die fossilführenden Auswürflinge im Basalttuffe des Kunjetitzer Berges bei Pardubitz erweisbar ist (Jahn 102). Die einförmige Beschaffenheit und der Reichtum an grünen Gesteinen bringt die Schiefer des Adlergebirges in nähere Beziehung zu den vermutlich devonischen Gesteinen des Riesengebirges und dem Paläozoikum der Sudeten überhaupt. Es liegt nahe zu vermuten, daß unter dem System von Brüchen, das die Ausläufer der Boskowitz Furche bei Pottenstein mit der Flexur von Eisenstadt-Liebenau verbindet (Petrascheck 203, 204), eine Störung oder eine Störungszone von größerer Bedeutung verborgen ist, an der alles Gebirge mit sudetischen Merkmalen scharf abgeschnitten wird, sowie ja auch am östlichen Randbruche der Bosko-

witzer Furche im winkligen Anschluß an diese Störungszone, weiter im Südosten, die rheinisch-sudetische Fazies des Devon ihr östliches Ende findet.

Es ist überdies unwahrscheinlich, daß die Schiefer des Adlergebirges das gleichmäßige Fallen gegen SW andauernd unter der Ebene beibehalten. Mit dem Aufbruche des Switschinberges bei Königinhof wird eine quer vorgelagerte Antiklinale angezeigt. Sie besteht aus einem Gewölbe von Phylliten mit einem aufgebrochenen Kerne von muskovitisch verschieferten Granitgneisen (Katzner 110). Weitere vorgelagerte Durchbrüche von Granit mit Spuren von Gneisen (und Phylliten nach Hinterlechner 91) erscheinen überdies als verstreute Bloßlegungen in der Kreidedecke und als kleine Horste bei Reichenau a. d. Knin, bei Pottenstein und bei Wildenschwert. Das vielgliederte System von Störungen, das vorwiegend nordweststreichend den Abbruch des Jeschken bei Eisenberg mit dem Graben der Boskowitz Furche bei Pottenstein und Mährisch-Trübau verbindet, war, wie Petrascheck gezeigt hat, im wesentlichen schon zur Zeit des Rotliegenden angelegt worden. Die Brüche in der Kreidetafel entstanden größtenteils posthum an den alten Schollenrändern (203, 204).

3. Die mittelsudetische Leistenscholle

a) Begrenzung und Gliederung

An den vorwiegend granitischen Sudetenkörper der Lausitz und des Riesengebirges legt sich, von ihm durch die mittelsudetische Hauptverwerfung getrennt, eine nächste, schmalere und kleinere Leiste älteren Grundgebirges; sie umfaßt das Bober-Katzbach-Gebirge, das Eulengebirge und das Gebirge von Glatz. An sie schließt sich aber — nach den vorliegenden Darstellungen nicht durch eine jüngere Störung getrennt, sondern durch die Reichensteiner Intrusivmasse verbunden — der breitere Körper von Glimmerschiefern, Zweiglimmergneisen und Amphiboliten, der das Spieglitzer Schneegebirge und das Gebiet von Altstadt-Goldenstein einnimmt und der an der Ramsau-Linie plötzlich endet. Man muß zugeben, daß die Zweiglimmergneise und Glimmerschiefer dieser Zone denen des Adlergebirges sehr ähnlich sind und daß es zunächst den Anschein hat, als sollten die kristallinen Schiefer zu beiden Seiten des Neißegrabens zu einem Grundgebirgskörper vereinigt werden, der gegenüber dem mittleren und westlichen Anteile

der Sudeten eine gesonderte Stellung einnimmt. Dennoch erscheint es gerechtfertigt, das Spiegglitzer Schneegebirge von den Ausläufern des Adlergebirges abzutrennen und an die Leiste des Eulen- und Bober-Katzbach-Gebirges anzuschließen. Die bereits mehrfach erwähnte Störung von Buschin, die bei Schildberg an das Südende des Neißegrabens anschließt, darf größere tektonische Bedeutung beanspruchen als der teils massige, teils schieferige Gesteinskörper, der als Reichensteiner Intrusivmasse bezeichnet wird. Er ist konkordant dem Bewegungsbilde der benachbarten kristallinen Schiefer angeschlossen. An der Störung von Buschin aber treffen sich zwei verschiedene Gebirgskörper mit senkrecht gegeneinander gerichtetem Streichen. Schon in älteren Arbeiten wurde das „Massiv des Schneeberges als ein selbständiges, von dem Adlergebirge getrenntes archaisches Massiv“ erkannt (Katzner, Geologie von Böhmen, 108, S. 533).

Trotz ihres vielgestaltigen Aufbaues zeigt die vorsudetische Leiste in ihrer Gesamtheit bemerkenswerte Unterschiede gegen die Leistenscholle des Sudeteninnenrandes.

Es fehlen ihr alle jüngeren para- oder posttektonischen Granitintrusionen, die jenseits der innersudetischen Hauptverwerfungen die Hauptmasse des Gebirges ausmachen; das gilt auch für die im allgemeinen nordsüdstreichende, hochkristalline Scholle des Spiegglitzer Schneegebirges; ihre Sonderstellung gegen das Adlergebirge und seine südöstliche Fortsetzung wird dadurch noch mehr hervorgehoben.

Paläozoische Schiefer, insbesondere kalkiges Devon in rheinischer Fazies, z. T. fast unverändert finden sich hier in größerer Ausdehnung und transgredieren, wie kürzlich Bederke hervorgehoben hat, auf gefaltetem Phyllit (18).

Auch die ostsudetischen Mesogneise und Glimmerschiefer des Spiegglitzer Schneegebirges mit den Amphibolit- und Gabbrozügen von Mährisch-Altstadt haben nicht ihresgleichen in dem ganzen Zuge von der Lausitz bis zum Marchtale.

Ein sonderbares Fremdstück ist die Scholle der Eulengneise, nach ihrer kristallinen Fazies ebenso verschieden von den kristallinen Schiefen des Riesengebirges, wie von denen der östlichen Sudeten.

Nur diese Scholle trägt die mit dem Zechstein beginnende junge Transgression und steht in Verbindung mit den nordwestlichen mesozoischen Grabensenkungen.

Die innere Begrenzung dieser Schollenleiste ist sehr unregelmäßig, und besteht aus ungleichartigen Stücken verschiedenen Alters. Das am schärfsten betonte Stück der Grenze ist die geradlinige Mittelsudetische Hauptverwerfung (Cloos). Bei Rudolstadt trifft sie auf den Kulm und zugleich auf die ostwärts geradlinig nach Freiburg verlaufende Verwerfung, die den Kulm abgrenzt gegen die stark gestörten Schiefer des Bober-Katzbachgebirges. An einer Verwerfung berührt der Kulm auch, wenigstens eine Strecke weit, den Gneis des Eulengebirges.

Am Abhange des Riesengebirges aber, bei Kupferberg und südwärts gegen Schmiedeberg liegt der z. T. grobblockige und verhältnismäßig wenig gestörte Kulm konkordant auf den steil gestellten kristallinen Schiefen, ebenso wie auch auf der völlig anders gearteten Gneisscholle des Eulengebirges. Quer über den tieferen verwickelten Gebirgsbau legt sich hier die Innersudetische Mulde, mit der schön gegliederten Schichtfolge des Oberkarbon, des Rotliegenden und der oberen Kreide. Die Mulde ist als ganzes an der Überschiebung bei Hronow gegen SW vorgeschoben wo das Oberkarbon auf den Kreidezug bei Trautenau zu liegen kommt (Weithofer 307).

Ein Bruch wendet auch bei Schatzlar gegen das Rehorngebirge.

Der Muldenbau geht allmählich über in einen Schollenbau und endigt in der verschmälerten Einsenkung des Neißegrabens. Die ungleiche Vollständigkeit der karbonen Schichtfolge im böhmischen und im schlesischen Anteile der Mulde deutet auf eine Sedimentation auf gestörtem unregelmäßigem Untergrunde. Das Fehlen des Karbon unter dem weiter westlich gelegenen Rande des Kreidezuges, deutet auf vorkretazische und postkarbone Störungen, die unter der Kreidedecke hindurchziehen. Die an das Südende der Neißesenke anschließende Störung von Buschin gehört vielleicht zu einer nordwest streichenden Uranlage von älteren Störungen, die im tieferen Untergrund zur westsudetischen Hauptverwerfung hinüberführt. Es ist wohl anzunehmen, daß die eigentliche Grenze zwischen der Riesengebirgs-Adlergebirgs-Leiste und der vorsudetischen Leiste unter der mittelsudetischen Mulde gelegen ist.

Der voroberkarbone Bau des Zuges, der hier als vorsudetische Leiste zusammengefaßt wird, besteht demnach aus folgenden voneinander durchaus verschiedenen Gebirgsstücken. 1. Das alt-

paläozoische Bober-Katzbachgebirge. 2. Die Scholle der Eulengneise mit dem unmittelbar auflagernden Kulm, ohne ältere paläozoische Einschaltungen. 3. Das altpaläozoische Gebirge von Glatz-Reichenstein. 4. Das mannigfach zusammengesetzte, zum großen Teil lepidoblastische Grundgebirge des Spieglitzer Schneegebirges bis zur Überschiebung am Ramsau-Sattel und bis zur Störung von Buschin.

b) Das Bober-Katzbach-Gebirge

Das Bober-Katzbach-Gebirge betont die Eigenarten der Schichtfolge und des lugischen Baues gegenüber dem Barrandien und gegenüber dem Zuge der eigentlichen variszischen Falten in besonders eindringlicher Weise, da hier jüngere Granitintrusionen fehlen und die Metamorphose der Gesteine nicht weit vorgeschritten ist. Es fehlen bisher irgendwelche Nachweise der kalkigen Ausbildung des höheren Obersilur, die für das mittelböhmische Barrandien kennzeichnend ist. Das Devon erscheint in dem ganzen vorsudetischen Bau in der rheinischen Fazies. Die Clymenienkalke von Ebersdorf im Gebiete von Glatz sind eines der am besten und längsten bekannten Muster dieser Ausbildung.

Wie kürzlich Bederke (18) an den verstreuten Vorkommnissen von devonischen Kalken in den Vorsudeten gezeigt hat, liegt hier das Devon diskordant auf den älteren Schiefeln. In Mittelböhmen dagegen fehlt bekanntlich das Oberdevon. Das Mitteldevon ist sandig entwickelt und der Übergang von Silur zum Unterdevon ist derart gleichmäßig, daß die Meinungsverschiedenheiten über die Grenzführung noch nicht beigelegt sind. Auch Kulm findet sich nicht jenseits der Bruchzone, welche die Sudeten gegen das innere Böhmen umgrenzt.

E. Zimmermann beschrieb die tektonischen Eigenarten gegenüber der thüringischen Faltenzone (324); weder eine Reihe von Faltenzonen oder eine Gitterfaltung, wie in Thüringen, noch ein Schuppenbau wie im Harz oder im rheinischen Schiefergebirge kann hier nachgewiesen werden, vielmehr erhält man den Eindruck eines „vollkommen regellosen Pflasters“. Vermutlich waren es die späteren Vorschübe mit nordwestlichem Streichen, welche die jüngere Gestaltung der Sudeten bewirkt haben. Man kann hier keinesfalls von einem eigentlich gegen NW streichenden Faltenbau sprechen. Die NO streichende Hauptfaltung der variszischen Bogen hat nicht bis hierher gereicht; auch nicht die bis zu alpinen Charakteren

gesteigerte Faltung der östlichen Sudeten. Die Transgression des Kulm ist zwar in den drei genannten Gebieten, im Erzgebirge, in den östlichen und mittleren Sudeten gleich deutlich ausgeprägt. Auch die nachkulmische Faltung, die im äußeren variszischen Bogen so bedeutendes Ausmaß erreicht und auch noch den ost-sudetischen Kulm überwältigt hat, ist nach der Beschreibung von Zimmermann in den mittleren Sudeten fast ganz ausgeblieben. Die völlig unveränderten Schiefer und grobblockigen Konglomerate haben die Lagerungsform breiter, regelmäßiger Mulden angenommen, die nur an den Rändern stark aufgerichtet sind. Gegenüber einer stark gefalteten Unterlage spielt hier der Kulm als Abtragungsschutt, nach Zimmermann, dieselbe Rolle, wie das Rotliegende auf dem postkulmisch gefalteten thüringischen Schiefergebirge (324 S. 25).

Spätere Verschuppungen, wie die Überschiebung des Untersilur auf Kulm bei Steinwitz, ändern nichts an dem tektonischen Gegensatz im großen.

Auch dem transgredierenden Oberdevon fehlt nach Bederkes Angabe eine ausgeprägte Faltentektonik. Damit wird der Gegensatz der mittleren Sudeten zu den beiden Gebirgen im Osten und im Westen, zum Erzgebirge und zur silesischen Zone noch auffälliger hervorgehoben (18).

c) Das Eulengebirge

Schon früheren Beobachtern ist die eigentümliche Sonderstellung der Gneismasse des Eulengebirges nicht entgangen. Auch Lepsius fand, daß sie nach ihren Gesteinsarten und nach ihrer Lagerung mehr mit dem sächsischen Granulitgebirge und mit der Münchberger Gneismasse übereinstimme, als mit den ihr näher gelegenen kristallinen Grundschollen des Riesen- und Altvatergebirges (154 S. 23). Die erste genauere Beschreibung der Gesteine von E. Kalkowsky vom Jahre 1878 (105) betont bereits das reichliche Auftreten von Fibrolith führenden Biotitgneisen als wichtigen Gegensatz zur Gneisformation des Erzgebirges. Dazu kommen noch Cordieritgneise, plagioklasreiche Amphibolite, Eklogite, gabbroide Massen, Serpentine, Lagen von Granuliten, d. i. eine Vergesellschaftung, durch die das Gneisgebiet in die Verwandtschaft des moldanubischen Grundgebirges gerückt wird. Kalkowsky unterschied neben diesen Haupttypen noch die „Fazies des breitflaserigen Magnesiaglimmergneises und des zweiglimmerigen

Gneises“. Die noch eingehenderen Beschreibungen und Kartendarstellungen von E. Dathe (51, 52) ermöglichen einen noch bestimmteren Vergleich.

Die abwechslungsreichen Biotitgneise in feinkörniger, körnig-schuppiger oder auch flaseriger Ausbildung wiederholen augenscheinlich mancherlei Gesteinstypen der moldanubischen Gebiete im Süden. Auch dort findet man nicht allzu selten grobflaserige Biotitaugengneise, die granitartige oder granitporphyrartige Strukturen annehmen können (Dathe 52 S. 16). Manchmal finden sie sich in der weiteren Umgebung der größeren Granitmasse, manchmal aber auch in größerer Entfernung von diesem (z. B. östlich von Bobrau, Kartenblatt Groß-Meseritsch). Sie sind offenbar die Ausläufer der großen Stöcke von Granitit und Amphibolgranitit, durch deren Intrusion die posttektonische Kristallisation zum Abschluß gebracht worden ist.

Die wechselnde Menge von perthitischem Orthoklas und saurem Plagioklas in den körnigen Ausbildungen, die ungleiche Verteilung der Granaten und das gelegentliche Auftreten von Graphitgneisen und kristallinen Kalken mit Kalksilikatmineralien lassen annehmen, daß unter den Biotitgneisen des Eulengebirges auch Paragesteine enthalten sind.

Sillimanit, der häufig auch in eigentlichen Katagesteinen, z. B. in den echten Granuliten, und zwar gerne auf zartesten Klufflächen auftritt, scheint in der warmen Zone bis zu einem gewissen Grade die Rolle eines Streßminerales zu übernehmen.

Nach den Darstellungen von Kalkowsky und Dathe bildet die Gruppe der Zweiglimmergneise im ganzen zwar einen höheren Horizont über einem steilen Sattel von Biotitgneisen, ist jedoch mit diesen durch mannigfache Übergänge und Einlagerungen innig verbunden.

Bereits Kalkowsky hat den kennzeichnenden Unterschied in der Ausbildung des lichten und des dunkeln Glimmers ausdrücklich hervorgehoben (105, S. 31). Biotit, der im Gestein reichlicher vertreten ist, sammelt sich zu Flasern und bandartigen Streifen. Der Muskovit erscheint fast immer in einzelnen, dicken Schuppen im Gestein verteilt.

Noch auffälligere Kennzeichen einer Bewegungszone in ziemlicher Tiefe enthält Dathes Beschreibung der Augengneise, die in langen und breiten Zonen den Zweiglimmergneisen eingelagert sind. Die zerbrochenen und teilweise verschobenen Karlsbader

Zwillinge und andere Merkmale haben sie mit vielen ähnlichen ausgewalzten großkörnigen Graniten gemein.

Die Amphibolite verhalten sich beständiger gegenüber solchen Umformungen durch Streß und bewahren länger ihren Mineralbestand; das lehren auch die Erfahrungen in den Grundschollen der ostalpinen Decken. Nach Dathes Angabe finden sie sich in gleichen Ausbildungen in den Biotitgneisen und in den Zweiglimmergneisen, wie das nicht anders zu erwarten ist, wenn die beiden Gneisgruppen verschiedene kristalline Fazies der gleichen Gesteinsserie darstellen.

Der große Gneisblock des Eulengebirges ist ein in sich geschlossenes Stück sogenannten tiefen Grundgebirges — offenbar ein Bruchstück aus einer größeren Masse — mit eigener Tektonik, die in keiner Beziehung steht zu der Tektonik der umlagernden weniger metamorphen Gesteine. Keine Übergangsstufen der Metamorphose verbinden sie mit der Umgebung. Die Biotitgneise sind als die ursprünglicheren Gesteine anzusehen. Sie entstammen einem größeren Gebirgskörper, der eine posttektonische Abbildungskristallisation, wahrscheinlich veranlaßt durch tiefe Granitintrusionen wie im Moldanubikum, durchgemacht hat. Die Zweiglimmergneise stellen, nach der oben dargelegten Auffassung, Bewegungszonen dar. In ihrem Gesamtverlaufe sind sie nicht an die Umrisse des Gesteinskörpers angeschmiegt, sondern streichen frei aus gegen die Nordwestgrenze.

Die großzügige Anlage der breiten und gerade gestreckten Zonen von Zweiglimmergneis, die durchgreifende Auswalzung der Granite zu Augengneisen, die dicktafelige Ausbildung der Porphyroblasten von Muskovit sind sichere Anzeichen, daß die Ausbildung der Bewegungszonen in großer Tiefe vor sich gegangen ist, als die Gneismasse noch ein Teil war einer weit größeren wandernden Grundgebirgsscholle.

Der Gneisblock des Eulengebirges überragt ringsum seine aus weniger metamorphen altpaläozoischen Gesteinen bestehende Umgebung. Man versucht seine sonderbare Stellung im Gebirgsbau durch eine Aufpressung von unten zu erklären. Sonstige allgemeine Erfahrungen über den Mechanismus gebirgsbildender Vorgänge verhelfen nicht zu einer Vorstellung darüber, welche Art von Bewegungen einen gesonderten Block von starrem Grundgebirge zu einem vertikalen Anstiege aus dem tiefsten Untergrunde

empor über die benachbarte kristallinische Unterlage hinaus hätte veranlassen können. Die Aufpressung eines Gebirgskörpers von dieser Abmessung konnte nicht geschehen, ohne daß die ganze Umgebung unter tiefgreifenden tektonischen Umformungen mit emporgeschleift worden wäre. Auch eine eigentliche Auffaltung der Gneise kann nicht stattgefunden haben; Faltung setzt lagenförmigen Bau eines Körpers und die Möglichkeit voraus, daß die Lagen an den Fugen zu gleiten imstande sind. Die Gneismasse des Eulengebirges hat nicht diese Eigenschaften und weder ihre Umrisse noch ihr innerer Bau besitzen irgend eine Ähnlichkeit mit eigentlichen Gebirgsfalten. Damit eine Faltenbildung möglich wäre, müßte die Masse erst durch Verschieferung und Phyllonitisierung in gleitbare Lagen zerlegt und dadurch faltungsfähig gemacht worden sein.

An keiner Stelle der Umrandung ist zu sehen, in welcher Weise die Eulengneise mit dem benachbarten Unterbau der Sudeten verbunden sind. Die Grenze ist an allen Seiten durch den Mantel von Kulm zugedeckt. Bei Ebersdorf trennt der Rotliegendegraben den Eulengneis von den gänzlich anders gearteten kristallinen Schiefnern von Glatz (Cloos 42). Kulm liegt auch in Transgressionsresten auf dem Eulengebirge und die Eulengneise finden sich reichlich in den Kulmkonglomeraten.

Dagegen wird von Dathe und anderen Autoren ausdrücklich hervorgehoben, daß im benachbarten Silur und Devon keine Gerölle von Gneis zu finden sind. Das Oberdevon transgrediert auf steil gestellten phyllitischen Gesteinen mit Grünschiefern (Bederke 18). Im Kulm vermißt man wieder die Gerölle des Neuroder Gabbros. Der Kulm ist wenigstens z. T. mit den Eulengneisen tektonisch verbunden; hieraus ist zu schließen, daß der von der oberdevonen Transgression überlagerte Gabbrostock von Neurode zusammen mit der phyllitischen Unterlage des Oberdevon, einer anderen tektonischen Einheit angehört als die Eulengneise und die mit diesen verbundenen Gabbrogesteine.

Die silurischen und devonischen Sedimente sind nicht in der Nachbarschaft der Eulengneise abgelagert worden.

Die Gesteinsgruppen, die an die beiden Enden des Eulengneises im Südosten und im Nordwesten angeschlossen sind, gleichen

einander. Auf beiden Seiten liegen wenig metamorphe Gesteine des Oberdevon, das sind die höheren Schichtglieder der vor-kulmischen Gesteinsreihe der Sudeten. Bederke betont ausdrücklich, daß die Clymenienkalke von Ebersdorf außer einer leichten Transversalschieferung keinerlei Anzeichen einer intensiven Faltentektonik, noch weniger einer Metamorphose zeigen (18, S. 19). Unter den kleinen Aufbrüchen, die von hier südwärts entlang der Grenze zwischen dem Kulm und dem Glatzer Schiefergebirge bis in die Gegend von Glatz aneinander gereiht sind, scheint dieser, d. i. der dem Eulengebirge zunächst liegende, die geringste Umwandlung erlitten zu haben.

Ungeachtet der das Gesamtbild störenden postkulmischen gegen NW streichenden Verschiebungen, von denen gleich die Rede sein wird, kann man aus der Lage des Eulengneises zu dem ihm unmittelbar angeschlossenen Altpaläozoikum und den ihn in weiterer Entfernung umgebenden Aufbrüchen von anders geartetem Grundgebirge erkennen, daß dieser Block keineswegs den Kern einer Aufwölbung des umgebenden Gebirges bildet, sondern mit Hinblick auf die allgemeine Verteilung der Gesteinsgruppen in einer Muldenzone zu liegen scheint. Darauf hat Bederke besonders aufmerksam gemacht und zugleich auf die Analogie mit der Münchberger Gneissmasse hingewiesen (a. a. O. S. 46).

Das, was Bederke vermutlich unter der höchstkomplizierten, unwahrscheinlichen Hypothese versteht (a. a. O. S. 43), zu der er nicht Zuflucht nehmen will, um die Lage des wenig metamorphen Kambrosilur in der unmittelbaren Nachbarschaft der Eulengneise verständlich zu machen, scheint mir dennoch eine zwingende Forderung der Tatsachen, wenn man das Gebirge in seinen größeren Zusammenhängen verstehen will. Der Schluß scheint unvermeidlich, daß der Eulengneis durch eine Fernverfrachtung in nachdevonischer Zeit an seine gegenwärtige Stelle im Gebirgsbau gebracht worden ist; wenn auch über seine Herkunft und den Weg, den er zurückgelegt hat, vorläufig noch nichts Bestimmtes gesagt werden kann.

Die Beurteilung wird vor allem erschwert durch die Zerstückelung des Gebirges in die nordweststreichenden Leisten, die gegeneinander verschoben sind. Auch hierüber entnimmt man das Wichtigste den neuen Angaben von Bederke über die Faltung und über die „kräftige postdevonische Tektonik“ in den Sudeten.

Er hat gezeigt, daß das Oberdevon der Sudeten auf phyllitischen Gesteinen, z. T. wohl metamorphem Silur transgrediert und überdies, in kleine Schollen zerlegt, einer postdevonischen Störung entlang zieht, die vom Rande des Eulengebirges südostwärts in der Richtung auf Glatz verläuft. Die Schollen sind steil nordostfallend stets eingeklemmt zwischen dem aufgeschobenen Kulm oder dem nicht metamorphen Silur im Hangenden und den Phylliten, Graphitquarziten und zu Serizitgneisen verschieferten Porphyroiden im Liegenden. Mit sehr scharfer Grenze ohne Übergang berühren sich an der Überschiebung die metamorphe und die nicht metamorphe Fazies von Sedimenten gleichen Alters. Auf der metamorphen Scholle fehlt Kulm, auf der nicht metamorphen Scholle fehlt das Oberdevon, und Bederke betont ausdrücklich, daß die verschiedenartigen Gesteinsreihen nur durch eine beträchtliche Horizontalverfrachtung übereinander gebracht werden konnten (a. a. O. S. 23). Die Aufschiebung war von starken Verschuppungen, sowohl im Kulm wie im metamorphen Untersilur (den sog. Herzogswalder Schichten) begleitet.

Die Überschiebungslinie findet ihre Fortsetzung im Nordwesten des Eulengebirges. Dort durchschneidet sie zweierlei Kulmgebiete. Sie wird aber besonders deutlich am Rande des Aufbruches von devonischen Kalken, der als Adelsbacher Horst bezeichnet wird. Sie endet, wie es scheint, an dem ostwestlichen Querbruche, der an der Linie Rudolstadt—Freiburg das Paläozoikum des Bober-Katzbach-Gebirges gegen die Devonaufbrüche bei Freiburg und gegen die westlichen Kulmzonen abgrenzt. Man darf wohl vermuten, daß die Verbindung zwischen dem im Nordwesten und dem im Südosten sichtbaren Stücke der Überschiebung am Südwestrande des Eulenblockes entlang läuft und daß der Eulenblock selbst auch an dieser Bewegung gegen Südosten teilgenommen hat. Sie ist der eigentlichen Verfrachtung des Eulenblockes und seiner Auflagerung in die devonische Muldenzone nachgefolgt, als eine Bewegung ganz anderer Art. Die Hauptverfrachtung des Eulenblockes ist vermutlich von Süden her vor sich gegangen und vielleicht als eine spätere besondere Verlagerung der moldanubisch-silesischen Überschiebung anzugliedern.

Die Überschiebung gegen SW aber wird in die gleiche Gruppe von Ereignissen zu stellen sein wie die Überschiebung am Rande des Elbtalgebirges und die Überschiebung des Eisengebirges.

d) Das Spieglitzer Schneegebirge und der sog. Syenit von Reichenstein

Über die tektonische Stellung der kristallinen Masse des Reichensteiner und Spieglitzer Schneegebirges darf man sich ein noch bestimmteres Urteil gestatten, als über die der Eulengneise. Es ist deutlicher zu erkennen, daß die ganze Masse nicht autochthon ist. Ihren Ostrand bildet die öfter erwähnte Überschiebung, die in der ganzen Erstreckung vom Rande des Friedeberger Granites über den Ramsau-Sattel das Marchtal entlang bis zu der Querstörung bei Eisenberg mit aller wünschenswerten Deutlichkeit verfolgt werden kann.

Die herrschenden Gesteine sind Zweiglimmergneise (Rosiwals „rote Gneise“) auch Muskovitgneise, Glimmerschiefer und Gneisglimmerschiefer. Graphitlager, dazu sehr mannigfache Hornblende-gesteine, z. T. epidot- oder augitführend und kristallinische Kalke; aber auch Züge von Biotitgneis (in der Gegend vom Marchtale bei Platsch nordwärts und a. a. O.) nach Art der Perlgneise mit Übergängen in granitartige Gesteine. Es ist fast die ganze, regellos gemengte Mannigfaltigkeit der moldanubischen Gesteine.

In die Masse der katogenen Eulengneise mit ihrer posttektonischen (moldanubischen) Kristallisation sind einzelne Zonen mit lepidoblastisch-mylonitischer Verschieferung eingeschaltet. Die Masse des Spieglitzer Schneegebirges ist jedoch zum größten Teile der muskovitisch-lepidoblastischen Umformung verfallen. Die Züge von Perlgneis und amphibolgranititartigen Lagen, körnig-flaserige Gneise mit schlierenartigen Einlagerungen von Amphibolit, Biotitgneisen ähnlich den Gföhler Gneisen u. a. Typen im Gebiete nördlich der March sind mehr oder weniger unbeeinflusste protogene Reste in dem großzügig verflößten Gneisgebiete. Das gleiche gilt von den grobkörnigen gabbroiden Resten in dem Zuge mannigfacher, amphibolitischer und peridotitischer Gesteine, den Kretschmer als einen metamorphen Dioritgabbrogang aufgefaßt hat (147).

Ein Stück von Moldanubikum in kennzeichnender Ausbildung ist das Graphitgebiet von Mährisch Altstadt-Goldenstein an der Ramsau-Linie. Die Gesteinsgesellschaft von graphitisch gebänderten silikatreichen Marmoren, Amphiboliten, Glimmerschiefern und dichten Gneisen, findet sich wohl häufig im Moldanubikum, auch in sehr entfernten Teilen wie z. B. Krumau in Böhmen, niemals aber im silesischen oder moravischen Grundgebirge. Abbauwürdige Graphit-

lager finden wir überhaupt nur in moldanubischen Schiefeln. Dazu kommen noch die im höchsten Maße kennzeichnenden Lagerungsverhältnisse; nämlich die verworrene, örtliche Verfallung, die in keinem Bezug steht zu irgendwelchen herrschenden Leitlinien. Dieser ältere Bau wird von der Überschiebungslinie abgeschnitten (s. d. Beschreibung von Kretschmer 146).

So erscheint die Masse des Spiegltitzer Schneegebirges, ebenso wie die der Eulengneise, als eine durch ihre vorherrschenden Eigenheiten wohl gekennzeichnete Einheit. Die Ausbildung eines großen Teiles der Schiefer ist ähnlich jener in der sog. Antiklinale von Swratka (S. 33), die im Zuge von Swojanow gegen das Eisengebirge unter den eigentlichen katogenen moldanubischen Gneisen hervortaucht. Die Streckung der Masse scheint zugleich mit der Überschiebung vor sich gegangen sein, denn sie verläuft parallel mit dem Überschiebungsrande. Die unmittelbare Grenze gegen das Liegende an der Ramsau-Überschiebung bildet jedoch auch hier ein Band von schärfer ausgeprägtem Granatglimmerschiefer mit Einlagerungen von Zweiglimmergneis. Als ein Erzeugnis der gesteigerten Streßwirkung unmittelbar über der Schubfläche ist sie den inneren Gneiszügen in derselben Weise angeschlossen, wie die Glimmerschieferzone über der Schwarzawakuppel bei Nedwieditz und Swojanow an die Antiklinale von Swratka (s. S. 34).

Dem nordwestlichen Teil der Gneis- und Schieferscholle des Bielen- und Reichensteiner Gebirges, nahe an den Grenzen neben dem Grauwackengebiet von Wartha ist eine Gruppe von z. T. massigeren und grobkörnigeren Gesteinen eingeschaltet, in der L. von Buch in Syenit übergehende Granite erkennen wollte und die in der geologischen Literatur zumeist als die Syenitmasse von Reichenstein bezeichnet worden sind. Bederke hat ihnen kürzlich eine eingehendere Studie gewidmet (17). Er hat eine größere Mannigfaltigkeit von massigen und schiefrigen Gesteinen unter dem Namen der „Intrusivmasse von Glatz-Reichenstein“ zusammengefaßt und gegen die kristallinen Schiefer im Westen und Süden, ebenso wie gegen die Amphibolite und Grauwacken im Nordosten durch eine unzweideutige Linie abgegrenzt. Die Parallelstruktur der Gesteine gilt ihm, im Sinne Cloos' als Wirkung eines Druckes während der Erstarrung. Die Einlagerungen von mannigfachen kristallinen Schiefeln werden teils als Schlieren und teils als gerichtete Schollen fremder Gesteine aufgefaßt. Der Übergang in

den „flaserige Syenit“, in die konkordant angeschmiegtten kristallinen Schiefer, Marmore, Amphibolite usw. wird als primärer Intrusionsverband gedeutet. Demgemäß wird gefolgert, daß die Gesamtgestalt der Intrusivmasse in ursächlichem Zusammenhange mit der Faltungstektonik des Gebirges stehe, d. h. daß ihre auffällige Sichelform während der Faltung und unter dem Einflusse des Faltungsdruckes gebildet worden sei. In der Biegung der Parallelstrukturen und der Umrise der Intrusivmasse aus der ostwestlichen in die nordöstliche Richtung soll das „Ringens“ eines SO—NW orientierten variszischen Faltendruckes mit dem SW—NO gerichteten sudetischen Faltungsdrucke zum Ausdruck kommen.

Da die Sichelform der sog. Intrusivmasse und die Faltung der kristallinen Schiefer gleichlaufend sind mit den Rändern des Neißegrabens und dem Eulengebirgsrandbruche, sollen diese jungen Störungen denselben Druckkräften ihre Entstehung verdanken, wie der alte Faltenbau. Die Bogenform der Intrusivmasse soll eine primäre und nicht etwa der erstarrten Masse durch eine spätere Umfaltung aufgeprägt worden sein. „Nicht Falten sind gebogen, sondern Bögen sind gefaltet worden“. Alle diese Annahmen beruhen auf der Voraussetzung, daß der Granit nach der Erstarrung keine besonderen Schicksale, insbesondere keine mit tektonischer Beeinflussung verbundene Verlagerung mehr erfahren hat.

Leider vermißt man in den Ausführungen von Bederke eine genauere Prüfung gerade der Umstände, die als entscheidend für solche Fragen anzusehen sind. Es finden sich keine Angaben über die Natur der Gesteine, keine Begründung der Annahme einer Erstarrungsflaserung, keinerlei Erwägungen, warum die reichlichen und konkordanten Einschaltungen so mannigfacher kristalliner Schiefer als fremde Schollen und nicht etwa als eingefaltete Körper mit nachträglicher, tektonischer und kristalloblastischer Umformung anzusehen seien. Aber manches über die Natur der Gesteine kann nach den allgemeinen Angaben von Bederke vermutet werden. Weiteres ist einigen älteren Beschreibungen, insbesondere denen von Traube (296) und von Reimer (219) zu entnehmen.

Schon die Haupteigenschaften, die nach Bederke das Innere der Intrusionsmasse kennzeichnen (aaO. S. 56), das stets deutlich gerichtete Gefüge, der ungeheure Reichtum an fremden Einschlüssen, und die außerordentliche Inhomogenität der Masse selbst, erregen Zweifel daran, daß man es mit einem einheitlichen und ursprünglichen Erstarrungskörper zu tun habe. Die Wechsellagerung von

gneis- und schieferartigen Zügen, wie sie Bederke beschreibt und abbildet, ist wohl sehr bezeichnend für tief verfaltetes Grundgebirge mit posttektonischer oder paratektonischer Kristallisation. Es scheint mir nicht nachgewiesen, daß sie je in Gesteinen mit unveränderter Erstarrungsstruktur angetroffen wird.

Auch Bederke sagt, daß manche Gesteinsarten nach ihrem Aussehen am besten als feinkörnige und dünnschiefrige Hornblendegneise zu bezeichnen wären, er erwähnt auch in diesen Gesteinen lokal angehäuften Epidot; ein Mineral, das bezeichnend ist für durchbewegte kristalline Schiefer und im ursprünglichen Bestand der Erstarrungsgesteine niemals angetroffen wird.

Schon Rose hat die große Ähnlichkeit dieses sogenannten Syenites mit Hornblendeschiefern hervorgehoben. Die mineralogische Beschaffenheit des Syenites ist so abwechslungsreich, daß man versucht wäre, die einzelnen Varitäten für ganz verschiedene Gebirgsarten zu halten (s. Traube S. 197). Nach Traube liegt der Gedanke nahe, daß Hornblendeschiefer und Syenit zusammen ein geologisches Ganzes bilden, d. h. ein Gestein mit wechselnder Struktur.

Man findet bei Traube (S. 201) auch klar beschrieben, wie mit zunehmender örtlicher Verschieferung die rechteckigen Umrisse des Feldspat rundlich und oval umgeformt werden. Dieses kann nicht auf eine Fluidalstreckung im erstarrenden Magma zurückgeführt werden, denn Traube gibt an, daß die Längsachse dieser Feldspatauge nicht in der Richtung der Schieferung gelegen sei. Überdies scheint es, daß Teile größerer Individuen durch die mit beginnender Zersetzung eintretenden Glimmerhäutchen in mehrere rundliche Teile aufgelöst wurden. Auch manche anderen Einzelheiten, so die von Traube beschriebenen Umwandlungen von Augit in kompakte nicht uralitische grüne Hornblende erzählen von der Geschichte, die diese Gesteinsmassen durchgemacht haben.

Traube ließ die Frage offen, ob die zu einem geologischen Ganzen mit wechselnder Zusammensetzung und Struktur verbundenen Syenite und Hornblendeschiefer als kristalline Schiefer oder als Eruptivgesteine aufzufassen seien. Er erwartete die Feststellung von einer genaueren Untersuchung. Die heute maßgebenden mikroskopischen Merkmale, die Unterscheidung von kristalloblastischer und Erstarrungsstruktur standen ihm noch nicht zur Verfügung.

Nach meiner Erfahrung in verschiedenen Gebieten kristallinischer Schiefergesteine wage ich es zu behaupten, daß die soge-

nannte Intrusionsmasse von Glatz-Reichenstein keinen einheitlichen und unveränderten Erstarrungskörper darstellt, sondern eine mannigfache Verfaltung von plutonischen Körpern mit sedimentären und Ergußgesteinen, die eine Umkristallisation und Verschieferung erlitten haben, und als ein Glied der Spieglitzer Schneegebirgsscholle mit dieser zugleich verschleift und teilweise neuerdings verschiefert worden sind. Größere Körper mit massiger Struktur haben der Verschieferung besser widerstanden. Aber auch diese umfangreichen Relikte sind nicht unbeeinflusst geblieben, darauf deutet die weit verbreitete flaserige Struktur der sogenannten Syenite.

Das Parallelgefüge der Randgesteine, das als konkordanter Intrusionsverband mit den massigeren Gesteinen gedeutet wird, ist nicht anderer Art, als das durchgängig herrschende Parallelgefüge in der ganzen Scholle des Spieglitzer Schneegebirges. Die Schieferung wechselt mannigfach von Bank zu Bank, je nachdem die ursprünglichen Gesteine nach ihrer Korngröße, Struktur und Zusammensetzung der lepidoblastischen Verschieferung mehr oder weniger zugänglich gewesen sind. Die Umrandung ist nicht durch besondere Kontaktgesteine gekennzeichnet. Kristallinische Kalke mit Kalksilikaten (Grossular und diopsidischem Augit), wie sie vom Granitrande bei Neudeck angeführt werden, sind im Grundgebirge der gleichen kristallinen Fazies häufig anzutreffen, ja sie gehören fast zu dessen regelmäßigem Bestande. Insbesondere spricht das Auftreten von Tremolit in den begleitenden Kalksilikatgesteinen gegen unveränderten plutonischen Kontakt, dieses Mineral erscheint zumeist als Verwandlungsprodukt anderer Kalksilikate in der Mesozone.

Wenn man die Zwischenlager als Einfaltungen auffaßt, muß man annehmen, daß nur wenig von dem ursprünglichem Verbande der Gesteine in den gegenwärtigen Zustand übergeführt worden ist. Es bleibt fraglich, ob das steile Einfallen der Schiefer unter die sichelförmig umrandete „Intrusivmasse“ an ihrer östlichen und südlichen Grenze in derselben Weise zu verstehen ist, wie das Überquellen der moldanubischen Batholithen in den südlichen Gebirgen über ihre hochmetamorphe Hülle (S. 26), und ob es der obere Teil der Batholithen ist, der an der konkaven Grenze der Sichelform zwischen Neudeck und Gierichswalde die altpaläozoischen Falten des Warthaer Grauwackengebirges berührt. Dort findet man keinen sogenannten Injektionsverband, sondern es hat weit-

reichende Zertrümmerung die nur wenig metamorphen Phyllite, die Quarzite und Sandsteine betroffen. Dann wäre, ähnlich wie in der Antiklinale von Swratka (S. 33), vornehmlich der untere Teil der ganzen Masse verschiefert worden.

Zur endgültigen Klärung des Verhältnisses der sogenannten Reichensteiner Syenitmasse zur Scholle des Spieglitzer Schneegebirges wird eine neuerliche gründliche Untersuchung notwendig sein. Auch hier werden dieselben Methoden wie bei der Auflösung der Deckenfalten im alpinen Grundgebirge mit scharfem Augenmerk auf die Abstufungen der kristallinen Fazies zur Anwendung kommen müssen. Auf verwickelte Verfaltungen scheint der Vermerk von phyllitischen Bändern zwischen der Reichensteiner Masse und den kristallinen des Spieglitzer Schneegebirges auf der Manuskriptkarte von Rosiwal hinzuweisen.

4. Die vorsudetische Leistenscholle

a) Der Randbruch

Wegen ihres ununterbrochenen, fast geradlinigen Verlaufes hat man der Grenze des älteren Gebirges zwischen Weißwasser bei Jauernig und Goldberg die Rolle eines Randbruches der zusammenhängenden böhmischen Masse gegen das junge Schwemmland zugeschrieben. Aber es liegt dort nicht eine abschließende Grenze des alten Baues, sondern eigentlich nur die Grenze gegen eine vom Tertiär und Quartär teilweise zugedeckte Vorstufe. Finckh vermutet nach den Angaben von O. Tietze über Bohrungen bei Breslau eine weitere parallele NW-Dislokation in der Nähe der Oder. Es ist ein kleiner Lappen von vermutlich silurischen Schiefen bei Wilschkowitz NO von Zobten (64), mit denen der alte Bau unter der Ebene endgültig untertaucht. An der Gestaltung des gegenwärtigen, so auffallend einheitlichen Bruchrandes haben die tektonische Anlage aus älterer Zeit und die jüngsten morphogenetischen Vorgänge gleichen Anteil.

Wie eine Inselgruppe mit zerlappten Umrissen erheben sich die Kuppen älteren Gebirges aus der diluvialen Ebene. Ein hauptsächlich in voroligozäner bis miozäner Zeit entstandenes Gelände ist hier bis auf eine bestimmte Höhe von den jüngeren Sedimenten zugedeckt worden. Das lehrt der Vergleich mit anderen Rändern der mitteleuropäischen Horste.

An solchen Rändern ist es die Regel, daß die nachtertiären Flußläufe nur selten die alten vormiozänen Talfurchen wiedergefunden haben. Zumeist nehmen sie ihren Weg durch epigenetische Zwangsmäander.

Die miozäne Aufschüttung war verhältnismäßig rasch abgespült worden und dadurch hat die umgebende Oberfläche gegenüber den bloßgelegten Horsten eine beschleunigte Absenkung erfahren. Auf die Talbildung innerhalb der widerstandsfähigeren Horste wirkte dieser Vorgang, so wie eine beschleunigte Senkung der Erosionsbasis oder wie eine Hebung des Quellgebietes. Es erfolgte zugleich eine Wiederbelebung und Verjüngung der Flußläufe. Durch die Senkung der Erosionsbasis wurden die Flüsse zur Eintiefung ihrer Mäander in den felsigen Untergrund gezwungen.

Daß dieser Vorgang von unten her eingeleitet wurde, und nicht etwa durch Hebungen in den Horsten selbst, ist daraus zu ersehen, daß die Verjüngung der Flußläufe, d. i. die Bildung der Engtäler allenthalben in der Höhe ihren Anfang nimmt, in welcher noch das miozäne Meer auf die Geländegestalt durch Sedimentation und durch Bildung von Brandungsplatten eingewirkt hat. Im höher aufragenden Altlande sind die breiten Formen der vormiozänen Täler erhalten geblieben. So erklärt sich z. B. der bemerkenswerte Gegensatz zwischen der Landschaft des böhmischen und bayerischen Waldgebirges und der des böhmisch-mährischen Hochlandes mit seiner Fortsetzung im niederösterreichischen Waldviertel. Dort liegen sanfte Talweitungen zwischen blockreichen Rundbergen, hier sind Flüsse in felsige Engtäler eingeschlossen. Jene waren über, diese unter der miozänen Transgressionsfläche gelegen. In derselben Höhe, in der das Wasser vom Rotenbergpasse bei Altstadt aus einer breiten Mulde in eine Felsenenge hinabgezogen wird, wandelt sich das Moldautal oberhalb Hohenfurth zum Engtale, und in derselben Höhe verschmälern sich die breiten Mulden der Täler des böhmisch-mährischen Hochlandes zu Engtälern. Es ist die Höhe, bis zu der die Talbildung zur Zeit des miozänen Hochstandes eingestellt gewesen ist; d. i. etwa 500 M. SH.

Wo die Flußläufe sich dem Rande des Grundgebirges nähern, sieht man häufig, daß sie die weite Ausräumungsmulde mit dem tertiären Untergrunde vermeiden, und innerhalb der aufragenden Kuppen in den felsigen Engtälern festgehalten werden, wie z. B. der Louczkabach und bei Tischnowitz in Mähren, der bekannte Durchbruch der Lochau bei Melk a. d. Donau u. a.

Durch die allmähliche Auflösung der tertiären Decke über dem vortertiären Relief entstanden die zerlappten Randlinien des alten Gebirges, wie man sie aus der Gegend von Friedeberg über die Bucht von Troppau über die mährische Wasserscheide und den ganzen Ostrand entlang bis über die Donau hinaus verfolgen kann.

Von Jauernig gegen Nordwesten, an der Linie, die als der Sudetenrandbruch bezeichnet worden ist, hat die Grenze gegen das junge Vorland eine Gestalt angenommen, die an keinem der Umrisse der variszischen Horste wiederkehrt. An keiner anderen Stelle lagern die jungen und jüngsten Sedimente des Tieflandes mit einer so geradlinig-einheitlichen Begrenzung an dem alten mannigfaltig gebauten Schollenrand, und an keiner anderen Stelle ist dem Rande ein so ausgedehnter Archipel von Grundgebirgsinseln vorgelagert. Da die Dislokation gewiß älter ist als die miozäne Überflutung, muß man fragen, warum nicht auch hier der Umriß durch eine vormiozäne Zertalung unregelmäßiger gestaltet wurde.

Die Hauptumrisse des Gebirges stammen aus vormiozäner Zeit. Das miozäne Meer hat den Abhang des Gebirges bespült und wie Götzing er (71) zeigen konnte, in einer der größeren Rückzugspausen eine Rampenstaffel von 1—1½ km Breite in einer Seehöhe von 370—390 m am Gehänge zwischen Weißwasser und Wildschütz eingekerbt. Anzeichen eines noch höheren Wasserstandes erkannte Götzing er in gewissen Einebnungen bei Woitzdorf in 460—470 m Höhe. Das stimmt mit Beobachtungen in anderen Gegenden des böhmischen Massives überein, wo die höchsten Marken des miozänen Wasserstandes auf 480—500 m hinaufreichen. Die höheren Kuppen des Vorlandes, wie der Zobten mit 718 m. S.-H. waren Inseln im miozänen Meere. Die tieferen breiten Flächen aber sind erst durch nachmiozäne Ausräumung zu Tage gebracht worden und wo ein größeres Gerinne, wie etwa die Weistritz unterhalb Schweidnitz ihren Lauf eine Strecke weit durch das Grundgebirge genommen hat, gewahrt man den Beginn einer epigenetischen Talbildung.

Die postmiozäne Ausräumung ist aber hier durch die diluviale Zuschüttung unterbrochen worden. Am Hange der nordöstlichen Sudeten war nach Götzing er der diluviale Eisrand mindestens auf 485 m emporgestiegen; denn in dieser Höhe finden sich noch Quarzite und rote Granite am Südgehänge der Biele südlich von Kaltseifen (71 S. 292). Die Bildung der gegenwärtigen Engtäler ist postglazial, denn an den Talhängen liegen diluviale

Terrassenschotter, und Terrassenstufen sind in das Grundgebirge eingeschnitten.

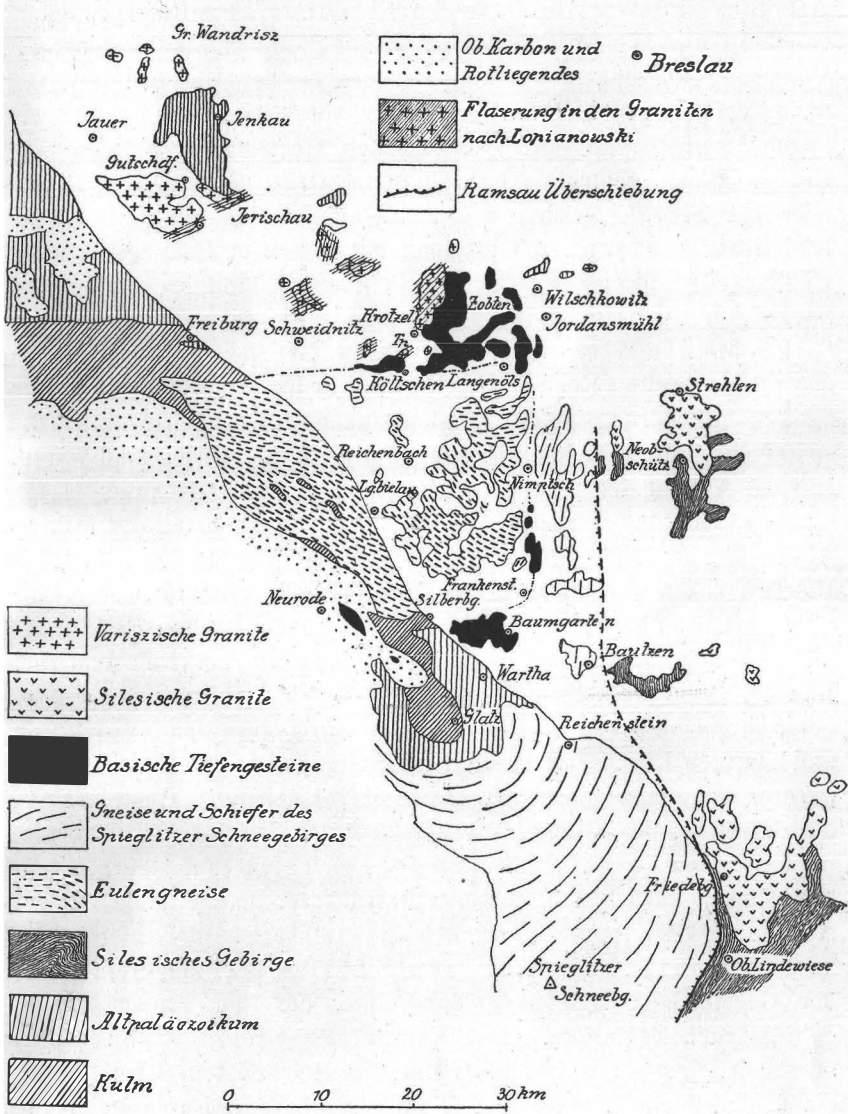


Fig. 20. Skizze der Eulengneisscholle und ihrer Umgebung.

Aber noch ein weiterer bemerkenswerter Umstand ist zur Erklärung des Verhältnisses zwischen den Inseln des Vorlandes und dem zusammenhängenden Gebirge heranzuziehen. Obwohl

die Inseln zu recht ungleichen Höhen aufragen, und im Zobtengebirge selbst 718 m S.-H. erreichen, treten sie doch nirgends mit dem Sudetenstocke in Verbindung. Dem Rand zwischen Goldberg und Weißwasser ist an keiner Stelle ein halbinselartiger Vorsprung angefügt. Nur am Bruchrande bei Moisdorf SW von Jauer berührt ein kleines Vorkommen von Striegauer Granit, wie anzunehmen ist, an einer tektonischen Grenze die Schiefer des Bober-Katzbachgebirges (Gürich 80 S. 612). Wie Dathe nachwies (52 S. 72), werden von Langenbielau bis Schweidnitz die beiden aus den gleichen Gesteinen mit gleichem Bau bestehenden Gebirgstelle durch eine von diluvialen Bildungen ausgefüllte Senke getrennt; sie ist bei Langenbielau am schmalsten, d. i. nur $\frac{1}{2}$ km breit, und erweitert sich gegen NO bei Schweidnitz zu einer 6 km breiten Ebene. Dathe hielt es für sicher, daß in diesen Senken an Störungszonen Erosionsrinnen entstanden waren, die später durch die diluvialen Bildungen zugedeckt worden sind. In dem Aufbau der Gneisformation fand er keine Begründung für die Annahme, daß der 400—500 m betragende Steilhang der wahren Absenkung des mittleren Sudetenabschnittes an der in den westlichen Reichenbacher Bergen sichtbaren Gneisscholle entspreche.

H. Cloos berichtet über einen recht unvermittelten Richtungswechsel der Gesteinszüge, die sich von SO herstreichend bei Landeck dem Gebirgsrande bei Reichenstein nähern (42 S. 96). Seine Angaben, besonders das Eintreten von gedrängten NW-Klüften und häufigen Ruschelzonen, die Einschaltung quer gestellter Schichtpakete, die gleiche plötzliche Drehung verschiedener Gesteinszüge, der Marmore, der Glimmerschiefer und der Diorite bei Jauernig, lassen keinen Zweifel darüber, daß es sich nicht um eine Schwenkung der eigentlichen alten Gebirgsstrukturen handelt, die mit der Ausbildung der paratektonischen Kristallisation dieser Schiefer zusammenhängt, sondern mit dem Eintreten der jüngeren, näher der Oberfläche gelegenen Störungszone, die den großen Eulengebirgsbruch begleitete. Der Verlauf der Grenze ist hier nicht so regelmäßig wie weiter im Osten; bei Reichenstein wird sie mit einem deutlichem Absatz gegen SW verschoben. Das Bündel von nordwestlichen Störungen und Ruschelzonen muß von hier an vor dem Rand und unter der Ebene in dem von Dathe angegebenen, vordiluvialen Randkanal seine Fortsetzung finden.

Die Zone der Randstörungen wird undeutlich oder verschwindet in der Gegend südöstlich von Jauernig, d. h. sie setzt

sich nicht in das silesische Grundgebirge fort. Von hier an verläuft die Grenze wieder ausgezackt unregelmäßig wie an anderen Horsträndern. Nach einer Begründung dieser Erscheinung soll weiter unten in anderem Zusammenhange gefragt werden.

Weiter fortschreitende Abtragung würde den trennenden Kanal zwischen dem Eulengebirge und den Reichenberg-Frankensteiner Hügeln verschwinden lassen. Der Eulengneis des Vorlandes würde sich mit dem des Gebirges vereinigen. Die Trennungslinie zwischen beiden Schollen würde weniger auffallend hervortreten, als die innersudetische Hauptverwerfung (s. oben S. 143).

Auf einige bemerkenswerte Unterschiede zwischen dem Gebirge und dem Vorlande hat H. Cloos besonders hingewiesen (42 S. 12). Es ist die „magmatische Armut“ des Vorlandgebietes. Es fehlen dort Porphyre und Melaphyre, die in der innersudetischen Mulde, im Bober-Katzbachgebiete und in der nordböhmisches Rotliegendtafel so reichlich ergossen wurden. Wir haben aber wahrzunehmen, daß dort nicht nur die Ergüsse sondern auch die begleitenden Sedimente des Perm vermißt werden. Es fehlt dem Vorlande die ganze jüngere sedimentäre und eruptive Decke vom Kulm aufwärts bis zum Oligozän. Nichts berechtigt uns zu der Annahme, daß in diesem Gebiete die Sedimentation des Kulm und des ganzen Paläozoikums von Anfang an ausgeblieben wäre, und ihr Fehlen ebenso wie das der eruptiven Ergüsse wird kaum anders zu erklären sein, als daß im Vorlande der Kulm, sowie auch die postvariszische Decke durch hauptsächlich voroligozäne Abtragung entfernt worden sind.

Von NO her muß die vormiozäne Auflösung des Gebirgsblockes in eine Landschaft von Hügeln und Tälern vorgeschritten sein. Sie hatte noch nicht über den gegenwärtigen Gebirgsrand weiter hinausgegriffen, als die diluviale Vereisung den Vorgang unterbrach. Vielleicht wurden unter der Eisdecke die Zerrüttungszonen am Eulengebirgsrandbruche durch rinnendes Wasser zu Furchen ausgetieft und nach dem Zurückweichen des Eises wieder mit diluvialen Sand zugedeckt. Wenn nicht die diluviale Aufschüttung eingetreten wäre, so würde vermutlich auch hier die Auflösung des Gebirgsrandes zu unregelmäßigeren Grenzen weiter vorgegeschritten sein.

Hier ist es nur wichtig hervorzuheben, daß die gegenwärtige Randlinie der Mittelsudeten in beträchtlichem Maße morphologisch

bedingt ist und nichts darüber aussagt, in welchem Sinne die Schollen ursprünglich gegeneinander bewegt worden sind. Es ist wohl möglich, und manches spricht dafür, daß der Vorlandklotz im Vergleich zu den Mittelsudeten gehoben und der allgemeinen Richtung entsprechend gegen SW vorgeschoben worden war. Auch Cloos ist dieser Ansicht.

b) Autochthones Gebirge und die Eulengneisdecke in den Vorlandshügeln

Da der Randbruch einen komplexen Bau durchschnitten hat, ist auch die Vorlandscholle aus recht ungleichartigen Teilen zusammengesetzt. Vor allem ist so wie im Gebirge der östliche silesische Anteil abzutrennen: zu ihm gehören die Granite von Friedeberg und Strehlen mit ihren diskordanten Einschlüssen und ihrer konkordant-verschieberten Hülle. Die Grenze zieht, wie oben angeführt wurde, vermutlich durch die Kuppen östlich von Nimptsch (S. 117).

Innerhalb des lugischen Anteiles der Vorlandscholle hat man die Eulengneise abzutrennen von dem im Norden und Osten anschließenden Gürtel, der das Gebiet von Jauer bis Frankenstein umfaßt und in welchem granitische und gabbroide Tiefengesteine miteinander und mit altpaläozoischen Gesteinen im Kontakt verbunden sind (s. Fig. 20, S. 159).

Die Gneise des Hügellandes von Reichenbach bilden nach der Beschreibung von Dathe eine untrennbare Einheit mit dem Gneis des benachbarten Gebirges. Die Biotitgneise sind auf beiden Seiten die gleichen, und mit dem Streichen nach NW und dem nordöstlichen Einfallen erscheinen diese Hügel als ein Stück des den Hauptkamm beherrschenden Gneissattels; so daß, wie gesagt wurde, in dem Bau des alten Gebirges die Annahme einer großen Verwerfung nicht begründet wäre; und so umfassen auch nach der Darstellung von Cloos (40 S. 8) die Eulengneise in ihrer Gesamtheit ein über das Gebirge und über die Vorlandhügel ausgedehntes rechtwinkliges Dreieck, dessen Hypotenuse am Südwestrande des Eulengebirges und dessen rechter Winkel südlich von Jordansmühl gelegen ist.

Dem Eulengneis ist im Osten und im Norden zunächst ein sehr lückenhafter Gürtel von basischen Massen angeschlossen, denen Cloos außer dem Gabbro- und Serpentin-Massiv der Zobtengruppe, den Serpentinzügen von Frankenstein, und der Serpentin-Amphibolitmasse von Baumgarten auch die gabbroiden Gesteine bei Neurode mit ihren Begleitern und die Diabase bei Freiburg zu-

rechnet. Weiter im Norden aber wird in den Jenkauer Bergen paläozoisches Gebiet sichtbar. Es ist die augenscheinliche Fortsetzung des Bober-Katzbachgebirges, in die der langgestreckte, allerdings nur teilweise sichtbare Granitstock von Striegau-Schweidnitz-Zobten eingedrungen ist.

Im Osten, in der Gegend von Nimptsch, liegt zwischen dem Eulengneis und der hier angenommenen silesischen Grenze, d. i. an der Grenze gegen die injizierten Glimmerschiefer der Karte von O. Tietze nur ein verhältnismäßig schmaler Streifen von Glimmerschiefern und Gneisglimmerschiefern, mit Einlagerungen von Amphiboliten, Kalksilikathornfelsen und Graphitlinsen (s. oben S. 118). Es ist ein Teil derselben Gesteinsgesellschaft, die im Reichensteiner Gebirge den Grenzglimmerschiefern an der moldanubisch-silesischen Grenze auflagert, und so die Annahme wohl begründet, daß die erwähnte Zone von Nimptsch zusammen mit den Aufbrüchen von Gneisglimmerschiefer östlich von Frankenstein und bei Bautzen an der Neiße eine verschälerte Fortsetzung der Reichensteiner Scholle darstellt, die gegen Norden zu immer mehr eingeengt zwischen dem silesischen Grundgebirge und der Scholle der Eulengneise allmählich auskeilt. Dies bedingt allerdings die fernere Annahme, daß die paläozoische Zone von Wartha schon früher unter der Eulenscholle ihr Ende gefunden hat: an ihre Stelle sind die basischen Gesteine der Rainerskuppe zwischen Silberberg und Baumgarten getreten. Das unvermittelte Hervortreten des Liegenden der paläozoischen Gesteine bei Wartha nahe am Bruchrande spricht hier zugunsten einer höheren Lage der Eulengebirgsscholle gegenüber den Vorsudeten.

Für das Verhältnis der Eulengneisscholle zu den umgebenden Gesteinen im Gebirge war die Annahme einer Ferntektonik unerlässlich, und für ihre Fortsetzung im Vorlande muß das gleiche gelten. Der Gegensatz der metamorphen Fazies der Eulengneise gegen die Umgebung bleibt der gleiche und auch hier greifen die granitischen Intrusionen nicht ein in das Gebiet der Eulengneise.

Der Literatur kann ich keine sicheren Angaben entnehmen über die Lagerungsverhältnisse der Eulengneise zur nördlichen Zone von Striegau-Zobten; die Grenzen sind zumeist verdeckt.

In dem Profile das Finckh seiner Darstellung des Kartenblattes Zobten beigegeben hat, läßt er die Granite unter die Gabbros und unter die Serpentine und diese wieder unter die metamorphen

Schiefer bei Petersdorf und Langenöls im Südosten des Kartenblattes hinabtauchen. Die Auflagerung ist allerdings nirgends unmittelbar aufgeschlossen. Es sind wenig kennzeichnende zweiglimmerige Gneise oder Gneisglimmerschiefer mit Granat, stellenweise auch mit etwas Epidot, Turmalin u. a. auch hornfelsartige Schiefer mit Andalusit; bei Wättrisch auch augengneisähnliche, und muskovitführende Lagen von zerdrückten granitischen und pegmatitischen Einschaltungen (Finckh, 66 S. 13). Man könnte annehmen, daß sie dem äußersten, nordöstlichen verquetschten Zwickel der Eulenscholle angehören. Es ist aber auch nicht ausgeschlossen, daß sie bereits dem nordsüdreichenden Zuge von Nimptsch zufallen.

Auch nach den Angaben von Cloos und von Lopianowski (159, 40 S. 45) taucht der Granit unter die Gabbroplatte, die abermals gegen Osten geneigt ist. In einem Schurfschachte bei Tarnopadelpadel taucht der stark gepreßte Granit („den man auch als Gneis bezeichnen könnte“) südwärts unter den Serpentin. Eine Strecke weit (bei Krotzel) wird die Grenze durch eine Verwerfung gebildet, die in den Gabbro fortsetzt. Im Süden der Serpentinzüge vom Költchenberg (Bl. Weizenroda) bis zum Johnsberg bei Wättrisch grenzt, so viel man sehen kann, allenthalben an den Serpentin der Eulengneis, stellenweise als Augengneis oder als Muskovitgneis. Im Norden der Serpentine findet man aber nur „unvergneistes“ Paläozoikum (Cloos 40 S. 77).

Aber unabhängig von diesen ziemlich spärlichen Angaben sind aus regionaltektonischen Gründen und nach der metamorphen Fazies die Granite mit ihrer paläozoischen Hülle als autochthon und die Eulengneise als verfrachtete Schollen zu erkennen. Nur die Eulengneise sind als kristalline Schiefer ausgesprochene Tektonite, und von ihnen darf man, wie bereits oben dargelegt wurde, annehmen, daß sie die mit der Verlagerung notwendig verbundenen tektonischen Umformung durchgemacht haben. Sie sind frei von jüngeren nichttektonischen Graniten. Der Aufschub ist jünger als die Intrusionen, somit wahrscheinlich postdevonisch: aber älter als der Kulm, der sowie über der moldanubischen Überschiebung im Süden auch über den Eulengneisen transgrediert.

Als eine Fortsetzung des Bober-Katzbachgebirges zeigen die Jenkauer Berge nördlich von Striegau, ebenso wie dieses, einen nicht sehr weit getriebenen, etwas unregelmäßigen Faltenbau, der nur unvollkommene Verschieferung der phyllitischen Schiefer und Kieselschiefer (nach Gürich vermutlich Silur 80 S. 613) bewirkt

hat. In ihnen steckt aber die große langgestreckte Granitmasse von Striegau-Zobten. An wenigen Stellen, wo der Rand aufgeschlossen ist, wie bei Gutschdorf und Järischau, begleiten ihn Garbenschiefer, Knotenschiefer, streifige und dichte Hornfelse, d. s. die Kennzeichen eines diskordanten Kontaktes. Nach den Angaben von Cloos und Lopianowski ist der Granit, so viel man wahrnehmen kann, mit seinen Umrissen ungefähr dem Streichen der Nebengesteine angepaßt und steht mit ihnen in konkordantem Verbands.

Die Jenkauer Berge zeigen abweichendes, gegen Nord gerichtetes Streichen.

Basische Konkretionen und Streifenschlieren finden sich häufig im Granit (Milch 173). Fremde Einschlüsse sind in dem Granitstocke von Striegau-Zobten weit seltener als in dem von Friedeberg. Nach Gürichs Angabe finden sich z. T. aufgelöste Schiefereinschlüsse als sog. Knotenschlieren bei Saarau in der Nähe des Kontaktes (wie das an diskordanten Kontakten überhaupt häufiger der Fall ist) seltener im Inneren des Granites von Striegau.

Eine vereinzelte, etwa 15 m hohe Scholle von „gneisartigem Hornfels“ (Finckh) ist bei Gohlitsch im westlichen Teile des Striegauer Granites enthalten, sie ist von Granitgängen durchschwärmt. Die Art und Weise, wie sie dem gestreckten Granit konkordant eingelagert ist, und wie sie sich randlich in zahlreiche, gestreckte, z. T. aufgeblätterte und verzogene Trümmer, und zu dunklen Streifen zwischen gedrängten hellen Granitbändern auflöst, gibt ein Bild einer örtlichen Anatexis, die zugleich zur Bildung von streifigen Schlieren im umgebenden Granit geführt hat. Die Bildung von ptygmatischem Geäder hat den Vorgang begleitet. Mit geradlinigen Grenzen quer durchschneidende grobkörnige Pegmatite, Mikrogranite u. a. sind ihnen nachgefolgt.

Die Granite sind nur in sehr geringem Grade tektonitisch verändert, d. h. verschiefert worden. Parallele Anordnung der Gemengteile, die viel-



Fig. 20. Profil durch das Zobtengebirge nach L. Finckh (1911)

fach kataklastisch gepreßt sind, ist nach Lopianowski fast ein Merkmal des hellen Biotitgranites im Zobten-Gebiete. Im NO, in der Gegend von Würben, Saarau und Neu-Sorgau kommt in zahlreichen kleinen Aufbrüchen Zweiglimmergranit zum Vorschein. „Die Gemengteile sind deutlich parallel gestellt“, die Quarze jedoch nicht so gestreckt wie im Zobtengranit. Auch Gürich erwähnt, daß der Zweiglimmergranit stets flaserig, „also gneisartig“ sei (Lopianowski a. a. O. S. 74). Die mittelkörnigen, feinkörnigen oder porphyrischen Biotitgranite des Gebietes von Striegau zeigen äußerlich keine Parallelstruktur; nur im Bruche kommt die Richtung der Faserung zum Vorschein.

Die Streckung oder Verschieferung streicht mit Ausnahme einer Ablenkung in die Nordsüdrichtung O von Neu-Sorgau, im großen ganzen SW—NO, und ist namentlich bei Goglaw, um Tam-padel und im Gebiet von Ströbl nach der Darstellung von Lopianowski, nahe gleichlaufend mit der Grenze gegen die benachbarten basischen Gesteine. Sie schwindet im großen ganzen von SO gegen NW, d. h. mit zunehmender Entfernung von der vermutlichen Aufschiebungslinie der Eulenscholle. Es ist das, was man erwarten muß, wenn die Parallelstruktur den Graniten durch die darüber hingleitende Eulenscholle aufgepreßt wurde.

Im Norden kommt unter dem Jenkauer Schiefergebirge der sog. Gneis von Großwandriß zum Vorschein. Es ist ein verschieferter Granit, ähnlich den Gneisgraniten des Isergebirges. Cloos hat darin sedimentäre Einschlüsse nachgewiesen. Nach der Darstellung von Gürich darf man annehmen, daß der Granit und die ihm mit flachen Südfalten auflagernden paläozoischen Gesteine nach der Intrusion gleichzeitig und im gleichen Sinne miteinander verschiefert wurden. Es scheint mir demnach wahrscheinlich, daß der sog. Gneis oder Granit von Großwandriß älter ist als der von Striegau und zu diesem in einem ähnlichen Verhältnis steht, wie der Gneisgranit des Isergebirges zu dem Granit des Riesengebirges. Das Vorkommen ist bemerkenswert, weil es uns daran erinnert, daß in der Liegenden Scholle des Vorlandes nur Granit und Paläozoikum und kein eigentlicher Gneis vorhanden ist, und uns anzeigt wie das Gebirge mit den gleichbleibenden Merkmalen einer abklingenden Intrusionstektonik und ohne jegliches Anzeichen einer Annäherung an eine äußere Randzone unter die jüngere Decke hinabtaucht.

c) Stellung der basischen Massen

Zu anderen noch zu lösenden Schwierigkeiten in diesen Gebieten gesellt sich die Frage nach der Bedeutung des erwähnten Gürtels von basischen Massen, der die Scholle der Eulengneise umgibt (Fig. 20). Die größte dieser Massen, der Gabbro- und Serpentinkörper des Zobten, liegt vor der Nordostecke der Eulengneisscholle, und zwar an ihrem Nordrande, wo bei Heidersdorf der Eulengneis sein Streichen in die OW-Richtung gewendet hat. Die Masse entsendet noch einen Ast von Serpentin westwärts zwischen die Muskovit- und Augengneise am Költchenberge und die OW gestreckten Granite von Tampadel und Glogau; gleichsam um die Lage der Zobtenmasse zwischen dem Eulengneis und dem Granit im Liegenden noch deutlicher hervortreten zu lassen.

Ein Gegenstück an der südöstlichen Ecke der Eulengneisscholle und vor ihrem Südrande bildet die kleine aber ebenfalls recht mannigfach zusammengesetzte Gabbro- und Serpentinmasse zwischen Silberberg und Baumgarten. Junge Überlagerung trennt sie von den Serpentinaufbrüchen bei Frankenstein, ihre Verfallung mit dem östlich anschließenden grobkörnigem Augengneis und ihre Zerteilung in perlschnurartig aneinander gereihete Kuppen erklärt Cloos durch Auswalzung der zähen Serpentine zwischen den heftig ineinander bewegten Nachbarschollen.

Weiter im Westen liegt im Gebiet der Eulengneise der Syenitzug von Nimptsch, ein mittelkörniges Gestein mit Parallelgefüge, das O. Tietze als Hornblendegneis bezeichnete und das mit Amphiboliten in Verbindung steht. Man wäre nach diesen Angaben geneigt, darin einen kristallinen Schiefer zu vermuten, der der Eulengneisscholle zugehört. Dem widerspricht allerdings die Angabe von Cloos, daß der Syenit Apophysen in den Serpentin von Frankenstein entsende (42 S 66).

Als ein weiteres Glied des Bogens gilt der vielbesprochene Gabbrozug von Neurode, der unweit vom Südrande der Eulengneisscholle mit einer Länge von 9 km klippenartig aus Devon und Kulm aufragt und an einer Verwerfung das Rotliegende berührt, das ihn in einer grabenartigen Einsenkung vom nahen Eulengneis scheidet.

Die Einreihung der großen Diabasfelder bei Freiburg im N in diesen Gürtel verdient wohl sehr das ihr von Cloos beigefügte Fragezeichen (40 S. 9). Sie sind von den Eulengneisen durch

einen 5 km breiten Kulmstreifen getrennt und als Decken und Ergüssen kommt ihnen eine andere tektonische Stellung zu als den gabbroiden Massengesteinen.

Der Versuch ein Urteil zu gewinnen über die Einordnung dieser Massen, wird durch die zahlreichen Arbeiten über den Gegenstand deshalb nicht gerade im gewünschten Maße gefördert, da die Zahl der Meinungen fast ebenso groß ist, wie die der Beobachter. Sehr verschiedene Ansichten sind über das Alter der Gesteine, über ihre gegenseitige Beziehung und über ihre Beziehungen zu den Eulengneisen geäußert worden. Die frühesten Beobachter hielten die Gabbros von Neurode für eruptive Durchbrüche im älteren Karbon. Kalkowsky (105) stellte sie ebenso wie die basischen Gesteine des Zobten und die Frankensteiner Zone zu den Diallaggesteinen der Eulengneise und rechnete sie zur archaischen Gneisformation. Gürich betrachtete die Gesteine von Neurode als einen Klippenzug im Devon, er meinte, für die Bloßlegung des Tiefengesteines wäre weitgehende Abtragung und hohes Alter anzunehmen, sie wären den Gesteinen von Frankenstein zuzuordnen. Dathe wandte sich entschieden gegen die Zuteilung der Gesteine von Neurode zum Grundgebirge, ihr widerspricht vor allem die Ausbildung der Gesteine, insbesondere deren Übergänge in verschiedenartige Diabase, Hyperite usw.

Nach den Untersuchungen von Tannhäuser (284) gehören sie ins Oberdevon. Sie haben bei Ebersdorf den grauen sogenannten Hauptkalk des unteren Oberdevon im Kontakt verändert, aber nicht mehr den Clymenienkalk des oberen Oberdevon. Ihre Gerölle sind reichlich im Kulm enthalten.

In neuester Zeit ist Finckh wieder zu der Anschauung gelangt, daß die basischen Massen der Umrandung des Eulengebirges ebenso wie „die ursprünglich gabbroiden Einlagerungen im Inneren des Gebirges mit den Granitgneisen des Eulengebirges zusammengehören“. Dafür gilt ihm als Beweis das Auftreten gewisser Amphibolite im Gneisgebiete, die mit Serpentin verknüpft sind und in einzelnen Partien die Abstammung von Gabbros noch erkennen lassen. Diese Beziehung erscheint aber weniger beweiskräftig, wenn man im Auge behält, daß gabbroide Amphibolite neben anderen mannigfaltigen Amphibol- und Augitgesteinen fast allenthalben zum Bestande des moldanubischen Grundgebirges gehören. Finckh bemerkt überdies ausdrücklich, daß die Serpentine des Eulengebirges vielfach mit Granatamphiboliten vergesell-

schaftet sind, d. s. echte kristalline Schiefer und auch die häufigen Begleiter der moldanubischen Serpentine. Zu der Beobachtung von H. Cloos, nach der bei Ebersdorf Gabbrogerölle in den tiefsten Lagen des Oberdevonkalkes enthalten seien, bemerkt Finckh (63 S. 828), daß der Zersetzungszustand die Zuteilung der Gerölle zu einer bestimmten Gruppe der Gabbros nicht gestatte, daß aber die ihm bekannten Stücke nicht dem Wolpersdorfer Gabbro entstammen. (63, 64) Da das mitteldevonische Alter der Gabbros als erwiesen gilt, wird nun auch gefolgert, daß die „Auffaltung“ der Eulengneise im Mitteldevon erfolgt sei.

Man kann wohl der Meinung von Finckh zustimmen, daß die Gabbroamphibolite ihre gegenwärtige Beschaffenheit zugleich mit der Metamorphose der Nachbargesteine, oder wie er sagt, bei dem Vorgange der Gneisbildung erhalten haben. Aber das ganze Gneisgebirge ist zufolge der oben angeführten Gründe seiner Herkunft nach von dem umgebenden wenig metamorphen Paläozoikum vollkommen abzutrennen. Das Auftreten gabbroider Massen in den sonst so verschiedenen Gebirgskörpern kann um so weniger ihre Zusammengehörigkeit begründen, als ja Einlagerungen von gabbroider und diabasischer Zusammensetzung ebenso wie im Grundgebirge auch in verschiedenen Stufen des älteren Paläozoikums allgemein verbreitet sind.

Es mag nach den Verhältnissen im großen vielleicht der Gedanke naheliegend erscheinen, daß die basischen Massen eine besondere Decke unter der Eulengneisscholle darstellen, etwa vergleichbar den Grünschieferdecken mit den Serpentin im Liegenden der Münchberger Gneismasse. Diesem Gedanken widerspricht die Angabe, daß die Granite des Zobten Apophysen in die Gabbros entsenden.

Nach allen diesen Angaben und unter der, allerdings noch nicht völlig gesicherten Voraussetzung, daß die Gabbros des Vorlandes dem mitteldevonischen Gabbro von Neurode entsprechen, scheint es am wahrscheinlichsten, daß eine Haupttrennungslinie zwischen die basischen Massen des Vorlandes und die Eulengneise zu legen sei, d. h. daß die Eulengneisscholle auf die basischen Massen aufgeschoben wurde. Vielleicht stehen die Massen des Zobten und die von Baumgarten unter der Deckscholle miteinander in Verbindung; in diesem Falle könnten die Serpentinlinsen bei Frankenstein heraufgequetschte Randteile der verborgenen basischen Massen darstellen. Diese wären aber als eine örtliche ausge-

dehnte Anschoppung von solchen basischen Magmen anzusehen, die als Ergüsse und Intrusionen im Altpaläozoikum so sehr verbreitet sind. Am Zobten sind sie, ebenso wie ihre sedimentären Begleiter, von jüngeren Intrusionen durchdrungen worden.

5. Übersicht über den lugsischen Bau

Die Auflösung der langgestreckten Zone alten Gebirges von den Hügeln bei Strehla bis zum Überschiebungsrande an der Ramsaulinie begegnet noch größeren Schwierigkeiten, als die der anderen Abschnitte des variszischen Grundgebirges, denn hier hat eine jüngere Querschuppung noch tiefer als anderwärts eingegriffen in die ältere Anlage, sie in Leisten zerteilt und diese gegeneinander verschoben. Dennoch ist hier der Versuch unternommen worden, das was die sorgfältigen Arbeiten der preußischen und sächsischen Geologen an bemerkenswerten Tatsachen gefördert haben, zu einem übersichtlichen Bilde zu vereinigen. Es war notwendig hier besonders ausführlich einzugehen auf manche Einzelheiten, deren Auslegung für die Unterscheidungen und für die Abgrenzungen der Bauelemente maßgebend erschien.

Einiges Wesentliche aus den Ergebnissen dieser Untersuchung wird zusammenfassend wiederholt.

Von der Ramsaulinie bis zu den Gneishügeln bei Strehla wird kein enggepreßter Falten- oder Deckenbau im autochthonen Untergrunde wahrgenommen, der mit dem des Erzgebirges zu vergleichen wär. Der autochthone oder parautochthone Untergrund wie er in der Lausitz, im Bober-Katzbachgebirge, im paläozoischen Schiefergebiete von Glatz und in den Hügeln bei Striegau und Jenkau wahrgenommen wird, zeigt einen verhältnismäßig unregelmäßigen und nicht tiefgreifenden Faltenbau, der nicht zu einer bemerkenswerten, tektonitischen Veränderung der Gesteine geführt hat. Sie sind von unregelmäßigen und ausgedehnten Granitstöcken durchdrungen und im Kontakt verändert worden, wie das ebenso in den höheren Teilen der Zone der Intrusionstektonik der Fall ist. Doch werden auch hier ältere und jüngere Phasen der Intrusion unterschieden. Ältere Granite, wie die des Isergebirges und ein Teil der Rumburger Granite, hatten schon vor der Transgression des Kulm und vor der Intrusion der jüngeren Granite Zerrung und Flaserung, aber keine eigentliche Faltung oder

Zergliederung zu Decken, erlitten. Ältere Kontaktzonen sind zu Glimmerschiefern umgepreßt worden und der jüngere Granit des Riesengebirges ist mit diskordanten Grenzen beiläufig angeschmiegt einer älteren Verfallungszone von verschieferten Graniten, zu Glimmerschiefern verwandelten älteren Kontaktzonen und paläozoischen Gesteinen. Doch ist die Gesteinsbeschaffenheit und die Lagerung anders als im Erzgebirge.

In der Fortsetzung dieser Zonen jenseits der Heuscheuer im Kamme des Adlergebirges werden die Gesteine ähnlich den muskovitisch verschieferten moldanubischen Gneisen; und von den Biotitphylliten am Südhange des Adlergebirges durch die sogenannte Wackengneise von Hohenstadt bis in die Gegend von Müglitz scheint sich ein allmählicher Übergang von einer seichtereren zur tieferen, eigentlichen moldanubischen Metamorphose zu vollziehen.

Im Erzgebirge wird gegen außen hin, d. i. gegen NW, die Zone der kristallinen Deckfalten in regelrechter Folge abgelöst von dem nicht metamorphen Faltenbau der Neudecker Schiefermulde und der Thüringischen Zone. Der Bau der äußeren lugischen Schollen bleibt grundsätzlich der gleiche bis zu den äußersten Ausläufern gegen die Ebene. Bei Nimptsch streichen noch schiefrige Gneise nordwärts aus ohne sichtbares Ende; Striegau-Jenkauer Berge, Bober-Katzbachgebirge und Lausitzer Granit mit den paläozoischen Randgebieten sind nur Durchschnitte aus verschiedener Tiefe in einem gleichartigen Grundplane. Das Spiegeltitzer Schneegebirge und das paläozoische Gebiet von Glatz stehen zueinander nicht in dem Verhältnisse einer kristallinen inneren und einer nicht metamorphen äußeren Faltenzone.

Die Tektonik des autochthonen oder parautochthonen Untergrundes der sudetischen Gebiete gleicht eher der des Schwarzwaldes und der Vogesen nördlich der Überschiebungszone von Baden-Baden und Weiler. Die kristallinen Gebiete des Riesengebirges können besser mit denen der Bergstraße im Odenwalde als mit denen des Erzgebirges verglichen werden.

Dem derart gestalteten sudetischen Untergrunde sind zwei gewaltige kristallinische Deckschollen aufgelagert: die Scholle der Eulengneise und die noch größere Decke des Reichensteiner und Glatzer Schneegebirges. Die Verlagerung beider wird nicht nur durch die kristallinische Fazies, sondern auch durch die Typen der Ausgangsgesteine angezeigt, die

sie dem moldanubischen Gebiete zuweist. Die Eulengneise sind durch eine tiefe Bewegung in einzelnen Zonen, die Gesteine der Schneegebirgs-Scholle aber fast durchaus und in höherem Ausmaße lepidoblastisch verschiefert worden. Nach den Erfahrungen im zusammenhängenden moldanubischen Gebiete ist die Überführung der Gneise in die Mesozone unabhängig von der Tiefenlage, und es ist wohl möglich, daß die Katagneise der Eulenscholle schon vor der Verfrachtung eine höhere Lage im Grundgebirge eingenommen haben, als die Mesogneise der Schneegebirgs-Scholle. Es ist bemerkenswert, daß so wie in den Eulengneisen und in der Spieglitzer Schneegebirgs-Scholle posttektonische Granitintrusionen fehlen, während sie im 'autochthonen Vorlande große Verbreitung gewinnen.

Gegenbewegungen von Nordosten her haben nun diesen an sich schon verwickelten Bau in langgestreckte Leistenschollen zerteilt und an nach Nordwest streichenden Störungslinien gegeneinander bewegt. Eine äußerste dieser Linien ist in der Gegend von Breslau durch Bohrungen erschlossen worden. Die nächste ist der sogenannte Eulengebirgsrandbruch: die dritte, die noch tiefer eingegriffen hat in den Gebirgsbau, ist die mittelsudetische Hauptverwerfung, sie setzt sich vielleicht jenseits der Heuscheuer fort in der Störung von Buschin, welche die NS-streichenden Schiefer der Reichensteiner Scholle abgrenzt von der nach SO streichenden Schieferzone des Adlergebirges. Eingeschaltet ist die jüngere Überschiebung von Hronow, an der das Karbon über die Kreide bewegt worden ist. Dann folgt die Große Lausitzer Überschiebung, mit der Auflagerung des Granit auf Jura und Kreide in der Bucht von Zeidler bei Rumburg. Durch die Flexur von Liebenau und die posthumer Verwerfungen im Kreidegebiete von Königgrätz setzt sie sich fort in die Bruchlinien bei Potenstein und in die Ausläufer der Boskowitzter Furche.

Die letzte entscheidendste dieser Linien, die den sudetischen Bau abtrennt von dem des Erzgebirges ist die Überschiebung am Elbtalgebirge.

Der Bauplan der Sudeten im engeren Sinne ist grundsätzlich unterschieden von dem des Erzgebirges und ebenso von dem des moravo-silesischen Gebirges. Er wird von keinem einheitlichen geregelten Faltenbau beherrscht, und nirgends ist es zur Bildung von ausgebreiteten Deckfalten gekommen, wie in den beiderseits angeschlossenen Gebirgen.

Mit der moldanubischen Scholle hat die lugische Zone das kennzeichnende Merkmal des Baues gemein; es ist das Aufsteigen großer Batholithen in einem verhältnismäßig seichten Faltenbau. Dennoch sind die beiden Gebiete als gesonderte große tektonische Einheiten anzusehen. Im lugischen Bau sind noch durchaus die höheren Teile der Batholithen mit den Resten des sedimentären Daches erhalten geblieben: die Abtragung ist nirgends bis auf die subbatholithischen Tiefen vorgedrungen. Vor allem aber wird die Trennung durch die Verschiedenheiten des sedimentären Anteils der beiden Schollen geboten. Das Altpaläozoikum Mittelböhmens gehört zum herzynischen und das der Sudeten zum rheinischen Faziesgebiete, und es wird nicht gelingen, die in die moldanubische Scholle eingesenkten Reste eines nordoststreichenden Faltengebirges, mit den paläozoischen Gebieten jenseits der kristallinen Zonen des Riesengebirges und des Adlergebirges in irgend eine Beziehung zu bringen.

Die erzgebirgischen und die silesischen Falten können nicht entlang des Kammes der Sudeten miteinander verbunden werden. Das verbieten nicht nur die Verschiedenheiten der Gesamtanlage, von denen noch weiter unten die Rede sein wird; sondern auch die Einschaltung des anders gearteten Zwischenstückes. Die mittleren und westlichen Sudeten sind nicht als eine verbindende Brücke, weit eher als ein die Verbindung sperrender Riegel zwischen dem Erzgebirge und den Ostsudeten anzusehen.

Nur auf eine kurze Strecke, am Überschiebungsrande des Elbtalgebirges ist die scharfe Trennungslinie unmittelbar zu sehen. Der Schieferaufbruch mit Granitkontakt im Elbekanyon unterhalb Tetschen gehört noch zur Scholle; und der weitere Verlauf der Trennungslinie ist unter der Kreidesenke bei Königgrätz zwischen dem Adlergebirge und dem Eisengebirge verborgen.

Besondere Schwierigkeiten widerstehen noch einer faßbaren Einordnung des Adlergebirges in den Gesamtbau mit den Übergängen der Biotitphyllite in moldanubische Sedimente, der Ähnlichkeit der inneren Gneise mit denen des Spieglitzer Schneegebirges und der diskordanten Auflagerung einer Phyllit- und Grünschieferserie. Man darf hoffen, daß die entscheidenden Trennungslinien hier noch zu finden sein werden, nachdem nun die Aufmerksamkeit auf diese Fragen gelenkt ist.

X. Der moravo-silesische Bau

1. Die moravischen Fenster¹⁾

a) Tektonische Gebirgsfazies und Gesteinsfazies

Zwei gesonderte Gebiete werden hier unter dem Namen der Thaya-Kuppel und der Schwarzawa-Kuppel an einer scharfen, unzweideutigen Linie von der moldanubischen Scholle abgetrennt und unter dem Namen des moravischen Grundgebirges zusammengefaßt. Ihre wesentlichen Eigenheiten habe ich vor zwölf Jahren geschildert und wenn hier der allgemeinen Übersicht wegen eine erneuerte Darstellung gegeben wird, so kann dabei den Fortschritten in der Beurteilung der Gesteine und mancher schärferen Begriffsbestimmung Rechnung getragen werden; aber nur dem kleinen Abschnitte im Süden auf niederösterreichischem Gebiete ist eine genaue Durchforschung durch Becke und seine Schüler (10, 16) und insbesondere durch die Arbeiten von L. Waldmann zuteil geworden (299, 300, 301, 302). Auch Preclik hat bemerkenswerte Beiträge geliefert (216). Unsere Kenntnis von dem größeren mährischen Anteil ist, abgesehen von mineralogischen Einzelheiten, im letzten Jahrzehnt nicht wesentlich erweitert worden.

Das moravische Grundgebirge ist nicht, wie mißverständlich geäußert wurde, eine überfaltete Randzone der moldanubischen Scholle. Es ist ein besonderes Gebirge für sich, zusammengefügt aus ganz anderen Ausgangsgesteinen als die moldanubische Scholle. Sie sind zu einem Bau ganz anderer Art, nämlich in einen Deckenbau von alpinem Typus umgelagert und zu kristallinen Schiefen ganz anderer Art, als die moldanubischen Gesteine, nämlich nicht zu Kataschiefern, sondern zu Schiefen der sogenannten Meso- und Epizonen nach der Einteilung von Grubenmann umgewandelt worden. Sie kennzeichnet vor allem die vorherrschende Deformationskristallisation und Deformationsblastese (Sander).

Die beiden moravischen Gebiete zeigen im großen einen sehr regelmäßigen Kuppelbau. Sie heißen die Schwarzawa-Kuppel und die Thaya-Kuppel, nach den sie durchströmenden Flußläufen.

Das hangende Glied ist in jedem der beiden kuppelartigen Gewölbe eine Decke von serizitischem Augengneis, dem

¹⁾ Zu diesem Abschnitt s. Karte Taf. II.

Bittescher Gneis, genannt nach dem Orte Groß-Bittesch in in Mähren. Diese Decke ist in jeder der beiden Kuppeln mit streng konkordantem Verlaufe ihres Parallelgefüges und mit streng konkordanten Umrissen dem Parallelgefüge der moldanubischen Glimmerschieferzone angepaßt, von der sie umrandet wird und unter die sie hinabtaucht.

Den Kern der Thayakuppel bildet eine ausgedehnte granitische Masse, der Thaya-Batholith genannt. Sie ist nur etwa zur Hälfte sichtbar; den südöstlichen Teil verhüllt die Auflagerung von Jungtertiär und Löß. In der Mitte des Batholithen sind die Gesteine massig, gegen die Ränder zu nehmen sie teils infolge sekundärer serizitischer Verschieferung, z. T. vielleicht auch wegen einer ursprünglichen fluidalen Streckung immer mehr hervortretendes Parallelgefüge an, so daß sie randlich zu Augengneis und Flasergneisen werden und ein den Zentralgneisen der Alpen vergleichbares Gewölbe bilden, das, so wie diese, von einer konkordanten Schieferhülle, hauptsächlich sedimentärer Herkunft ummantelt wird.

Auch im inneren Teile der Schwarzawa-Kuppel, und zwar im Lauczka-Tale bei Tischnowitz kommen unter den sedimentären Decken Gesteine magmatischer Herkunft zum Vorschein. Es sind stark flaserig gestreckte, z. T. knotige Gneise und Augengneise mit großen Orthoklasleisten, z. T. sind sie den biotitreichen Flasergneisen am Rande der Thaya-Batholithen sehr ähnlich und sie können als die sichtbaren Randteile eines Schwarzawa-Batholithen angesehen werden, der in ähnlicher Kernstellung wie der Thayabatholith in der Tiefe des Gewölbes verborgen bleibt. Aber dieser Kern ist nicht in unversrückter Lage geblieben, er legt sich selbst über eine noch weniger metamorphe Gesteinsfolge; es ist die Gruppe der Kwetniza-Gesteine, die nach aller Wahrnehmung den tiefsten Teil des Deckenbaues dieser Kuppel und vermutlich deren autochthone Unterlage darstellt.

Zwischen den Batholithen im Kern und der Decke des Bittescher Gneises im Hangenden ist eine Reihe von Decken eingeschaltet, die vorwiegend aus metamorphen Gesteinen einer sedimentären Serie besteht. Auch sie ist von gleicher Art in der nördlichen und südlichen Kuppel. Obwohl sie eine nicht geringe Mannigfaltigkeit von Schiefen verschiedener Kristallisationsstufen enthält, war doch die Reihe der Ausgangsgesteine unvergleichlich ärmer und einförmiger als die der moldanubischen

Paraschiefer. Es waren vorwiegend Tonschiefer, mit grau-wackenartigen und quarzitischen Zwischenlagen, vergesellschaftet mit recht kennzeichnenden grauen Kalken in verschiedenen Abstufungen der Kristallisation. Nach ihrer gleichartigen Beschaffenheit, nach dem Mangel an eruptiven und sonstigen Einlagerungen kann man annehmen, daß die Kalkzüge verschiedener Decken der gleichen Formationsstufe angehören und daß hier nur eine Formationsstufe in kalkiger Ausbildung entwickelt ist. Nichts erinnert an die verschiedenartigen, teils reinweißen, teils sehr silikatreichen, oder reichlich graphitführenden Marmore des moldanubischen Gebietes mit den häufigen basischen Lagern und Gängen, oder überhaupt an die sonstige so fast unerschöpfliche Mannigfaltigkeit von moldanubischen Schiefen und Gneisen eruptiver oder sedimentärer Herkunft. Die moravische Sedimentreihe entstammt einem ganz anderen Faziesgebiete, als die moldanubischen Sedimente. Die beiden Sedimentationsräume müssen weit voneinander abgelegen gewesen sein.

Es führt eine Stufenreihe von den grauen Marmoren der höheren moravischen Decken zu weniger metamorphen Kalken und zu solchen, die vollkommen den Kalken des mährischen Devon gleichen. In den Gegenden westlich der Olmützer Ebene östlich von Gewitsch treten die moravisch verfalteten Kalke auch in nahe räumliche Verbindung mit den fossilführenden Kalken des mährischen Devon. Auch die einförmigen Schieferserien können nach ihren petrographischen Charakteren gut mit den Schiefen, Grauwacken und Quarziten des Unterdevons der Sudeten verglichen werden. Über den moldanubischen Gesteinen bei Mährisch-Trübau und den moravischen Ausläufern im Westen der Olmützer Ebene transgredieren im N die Konglomerate des Kulm. Es ist kein Grund vorhanden die moravischen Sedimente für vorkambrisch zu halten. Die Gleichheit der Gesteine, die nahe Nachbarschaft und die tektonischen Beziehungen machen es zur Gewißheit, daß die moravischen Kalke und die begleitenden Schiefer dem Devon in der sudetischen, beziehungsweise rheinischen Fazies zugehören.

Der Mineralbestand der moravischen Schiefer und Gneise entspricht hauptsächlich dem der Epizone nach der Einteilung von Grubenmann (76 S. 398). In den höher kristallinen Gliedern reicht er noch in Mesozone bis zur Bildung von Granat und Staurolith führenden Glimmerschiefen, aber zur Bildung von Disthen,

geschweige von Sillimanit, hat in den tieferen Teilen der Kuppeln anscheinend die Erhöhung der Temperatur nicht ausgereicht. In den höheren Lagen war vielleicht der stoffliche Bestand nicht der entsprechende, während in der unmittelbaren Auflagerung, d. i. in der moldanubischen Glimmerschieferzone Disthen, sowie Granat, durch die besonderen Umstände der Bewegung (s. S. 32) auffallend große Kristalle entwickelt hat.

Biotit erscheint, wenn auch meistens ziemlich kleinschuppig, besonders in gewissen basischen Flasergneisen, und auch in phyllitartigen Glimmerschiefern, noch als Mineral der Kristalloblastese. Sonst findet er sich nur noch verarbeitet zu kleinschuppigem Zerreibsel, als protogener Rest in den kinetisch verschieferten Gesteinen, wie z. B. im sogenannten Bittescher Gneis.

Kennzeichnend ist für die tektonische Fazies die Umwandlung des Kalifeldspates zu Serizit oder Muskovit und Quarz, sowie der basischen Plagioklase und der dunkeln Bestandteile zu Epidot und Chlorit. Die posttektonische Kristallisation der größeren Porphyroblasten von Muskovit, deren Kristallisation der Bewegung nachgefolgt ist und die selbst keine Umformung mehr erlitten haben, gehört zu den bezeichnendsten Erscheinungen.

Die Cordierite mußten aus den verschieferten Kontakthöfen verschwinden. In einzelnen Fällen wird ihr ehemaliges Vorhandensein an den Umwandlungen zu pinitartigen Putzen erkannt.

Verbreitete Strukturen können als blastomylonitisch bezeichnet werden, da z. B. im Bittescher Gneis die zerdrückten Reste einer granitischen Struktur in Form von Feldspat-Augen im kristalloblastisch erneuerten Grundgewebe erhalten geblieben sind. Im Grundgewebe wurde die Teilbewegung eingeholt oder auch überholt von der Kristalloblastese. Die Umformung der Gesteine ist nicht als präkristallin, sondern als parakristallin anzusehen. So zeigen im Bittescher Gneis die in Streckungsrichtung ausgezogenen Bänder von Biotitstaub auf den Schieferungsflächen, die an Übergängen nachweisbare Streckung der Orthoklas-Augen zu langen geradlinigen Streifen von Serizit, daß die Verschieferung zugleich mit der Umformung (parakristallin) durch eigentliche Deformationskristalloblastese (tektonoblastische Deformation) (Sander 236 S. 284) bewirkt worden ist.

So wie der Bau der moravischen Kuppeln ein Deckenbau von alpinem Typus ist, so entspricht auch die moravische Metamorphose in allen wesentlichen Eigenschaften der alpinen

Metamorphose im Sinne von Heim. Die gleiche tektonische Gesteinsfazies ist notwendig an die gleiche tektonische Gebirgsfazies gebunden.

Es ist alpine Metamorphose oder Dislokationsmetamorphose in der weiteren Fassung von A. Heim, „insofern sie der Lagerung im Deckengebäude des jetzigen Alpenkörpers (Gebirgskörpers) angepaßt ist“ (87 S. 74).

Für den Vergleich kommt hier allerdings hauptsächlich die alpine Faltung im engeren Sinne, d. h. die Gebiete der Grauwackenzone und der penninischen Decken mit den Zentralgneisen in Betracht. Will man den Vergleich weiter ausdehnen auf die kristallinische Unterlage der ostalpinen Decken, so kann man diesen mit einiger Berechtigung die zu Glimmerschiefer deformierte unmittelbare Auflagerung im Liegenden der moldanubischen Scholle an die Seite stellen, da sie beide einem älteren, neuerdings verlagerten und neuerdings deformierten und verschieferten Grundgebirge angehören.

Wie in den Alpen ist auch im moravischen Gebiete die tektonische Umformung während der Deckenbildung der letzte Vorgang gewesen, durch den die Gesteine ihr gegenwärtiges Gepräge erhalten haben. Wie in den Alpen sind auch hier häufig recht verschiedene Abstufungen der Metamorphose durch die Faltung oder durch ungleiche Empfindlichkeit für die verändernden Einflüsse, und durch ungleichen Streißverband nahe aneinander geraten. So liegen z. B. Granat-Stauroolith-Glimmerschiefer und Konglomeratphyllite nebeneinander in enge Falten zusammengekeilt an der Thaya bei Neuhäusl (s. Karte, Tafel II).

Der Gegensatz zwischen den beiden Grundgebirgskörpern, dem moldanubischen und moravischen, tritt bei einer flüchtigen Wanderung durch die Landschaft nicht hervor. Beide bestehen aus kristallinen Schiefergesteinen ohne fossilführende Einschaltungen. Sie sind zu einem einheitlichen Gebirgsrumpf miteinander verschmolzen. Die darüberhin gebreiteten Brandungsplatten und die anschließenden Bergformen eines unruhigeren Altlandes in seinen inneren Teilen haben alle Unterschiede ausgeglichen, so daß der Verlauf der wichtigen Grenze durch kein Anzeichen in den Geländeformen sich verrät. Aber im geologischen Kartenbilde treten die einheitlichen, in langanhaltenden Bögen verlaufenden Gesteinszüge des moravischen Deckenbaues in deutlichen Gegensatz zu dem Gedränge engerer Kurven, die im moldanubischen Gebiete

den Umrissen der Batholithen angeschlossen sind. Aber man kann ohne Übertreibung sagen, daß die tektonische Geschichte dieser Gebiete für den Kenner der kristallinen Schiefer fast in jedem Handstücke nicht minder deutlich ausgedrückt ist, als in den Linien des Baues im großen.

Da Gebirgsbau und metamorphe Fazies notwendig miteinander verbunden sind, ist mit den Worten Intrusionstektonik und alpine Deckentektonik der Gegensatz zwischen moldanubisch und moravisch eigentlich vollkommen ausreichend gekennzeichnet, und alle Einzelheiten der Gesteinsbeschaffenheit gehen daraus notwendig hervor.

Dazu kommt noch die erwähnte durchgreifende Verschiedenheit der Ausgangsgesteine und der Übersicht wegen mag es gestattet sein hier nochmals alle die Unterschiede zwischen den breiten Gebieten zusammenfassend zu überblicken.

Moldanubisch

Moravisch

Ausgangsgesteine

Höchst mannigfache Gesteinsreihe, in ihrer Vergesellschaftung erinnernd an das mittelböhmische Barrandien mit sehr mannigfachen sauren und basischen Vertretern von stockförmigen und lagerförmigen Erstarrungsgesteinen.

Einfachere sedimentäre Gesteinsreihe, dem sudetischen Devon entsprechend, mit seltenen diabasartigen Einlagerungen.

Gegenwärtiger Mineralbestand

Durchaus der Katazone angehörig (abgesehen von den Zonen späterer Verschieferung).

Der Meso- und Epizone angehörig, der Katazone angehörig nur in protogenen Resten und dann zumeist pseudomorph umgebildet.

Durchaus typomorphe Gesteine.

Fast durchwegs Ungleichgewichtsgesteine.

Kristallisation

Durchwegs posttektonische (statische) Abbildungskristallisation.

Paratektonische (kinetische) Deformationskristalloblastese.

Metamorphose

Ausschließlich konstruktiv. Konstruktiv und destruktiv nebeneinander auftretend, sowohl in den Bestandteilen der einzelnen Gesteine sowie auch in einzelnen gesonderten Gesteinskörpern.

Vollkommen einheitlich in der ganzen Gebirgsmasse. Sehr abwechslungsreich gemengt und abgestuft.

Letzter Gestaltungsvorgang

Intrusion von granitischen Batholithen in ein einfach gefaltetes sedimentäres Gebirge. Überfaltung und Auswalgung der Gesteine nach der Intrusion der Batholithen.

Tektonik

Ungeordnete Windungen der Gesteinszüge, im allgemeinen an die Umrisse der Batholithen angeschmiegt und diese häufig unterteufend. Große einheitliche Deckengewölbe, kuppelförmig die Batholithen überlagernd.

Batholithen

Granite und Granodiorite von großer Ausdehnung, sehr häufig grobporphyrisch. Granite anderer Gauerwandschaft reicher an Natron und Kalk.

Wenig fremde Einschlüsse im Innern der Masse. Intrusion posttektonisch, die Umgebung diskordant durchbrechend oder im konkordanten Intrusions- und Injektionsverbände mit den umhüllenden Schiefen ohne nachträgliche tektonische Beeinflussung. Diskordante hornfelsartige und Kalksilikat-Blöcke im inneren nicht selten. Schieferige basischgneisartige Randzonen. In den äußeren Teilen muskovitisch verschiefert und in transportierter Konkordanz mit dem Schiefermantel verbunden. Intrusion prätektonisch.

Aplitisches und pegmatitisches Ganggefolge sehr reich an Turmalin und an sonstigen Mineralen der fluiden Phase. Aplitisches Ganggefolge arm an Mineralen der fluiden Phase, nur ausnahmsweise turmalinführend. Eigentliche Pegmatite sehr selten.

b) Der Bittescher Gneis

Als das kennzeichnendste Element des moravischen Baues verdient der Bittescher Gneis, genannt nach dem Orte Groß-Bittesch in Mähren, besonders hervorgehoben zu werden. Als eine einheitliche Schale ist er über jede der beiden Kuppeln ausgebreitet; Kalklager sind ihm mit großer Beständigkeit in beiden Kuppeln noch unmittelbar angeschmiegt; es folgen Phyllite und dann gegen Innen größere Verwickelungen des Baues und erst die Kerne der beiden zwiebelschaligen Gewölbe sind auffälliger voneinander unterschieden.

Der Bittescher Gneis ist ein blastomylonitisch verschieferter Granit, der die Charaktere eines serizitischen Augengneises angenommen hat. Er bewahrt in seinem ganzen Verbreitungsgebiete auf eine Entfernung von mehr als hundert Kilometer vom Kamptale bei Zöbing an der Donau bis Swojanow am Nordrande der Schwarzawa-Kuppel bei Oels auffallend gleichmäßige Beschaffenheit. Fast in jedem Handstücke wird er mit Sicherheit zu erkennen sein. Im ganzen Bereiche der Intrusions-tektonik von der moravischen Überschiebung bis zu den Vogesen findet sich kein Schiefergestein, das mit gleicher Beharrlichkeit seine petrographischen Merkmale auf so große Entfernung festhält. Im moldanubischen Gebiet, wo die Granitintrusionen mit einer verworrenen Umknetung des älteren Gebirgsbaues verbunden war, und wo die Metamorphose von den Graniten ausgehend eine verwickelte Gesteinsfolge gleichmäßig durchdrungen hat, konnte kein Gestein eine gleiche tektonisch scharfe Scheidung vom Hangenden und vom Liegenden und eine gleiche tektonische Horizontbeständigkeit bewahren.

Das Gestein ist stets sehr hellfarbig, zumeist fast rein weiß, und arm an dunklen Bestandteilen. Nur ausnahmsweise fehlen die erbsen- bis haselnußgroßem Feldspatäugen. Es sind zumeist Orthoklase, seltener auch Oligoklase. Im Querbruche werden sie im schiefrigen Grundgewebe von Quarz und Feldspat mit linsenförmigem Umriß sichtbar. Manchmal sind sie z. T. geradlinig etwas rhomboidisch umkantet, mit den Andeutungen der ursprünglichen Kristallform. Auf dem serizitisch glänzenden Hauptbruch erscheinen sie als Buckel und kleine Knoten. In seltenen Fällen sind sie gänzlich aufgearbeitet und in ihre Stelle sind lange geradlinige Streifen von dichtem Glimmer getreten, das Gestein wird dann zum Quarz-serizitschiefer.

Bezeichnend für die Ausbildung der Struktur ist die verschiedene Art des Auftretens der beiden Glimmer. Der Biotit ist ein protogener Rest und zu bandartigen Streifen und kleinen Schüppchen zerstoßen auf der Schieferungsfläche in der Streckungsrichtung ausgezogen. Der typomorphe Muskovit entwickelt sich in den Streckungshöfen der Orthoklasen, und bildet die erwähnten, zu meist in der Streckungsrichtung gelegenen Porphyroblasten. (Weitere Angaben über die Abarten des Gesteins und seine mikroskopische Beschaffenheit s. Lit. F. E. Suess 278, S. 13 und Kölbl 134, S. 83). Nur spärlich findet man in der Schwarzawa-Kuppel noch weniger verarbeitete Reste mit erhaltener granitischer Struktur (278, S. 13).

So wie die meisten größeren Gneismassen ist auch der Bittescher Gneis in Bänke von schwankender und ungleicher Mächtigkeit zerteilt. In Bloßlegungen von größerer Ausdehnung kann man wahrnehmen, daß die trennenden Fugen nicht vollkommen parallel verlaufen und in größeren Entfernungen sich vereinigen, so daß die ganze Gesteinsmasse zu sehr langgestreckten linsenförmigen Körpern verschuppt ist. Ähnliches ist wiederholt an alpinen Gneisen beschrieben worden.

Nicht großzügiger und klarer könnte die einheitliche Umformung der ganzen Gebirgsmasse ersichtlich gemacht werden, als in der fast durchaus gleichmäßigen Verarbeitung in allen Teilen der langgestreckten Zone. In jedem Handstücke sieht man, daß jeder einzelne Feldspatsteinsprengling im Sinne der Zerrung des ganzen Gebirgskörpers gedrückt und in die Länge gezogen worden ist. Aber die Teilverschiebung, die vereinigte Kataklyse und Kristalloblastese, konnten der erzwungenen Umformung des gesamten Gesteinskörpers nicht im vollen Maße gerecht werden. Andauernde Bewegung führte zur Zerreißen der Gesteinsmasse an den Schieferungsflächen und zur Zerlegung in flachen Linsen, welche die gegenwärtige Bankung darstellen. Schieferung und Bankung, Struktur und Textur, sind Teilbewegungen korrelat der Umformung des gesamten Gesteinskörpers und verschiedene Äußerungen der gleichen Streßwirkung.

Ebenso wie die Schieferung ist die Bankung aufs genaueste den gegenwärtigen Umrissen der Bittescher Gneis-Decke angepaßt. Ihr Streichen und Fallen ist sowohl in der Schwarzawa-Kuppel, wie in der Thaya-Kuppel an vielen Aufschlüssen über die ganze Fläche hin gemessen worden; sie wiederholt allenthalben mit ihren

Biegungen den Verlauf der äußeren Grenzfläche gegen die Glimmerschiefer im Hangenden.

Auch ohne daß man auf die Lagerungsverhältnisse des Bittescher Gneises zu den Gesteinen im Hangenden und im Liegenden Bezug nimmt, kann man aus der tektonischen Fazies allein erkennen, daß die gesamte Gesteinsmasse in die Länge und Breite auseinandergezogen und zu einem deckenförmigen Körper umgestaltet worden ist.

Eine lineare Streckung verläuft aber unabhängig von der durch eine ältere Streßwirkung erzeugten Bankung und Schieferung. So legt sie sich nach der Darstellung von Kölbl (134) beharrlich die NNO-Richtung bewahrend über den Bogen des Bittescher Gneises bei Messern (s. Fig. 18). Sie verdankt ihre Entstehung einer erneuerten Streßwirkung, die jünger ist als die Umfaltung, und als die gesamte moldanubisch-moravische Überschiebungstektonik; und zwar einer Pressung und Zerrung, welche den gesamten Gebirgsrumpf und die bereits zu einem einheitlichen Block verschmolzenen beiden tektonischen Einheiten gleichmäßig betroffen hat. Ein Teil der jungen Klüfte und der sehr zahlreichen Quarzgänge steht häufig senkrecht auf dieser Längsstreckung im Sinne der Qu-Klüfte nach der Bezeichnung von Cloos.

Basische Schlieren oder Konkretionen, die sonst in Graniten so häufig sind, wurden in der einförmigen Gesteinsmasse nicht gefunden. Dagegen finden sich scharf begrenzte Bänke von Amphibolit, übergehend in Biotitschiefer, an manchen Stellen in großer Zahl gehäuft. Die Bänke sind meist schmal. Ausnahmsweise können sie zu einer Stärke über $\frac{1}{2}$ Meter anschwellen. Sie sind zwischen die ungleich starken und im ungleichen Grade zerquetschten Bänke von Bittescher Gneis eingeschaltet, und überspringen auch wohl querdurchschneidend von einer Bankfuge zur anderen. Biotitschiefer, manchmal chloritführend, erscheint vor allem an den ausgezwickten Enden der Lager, und überhaupt an den verengten und stärker gequetschten Stellen. Manchmal sind auch Knollen und Linsen von Amphibolit, als protogene Reste, im Biotitschiefer

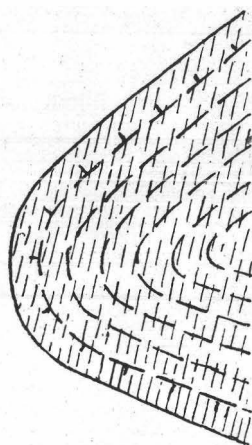


Fig. 18.

Verlauf der Streckungsrichtung im Bittescher Gneis am Bug von Messern. Nach Kölbl (1922).

eingelagert. Diese Gesteine sind wahrscheinlich ehemals basische Gänge gewesen, die an Klüften in den Granitporphyr vor seiner Verschieferung eingedrungen waren.

Bemerkenswert ist auch die Seltenheit von Einschlüssen sedimentärer Herkunft und sonstiger fremder Gesteine. Mir sind nur von Tief-Maispitz nördlich von Znaim hornfelsartige Schollen im Bittescher Gneis bekannt geworden.

c) Das Thaya-Fenster

Der Thaya batholith besteht fast in seiner ganzen Ausdehnung aus einem mittelkörnigen Biotitgranit mit viel Quarz und verhältnismäßig großem Gehalt an Plagioklas. Porphyrische Abarten sind im Gegensatz zu den Hauptgesteinen der moldanubischen Granite nur seltene Ausnahmen. Die Orthoklase, die 8—10 mm groß werden können, sind weiß oder blaßrötlich angewittert, die matteren, meist rein weißen Plagioklase verwittern häufig mit blaßgrünlichen Farben, so daß das dichte Gestein einen blaßbuntfarbigen Anflug zeigt, der die äußeren leicht wahrnehmbaren Unterschiede gegen die moldanubischen Granite noch mehr hervortreten läßt. (Genauere Beschreibungen F. E. Suess 278 S. 12, Till 293, Reinhold 16 S. 42.) Sie sind sicher der gleichen magmatischen Abstammung, wie die Gesteine der Brünner Intrusivmasse jenseits der Boskowitz Furche, die allerdings reicher ist an hornblendeführenden und dioritischen Gesteinen (278 S. 19). Ihre chemische Beziehung erhellt aus den Analysen von John (103) und von Mocker (174). Dagegen gehören sie einer anderen Gauverwandtschaft an als die moldanubischen Batholithen; ein Hauptgegensatz besteht in dem Zurücktreten von Kalium gegenüber Natrium und Calcium. Damit hängt die Unfähigkeit dieser Granite zusammen, porphyrische Orthoklase zu bilden, wie sie für die verbreitetsten moldanubischen Granite bezeichnend sind.

Ein empfindliches Reagens für die Unterschiede der chemischen Grundmischung sind auch die Charaktere der fluiden Restdestillationen der Magmaprovinzen. Die aplitischen Gänge der moldanubischen und der moravischen Batholithen sind auffällig voneinander unterschieden. Die aplitischen Gänge, die in großer Zahl, meist geradlinig und scharfrandig den Thayabatholithen ebenso wie die Brünner Intrusivmasse durchschwärmen, bestehen zum großen Teile aus blaßrotem Perthit und enthalten nur ganz selten Turmalin oder sonstige Minerale der fluiden Phase.

Auch gelegentliche Einschlüsse von Kalksilikatgesteinen (Diopsidfelsen mit oder ohne Granat (Kühning W von Eggenburg Lateinbach und a. a. O. s. Reinhold 16 S. 43) und von gneisähnlichen Biotithornfelsen (Zuckerhandl und Töstitz bei Znaim) sind den fremden Einschlüssen der Brüner Intrusivmasse recht ähnlich.

An den Thaya-Batholithen ist im Westen, vom Trenkberg bei Schönberg a. K., über Harmannsdorf und Kühning und bis über Theras hinaus verfolgbar, eine eigentümliche stark verschieferte biotitreiche Gneiszone angeschlossen. Mit einem Aste von Kühning gegen Amelsdorf greift sie südwärts ein in die Granitmasse. In ihrem Hauptzuge gegen den Trenkberg bleibt sie nach der Darstellung von Reinhold durch einen Streifen von phyllitischen Schiefen und Kontaktgesteinen getrennt. Wie Waldmann angibt (300), wird der Hauptzug noch durch einen Streifen von Paragneisen geteilt. Sie ist verschieden gedeutet und benannt worden. Reinhold verzeichnet sie in der Karte des niederösterreichischen Waldviertels als „basische Einlagerungen von gneisartiger Struktur“. Waldmann nannte sie granodiorit-tonalitische Gneise.

Der übrige Raum zwischen den autochthonen Thayabatholithen und der Decke des Bittescher Gneises wird von einer innig verfalteten abwechslungsreichen Folge von Ortho- und Paraschiefern ausgefüllt. Die Einzelheiten wurden namentlich von Waldmann festgestellt. Ein eigentümlich schiefriiges Gestein ist unmittelbar im Liegenden anschließend an den Bittescher Gneis, fast in seiner ganzen Ausdehnung durch die Thaya-Kuppel nachgewiesen worden. Einzelne Züge liegen auch im Bittescher Gneis selbst. Sie wurden als Fugnitzer Kalksilikatschiefer bezeichnet (278 S. 28). Sie sind ebenschiefrig, feinkörnig bis dicht, mit splittrigem Bruche. Die sehr feine, meist streng geradlinige Parallelstruktur wird durch dünne, zarte, meist scharf begrenzte Streifen verschiedener Farbe zum Ausdruck gebracht. Gelblichgrün sind Streifen, in denen Minerale der Epidotgruppe angereichert sind. Helle graue Bänder enthalten mehr Orthoklas und dunkelgrüne Bänder oder Streifen entstehen, wo die äußerst zarten Hornblendenädelchen dichter gehäuft sind. Die Art und Weise, wie diese ungleichfarbigen Zonen bald ganze Bänke, bald wieder sehr zarte Streifen bilden, geradegestreckt, sehr dünn auskeilen, oder ineinander verschimmen, deutet darauf hin, daß die gegenwärtige Paralleltexur durch schlierige Mischung und Auswalzung entstanden ist. Außer den

genannten Mineralen enthalten sie oft reichlichen Augit, Quarz, sauren Oligoklas, Zoisit, Titanit, daneben Apatit und Zirkon als Übergengenteile. Die mikroskopische Struktur ist vollkommen granoblastisch. Es liegen hier verschieferte Kontaktgesteine des Bittescher Gneises vor mit kristalloblastischer Erneuerung des Grundgewebes.

Wo sie ausnahmsweise ihre massige Struktur bewahrt haben, wie bei Hart W von Hötzelsdorf (Waldmann), werden sie den Kalksilikatgesteinen im Thaya-Batholithen und in der Brünner Intrusivmasse sehr ähnlich.

Unmittelbar anschließend an diese Gesteine, oder auch von diesen getrennt und eingelagert in die moravischen Phyllite, folgen nun die Züge von moravischem Kalk. Ein schmaler Kalkzug begleitet das von Klein-Meißelsdorf nach Süden ziehende sehr verschälerte Band von Bittescher Gneis. In dem gegen Messern und Pernegg sich weitenden Bogen finden die Kalke aber Platz zu größerer Ausbreitung, und bilden die breiteren unregelmäßiger umgrenzten Kalkzüge bei Pernegg und bei Hardegg, in denen flache Überfaltungen Zeugnis gehen vom verwickelten Bau. Die Gesteine sind meist dunkelgrau und etwas violett, wenn sie reichlicher Biotit enthalten. Sie sind höher kristallinisch in den südlicheren Ausläufern der Thaya-Kuppel, wo auch die Phyllite zu kleinschuppigen Glimmerschiefern werden. Weniger kristallinisch sind die Kalkbänke, die unter den andern gelegen sind und bei Ober-Donnawitz gegen das Nordostende der Thaya-Kuppel ausstreichen. Oft sind die moravischen Kalke von weißen Kalzitadern durchschwärmt und enthalten sehr häufig Knauer von milchweißem Quarz, die als umkristallisierte Gerölle gedeutet werden. Es ist bemerkenswert, daß diese Kalke zwar reichlich Biotit, auf Klüften manchmal auch Muskovit und Epidot, niemals aber eigentliche Kalksilikatminerale enthalten, und niemals von pegmatitischen oder sonstigen Gängen eruptiver Herkunft durchsetzt werden. Sie waren ursprünglich mit der Intrusion des Bittescher Gneises nicht in Berührung gekommen und sind wenigstens z. T. erst durch nachträgliche Verfaltung an die Fugnitzer Silikatschiefer näher angeschlossen worden.

Nach den Forschungen von Waldmann (301, 302) und Prelik (216) besteht die Schichtfolge zwischen dem Thaya-Batholithen und dem Bittescher Gneis im wesentlichen aus einer Reihe von liegenden Falten oder Decken, in deren Kernen die Züge

ausgewalzter Orthogneise hervortreten. Sie sind schmal zusammengepreßt in den von Klein-Meißelsdorf südwärts streichenden Zügen, und entwickeln sich zu größerer Breite und zu Teil falten in der bogenförmigen Ausweitung von Pernegg. Hierher gehört die breitere Ausweitung des sogenannten Weitersfelder Stengelgneises. Sie besteht nach Waldmann aus zwei Schalen, die durch ein Band von Glimmerschiefer geteilt werden (301). Das Hauptgestein ist ein hochgradig linear gestreckter Zweiglimmergneis, mit kleinen oder großen Porphyroblasten von Muskovit. In einzelnen Lagen, in denen sich im neoblastischen Grundgewebe Feldspatknotten einstellen, nähert sich das Gestein dem Bittescher Gneis, in der verschmälerten Fortsetzung des Zuges an der Thaya bei Pleißing ähnelt es stellenweise den Augengneisen des Kepernik in den Sudeten (s. S. 206). Waldmann vermutet, daß diese Gneise auch mit den Zügen von Granodiorit-Tonalitgneis in Verbindung stehen.

Die Mengung der in den streifenförmigen Mulden eingeklemmten Paraschiefer bezeugt den hohen Grad der Verfaltung. Da gibt es Streifen von Granat und Staurolith führenden Glimmerschiefern, mit verschieferten Knauern von Turmalinaplit in unmittelbarer Nachbarschaft von grobschuppigen Serizit-Chloritphylliten (bei Kaja im Thayatale), dichte hornfelsartige Biotitschiefer, Quarzite, Arkosen, auch wenig metamorphe tonschieferartige Gesteine unweit Neuhäusel an der Thaya und auch anscheinend von der Umformung verschonte Reste eines älteren Kontakthofes am Thaya-Batholithen in Form von durchäderten Biotithornfelsgesteinen in der Gegend des Wolfsteiches unweit des Thayatales bei Nieder-Fladnitz (278 S. 25, Preclik 216 S. 182).

d) Das Schwarzawa-Fenster

Die Schwarzawa-Kuppel verbirgt sich nicht wie die Thaya-Kuppel zum großen Teile unter jüngeren Ablagerungen. Die wesentlichen Züge ihres Aufbaues sind in ihrer ganzen Ausdehnung der Beobachtung zugänglich. Ihr Aufbau ist aber weniger einheitlich und im höheren Grade durch nachträgliche Störungen zergliedert. Sie teilt sich in ein nördliches Gewölbestück mit verengter und ein südliches mit breiterer Anlage. Die Teilung ist an der Einschnürung in der Gegend des Louczka-Baches bei Tischnowitz gelegen. Aber beide Teilwölbungen sind nicht mit ihren vollen Umrissen erhalten geblieben. Die Bogenstücke, die

ihre Umrisse zum vollen Umfange gegen Osten ergänzen sollen, sind durch den Abbruch an der Boskowitzter Furche und durch die Anlagerungsgrenze des Rotliegenden mit fast geradlinigem Verlaufe abgeschnitten.

Das nördliche Gewölbestück, an dessen Rande die größeren Orte Doubrawnik, Nedwjetitz, Stiepanau und Kunststadt gelegen sind, verläuft nordwärts in den großartigen Tunnel von Oels und Swojanow, durch den die Decke des Bittescher Gneises unter die moldanubische Glimmerschieferzone hineinzieht. Das südliche Gewölbestück wird gegen N von den gleichmäßig geschwungenen Bogen der moldanubischen Glimmerschiefer von Jaßenitz über Namiest nach Oslawan begrenzt. Seine beginnende Wendung gegen NO wird bei Oslawan spitzwinkelig vom westlichen Bruchrande der Boskowitzter Furche durchschnitten und die vollständig erhaltene innere Grenze des Bittescher Gneises gegen die moravischen Phyllite gestattet wegen des parallelen Verlaufes eine Abschätzung, ein wie großes Segment von Bittescher Gneis durch Randbruch der Boskowitzter Furche abgeschnitten worden ist. Gegen NW verliert das südliche Gewölbestück ein Segment durch die fast geradlinige Bittescher Dislokation. Hier grenzen moldanubische Gneise unmittelbar an die NS streichenden Bänke des Bittescher Gneises. Man darf vermuten, daß diese große Störungslinie bei Louczka auf moravisches Gebiet übertritt und dort zugleich mit anderen Unregelmäßigkeiten des Baues die Trennung des nördlichen Gewölbestückes von dem südlichen und seine Absenkung verursacht. Eine genauere Feststellung des Verlaufes dieser Störung muß zukünftigen Forschungen in dem schwierigen Gebiete vorbehalten bleiben.

Der südliche Gewölbesteil ist mit seiner breiteren Anlage regelmäßiger gebaut. Hier sind die tieferen Decken sichtbar. Im nördlichen Gewölbesteil hat die Abtragung nicht die Unterlage des Bittescher Gneises erreicht. Die Art aber, wie sein Dach mit der mächtigeren Auflagerung verbunden ist, deutet auf größere Verwicklungen, die noch nicht geklärt sind.

Im südlichen Teile erscheint wieder genau so wie in der Thayakuppel unter der Decke von Bittescher Gneis und an der Grenze der Decke gegen die Phyllite das kennzeichnende Band von grauem Kalkstein, mit einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 30—40 m. Hieran schließt sich ein Phyllitgebiet von geringerer Ausdehnung und größerer Einförmigkeit als das der Thaya-Kuppel;

kleine Orthogneislagen sind zwischengeschaltet und es bleibt hier kein Platz für einen engeren Faltenbau, wie er im Süden nachgewiesen wurde. Die Gesteine bleiben weniger metamorph, bewahren gleichmäßiger den Charakter grauer splittriger, dünnschiefriger Phyllite. Wenn sie auch neben dem Serizit nicht wenig Biotit, in Strähnen und zumeist chloritisiert enthalten, so werden sie doch nicht zu eigentlichen granatführenden Glimmerschiefern, wie die Gesteine der gleichen tektonischen Stellung in der Thaya-Kuppel. Da und dort enthalten sie chloritisch schiefrige und Grünschieferlagen.

Die stark schiefrigen, Biotit führenden Gesteine, die zwischen Louczka, Deblin und Marschow unter der Phyllitdecke zum Vorschein kommen, sind als der hangende Teil eines batholithischen Gewölbes aufzufassen, ähnlich den biotitreichen Flasergraniten in der Zone von Theras am Rande des Thaya-Batholithen. Diese Gesteinsreihe ist jedoch abwechslungsreicher, sie enthält in größerer Verbreitung stark gestreckte biotitreiche, kleinknotige Gneise, oder auch sehr grobaugige Gneise mit zerdrückten Orthoklasen, daneben auch allerlei Übergänge von massigen zu serizitisch ausgeschmierten Gesteinstypen. In dem blastomylonitischen Gefüge sind stets die Reste der Erstarrungsstruktur an zerdrückten, zonar gebauten Plagioklasen usw. gut kenntlich geblieben. Die Verwandtschaft mit den Gesteinen des Thaya-Batholithen und der Brünner Intrusivmasse wird u. a. durch ziemlich reichliches Auftreten von Titanit hervorgehoben.

Aber diese Gesteine tiefmagmatischer Herkunft sind noch nicht die tiefste autochthone Unterlage des Deckengewölbes. Die Flasergranite des Louczka-Tales liegen bei Czischek mit steilem Westfallen auf einer Gesteinsfolge, die schon durch den geringen Grad der Umwandlung auffällig unterschieden ist von dem umgebenden eigentlichen, kristallinen Grundgebirge und schon in den Beschreibungen der frühesten Beobachter besondere Beachtung gefunden hat. Sie heißt die Kwetnitza-Serie nach dem Kwetnitza-Berge bei Tischnowitz. Zur Schichtfolge gehören einige Kalklager, seidenglänzende Serizitphyllite vergesellschaftet mit Quarziten und Quarzkonglomeraten mit serizitischem Bindemittel und hochgradig kataklastischem Granit. Schon Fötterle (1855) und Wolf verglichen die grauen Kalke nördlich von Tischnowitz mit dem Devonkalke des Gebietes von Olmütz. Auch

Camerlander (1885) und Tausch (1895) hielten die Zuteilung zum Devon für wahrscheinlich (Lit. 278 S. 30).

Über die noch nicht aufgeklärte und gewiß nicht leicht aufklärbare Tektonik dieses tiefen Aufbruches kann hier nur wenig mitgeteilt werden. Das Schwarzawa-Tal bei Tischnowitz durchschneidet ihn und trennt ein kleineres Stück mit dem Kwetnitza-Berge und den Hügeln jenseits des Odra-Baches ab von dem Hauptgebiete, das sich nach den Aufnahmen von Tausch bis über Peischkow südöstlich von Deblin erstreckt. Zu diesem Kwetnitza-Gebiete werden auch die Phyllite und Kalke südlich von Stiepanowitz und westlich vom Schwarzawa-Tale zu rechnen sein. Die Abtrennung wird augenscheinlich durch eine bedeutendere Dislokation bewirkt, die vom Orte Lauczka ostwärts durch die Ausräumung des vormiozänen Tales und durch das heutige Schwarzawa-Tal gegen Tischnowitz verläuft; während der Louczka-Bach mit seinen epigenetischen Talmäandern im Flasergranite festgehalten wird.

Als hangendes Glied der Schichtfolge im S kann der mächtigere Kalkzug von Herotitz angesehen werden, der unmittelbar unter der Decke der Phyllite bei Herotitz südlich von Tischnowitz zum Vorschein kommt und die Phyllite der Kwetnitza-Serie SO-fallend überlagert. Er ist weniger metamorph als der glimmerige Hauptkalkzug der moravischen Schichtreihe der im Hangenden ebenso wie in der ganzen Ausdehnung der beiden moravischen Kuppeln zwischen Phylliten und dem Bittescher Gneis eingeschaltet ist.

Eine dritte Einlagerung von noch weniger verändertem Kalkstein wird am Abhange gegenüber vom Bahnhof Tischnowitz gebrochen und darunter folgt die Hauptmasse der serizitischen Kwetnitza-Phyllite mit den auffälligen Konglomeraten.

In dem Bruchstück des Kwetnitza-Berges ist der Gesteinswechsel mannigfaltiger und gedrängter. Am Südfuße des Berges stehen SO-fallend graue Kalke an, die, wenn auch weniger kristallinisch, an die Kalke des moravischen Hauptzuges erinnern. Daran schließen aber unmittelbar, die roten und weißen Quarzite, seidenglänzende Phyllite und Quarzkonglomerate der typischen Kwetnitza-Serie. Darunter liegen die noch weniger metamorphen hell- oder dunkelgrauen Gipfelkalke des Kwetnitza-Berges mit tonigen Zwischenlagen. Noch eine dritte Art von Kalkstein wird in einem Steinbruche weiter nördlich jenseits des Odrabaches und in einem zweiten etwa einen Kilometer stromabwärts verschoben am anderen

rechten Ufer der Schwarzawa bei Strzemochow gebrochen. Diese hellgrauen Kalke, obwohl im allgemeinen denen vom Gipfel der Kwetnitza verwandt, gleichen mit ihrer feinkristallinen bis dichten Beschaffenheit, ihrer massigen oder grobgeschichteten Textur ohne Spur von Schieferung am meisten gewissen unveränderten Kalken des Oberdevon. An die letzterwähnten Kalkvorkommnisse zu beiden Seiten der Schwarzawa ist unmittelbar der kataklastische Granit der Kwetnitza-Serie angeschlossen. Er enthält neben reichlichem Quarz bis 5 mm große stark zertrümmerte Orthoklase, saure Plagioklase mit noch kenntlichem Zonenbau und den Spuren der idiomorphen Umrisse. Reste von Biotit sind in Form von stark zerfasertem farblosem Glimmer mit rotbraunen oder gelblichbraunen Streifen erhalten geblieben.

Das Gestein ist gebankt oder stengeligschiefrig, und kubisch zerklüftet, durchtrümmert von zahlreichen Aplitadern, mit grünlichem Serizit auf den Klufflächen, aber ohne jede Spur von eigentlicher Kristalloblastese und in jeder Hinsicht sehr verschieden von den so nahe gelegenen dem Schwarzawa-Batholithen zugerechneten Flasergraniten im Louczka-Tale.

Ein grüner schiefriger Diaphthorit bestehend aus Chlorit und Serizit mit Plagioklasresten und Epidotmineralen, vielleicht ein ehemaliges basisches Ergußgestein, liegt zwischen Granit und Kalk.

Wenn auch die Beobachtung über die Lagerung der Kwetnitza-Gesteine nicht zu einem übersichtlichen und verständlichen Bewegungsbilde zusammengefaßt werden können, so ist doch zu ersehen, daß sie sowohl im NO bei Stiepanowitz, wie im SO bei Herotitz von den moravischen Phylliten und im W von den Flasergraniten der Schwarzawa-Batholithen überlagert werden, daß sie somit eine kuppelförmige Aufwölbung unter den moravischen Decken bilden. Man kann auch sehen, daß die kataklastischen Granite und unmittelbar darüber die am wenigsten veränderten Kalke im Kerne dieser Aufwölbung gelegen sind. Das den ganzen moravischen Bau beherrschende Gesetz, nach dem die Metamorphose vom Moldanubikum aus gegen die inneren und tieferen Decken zu stetig abnimmt, gelangt hier zu seiner vollsten Auswirkung.

Der schmälere, nördliche Teil der Kuppel zeigt weniger regelmäßigen Gewölbebau als der südliche. Hier reicht, soviel bis jetzt bekannt ist, die Abtragung nicht tief hinab unter die Decke der Bittescher Gneises und hat einen granitischen Kern

noch nicht erreicht. Etwa in der Mitte dieses Gebietes bei Brumow, Lomnitz und Raschkov kommen die moravischen Phyllite in ihrem Hangenden begleitet von den bezeichnenden grauen Kalken in einigen Lappen mit unregelmäßigem Umriß unter dem Bittescher Gneis zum Vorschein.

Größeren Schwierigkeiten begegnet vorläufig noch die volle Klarstellung der tektonischen Verhältnisse des Daches der Kuppel. Ihr Nordende umhüllt eine besondere Häufung von Paraschiefern. Es sind zahlreiche Lager von graphitführenden Marmoren eingeschaltet in dichtere äußerlich phyllitähnliche Schiefer, mit Quarzitlagen, Amphiboliten und stellenweise auch mit Serpentinlagen; sie enthalten stellenweise Lagen von Glimmerschiefer und sind im Hangende innig verbunden mit den aufliegenden Glimmerschiefern Zweiglimmergneisen. Es ist die stratigraphische Fazies der Sedimente der moldanubischen Scholle. Rosiwals geologische Aufnahme dieses Gebietes (Kartenblatt Brüsau-Gewitsch) ist ein Muster an Sorgfältigkeit, und es kann kein Zweifel darüber bestehen, daß diese Gesteinsgesellschaft zum moldanubischen Gebiete zu rechnen ist. Auch die kristallinische Fazies gestattet keine andere Zuteilung.

Die mikroskopische Untersuchung einiger Gesteinsproben hat gezeigt, daß die anscheinenden Phyllite eigentlich Phyllonite, d. h. durch Diaphthorese aus höher kristallinen Gesteinen hervorgegangen sind. Die besten Zeugnisse dafür sind Kristalle von Granat, Disthen und Biotit, die zwischen den zu Serizit, feinschuppigem Biotit oder Chlorit verarbeiteten und phyllonitisierten Glimmermineralen die Ausbildung und Größe bewahrt haben, die ihnen in den Sedimentgneisen und Glimmerschiefern zukommt¹⁾.

Auch im südlichen Teile der Schwarzawa-Kuppel ist nördlich von Groß-Bittesch und bei Krzowy eine ähnliche der aufgeschobenen Decke zugehörige Gesteinsgesellschaft streifenweise mit dem Bittescher Gneise verfaltet.

Es scheint aber, daß an einzelnen Stellen auch echte Phyllite der moravischen Reihe, mit hangenden moldanubischen Phylloniten verfalten wurden. So bei Lissitz nahe am Rande gegen die Boskowitz Furche, wo sichere moldanubische Marmore mit Tremolit und Skapolith vergesellschaftet mit gneisartigen Biotit-

¹⁾ Es bedarf noch einer näheren Untersuchung, ob die in der Karte von Rosiwal am Kopaniny-Berge westlich von Oels verzeichneten amphibolitisiertem Diabase, nicht als teilweise chloritisierte Amphibolite aufzufassen seien.

schiefern, Amphiboliten und mit einem Serpentinorkommen beiderseits von phyllitartigen biotitführenden Schiefern mit grünschieferartigen Bänken begrenzt werden. Abnormes Streichen gegen NNW und gegen NNO deutet auf Unregelmäßigkeiten des Baues in dieser Gegend und die Klärung dieser und anderer Verwicklungen wird nur durch sorgfältige Einzeluntersuchungen zu erreichen sein.

Zu den auffälligen Störungen gehört auch die starke Einengung des Kuppelbaues bei Tischnowitz; denn dort trifft man östlich von den Kwetnitzagesteinen jenseits einer durch Tertiär verhüllten Strecke von nur einem Kilometer Breite bereits auf die Granat-Glimmerschiefer vom Gegenflügel der moldanubischen Überwölbung. Es kann sein, daß eine Störungslinie von Süden her an der Grenze der Kwetniza-Gesteine durchgreift und den Bittescher Gneis mit den Phylliten zum Verschwinden gebracht hat.

Weitere Einzelheiten sind in einer früheren Darstellung enthalten (278), der wegen Mangel an neueren Untersuchungen hier nichts Wesentliches hinzugefügt werden konnte¹⁾.

2. Die moldanubische Fernüberschiebung

Die Grenzen der moravischen Kuppeln verlaufen in weit geschwungenen Bögen konkordant mit deren innerem Gewölbebau. Nur an der geraden Linie der Bittescher Dislokation werden die moravischen Gesteinszüge von der moldanubischen Grenze quer durchschnitten. An allen sonstigen sichtbaren Grenzen taucht

¹⁾ Erst in jüngster Zeit ist von K. Zapletal (320) eine allgemein gehaltene Darstellung des Gebietes im Rahmen weiter ausgreifender tektonischer Betrachtungen gegeben worden. Sie wiederholt in den Hauptzügen das im Jahre 1912 von mir entworfene Bild, aber mit einigen Abänderungen im einzelnen und mit nicht unwesentlichen Umdenkungen der Auffassung im großen. Da eine nähere Begründung fehlt, kann hier auf die Abweichungen seiner Darstellung nicht eingegangen werden. Nur auf eines möge hier besonders hingewiesen werden. Zapletal stellt die hier als Phyllonite der moldanubischen Glimmerschieferzone bezeichneten Gesteine als „äußere Phyllite“ zur moravischen Zone, und kehrt damit zu einer älteren Auffassung zurück, die von mir aus gewichtigen, z. T. oben erwähnten Gründen aufgegeben worden ist. Er dehnt die Bezeichnung sogar aus auf die Randzone im nördlichen Teile der Thayakuppel, wo überhaupt kein phyllitartigen Gesteine auftreten und Mesogneise neben Glimmerschiefern die Vertreter der moldanubischen Randzone sind. Ebenso gewiß, wie die ursprüngliche Gesteinsgesellschaft der moldanubischen Scholle zugehört, sind auch etwa die granatführenden Gesteine bei Doubrawnik und Nedwieditz an der Grenze des Bittescher Gneises keine Phyllite, sondern Diaphorite nach Glimmerschiefer.

der Bittescher Gneis unter die moldanubischen Glimmerschiefer hinab.

Aus dem Verlaufe der äußeren Umrisse, aus dem gleichmäßig geschwungenen Bogen von Groß-Bittesch bei Oslawan am Südrande, aus der engeren Schlinge der Glimmerschiefer am Tunnel von Swojanow und Oels und ebenso aus der inneren, zwiebelschalig konkordanten Übereinanderschichtung der Gesteinslage kann man mit Sicherheit erkennen, daß die Schwarzawa-Kuppel einst von der moldanubischen Scholle vollkommen überwölbt war. Das ergibt sich auch mit voller Deutlichkeit aus dem Vergleiche zwischen dem südlichen und dem nördlichen Teile dieser Kuppel. Der größeren Breite des südlichen Teiles entspricht eine bedeutendere Abtragung bis auf die Flasergranite von Louczka im Kerne der Wölbung und auf die von diesen noch überschobenen Kwetnitza-Gesteine. Die Schwarzawa-Kuppel wird durch eine querlaufende Störung in zwei ungleiche Abschnitte gegliedert. Sie ist somit ein in den beiden Flügeln, entsprechend ihrer ungleichen Tiefenlage, ungleich weit geöffnetes Fenster, das einst von der moldanubischen Scholle vollkommen überdeckt gewesen ist.

Nicht so unmittelbar kann die Fensternatur der Thaya-Kuppel aus dem Verlaufe der Umrisse abgelesen werden; dennoch ist sie nicht zu bezweifeln. Am Süden bei Schönberg am Kamp verschmälern sich die moravischen Gesteinszüge. Der Bittescher Gneis verschwindet in einem kleinen Halbfenster unter den Glimmerschiefern. Wenn auch weniger auffällig und in viel kleineren Verhältnissen, so ist dies doch grundsätzlich dieselbe Lagerungsform, wie der Tunnel von Swojanow; und hier tritt noch jenseits des Abschlusses der Hauptkuppel abermals, in diesem etwa 1 km langen fensterartigen Aufbruche am Kamp zwischen Schönberg und Zöbing der Bittescher Gneis unter den Schiefergneisen noch einmal hervor (s. Taf. II).

Den entscheidendsten Beleg aber für die einstige Ausdehnung der Überwölbung über die ganze Breite des Thaya-Batholithen liefert die Reihe von Vorkommnissen moldanubischer Gesteine jenseits einer langen, bogenförmigen Verwerfung, die den Randbruch der Boskowitzter Furche fortsetzt und nach allem Anscheine mit der Diendorfer Verwerfung am Süden der Thaya-Kuppel verbindet. Trotzdem der Zusammenhang dieser Vorkommnisse mit dem eigentlichen Kuppelbau durch diese Dislokation gelöst ist, können sie nach ihrer ganzen Lage nicht anders gedeutet werden,

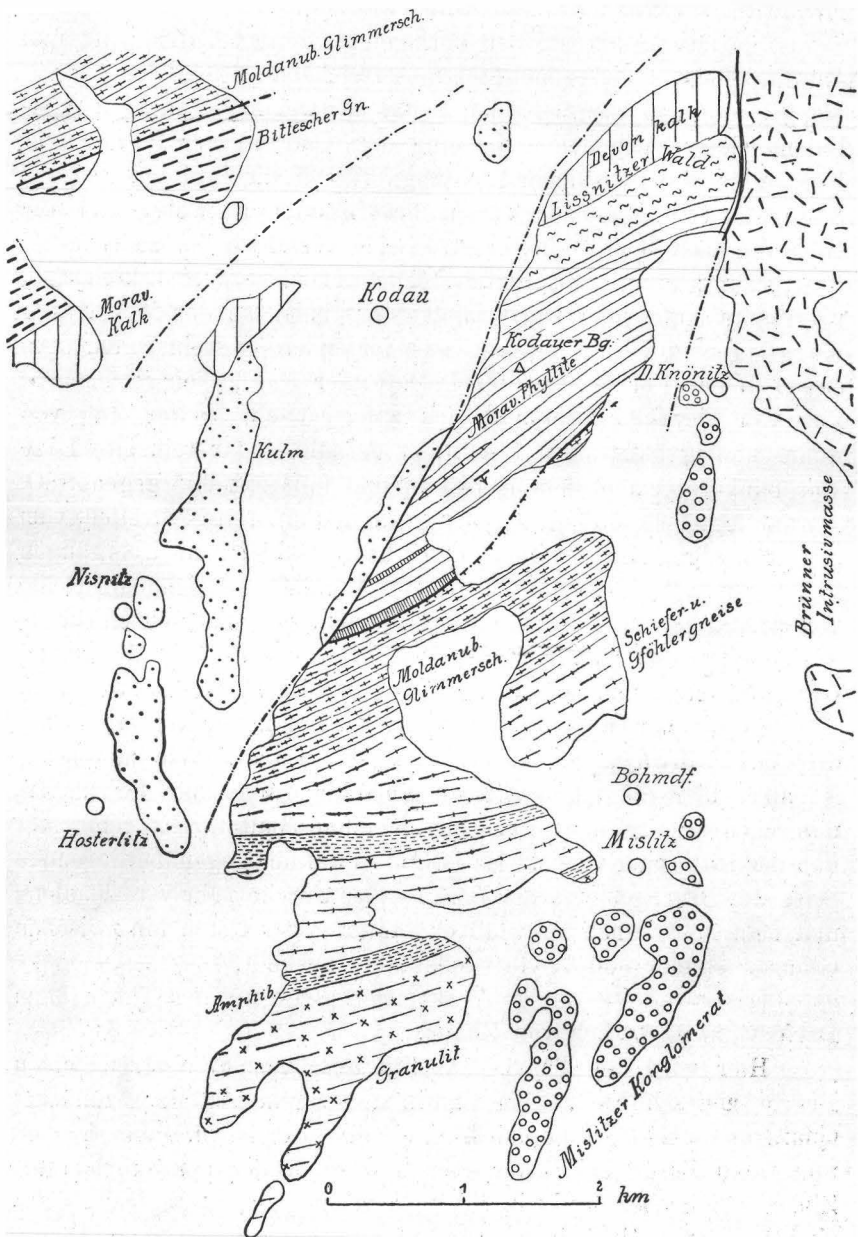


Fig. 23
Skizze des Mislitzer Horstes.

als die Reste des ostwärts hinabtauchenden Teiles der moldanubischen Überwölbung (Fig. 23).

Das ausgedehnteste der Vorkommnisse ist bei Hosterlitz und Misslitz nahe an das nördlich ausstreichende Ende der Thaya-Kuppel angeschlossen. Es ist zwischen zwei geradlinigen Bruchlinien gelegen, von denen die eine den Ostrand der Boskowitz Furche in südsüdwestlicher Richtung fortsetzt, die zweite (der Misslitzer Bruch) von der ersten bei Lissnitz abzweigt und die Richtung nach Süden einschlägt. Beide verschwinden nach kurzer Erstreckung unter dem Tertiär. Die auf diese Weise keilförmig umgrenzte Aufragung von Grundgebirge habe ich den Misslitzer Horst genannt. Er besteht aus folgenden Gesteinslagen. An einem in der Fortsetzung der Boskowitz Furche eingeklemmten Zug von Devonkalk schließt sich zunächst ein breiter Zug von dünnschiefriq bleigrauem Phyllit, er enthält eine vereinzelte Lage von feinkörnigem grauen Kalkstein und fällt mit 60° gegen SSO. Darauf legt sich 50° SSO fallend ein 600 m breiter Streifen vom grobschuppigen Muskovitgneis, und Muskovitschiefer mit Übergängen in Zweiglimmerschiefer. Ihn überlagert nun die kennzeichnende Reihe von echten moldanubischen Katagesteinen. Glimmerreiche Biotitgneise mit Granat und Fibrolith, Perlgneise, dunkle Amphibolite und Granulite setzen den südlichen Teil des Misslitzer Horstes zusammen.

Es ist der unverkennbare, nach SO fallende Gegenflügel der Aufwölbung, der hier erhalten geblieben ist. Wie im Westen ist auch hier die muskovitische Verschieferungszone der moldanubischen Gneise über dem Phyllit eingeschaltet. Es fehlt hier nur der Bittescher Gneis. Er ist schon auf der gegenüberliegenden Seite des Bruchgebietes der Boskowitz Furche sehr verschmälert, und man muß annehmen, daß er weiter gegen Osten hin zwischen Glimmerschiefer und Phyllit vollständig auskeilt.

Das zweite derartige Vorkommen liegt an der Thaya beim Dorfe Gurwitz östlich von Znaim.

Hier wird der Thaya-Batholith an einem SSW-streichenden Bruche abgeschnitten. Ihm sind in steiler Schichtstellung zunächst Quarzkonglomerate angeschlossen, die denen gleichen, die am gelben und roten Berge bei Brünn und weiter nördlich am Babyloin bei Zinsendorf grabenförmig in die Brüner-Intrusionsmasse eingesenkt sind und zum Unterdevon gestellt werden. An diese erst sind wieder moldanubische Gesteine und zwar Granatglimmerschiefer und Amphibolite unmittelbar angeschlossen.

Ein drittes Vorkommen ist weit im Süden gelegen. Unter der Kirche des Dorfes Frauenberg am rechten Ufer des Schmiedabaches ragt etwas Gneisgebirge aus der tertiären Umhüllung. Es besteht aus Diaphthoriten nach granatführendem Glimmerschiefer.

Zieht man eine Verbindungslinie vom Ostrande der Boskowitzter Furche und seiner Fortsetzung am Misslitzer Horste zum Bruche von Tasswitz und Gurwitz bei Znaim, und von hier an dem Aufbruche von Frauenberg vorüber, so mündet er mit bogenförmigem Verlauf in die Diendorfer Verwerfung, welche das Thaya-Fenster im Süden abschneidet. Die größere Ausbreitung vom moldanubischen Grundgebirge von Diendorf bis zum Wagram an der Donau wäre dann als die Fortsetzung der Vorkommnisse vom Misslitzer Horste anzusehen (s. Taf. II).

Ja, es sind Anzeichen vorhanden, daß moldanubisches Grundgebirge im Osten unter der Ebene noch weithin verbreitet ist.

Der eozäne und oligozäne Flysch des Waschbergzuges bei Stockerau nördlich der Donau enthält, so wie die karpatische Sandsteinzonen Einstreuungen von kristallinen Blöcken und Geröllen. Altbekannt sind die Granitblöcke im nummulitführenden Greifensteiner Sandstein am Waschberge selbst. Sie gleichen dem Granite im Süden der Brünner Intrusivmasse. Daneben finden sich aber auch serizitisch-stengelig-verschieferete Granite, die mehr an die Gesteine des Thaya-Batholithen erinnern. Die Gerölle und eckigen Trümmer im Nummulitensandsteine weiter im NO betstehen, wie ich feststellen konnte, aus moldanubischen Gneisen und Amphiboliten. Der Waschberg ist genau südlich von Misslitz und somit in der Fortsetzung des Misslitzer Bruches gelegen. Zwar sind die Gesteine hier nicht anstehend. Man darf aber annehmen, daß sie einem nicht allzu fernen Untergrunde entstammen, und es erscheint nicht unmöglich, daß die verdeckte nordsüdliche Grenze zwischen den Ausläufern des Misslitzer Horstes und der Brünner Intrusivmasse nicht weit von hier vorüberzieht. In diesem Fall würde sich ergeben, daß die Unterlagen der ganzen großen Dreiecksfläche von Krems bis Misslitz und bis Stockerau zur überschobenen moldanubischen Scholle gehört, und das Thaya-Fenster erscheint noch mehr eingengt (Fig. 24).

Der selben großen Scholle, die östlich von der Diendorfer Verwerfung ausgebreitet ist, wird die ganze Masse des Dunkelsteiner Waldes bis in die Gegend von St. Pölten anzuschließen

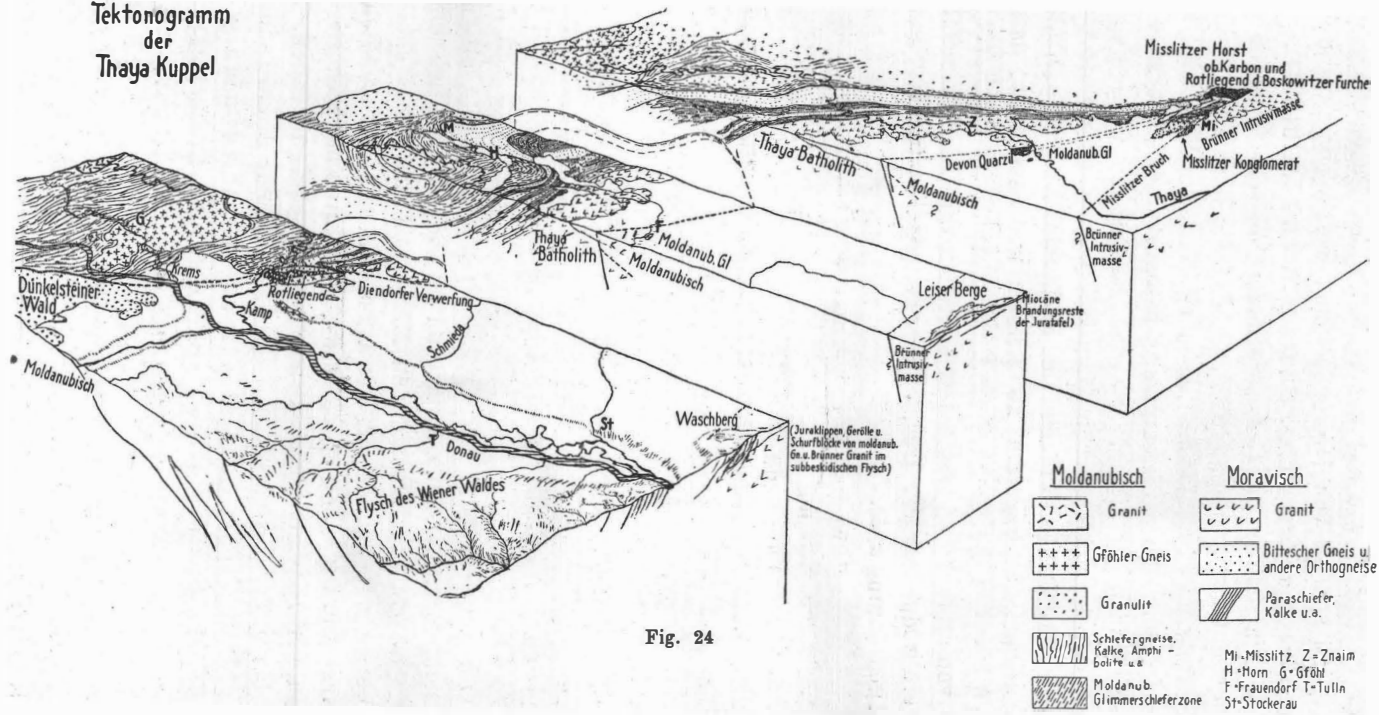
sein. Die Fortsetzung der Diendorfer Verwerfung konnte am Nordrande des Dunkelsteiner Waldes und im Donautale bei Melk nachgewiesen werden (F. E. Suess 272, Tertsch 289).

Man sieht, wie weit die moldanubische Überschiebung reicht und in wie großem Ausmaße die moldanubische Scholle von autochthonem Untergrunde abgelöst ist.

Die Umrisse der Thaya-Kuppel erklären sich am besten, wenn man annimmt, daß gegen Norden zu die Abtragung tiefer in den Bau eingegriffen hat und daß eine breitere Wurzel des Bittescher Gneises bloßgelegt wird, die sich in den höheren Teilen der Gewölbebiegung immer mehr verschmälert, und die gegen den Ostflügel hin allmählich auskeilt, wie das für einen Körper leicht zu denken ist, der aus der Tiefe emporgequetscht und unter gewaltigem Drucke nach einer Seite hin ausgeschleift wurde. Der Bug von Messern würde dann die Horizontalprojektion einer Staffel und flachen Einmuldung im westlichen, ansteigenden Gewölbe-flügel darstellen, wie das in dem Blockprofile Fig. 24 zum Ausdruck gebracht worden ist.

Eine lehrreiche Bestätigung findet diese Auffassung in der Art und Weise, wie in dem Verlaufe der Gesteinszüge die Anpassung der moldanubischen Scholle an die Gestalt der Überschiebungsfläche zum Ausdruck kommt. Auf dem zusammenfassenden Bilde, in der Karte auf Taf. II kann man sehen, daß die Sedimentgneise mit ihren Einlagerungen von graphitführenden Marmoren, Hornblendegesteinen u. a. in der Gegend von Albrechtsberg und Krumau mit einer geringen Ablenkung gegen Osten, die durch die große Granulitmasse von Groß-Siegharts und Raabs bewirkt wird, ihre Fortsetzung finden in gleichartigen Gesteinszügen bei Drosendorf und Vötau. Der Bogen von Messern unterbricht den unmittelbaren Zusammenhang. An ihm zersplittert sich der Schwarm von parallelen Kalkzügen, so wie ein breit vordringender Wellenzug an einem ihm entgegen meerwärts hinabtauchenden Felsenrücken. Die kristalline Fazies der Glimmerschiefer bleibt nicht an bestimmte Gesteinszüge gebunden, sondern begleitet, da sie an der Überschiebungsfläche haftet, die Grenze gegen den Bittescher Gneis. Indem sich die Sedimentgneise mit Annäherung an diese Grenze allmählich in Glimmerschiefer verwandeln und zugleich die anders gerichtete Parallelstruktur erwerben, werden auch die Kalkzüge in die Richtung der Überschiebungsfläche umgebogen. Das sieht man im Kartenbilde auf

Tektonogramm
der
Thaya Kuppel



der Nordseite, wie auf der Südseite des Bogens, ebenso in der Gegend südlich von Drosendorf und westlich von Geras, wie südwestlich von Messern (s. Suess 276 und Kölbl 134). Aber mit dem Eintritte in die Glimmerschieferzone selbst werden die Kalkzüge zumeist in kleinere deutlich in die allgemeine Schieferungsrichtung umschwenkende Linsen zersplittert. Man wird annehmen dürfen, daß die Sedimentgneise besonders geeignet waren, solche Gleitbahnen zu bilden. So wie sie bei der Bewegung zugleich mit der lepidoblastischen Umkristallisation umgestaltet und verzogen werden, gewinnen sie leicht die Neigung an der Überschiebungsfläche haften zu bleiben, und es scheint, daß nördlich von Messern die große Granulitmasse von Groß-Siegharts und Göpfritz durch den eingeschalteten Streifen von Glimmerschiefer an der Berührung mit der Überschiebungsfläche verhindert und von ihr abgedrängt wurde.

Wie es aus mechanischen Gründen nicht anders zu erwarten ist, lehnen sich die Glimmerschiefer und die anschließenden Sedimentgneise im Bogen von Dreieichen nach Schönberg westwärts fallend an die Überschiebungsfläche. So wird im Innern des großen Glimmerschieferbogens, der die unterirdische Staffel in oberflächlicher Projektion abbildet, Platz geschaffen für die muldenförmige Einlagerung des Granulites von St. Leonhard und des anschließenden Orthogneiskörpers von Gföhl auf den Sedimentgneisen. Dennoch bewahrt die moldanubische Scholle im großen ihre selbständige Tektonik. Nördlich des Bogens von Messern löst sich die graphit- und kalkreiche Zone der Sedimentgneise wieder los von der gegen NO umschwenkenden moravischen Grenze und strebt mit mancherlei Biegungen im kleinen andauernd fort in die NO-Richtung.

Wenn die Biegung von Messern durch eine tangentielle Bewegung mit ungleichmäßiger oder wechselnder Schubrichtung bewirkt worden wäre, so hätte das nur durch ungleichartigen Druck von der moldanubischen Scholle her geschehen können. Die Anordnung der Gesteinszüge liefert hierfür keine Anhaltspunkte. Die moldanubische Scholle ist als verhältnismäßig starrer Körper über das moravische Gebirge hinweggeschritten. Dieses hat als der schmiegsamere Teil die Umformung und die Auswulzung der Gesteinskörper zu Decken erleiden müssen. Wohl war die moldanubische Scholle gezwungen, sich im Fortschreiten den Unregelmäßigkeiten der Gestalt und der Schmiegsamkeit des über-

schobenen Gebirges anzupassen, aber die Wirkung des entgegengesetzten Druckes blieb auf die Ausbildung der Glimmerschieferzone beschränkt. Nur so weit diese reicht, hat eine Verlagerung von Gesteinszügen im Moldanubikum durch die Überschiebung stattgefunden.

Die Gestalt der Überschiebungsfläche, d. i. der Verlauf der moravisch-moldanubischen Grenze ist bedingt durch die Lagerungsverhältnisse der Gesteine im Innern der Kuppeln und die dadurch bestimmten inneren Widerstände. Sie ist nicht beeinflußt durch irgendwelche Schwankungen oder Beugungen einer tangentialen Druckrichtung.

Die moravischen Kuppeln sind Fenster am Joch, d. h. sie sind durch Erosion bloßgelegte Aufwölbungen der Unterlage unter der überschobenen Decke. Die weniger faltungsfähigen und mächtigeren Körper der moravischen Batholithen dürften, indem sie einer Auswalgung zu flachen Decken Widerstand leisteten, die Aufwölbung verursacht haben.

Obwohl die Überschiebung allein schon durch die Auflagerung der Katagesteine auf die Meso- und Epigesteine bewiesen wird, so würde man doch der Bedeutung des Vorganges nicht gerecht werden, wenn man hierauf das Hauptgewicht legte. Es ist vielmehr die Gesamtheit der Gegensätze zwischen den beiden Gebieten im Auge zu behalten. Den Gegensatz der metamorphen Fazies übertreffen an entscheidender Bedeutung noch die Unterschiede der sedimentären Fazies, die Unterschiede im gesamten Bauplan und in der tektonischen Geschichte der beiden Gebiete. Zu diesen Tatsachen, die insbesondere beweisend sind für Überschiebung, gesellt sich eine weitere von noch entscheidenderer Bedeutung; nämlich die Tatsache, daß die beiden Gebiete verschiedenen magmatischen Provinzen angehören, die mit vollkommen scharfer Grenze, ohne Mengung der Magmen aneinander schließen.

Der naheliegende Gedanke, daß die Überschiebung durch die Intrusion der moldanubischen Granite verursacht worden sei, daß auch die Schiefer beiseite gepreßt und so eine Überquellung nach O bewirkt worden sei, ist in den Anfängen meiner Studien auch von mir gehegt worden. Vor kurzem hat sich Limbrock in demselben Sinne geäußert (158). Aber dieser Gedanke ist nicht imstande die Gesamtheit der Gegensätze zwischen beiden Gebieten und die vollständige Überwältigung des moravischen Gebirges

durch die moldanubische Scholle zu erklären; noch weniger vermag er die Fortsetzung dieser Überschiebung durch das sudetische Gebiet bis zur schlesischen Ebene zu deuten.

Nur die Annahme einer Schollenwanderung größten Stiles ist imstande die Gesamtheit der Erscheinungen verständlich zu machen. Die Annahme einer Fernüberschiebung müßte bestehen bleiben, auch wenn die Lagerungsverhältnisse umgekehrt wären, wenn die moldanubische Katazone unter ein Gebirge von moravischem Bau hinabtauchen würde, und auch wenn sich die Annahme als irrig erweisen würde, daß devonische Gesteine in verschiedener Fazies in beiden Gebieten vertreten seien. Der Gegensatz zweier Sedimentreihen aus verschiedenen Ablagerungsgebieten würde hinreichen, um die Fernüberschiebung zu begründen, auch wenn in beiden Reihen nicht Sedimente gleichen Alters enthalten wären.

Langsam gleitend wurde die Scholle der Intrusionstektonik über das moravische Faltengebirge hinbewegt. Eine breite Zone an ihrer Basis wurde dabei in die kristallinische Fazies der Mesozone übergeführt. Die Umformung mit gleichzeitiger Entwicklung hochgradig lepidoblastischer Strukturen ist unmittelbar über der Überschiebungsfläche in der Schicht stärkster mechanischer Beanspruchung am weitesten geführt worden. Aber auch die moravischen Gesteine, nahe unter der Überschiebungsfläche, sind durch die Streßwirkung in diesen Tiefen einer gleichen metamorphen Fazies zugeführt. Das bezeugen die Muskovit-Porphyroblasten im Bittescher Gneis. Dadurch hat an der Grenze eine Annäherung der metamorphen Fazies beider Gebiete stattgefunden. Trotzdem bleibt die Grenze in unverminderter Schärfe erhalten, denn eine Vermengung der ursprünglichen Gesteine ist nicht eingetreten. Die moldanubischen und moravischen Mesogesteine, von denen die ersten aus Katagesteinen hervorgegangen, die zweiten niemals Katagesteine gewesen sind, bleiben durch die eindeutige Grenze andauernd getrennt. Sie hebt sich dort noch deutlicher ab, wo die Glimmerschiefer zu unterst an der Überschiebungsfläche, vermutlich während der Emporwanderung aus größeren Tiefen, zu phyllonitischen Diaphthoriten umgeprägt worden sind.

Diese Zwischenlagerung ist am mächtigsten im nördlichsten Teile der moravischen Fenster, am Tunnel von Swojanow. Sie verschmälert sich gegen S und ist im südlichen Aste der Thaya-Kuppel noch als schmaler Streifen, fast nur spurenweise vorhanden.

Dem entspricht andererseits eine Steigerung der Kristallisation gegen S, besonders in den höheren Decken der moravischen Fenster. Sie zeigt sich vor allem in der Entwicklung von Granatglimmerschiefern an Stelle der Phyllite im Liegenden des Bittescher Gneises. Das Gebirge war hier tiefer hinabgetaucht unter die weiter nach O vorgreifende moldanubische Scholle, die hier allem Anscheine nach mächtiger und einheitlicher zusammengesetzt war. Sie erstreckt sich ja noch sehr weit südwärts über die moravischen Fenster hinaus und umfaßt noch die Granulit- und Gneisgebiete des Dunkelsteiner Waldes im S der Donau mit den äußersten sichtbaren Ausläufern südlich von Melk, bis zu den Graniten bei Zelking und St. Leonhard nahe am Flyschrande.

Gegen N zu aber findet eine Auflockerung und Abgliederung des moldanubischen Grundgebirges statt. Bereits in der Antiklinale von Swratka (S. 33) hebt sich eine durch tiefen Streß stärker beanspruchte Zone hervor. Jenseits des Tunnels von Swojanow und übergreifend auf die Ostseite der Boskowitzer Furche bis in die Gegend von Müglitz dehnt sich die Glimmerschieferzone aus in besonders breiter Entwicklung und jenseits der Störung von Buschin (S. 210) treten überhaupt die Katagneise in ihrer ursprüngliche Beschaffenheit sehr zurück. Cordieritgneise scheinen hier nicht mehr vorhanden zu sein. Die Gesteinsgesellschaft läßt nicht zweifeln an der Zugehörigkeit des Reichensteiner und Spieglitzer Schneegebirges zur moldanubischen Scholle. Aber diese entlegene Sonderschuppe ist auf der großen Wanderung vom Süden her, größtenteils zu Mesogneisen und -Schiefern verschleift worden.

3. Das silesische Gebirge

Als silesische Zone werden hier die kristallinen Gesteine des Gesenkes, d. i. die Kepernik- und Altvater-Gruppe in den Sudeten bezeichnet. Ihre Ostgrenze ist unbestimmt, denn hier sind sie innig verfaltet mit den nicht metamorphen unterdevonischen Quarziten und Tonschiefern der Zone von Würbental. Gegen S tauchen sie mit unregelmäßigen Grenzen unter die breite Alluvialfläche des Marchtales. Ihre Westgrenze bildet die wiederholt genannte Überschiebung an der Ramsaulinie. Sie verläuft fast geradlinig von Gräfenberg bei Freiwaldau bis zur Störung von

Buschin im Marchtale. An diese Linie grenzt das silesische Grundgebirge mit seinen am wenigsten metamorphen Gliedern, den Kalkzügen von Spornhau-Lindewiese ohne Übergang an die

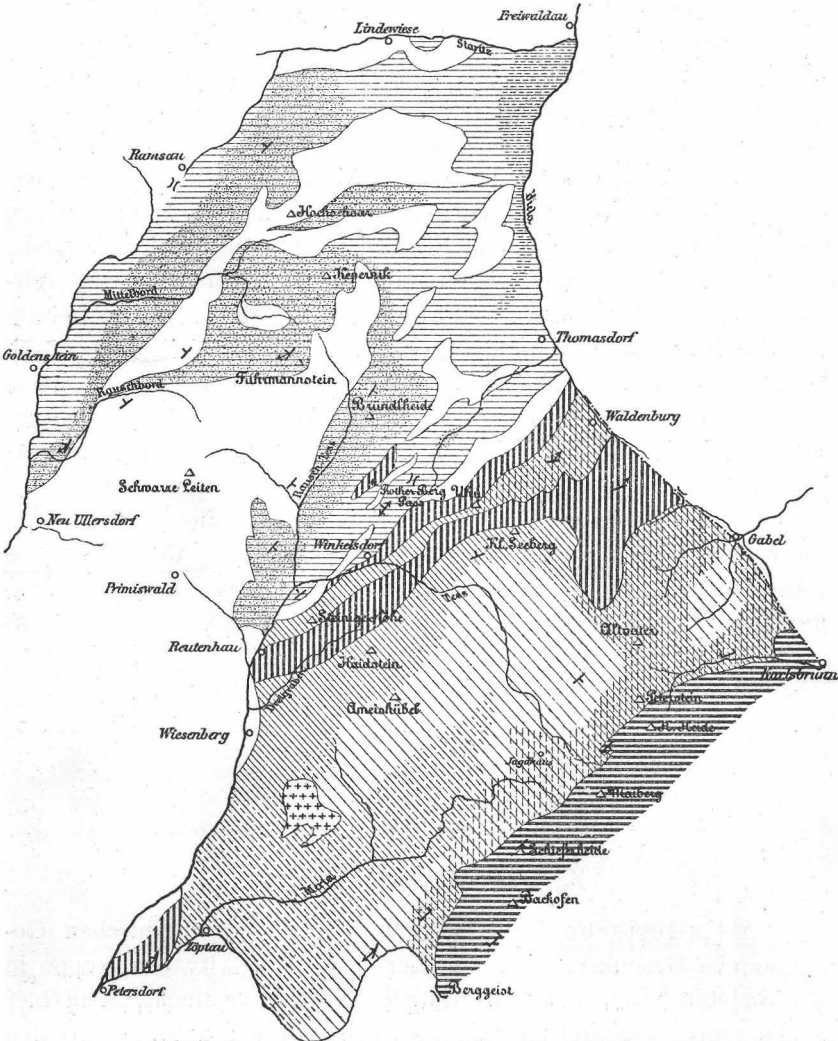


















Fig. 25. Geologische Skizze des Hohen Gesenkes (Altwatergruppe) nach F. Becke (1892).

grobschuppigen Gneisglimmerschiefer und Mesogneise des ganz anders gearteten kristallinischen Gebietes des Spiegltitzer Schneegebirges.

Erklärung zu der nebenstehenden Fig. 25.

	Unteres Devon.
	Dunkle Phyllite mit Quarzit und Amphibolit
	Glimmerreicher
	Feldspatreicher
	} Schiefergneis des Teß-Tales
	Amphibolitgebiet von Zöptau.
	Schiefriger
	Grobkörniger
	} Chloritgneis.
	Schieferhülle der Kepernikgruppe.
	Glimmerschiefer mit Staurolith und Andalusit.
	Amphibolit von Freiwaldau.
	Kepernikgneis.
	Granit.
	Streichen und Fallen.
	Streckung vom Streichen abweichend (geneigt).
	Streckung parallel zum Streichen (horizontal).
	Falsche Schieferung.

Für die Betrachtung der größeren Zusammenhänge ist es vor allem wichtig festzustellen, daß der Gebirgsbau im großen die Charaktere der alpinen Faltung und Metamorphose zeigt und daß devonische Ablagerungen der rheinischen Fazies an der Faltung beteiligt sind. Ein Versuch, den Bau nach einem alpinen Plane in Decken und Falten aufzulösen, müßte aber trotz der nicht unbeträchtlichen Vorarbeiten vorläufig noch verfrüht erscheinen. Hier soll nur auf einige Eigenheiten hingewiesen werden, die die alpinen Charaktere des Baues besonders kennzeichnen. Wir haben sie der Hauptsache nach immer noch der Beschreibung von F. Becke aus dem Jahre 1892 zu entnehmen (13, näheres s. auch moravische Fenster S. 58 ff).

Westlich vom Rotenberg-Passe liegt das regelmäßige und einfache Gneisgewölbe der Hochschar-Kepernikgruppe, nach seinem Bau und nach der kristallinen Fazies vergleichbar

den Gneisgewölben der Zentralalpen. Augengneise mit erbsen- bis haselnußgroßen Orthoklasaugen, nach der Art mancher alpiner Zentralgneise und in manchen Stücken dem Bittescher Gneis zum Verwechseln ähnlich, setzen das Gewölbe zusammen bis in die inneren noch sichtbaren Teile. Sie enthalten Biotit in kurzen Flasern, und wo sie gegen den Rand zu mehr ebenschiefrig werden, vermehrt sich der Gehalt an Muskovit. In der konkordanten Schieferhülle, die mit unregelmäßigem Umriß dem Gneis auflagert oder zwischen die Gneisbänke eingreift, überwiegen grobschuppige Glimmerschiefer mit Granat und Staurolith, und mit Andalusit führenden Quarzlinzen. Eine größere Mannigfaltigkeit von plattigen Biotitgneisen, Quarziten mit graphitischen Schiefen, von Amphiboliten, Marmoren und Kalksilikatgesteinen ist ihnen zugesellt. Mehr granitische Ausbildungen des Kepernikgneises finden sich weiter im S bei Neu-Ullersdorf, Wüstenseibersdorf und Geppersdorf und werden dort immer mehr eingeengt zwischen den Zügen von Granatglimmerschiefer, mit schiefrigen Gneisen und Amphiboliten.

Ein zweites Gneisgewölbe anderer Art erhebt sich jenseits des Schieferzuges vom Uhoberg und kleinen Seeberg und erstreckt sich bis an das Unterdevon der Zone Zuckmantel, Würbenthal, Römerstadt. Es wird vom Teßtale gequert und umfaßt noch die Höhen des Altvater und des Haidstein. Die Gneise sind reicher an beiderlei Glimmer und ärmer an Feldspat. Gegen SO, gegen das Innere der Masse, nimmt der Gehalt an Feldspat zu, bleibt aber immer hinter dem der Kepernikgneise zurück. Orthoklas ist spärlicher und Albit reichlicher vorhanden. Chlorit kommt häufig dazu. Pegmatite erscheinen in Form von zerdrückten Linsen. Die Lagerung ist nicht so regelmäßig wie die des Kepernikgneisgewölbes. Verfaltungen im einzelnen sind häufig. Es handelt sich hier allem Anscheine nach nicht um die Überwölbung und Verschieferung einer einheitlichen, autochthonen Masse, wie beim Kepernikgneise, sondern um die Auffaltung schon früher verschieferter Gneise von vermutlich teilweise sedimentärer Herkunft. Die Annäherung an die Epizone tritt deutlich hervor, demgemäß sind diesen Gneisen am kleinen Seeberg und Uhuzuge nicht Glimmerschiefer, sondern phyllitische Gesteine unmittelbar angeschlossen.

Wo sie reichlicher Chlorit aufnehmen, sind die Teßgneise untrennbar angeschlossen an die von Becke, Bukowsky und anderen als Chloritgneise unterschiedene Gesteinsgruppe, die in einer breiten Zone vom Gebiete der Urlichkuppe bei Freiwaldau

und über das Altvatergebiet die Devongrenze entlang bis zum Marchtale zieht, und noch in einem besonderen Zuge bei Liebau aus den devonischen Gesteinen auf taucht. Becke betonte bereits 1892, daß die Zone der Chloritgneise keinen stratigraphischen Horizont bedeute. Es ist die unbestimmt begrenzte, äußere Bewegungszone des silesischen Grundgebirges, in der Gestein sehr verschiedener Herkunft von einer reichen Diaphthorese oder Phyllonitierung ergriffen worden sind. Ein großer Teil besteht aus protoginähnlich umgewandelten und verschieferten Graniten. Im N enthalten sie Biotitgneise und grobe Augengneise. Bei Zöptau sind ihnen noch andere Gesteine, Teßgneise, Quarzite, serizitische und chloritische Schiefer, Amphibolite u. a. eingeschaltet. Die Streßwirkung hat hier aber nirgends zur Neubildung von Muskovit geführt.

Sehr bemerkenswert ist in dieser Zone die Einschaltung mächtiger basischer Massen, die nach allem Anscheine wegen ihrer Struktur und ihres Chemismus nicht in demselben Maße von der Diaphthorese über-

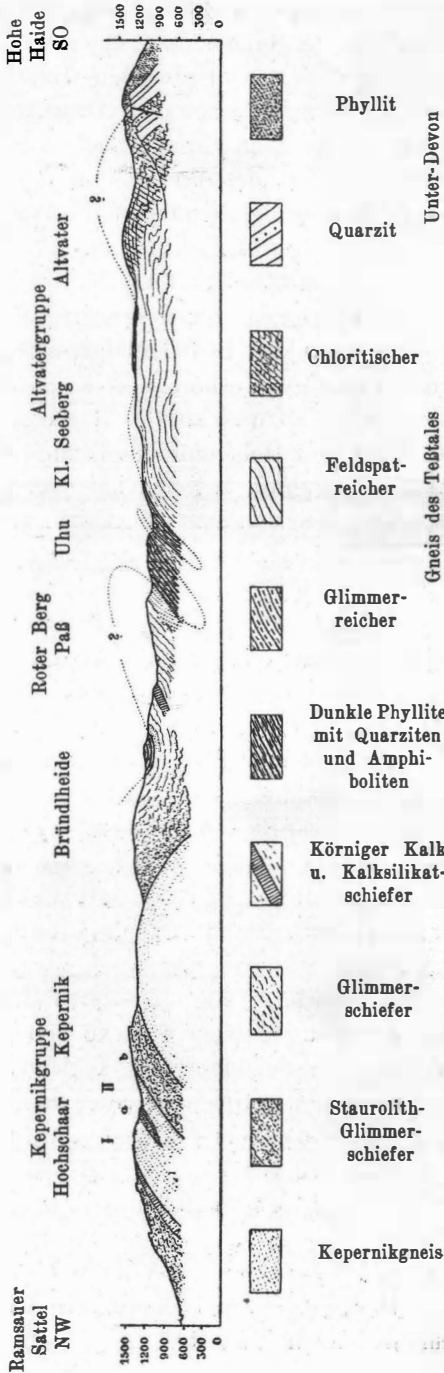


Fig. 26. Profil durch das Hohe Gesenke nach F. Becke (1892).

wältigt werden konnten, wie die gneisartigen Gesteine. Bei Zöptau im S bilden sie einen etwa 10 km langen zusammenhängenden Zug von dunklen Hornblendegesteinen, Hornblende-gabbros, Flaser-gabbros und Amphiboliten mit allerlei Übergängen von der massigen zur granoblastischen Struktur. Ein ähnliches zusammenhängendes und mannigfaltiges Amphibolitgebiet liegt in der beiläufigen streichenden Fortsetzung dieses Zuges bei Reihwiesen östlich von Freiwaldau.

In bemerkenswertem Gegensatz zu den unregelmäßigen Linien, mit denen sich die Kuppeln und Verfaltungen im Hauptgebiete des silesischen Grundgebirges auf der Karte abbilden, steht der geradlinige Verlauf der kaum metamorphen Sedimente, die ihren scharf abgezeichneten Rand gegen W begleiten. Im Gebiete des Ramsau-Sattels und bei Lindewiese kann man das Abklingen der Metamorphose mit zunehmender Entfernung vom Gewölbe des Kepernikgneises und mit der Annäherung an die Grenzlinie besonders deutlich wahrnehmen. Die Glimmerschiefer verlieren allmählich ihre grobschuppige Beschaffenheit und verwandeln sich zuletzt in tonschieferartige Phyllite. Von drei Kalklagern ist das unterste im Glimmerschiefer und dem Gneise zunächst gelegene grobkristallin, blaugrau, etwas glimmerig, (aber ohne eigentliche Silikatminerale) und zudem weniger zusammenhängend und in abgequetschte Linsen aufgelöst. Ein zweites, mittleres ist mit weniger grobem Korne kristallin, örtlich zu authigenen Brekzien mit größerem marmorartigem Bindemittel verarbeitet. Das dritte, in feingefaltelten Tonschiefer eingelagert, ist feinkristallinisch, dicht und dunkel und kaum unterscheidbar von den fossilführenden Devonkalken der Olmützer Gegend. Schon Becke hat diese Gesteine als Devon angesehen.

Unmittelbar über diesem Kalklager liegen 38—40° WNW fallend auf der ganzen Strecke von Gräfenberg bis in die Gegend von Mährisch-Schönberg die Glimmerschiefer, welche dem kristallinen Gebiete des Reichensteiner und Spieglitzer Schneegebirges angehören. An einem günstigen Aufschluß bei Goldenstein konnte man im Jahre 1913 sehen, daß der Glimmerschiefer an der Überschiebungsfläche unmittelbar über dem Kalkstein zu phyllitähnlichem, bröckelig mylonitischem Diaphthorit verarbeitet worden ist, ähnlich wie Glimmerschiefer am Rande der moravischen Fenster (S. 30).

Der petrographische und tektonische Gegensatz zwischen dem liegenden und dem überschobenen Gebirge wird äußerlich

besonders auffällig in der Gegend von Mährisch-Altstadt-Goldenstein. Zweierlei Kalke liegen hier fast unmittelbar übereinander. Auf den wenig metamorphen, grauen silesischen Kalkfolgen in mehreren Zügen weiße Marmore, zu deren ausgesprochen moldanubischen Charakteren auch eingeschaltete Graphitlinsen gehören, die dort seit langem abgebaut werden. Die Begleitgesteine sind moldanubische Glimmerschiefer und Amphibolite. An dem Verlauf der Schichten, der einen engen mehrfach gewundenen Bogen beschreibt und an der Oberfläche die muldenförmige Lagerung der Kalke abbildet, erkennt man die Wiederkehr der moldanubischen Tektonik, bei der die rascher auskeilenden Gesteinszüge im kleinen gruppenweise ihre besonderen Wege gehen.

Solche Einzelheiten zeigen, daß die kristallinische Scholle des Spiglitzer Schneegebirges, ebenso wie die moldanubische Scholle über die moravische Zone, als einheitliche Masse mit erhaltener Sondertektonik gegen das silesische Gebirge bewegt worden ist.

Die Überschiebungslinie bewahrt gegen N bis über den Fichtenstein bei Lindewiese hinaus ihre gerade Richtung; dann wird sie durch den quer vorliegenden Granitstock von Friedeberg nach NW abgelenkt. Die Kalkzüge teilen sich vor dem Granitstocke in zwei Äste, die ihn mit nordnordwestlichem und nordnordöstlichem Verlaufe von zwei Seiten umfassen; zugleich werden sie höher kristallinisch, zu reinen Marmoren und nehmen Tremolit auf. Marmoreinschlüsse im Granit und die bekannten Vesuvian und Wollastonit führenden Kontaktgesteine am Gotthausberge bei Friedeberg lassen vermuten, daß die höhere Kristallinität dieser Kalke überhaupt mit der Intrusion dieser Granite zusammenhängt und daß die Kalke schon vor der großen Überschiebung den Granit ummantelt haben (Rosiwal 228). Der Granit ist zwar posttektonisch für den silesischen Faltenbau, aber älter als die große Überschiebung; denn an keiner Stelle greifen silesische Granite über die Überschiebungslinie hinaus und in die verschieferten Zonen.

Zugleich mit der höheren Kristallinität der Kalke gehen auch die Phyllite in Glimmerschiefer über, und da die Gesteine über und unter der Überschiebungsfläche einander ähnlich werden, tritt diese nicht mehr so auffällig hervor wie in der südlichen Strecke. Dennoch kann sie bei genauerem Zusehen durch die immer noch bemerkbaren Unterschiede der beiden Arten von Glimmerschiefer nachgewiesen werden.

Sie erreicht die Ebene in der Gegend von Wildschütz und Sörgsdorf. Über ihre vermutliche Fortsetzung in den Bergen östlich von Nimptsch wurde weiter oben ausführlicher gesprochen (S. 119).

Nach der Angabe von Cloos (42) sind die Granite bei Strehlen und die bei Friedeberg Teile eines einzigen Granitkörpers, dessen Zusammenhang unter der Ebene durch die vereinzelt kleinen Aufragungen zwischen Münsterberg und Ottmachau angezeigt wird. Es ist der Granitkörper, dem die Überschiebungslinie mit ihrem breiten Bogen gegen W ausweicht. Er hat wegen seiner massigen Beschaffenheit einer flacheren Auswalzung durch die vordringende Scholle besseren Widerstand geleistet und sie zu einer Aufwölbung gezwungen, deren Rand im Horizontalschnitte die Bogenlinie beschreibt, vergleichbar dem einseitigen Rande eines Fensters am Joch, wie etwa des Thayafensters, dessen gewölbeförmiger Aufstieg durch den widerstehenden Thayabatholithen verursacht wird.

Im SSW wird die Überschiebung zusammen mit dem sie begleitenden Streifen von Phyllit an der nach SO zum Marchtale verlaufenden Störung von Buschin quer abgebrochen. Bereits Bukowsky hat sie auf dem Kartenblatte Mährisch Neustadt-Schönberg dargestellt und auch bereits aus der Verschiedenheit der kristallinen Schiefer im Hangenden und im Liegenden des Phyllitzuges bei Eisenberg auf eine große Überschiebung geschlossen (39 S. 217).

Es sind Gneise mit moldanubischen Anklängen (s. oben S. 137), die vom Adlergebirge her gegen SO streichend die silesischen Gesteinszüge quer abschneiden und das Marchtal erreichen. Dieses bildet von nun an, wie schon Lippold erkannt hat (1959), die Scheide zweier verschiedenartiger Gebirgsmassen. Den Westrand der breiten Alluvien erreicht mit unverändertem Streichen gegen NO die höher kristallinische Gesteinsgesellschaft, mit Schiefergneisen, Körnelgneisen, weißen Gneisen, Amphiboliten usw. Die von ihrem Ostrand ansteigenden Höhenzüge bestehen zum größten Teile aus sogenannten Chloritgneisen. Ihr allgemeines Streichen gegen SO wird in der Nähe des Marchtales in die SSO-Richtung umgebogen. Sie fallen auch hier gegen SW unter die moldanubischen Gesteine. Bukowski nahm an, daß eine die beiden Gebirge trennende Störung von Buschin her unter den Alluvien des Marchtales gegen SO fortstreiche. Einen Zug von grauen, gebänderten Kalken, der den Ostrand der Marchniederung bei Lesche und

Raabe O von Hohenstadt begleitet, betrachtete er als eine verlagerte Fortsetzung der die Überschiebung auf der ganzen Strecke bis zur Querstörung von Buschin begleitenden Devonkalke.

4. Beziehungen zwischen dem moravischen und dem silesischen Bau

Das silesische Faltengebirge taucht demnach, ebenso wie das moravische, unter das sich im W ausbreitende moldanubische Grundgebirge hinab. Meso- und Epimetamorphose vom alpinen Charakter herrscht in beiden. Deckenbau ist im moravischen Gebiete klar zu erkennen. Im silesischen Gebiete kann er wegen der Ähnlichkeit der allgemeinen Anlagen mit großer Wahrscheinlichkeit angenommen werden. In beiden Gebirgen sind Gesteine des Devon der rheinischen Fazies in den Bau mit einbezogen.

Einzelne Gesteine beider Gebiete werden einander sehr ähnlich. So gleichen die Randgneise des Kepernikgewölbes sehr den Bittescher Gneisen. Staurolithführende Glimmerschiefer sind kürzlich von Preclik auch in der Thaya-Kuppel nachgewiesen worden.

In anderer Hinsicht aber zeigen beide Gebiete sehr bemerkenswerte Unterschiede. Wenn auch die silesischen Schiefer zum weitesten größten Teile in den gleichen Gruppen der Metamorphose gelegen sind wie die moravischen, so umfassen sie doch in ihrer Gesamtheit eine größere Reihe von Abstufungen der kristallinen Fazies als diese. Die Amphibolite und gabbroiden Gesteine des Gebietes von Zöptau mit ihren basischen Plagioklasen, z. T. auch die Tessgneise gehören in die Katazone und werden als Reste des früheren Zustandes anzusehen sein, die bei der silesischen Faltung unverarbeitet geblieben sind. Andererseits stellt die breite Zone der Chloritgneise ein Gebiet der reinen Diaphthorose dar, in der mannigfache Gesteine der Epimetamorphose zugeführt worden sind. Von diesen erwähnen verschiedene Beobachter, daß sie nicht nur tektonisch durch innige Verfaltung sondern auch durch den Grad der tektonischen Veränderung mit den unterdevonischen Schiefen und Quarziten und Grünschiefern innig verbunden sind.

Was den Bau der beiden Gebiete im großen betrifft, so ist zu bemerken, daß die Regelmäßigkeit, die den beiden moravischen Kuppeln gemeinsam ist — mit dem Bittescher Gneis als allgemeine

Hülle über den sedimentären Decken — im silesischen Gebirge nicht wiederkehrt. Nur am Westrande unter der Überschiebung kann man einige Kalkzüge mit beharrlichem Streichen und zwar mit anhaltend geradlinigem Verlaufe auf eine lange Strecke verfolgen. Im Inneren herrscht eine mannigfaltigere Gliederung des Baues.

Wie aus den obigen Darlegungen zu ersehen ist, waren die moravischen Kuppeln in ihrer ganzen Breite von der moldanubischen Scholle überfahren worden. Durch die gleichmäßige Überarbeitung unter dem mächtigem „*traineau écraseur*“ wurde der Granitkörper des Bittescher Gneises zur gleichförmigen Decke ausgezogen, und die Falten der anschließenden sedimentären Gebirge wurden mitgeschleift und im Thayafenster über den standfesten Batholithen im Schwarzawafenster über einem Kern von ortständigem, sedimentärem Gebirge, den Kwetnitza-Gesteinen, hin zu gleichförmigeren Decken ausgewalzt. Es waren die höheren Decken, welche die weiteste Wanderung und die weitgehendste Umformung mitgemacht haben, und denen mit größter Gleichmäßigkeit durch den alles überwältigenden Streß die Charaktere der Mesozone aufgeprägt worden sind. Frühere Katabestände und ehemalige Kontakthöfe haben dieser alles beherrschenden und gleichmäßigen Verarbeitung nicht Stand halten können. Die Wanderungen und Umformungen waren es vor allem, welche die Mesometamorphose hervorgerufen haben; daher hat in beiden Fenstern der Kern — im Thayafenster der Batholith, im Schwarzawafenster die Kwetnitza-Gruppe — keine eigentliche Metamorphose sondern nur Mylonitisierung und Kataklyse erlitten.

Nicht so einfach und nicht so klar verständlich sind die Verhältnisse im silesischen Gebirge in bezug auf die moldanubische Überschiebung. Das silesische Grundgebirge war gewiß nicht in seiner ganzen Breite von der moldanubischen Scholle überdeckt gewesen. Während das Kepernikgewölbe in den äußeren Teilen noch einen gleichen Grad der Streßwirkung anzeigt, wie der Bittescher Gneis, sind östlich davon jenseits des Phyllitzuges vom Uhberge keine Anzeichen so einheitlicher späterer Überwältigung vorhanden. Dazu kommt die merkwürdige Erscheinung, daß, wie bereits hervorgehoben wurde, hier im Hangendsten unmittelbar unter der Überschiebungsfläche die am wenigsten metamorphen Gesteine gelegen sind. Man muß annehmen, daß sie als Stücke einer höheren Decke von einem westlichen Gebirgsflügel her mitgeschleift worden sind.

Die Lage der moravischen Fenster in der beiläufigen Streichungsrichtung der silesischen Falten und die sonstigen übereinstimmenden Merkmale gestatten jedoch keinen Zweifel darüber, daß Moravisch und Silesisch Bruchstücke eines einstmals zusammenhängenden postdevonischen und vorkulmischen Faltengebirges sind. Aber im silesischen Anteil ist, im Gegensatz zu den moravischen Fenstern, die ältere Struktur unter dem Einflüsse des moldanubischen „Traîneau écraseur“ nicht gänzlich überwältigt worden. Man könnte annehmen, daß das Gewölbe der Kepernikgneise durch den moldanubischen Deckenschub geprägt worden sei, und daß einst die moldanubische Decke etwa bis an den Rothen-Berg-Paß gereicht habe. Mit dieser Vorstellung lassen sich aber die wenig metamorphen Kalke unmittelbar unter der Überschiebungsfläche nicht gut in Einklang bringen.

Im silesischen Grundgebirge ist ein selbständiger Faltenbau, der älter ist als die moldanubische Überschiebung, in seinen wesentlichen Zügen erhalten geblieben.

Die streichende Verbindung zwischen dem silesischen und dem moravischen Grundgebirge ist durch eine quergestellte Scholle alten Gebirges unterbrochen, die hier die Scholle von Hohenstadt und Müglitz genannt werden soll. Sie wird von zwei Störungen von ungleichem Alter und ungleicher Art begrenzt; und zwar gegen NO und O von der mehrmals erwähnten Störung von Buschin und ihrer Fortsetzung unter den Alluvien des Marchtales; gegen WSW von dem Randbruche der Boskowitzer Furche, der das Rotliegende verworfen hat. Ihr nördlicher Teil gehört zu dem Gneisgebiete, das von Nordwest vom Adlergebirge her quer auf die silesische Richtung heranstreicht und westlich von Müglitz unter der zusammenhängenden Kulmdecke verschwindet. Nur einige Inseln kristallinischen Gebirges mit Devon ragen zwischen Müglitz und Konitz aus der Kulmdecke hervor. Sie sind aus verschiedenartigen Elementen zusammengesetzt und wenn die Aufschlüsse auch nicht imstande sind, eine Verbindung zwischen den beiden Gebirgstteilen klarzustellen, so bieten sie doch bemerkenswerte Ergänzungen zur Kenntnis des moravischen Baues. Eine ausgedehntere Bloßlegung von Gneis und Kalk befindet sich im Netztale (Siroka-Tale) östlich von Gewitsch, sie steht in Verbindung mit dem ausgedehnteren Phyllitgebiet bei Kladek. Ein schmalerer Kalkstreifen zieht nördlich von Netz zu dem

Gebiete bei Neu-Rowen und Braunöhlütten, das wieder mit den kristallinen Aufschlüssen bei Schweine südlich von Müglitz in Verbindung steht. Westlich davon liegt die kleinere Insel bei Bodelsdorf. In dieser sehr unregelmäßig gestalteten Gruppe von älteren Aufschlüssen ist eine ziemliche Mannigfaltigkeit von Gesteinen bloßgelegt, die recht bemerkenswerte tektonische Verhältnisse erkennen lassen (Fig. 27).

Vom Osten bis hierher erstreckt sich das Gebiet des nicht-metamorphen Devons der sudetischen Außenzone. In der ganzen Ausdehnung der Kulmdecke kann diese verhältnismäßig wenig gestörte Unterlage an verstreuten kleineren Durchbrüchen nachgewiesen werden. Hierher gehören auch noch die Devonkalke am Karpatenrande jenseits der Wasserscheide von Weißkirchen, sowie die kleinere Aufragung aus der Überdeckung der vor-miozänen ausgeweiteten Ebene von Olmütz mit dem fossilreichen Vorkommen von Rittberge bei Czelechowitz. Auch der Zug von Devonkalk der mährischen Schweiz nordöstlich von Brünn ist hierher zu rechnen. Den letztgenannten Zug begleitet im Osten die ausgedehnte Brünner Intrusivmasse und verwandte Granite liegen in einzelnen Kuppen der Olmützer Ebene unter dem Devonkalk. An keiner Stelle dieser breiteren Außenzone treten die Devonkalke in Verbindung mit kristallinen Gesteinen, und nirgends zeigen sie stärkere Verfaltung mit dem Untergrunde. Die Devonkalke am Rande der Olmützer Ebene westlich von Littau mit ihrer Fortsetzung in dem Zuge gegen Kuderzin und bis Ludmirau bei Kladek (Blatt Olmütz) gehören ebenfalls hierher (Fig. 27).

Vom Nordwesten her nähern sich moldanubische Gesteine als Ausläufer der Scholle von Hohenstadt diesem wenig gestörten Devon auf eine Entfernung von nur 8 km. Hierher gehören die Granatglimmerschiefer mit begleitenden Amphiboliten und Graphitlagern bei Schweine SW von Müglitz. Sie werden im SO bei Wessely von phyllonitischen Diaphthoriten unterteuft, ebenso wie die moldanubischen Glimmerschiefer am Tunnel von Swojanow, denen sie gleichzustellen sind. Moldanubisch ist auch noch die größere Fläche von phyllonitisierendem Glimmerschiefer mit Graphit und kristallinischem Kalk bei Neu-Rowen, bei Braunöhlütten und bei Bodelsdorf.

Die zwischen diesen ostwärts vorgreifenden moldanubischen Ausläufern und dem standfesten Devon sichtbaren Aufschlüsse be-

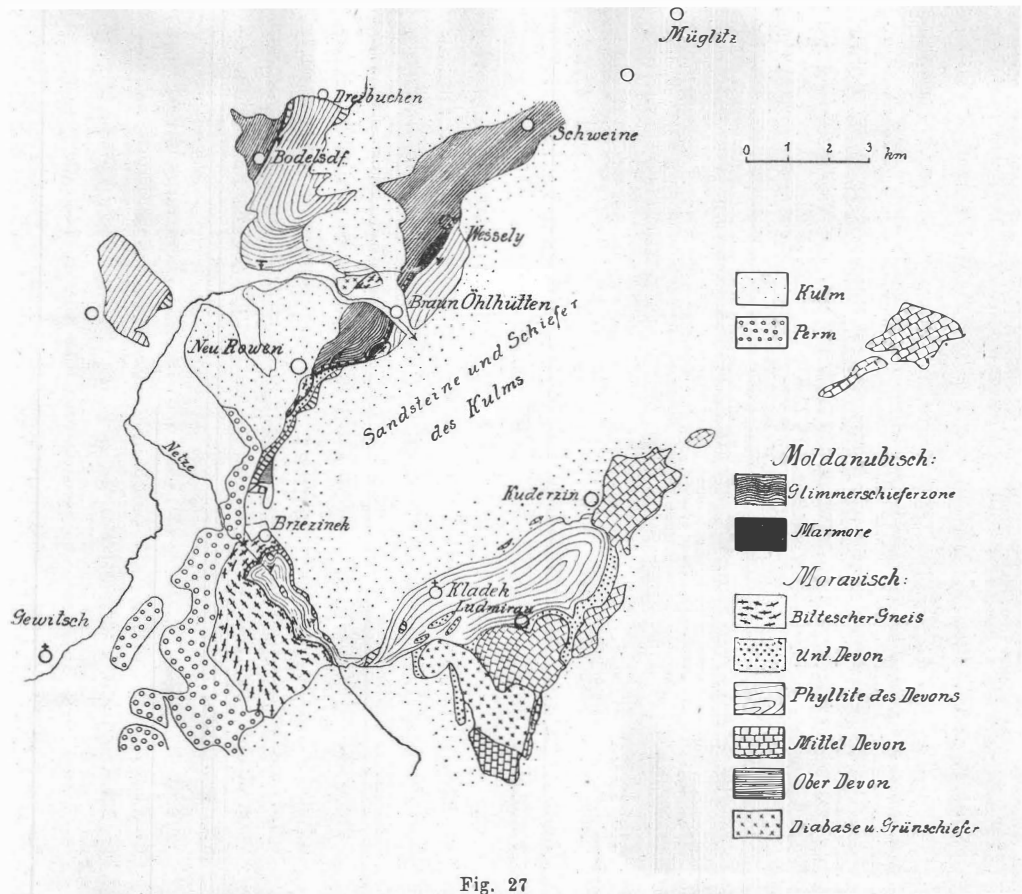


Fig. 27

stehen aus überschobenen moravischen Gesteinen; darunter auch bei mehr oder weniger kristallinischer Beschaffenheit stets wohl erkennbar gebliebene Kalke des Mittel- oder Oberdevon. Östlich von Gewitsch oberhalb des Netztales befindet sich ein größeres Gebiet von kleinaugigem Bittescher Gneis. Ihn unterteufen stark tonige Phyllite. Sie sind ähnlich den moravischen Phylliten aber weniger kristallinisch. E. Tietze hat sie als Schiefer des Devon in die Karte eingetragen. Sie enthalten drei Kalklager, von denen das oberste, das den Bittescher Gneis nahe unterteuft, den grauen, kristallinen Kalken des moravischen Hauptzuges gleicht. Ein zweites weniger kristallinisches erinnert an die hellgrauen und stellenweise rötlichen Kalke der Kwetnitza-Serie bei Stiepanowitz und ein drittes im Waldtale, das nach Kladek herunterführt, wurde bereits von Tietze den Devonkalken des Gebietes von Olmütz gleichgestellt (291 S. 371 ff.). Schieferiger Kalk bildet ein breites Gewölbe über massigem Kalk und ist zu Sonderfalten zerknittert. Die Folge der Kalklager mit abnehmender Metamorphose von oben nach unten ist die gleiche wie im Kwetnitza-Gebiete bei Tischnowitz (s. S. 189) und an dem gegen NO ausstreichenden sichtbarem Ende der Thaya-Kuppel westlich von Hosterlitz.

Hieran schließt sich gegen Nordosten das Phyllitgebiet von Kladek. Den feingefalteten tonschieferähnlichen Gesteinen sind an mehreren Stellen, insbesondere an der Grenze gegen die im Osten anschließenden etwas kristallinische Devonkalke, grobe Quarzkonglomerate mit serizitischem Bindemittel zugesellt, die den Konglomeraten der Kwetnitza sehr ähnlich sind und von Tietze den Quarzkonglomeraten und Sandsteinen an der Basis der Devonkalke vom Rittberge und bei Grügau in der Olmützer Ebene gleichgestellt werden (291 S. 518).

Ein schmaler Streifen von Devonkalk vergesellschaftet mit unterdevonischem Quarzit zieht nach Tietzes Darstellung aus der Gegend östlich von Brohsen nach NNO in die Gegend östlich von Neu-Rowen. Aber das Phyllitgebiet, das die Karte am Sikornikberge und bei Braunöhlütten verzeichnet, gehört mit seinen Graphit- und Marmorlinsen, wie ich mich überzeugen konnte, bereits zum moldanubischen Gebiete und entspricht den phyllonitischen Glimmerschiefern bei Schweine und Lexen südlich von Müglitz. Hier ist somit bereits die zusammenhängende moldanubische Decke erreicht.

Aber sie hat noch eine Lücke beim Orte Bodelsdorf (an der Grenze der Kartenblätter Brüsau, Gewitsch und Landskron). Dort

blickt aus der Kulm- und Kreidedecke noch eine kleine Schieferinsel, mit einem kleinen Kalkzug, den Tietze als Mitteldevon kartiert hat. Dieser Kalk liegt an der Grenze von zweierlei phyllitartigen Gesteinen. Gegen Südost schließt er an serizitische Tonschiefer, die dem Unterdevon des Netztales gleichen. Das kleinere Gebiet im Nordwesten aber wird wieder von bröckeligen dunkeln phyllonitischen Diaphthoriten der moldanubischen Glimmerschiefer eingenommen: sie enthalten bezeichnender Weise wieder einen Graphitschurf. Hier sieht man demnach noch nördlich von der zusammenhängenden moldanubischen Grenze ein Stück eines Fensters von moravischem Devon in der Glimmerdecke (s. Fig. 27).

Im Südosten der Störung von Buschin ist somit die moldanubische Scholle am weitesten nach Osten vorgeschoben. Sie berührt die äußere Zone der weniggestörten Devonkalke. Was unter der Überschiebung sichtbar wird, ist zusammengeschobenes Unterdevon, ähnlich den tiefsten Lagen in der Schwarzawakuppel, d. i. den Kwetnitza-Gesteinen und so wie dort sind die etwas höher kristallinen Kalke über die weniger veränderten hingewälzt worden. Die mächtige Decke der moravischen Phyllite scheint hier zu fehlen. Ein ausgedünnter Lappen von Bittescher Gneis schiebt sich noch auf das Unterdevon im Netztales. Gegen NO keilt er aus und ist im Fenster von Bodelsdorf nicht mehr vorhanden.

Die silesischen Faltenzüge werden, so viel man sehen kann, an der Störung von Buschin quer abgeschnitten. Ihre Fortsetzung könnte nur weiter im Westen unter der ostwärts vorgreifenden Scholle von Müglitz-Hohenstadt gelegen sein.

Man erhält den Eindruck, daß sich die moldanubische Scholle an der Störung von Buschin in zwei gesonderte Schuppen gliedert, von denen die südliche, die Schuppen von Hohenstadt, weiter nach Osten über das moravisch-silesische Gebirge übergegriffen hat. Zur nördlichen gehört das Spiegltitzer Schneegebirge. Die Erklärung des Verhältnisses zwischen beiden Schuppen ist noch nicht sichergestellt und hängt ab von der Altersdeutung der Störung von Buschin. Entweder ist die Scholle von Hohenstadt an die SSW-streichenden Züge der nördlichen Schuppe diese quer überwältigend herangeschoben worden, oder die Störung von Buschin gehört zur jüngeren nach NW streichenden Verschuppung; dann wird eine Bewegung des Spiegltitzer Schneegebirges gegen SW anzunehmen sein.

Wie oben angeführt wurde, stimmen der moravische und silesische Bau so weit überein, daß sie als einem einheitlichen Gebirgszuge angehörig anzusehen sind. Er wird hier das moravo-silesische Gebirge genannt. Aber die Übereinstimmung geht nicht so weit, daß die beiden Gebirgsstücke unmittelbar aneinandergesetzt werden könnten.

5. Vergleich mit dem Erzgebirge

Die Entwicklung einer metamorphen Falten tektonik im Erzgebirge und in der moravischen Zone und die Beteiligung von Devon in sudetischer Fazies an der Faltung in beiden Gebirgen legen den Gedanken nahe, daß sie beide in ähnlicher Beziehung zum moldanubischen Grundgebirge stehen und durch einen Bogen über die silesische Zone miteinander zu verbinden seien. Diese Beziehung ist jedoch nur eine scheinbare. In der eigentlichen Bauanlage sind die beiden Faltenzonen im Nordwesten und im Südosten der böhmischen Masse wesentlich unterschieden; die Unterschiede sind entscheidender als die gemeinsamen Merkmale und vor allem verbietet die Art und Weise, in der jedes der beiden Gebirge mit der moldanubischen Scholle verbunden ist, ihre Gleichstellung und Verbindung zu einer einheitlichen Faltungszone.

Mit den moravischen Fenstern hat das Erzgebirge allerdings den gewölbeartigen Bau im großen gemein. Aber die besonderen Eigenheiten des Baues bringen eine andere tektonische Geschichte zum Ausdruck. Im Erzgebirge erfolgte der molekulare Fluß in größerer Tiefe. Die Kristallisation ist allgemeiner und vollkommener, die Gneise sind größtenteils grobschuppiger.

Die Deckenfolge der moravischen Kuppeln ist weit regelmäßiger angeordnet, einheitlicher und schärfer gegliedert. Man findet im Erzgebirge keine Decke, die mit so gleichbleibender Beschaffenheit ihre Stellung im Gebirgsbau auf so große Entfernung unverändert bewahrt, wie die Decke des Bittescher Gneises.

Die moravische Überschiebung war vor Ablagerung des Kulm vollendet; das Erzgebirge wurde noch in nachkulmischer Zeit von den großen Gneisdecken der Münchberger Masse und des Zwischengebirges überschritten.

Das Erzgebirge wurde in freier, fließender, selbständiger Bewegung der Deckenmassen gebildet, so wie die Alpen. So wie dort folgt gegen oben hin die weniger metamorphe Schichtserie.

Die moravische Deckenfolge erscheint dagegen auf den Kopf gestellt. Die höher kristallinen Glieder mit grobschuppigem Muskovit, mit angeschlossenen Marmoren und Kalksilikatgesteinen liegen zu oberst. Im Kern der Schwarzawa-Kuppel und zu unterst liegt die fast unveränderte Kwetnitza-Serie. Über das ganze hin sind die moldanubischen Katagneise gegangen. Die moravischen Kuppeln sind wahre Fenster, die weithin überschritten waren von der moldanubischen Scholle.

Das Erzgebirge hat sich gleichsam aktiv bewegt. Die moravischen Gesteine sind passiv unter der moldanubischen Decke verschleift worden; daher sind sie einheitlicher und regelmäßiger angeordnet.

Vor allem sind hier und dort andere Gesteinsreihen in den Deckenbau einbezogen worden. Das Erzgebirge ist gleichsam mit dem moldanubischen Grundgebirge verwachsen; es enthält verschieferte moldanubische Ausgangsgesteine. Die anschließenden Zonen der moldanubischen Scholle sind von tiefer lepidoblastischer Verschieferung nicht frei geblieben, so daß es schwer ist, eine bestimmte Grenze zwischen beiden Gebirgssystemen zu ziehen. Sie enthalten überdies dieselben Batholithen; hier sind die Granite aus der Zone der Intrusionstektonik in die Zone der metamorphen Faltentektonik vorgedrungen.

Die Grenze zwischen dem moldanubischen und dem moravischen Gebirge bleibt dagegen stets vollkommen eindeutig und scharf. Kein jüngeres Intrusionsgestein hat an irgend einer Stelle die Einheitlichkeit der Grenze gestört, und es findet keine Verfaltung zwischen moravischen und moldanubischen Gesteinen statt.

Die Überschiebungsgrenze trennt hier, wie schon gesagt wurde, zwei vollkommen verschiedene Gebirge, die verschiedenen magmatischen Provinzen angehören.

6. Beziehung zu den sudetischen Brüchen und die Bedeutung der Boskowitzter Furche

Die Sudeten sind vom Erzgebirge äußerlich durch den landschaftlichen Gegensatz auffälliger unterschieden, als durch die nicht weniger bedeutungsvollen aber erst bei genauerer Einsicht wahrzunehmenden Verschiedenheiten des inneren Baues. Durch das Nebeneinander der bedeutendsten Erhebungen in den deutschen

Mittelgebirgen, der Schneekoppe mit 1603 m und der flachen Einsenkung von Braunau, durch das Hereingreifen von Sedimenten in die mittleren Sudeten, wo der turone Kreidesandstein in den Heuscheuer bis auf 919 m aufragt, höher als sonst irgendwo und wo unweit davon die senonen Kieslingswalder Schichten in die Tiefe des Neißegrabens versenkt sind, — durch diese reichere morphologische Gliederung und durch die buntere geologische Karte unterscheiden sich die Sudeten nicht nur vom Erzgebirge, sondern auch von allen anderen Teilgebieten der böhmischen Masse. Sie verdanken diese besondere Gestaltung der jüngsten Zerstückelung in nach SW gestreckte Schollen. Die vertikale Komponente dieser Bewegungen hat die Kreidetafel hier gehoben und dort versenkt, sie hat die Unruhe im Gelände erzeugt. Die genauere Einsicht in den Bau hat aber gelehrt, daß die horizontale Komponente dieser Verlagerungen noch bedeutender gewesen sein muß als die vertikale; denn die einzelnen Leistenhorste zeigen so durchgreifende Verschiedenheiten, daß ihre Lagerung aneinander nicht durch einfache Senkung oder Hebung zu verstehen ist.

Die Lücke zwischen der kristallinen Fazies der Elbtalschiefer und der der erzgebirgischen Gneise hat Pietzsch zur Annahme einer Fernüberschiebung „von nicht geringem Ausmaße“ bewogen. Dieser Eindruck wird voll bestätigt, wenn man, wie es oben geschehen ist, den Vergleich ausdehnt auf das Ganze der gegeneinander stehenden Gebirgssysteme. Noch ist keine bestimmte Vorstellung darüber zu gewinnen, auf welche Weise die Lausitzer Granitscholle mit ihrem seichten Dache ohne Streßmetamorphose an den kristallinen Deckenbau des Erzgebirges herangebracht worden ist, und in welcher Lage zueinander sich die beiden im Grundgefüge so durchaus verschiedenen Gebirgsmassen ursprünglich befunden haben mögen.

Erzgebirgischen Bau zeigen nur die weit nach NW vorgeschobenen Hügel bei Strehla. Nach dem Verlaufe, den Koßmat den Störungslinien an der Elbe gibt (140), sind sie noch der sudetischen Einheit anzuschließen.

Das Verständnis wird nicht erleichtert, wenn man, Pietzsch folgend, die Elbtalüberschiebung mit der lusatischen Überschiebung zusammenzieht und somit das Paläozoikum an der Elbe mit der lusatischen oder mittelsächsischen Überschiebungsmasse vereinigt. Diese Vorstellung steht, wie erwähnt, im Widerspruch mit der Angabe von Scheumann, daß zwischen dem Paläozoikum an

der Basis des Frankenger Zwischengebirges und dem der mittelsächsischen Schubmasse keine Trennungslinie zu ziehen sei.

Es müssen hier noch die tektonischen Linien aufzufinden sein, durch die der Knoten lösbar wird.

Die anderen Dislokationen bleiben innerhalb des sudetischen Grundbaues, sie trennen aber dennoch gegeneinander verschobene Schollen. Die mittlere Scholle zwischen dem Eulengebirgsrandbruche und der mittelsudetischen Hauptverwerfung enthält bis zum sogenannten Syenit von Reichenstein kein eigentliches sudetisches Kristallin und keine bemerkenswerten granitischen Intrusionen; dagegen auf wenig metamorphem Silur das für die Sudeten kennzeichnende nicht metamorphe Devon im Bober-Katzbach-Gebirge. Es trägt die Deckscholle des Eulengneises. Nur an diese mittlere Scholle, nicht an die des Vorlandes sind die mesozoischen Gräben von Löwenberg und von Lähn angeschlossen.

Im O ist ihr in noch nicht ganz klarer Weise die zum moldanubischen Grundgebirge gehörige Scholle des Spiegglitzer Schneegebirges angefügt. Der Zusammenhang würde leichter zu verstehen sein, wenn es sich zeigen sollte, daß die Spiegglitzer Scholle mit dem sogenannten „Syenit“ von Reichenstein dem Schiefergebirge von Glatz aufliegt. Es scheint, daß ein jüngerer Granit an der Grenze zwischen den beiden Gebieten eingedrungen ist, der den Kulm im Kontakt verändert hat.

Im Untergrunde der Vorlandsscholle, außerhalb des silesischen Anteiles gewinnen wieder die Granite die Oberhand über den Anteil an nicht metamorphen altpaläozoischen Schiefen. Darüber liegt ein Teil der Deckscholle der Eulengneise, sie wird vom Randbruche durchschnitten. Nur in den Hügeln bei Nimptsch ist zwischen dem Rande der Eulengneise und der vermutlichen silesischen Überschiebung ein schmaler Saum von Glimmerschiefer und Zweiglimmergneis eingeschaltet. Wenn er, der Vermutung gemäß, zum Spiegglitzer Schneegebirge gehört, so liegt die Eulenscholle über diesem und das Paläozoikum von Glatz müßte zwischen beiden auskeilen (Fig. 20, S. 159).

Jenseits der bedeutsamsten dieser Linien, der innersudetischen Hauptverwerfung, liegen die Hauptgranite der Lausitz und des Riesengebirges, und die älteren verschiefertten Granite, und hier erst erscheint mit ihnen in Verbindung das eigentliche sudetische Kristallin, das aus einfacher Verfaltung älterer

Kontaktzonen hervorgegangen zu sein scheint und in das nicht metamorphe Paläozoikum des Eisengebirges und am Jeschken übergeht.

Ein weiteres ungeklärtes Rätsel ist die Stellung der kristallinen Schiefer vom Adler- und Habelschwerter Gebirge. Die Glimmerschiefer im Liegenden scheinen denen der Spiegltitzer Scholle sehr ähnlich zu sein. Die sogenannten Phyllitgneise im Hangenden sind durch Übergangsgebilde, durch die sogenannten Wackengneise, mit moldanubischen Biotitgneisen verbunden. Es wurde die Vermutung ausgesprochen, daß eine quergestaute Schuppe von moldanubischen Gneisen, mit der Störung von Buschin an die Schneeberg-Scholle herangepreßt ist. Die Störung streicht vermutlich unter dem Marchtale fort und durch sie wurde der Zusammenhang zwischen der moldanubischen Überschiebung bei Schweine und der Ramsaulinie gelöst.

Die Grünschiefer- und Tonschieferzone des Adlergebirges scheint sich aber dennoch an die Gesteine vom südlichen Abhange des Riesengebirges anzuschließen.

Auch hier wird wahrscheinlich noch eine entscheidende Trennungsfuge aufzuspüren sein.

Die Altersverhältnisse dieser die ältere Gliederung des Gebirges bestimmenden Störungen sind nicht leicht festzustellen.

Eine Reihe sicher postkretazischer Störungen tritt auffälliger hervor und folgt nur beiläufig dieser älteren Schollengliederung. Die Lausitzer Verwerfung, der Bruch von Hronow und der Neißegraben gehören hierher. Die Lausitzer Verwerfung durchschneidet den älteren Bruch von Großenhain (Kobmat) und setzt über in den Syenit von Meißen. Bekannt ist die sehr flache Überschiebung der Granite auf Rotliegend, Jura und Kreide, die in der Bucht von Zeidler bei Rumburg mit einer Mindestbreite von 5 km sichtbar ist. Bei Liebenau geht die Störung über in eine Flexur und wird in der Ebene von Königgrätz abgelöst durch eine Gruppe von Brüchen, die Petrascheck als eine posthume Zerteilung an älteren unter der Kreidedecke verborgenen Brüchen darstellt (202, 204). Etwas mehr gegen SO abgelenkt schließen die Brüche N von Landskron mit einem stumpfen Winkel an die nach SSW streichende Boskowitzer Furche (Taf. II).

Weithofer hat beschrieben, wie am Bruche von Hronow die Schatzlarer Schichten in südwestlicher Richtung auf die Kreide aufgeschoben wurden; Petrascheck hat neue Profile durch die

Überschiebung gegeben (206); und der Darstellung von Herzog (88) kann man entnehmen, daß auch an der Ostseite des Neißegrabens die kristallinische Unterlage in westlicher und südsüdwestlicher Richtung auf die Kreide geschoben wurde.

Die ungebrochene Linie des Eulengebirgsrandbruches endigt mit der Annäherung an den Granit von Friedeberg, d. i. an der Grenze gegen das silesische Gebiet und es ist recht auffällig, daß mit Ausnahme der älteren Störung von Buschin keiner der nordwestlichen Brüche auf das silesische Faltengebirge übertritt. Der Kreidezug Heuscheuer-Neißegraben wird sichtlich mit der Annäherung an die Ramsau-Linie nach Süden abgelenkt. Das gleiche vollzieht sich in dem erwähnten Bogen von den Ausläufern der Lausitzer Überschiebung zur sogenannten Boskowitzer Furche. Die große Bruchzone durchschneidet mit südsüdwestlichem Verlauf zugleich mit dem moldanubischen Dache auch die moravischen Kuppeln. Es sieht so aus, wie wenn sich das nordwestliche System in den moravo-silesischen Falten nicht behaupten könnte.

Die Boskowitzer Furche ist eine Erscheinung anderen und besonderen Stiles. Sie bildet ein großartiges Problem für sich. Nur einige Hinweise sollen hier Platz finden, mit denen gezeigt wird, daß die ausgedehnte Dislokation nicht durch eine einfache Absenkung des einen oder des anderen Flügels erklärt werden kann.

Der Name wurde von E. Tietze dem 150 km langen Streifen von Rotliegend-Sedimenten gegeben, der im allgemeinen als orographische Tiefenlinie im Gelände erscheint. Die Eintiefung ist ein Werk der posttertiären Abtragung. Die welligen Rumpfflächen zu beiden Seiten, — über den Gneisen im W und über den Graniten der Brüner Intrusionsmasse im Osten — liegen beiläufig in der gleichen Seehöhe. Kein Tal folgt der Tiefenlinie; denn sie war zur Zeit der ersten Anlage des Talnetzes, nach dem Zurückweichen der miozänen Meere, zusammen mit der weiteren Umgebung weithin von miozänen Sedimenten zugedeckt. Die Täler der Oslawa, der Iglawa und der Rokytna haben ihren ursprünglichen nach O gerichteten Lauf beibehalten und queren die heutige seichte Eintiefung. Wo sie aus den harten Gneisen in die leichter zerstörbaren Sande und Arkosen des Rotliegend übergetreten sind, konnten sie ihre Zwangsmäander verbreitern und zu Talauen ausgestalten. Die kleinen von N und S zu-

strömenden Folgebäche vermochten in dieser Zone ihre Täler rascher auszuweiten und einzutiefen als in den benachbarten kristallinen Gebieten. In den Wasserscheiden zwischen diesen Bächen behält die Boskowitzter Furche annähernd die Höhen der Rumpfflächen.

Die Rotliegend-Sedimente erreichen in der Furche Mächtigkeiten bis über 2000 m. Zwischen den Orten Rziczan und Oslawan im Steinkohlengebiete von Segengottes, am Westrande der Furche, werden sie von flözführendem Oberkarbon unterteuft. Den Rand säumen beiderseits Konglomerate. Die älteren Konglomerate des Westens, die Balinka-Konglomerate, sind dem Grundgebirge angelagert und bestehen fast ausschließlich aus den Trümmern der in der Nähe anstehenden kristallinen Schiefer. Die Konglomerate, am Ostrande Rokytina-Konglomerate genannt, sind stets durch eine deutliche Dislokation von der Brünner Intrusivmasse getrennt. Sie bestehen ausschließlich aus Geröllen von Kulm und Devonkalk. Hieraus ist zu ersehen, daß die Furche schon zur Zeit ihrer Ausfüllung im Oberkarbon und Rotliegenden so wie heute, die Scheide zwischen dem kristallinen Grundgebirge und den Sedimenten der Sudeten gebildet hat. Überdies sind noch Klippen und Trümmer von Devonkalk an der Hauptverwerfung des Ostrand es eingeklemmt. Ja, einzelne dieser Klippen, wie die Gebiete SO von Tischnowitz tragen noch die Kappen von transgredierendem Kulm. Dagegen ist niemals ein aus der Brünner Intrusivmasse stammendes Geröll im Rotliegenden oder im Kulm gefunden worden. Dieser große Batholith ist erst durch die weitere Ausbildung der Verwerfung mit dem Rotliegenden in Berührung gebracht worden.

An der Strecke von Gewitsch südwärts, von wo an die Boskowitzter Furche die entscheidende Richtung nach SSW einschlägt, und ihre kennzeichnende Ausgestaltung mit dem scharfen östlichen Randbruche angenommen hat, wird sie die Trennungslinie zwischen zwei sehr ungleichartigen Gebirgskörpern, zwischen denen ein Stück des Gebirges zu fehlen scheint. Es wurde schon darauf hingewiesen, daß von dem Bogen der Thaya-Kuppel ein Stück abgeschnitten erscheint, und daß man nicht sagen kann, wo es hingeraten sein mag.

In der ganzen geradlinigen Erstreckung von Misslitz bis Gewitsch ist der Ostrand der Boskowitzter Furche zugleich die Westgrenze des Kulm und wenn man von dem in den moravischen Fenstern enthaltenen Sedimenten absieht, auch die Westgrenze

des nicht metamorphen Devon. Erst nördlich von Gewitsch, wo die Randlinie undeutlich wird, wo sich der Graben zu zerteilen scheint, und wo eine nordwestgerichtete Zersplitterung angeschlossen ist, findet man die Ausläufer des verschieferten Moldanubikums im Osten des Rotliegend-Zuges bei Bodelsdorf, bei Braunöhlütten und bei Schweine südlich von Müglitz (s. oben S. 214) und nur in dieser Gegend und zwar bei Mährisch-Trübau übergreift der Kulm auf moldanubisches Gebiet mit seinen aus moldanubischen Trümmern bestehenden Transgressionskonglomeraten.

Andererseits bildet dieselbe Linie auch die Ostgrenze für das Rotliegende. Es finden sich keine Reste von Perm im silesischen Grundgebirge und in der ganzen vorlagernden paläozoischen Außenzone der Sudeten.

7. Weitere Fragen

a) Die Stellung der Brünner Intrusivmasse

Die Brünner Intrusivmasse ist nach ihrer chemischen und petrographischen Beschaffenheit den moravischen Batholithen anzuschließen. Die Granite der Masse, namentlich in ihrem südlichen Teile, sind nicht zu unterscheiden von den verbreiteten Typen bei Znaim und Eggenburg. Gegen Norden zu entwickelt die Brünner Masse eine größere Mannigfaltigkeit von Differenzierungen, es finden namentlich quarzfreie und Quarz-Diorite eine größere Verbreitung. Sie gehören wenigstens zum größeren Teile einer älteren Eruptionsepoche an. Mehr noch als im chemischen Bilde (s. John u. F. E. Suess 103) ist in der ganzen äußeren Erscheinungsweise, in der Korngröße, in dem Mangel an grobporphyrischer Ausbildung der Unterschied gegen die moldanubischen und die Gleichartigkeit mit den moravischen Batholithen ausgedrückt. Ein empfindlicher Indikator für die Gauverwandtschaft ist auch das Gangfolge. Man trifft hier und dort dieselben rötlichen Aplite, die im Gegensatz zu den Begleitern der moldanubischen Granite durch das Fehlen von Turmalin ausgezeichnet sind. Dazu kommt noch als bemerkenswerte Eigentümlichkeit das Auftreten von fluorit- und barytführendem postvulkanischem Geäder in der Brünner Intrusivmasse und in den moravischen Fenstern (s. Rzehak 232, 233). Die schönen Aufschlüsse des Iglawatales bei Eibenschitz und Kanitz zeigen mit besonderer Deutlichkeit die

Durchdringung älterer, schiefriger und grobkörnig massiger Diorite durch den Granit und deren Zertrümmerung zu kantigen Xenolithen. Das reichliche, aplitische Ganggefüge gleicht vollkommen dem des Thaya-Batholithen; dazu gesellen sich zahlreiche Gänge von Diabas (s. F. E. Suess, Kartenblatt Brünn).

Da und dort (bei Nesslowitz, an der Straße nach Eichhorn u. a. a. O., Suess 269, 274, Rzehak 231, 234) enthält der Granit genau wie der des Thaya-Batholithen Einschlüsse von Kalksilikathornfels, hauptsächlich bestehend aus grünem Augit, manchmal auch Granat, oder auch Einschlüsse von Biotithornfels, die einem dichten Biotitgneise sehr ähnlich sind (z. B. bei Mjeltschan südlich von Brünn 274).

Aber die augenfällige Ähnlichkeit bezieht sich nur auf die inneren unverschieferten Teile des Thaya-Batholithen. Der Brünner Batholith war nicht der Streßwirkung einer mächtigen Überschiebungsscholle ausgesetzt gewesen und hat fast in seiner ganzen Ausdehnung das massige Gefüge beibehalten. Aber er zeigt sich, ebenso wie der Thaya-Batholith, in weit höherem Grade durch Klüfte zertrümmert, als dies bei den moldanubischen Granitmassen der Fall ist. Klüfte in der Nordsüdrichtung sind die zahlreicheren und auffälligeren; daß an diesen vor allem Bewegungen und Verschiebungen stattgefunden haben, wird durch die ihnen angeschlossenen, häufigen und recht breiten, chloritischen Quetschzonen bezeugt. Diese mehr lockere und bewegliche Zerstückelung scheint die Eigenschaft des autochthonen Gebirges zu sein. Die Klüfte in den moldanubischen Batholithen sind schärfer und enger geschlossen. Verschiebungen sind weniger häufig und nicht so auffällig; auch die Quetschzonen sind weit seltener und meist von dichter Beschaffenheit und nur von geringer Breite.

Daß diese Zertrümmerung örtlich auch von größeren Verschiebungen begleitet war, bezeugen die deutlichen Bruchverschiebungen an den Grenzen der Masse. Die moldanubischen Batholithen sind nur ausnahmsweise von ihren Kontaktmänteln und den Übergangszonen in die Nachbarschiefer losgelöst und auch dann meist nur, wenn große Dislokationen von außen her, wie der Pfahl oder die Fortsetzung der Diendorfer Verwerfung an der Donau in das Grundgebirge eingreifen. Von den Rändern der Brünner-Intrusivmasse sind keine Kontaktstellen und auch keine Stellen von unzweifelhafter Auflagerung bekannt geworden. Die Vorkommnisse von Kalksilikathornfels und Biotithornfels stecken

in der Masse selbst. Es sind eingesunkene Schollen. Eine Beziehung zu devonischen Sedimenten läßt sich vermuten, aber nicht nachweisen.

Ihre Ostgrenze bei Brünn ist eine Zickzacklinie von einander kreuzenden Brüchen, an denen die Granite an Quarzkonglomerate, die für Unterdevon gelten, und an mittel- und oberdevonische Kalke grenzen (273). Weiter im Norden, bei Adamstal, unterteuft der Kalk den an einem Bruch aufgeschobenen Granit. Er zeigt starke Druckschieferung parallel der Verwerfungsfläche, und der Granit ist hier ebenfalls zu einem serizitischen Schiefer mit Quarzkörnern verquetscht worden, der von älteren Autoren als ein Vertreter der Quarzite des Unterdevon angesehen worden ist.

Hierher gehört auch der Streifen von chloritisch verschieferten Uralitdiabasen, der aus der Gegend westlich von Blansko in südlicher Richtung die Mitte der Masse durchzieht und der am Spielberg und am Franzensberge das Gebiet der Stadt Brünn erreicht. Am gelben und am roten Berge in Brünn, so wie am Babylon-Berge bei Lelekowitz sind den Diabasen die als Unterdevon geltenden Quarzsandsteine und Konglomerate angeschlossen. Sie sind allerdings recht verschieden von dem sicher erwiesenen Unterdevon der nördlichen Sudeten. Es ist aber wichtig, daß nördlich von Lelekowitz auch noch eine steil gestellte Scholle von Devonkalk, als ein sicheres Stück des Daches, ohne Anzeichen einer Metamorphose, zwischen den Quarzkonglomeraten und den verschieferten Diabasen eingeklemmt ist.

In derselben Linie, noch weiter im Süden, aber ohne sichtbaren Zusammenhang mit den Diabasen und von diesen durch eine Tertiärmulde getrennt, liegen die eigenartigen Hornblendite von Schöllschitz, in Verbindung mit einem Serpentinstocke bei Mödritz (271). Sie sondern sich scharf von den Dioriten der Masse, und stehen in keiner genetischen Beziehung zu diesen. Holetz hat ihnen kürzlich eine Studie gewidmet (97). Ihnen sind reichlich plagioklasführende Hornblendegesteine zugesellt. Holetz betrachtet sie als kristallinische Schiefer, die aus einem basischen Magma hervorgegangen sind, und beim Empordringen der Brünnner Intrusivmasse eine „zweite thermische Metamorphose erlitten haben“. Für die gegenwärtige Betrachtung ist es nur wichtig hervorzuheben, daß diese Gesteine, ebenso wie die Kalksilikatfelse und die Hornfelsgneise auf den geologischen Körper der Intrusivmasse im weiteren Sinne beschränkt blieben, und keinerlei Be-

ziehungen erkennen lassen zu den die Intrusivmasse umlagernden Gesteinen.

Nur an ihrem Nordrande berührt die Brüner Devonmasse den Granit nicht mit eigentlichen Bruchflächen. Seine Westgrenze verläßt hier den Ostrand der Boskowitz Furche. Devonkalk tritt an seine Stelle und umschließt auf beiden Seiten sein verschmälertes nördliches Ende (s. Karte Taf. II). Nach E. Tietzes Darstellung (288) ummantelt der Kalk sattelförmig den Granit und zwischen beiden ist ein schmaler Streifen von Unterdevon eingeschaltet. Wie ich mich überzeugen konnte, ist auch dort die Zwischenschicht kein Sediment, sondern eine hochgradig serizitische Quetschzone des Granites. Ist dort die Grenze kein eigentlicher Bruch, so ist sie doch auch keine ursprüngliche und unveränderte Transgressionsfläche. Sollte der Devonkalk abgeschert von seinem Untergrunde gleitend über den Granit hinbewegt worden sein? Vieles spricht zugunsten dieser Auffassung.

Nach dieser Auffassung hätten natürlich Bruchzerstückelungen des Randes und die Bildung des Grabens von Zinsendorf Lelekovitz für jünger zu gelten als die Gleitbewegung.

b) Konglomerate des Kulm östlich von Brünn

Die Klärung noch einer weiteren Frage wird schwer zu erreichen sein. Es ist die Frage nach Herkunft der Gerölle in den Konglomeraten des Kulm östlich von Brünn, die dort über Flächen bei 40 Quadratkilometer ausgedehnt sind. Ungeordnet sind die abgerollten Blöcke bankweise gehäuft oder einzeln in die Sandsteinzwischenlagen eingestreut. Häufig werden sie kopfgroß, selten bis 1 Meter und in besonderen Ausnahmefällen bis 2 Meter groß. Neben Kalken des Devon herrschen fast ausschließlich kristallinische Gesteine. Es finden sich darunter häufig glimmerarme orthoklasreiche Biotitgneise mit spärlichen kleinen Granaten, auch grobflaserige Gesteine mit Granaten, Amphibolite, Grünsteine, bleigraue feingefaltete Phyllite, fremdartige blaßrote oder blaßgrüne Quarzporphyre, auch grobporphyrische Granitite; aber keine echten Granulite, keine Cordieritgneise, Serpentine, kurz nicht die für das moldanubische Grundgebirge bezeichnenden Gesteine. Von dem kristallinischen Gebiete jenseits der Boskowitz Furche, das heute das nächstgelegene ist, können sie gewiß nicht hergeleitet werden. Auch die kennzeichnenden silesischen Gesteine,

Teßgneise oder Kepernikgneise, staurolith- oder andalusitführende Glimmerschiefer, Chloritgneise usw. habe ich hier nicht angetroffen. Auch der Brünner Granit war zur Zeit der großen Kulmtransgression nicht an seiner gegenwärtigen Stelle; denn niemals finden sich Gerölle dieser Gesteine in den Kulmkonglomeraten (273).

Der Gebirgsblock, an dem das Kulmmeer gebrandet hat, ist nicht mehr vorhanden. Da man sich hier in der Außenzone des silesischen Grundgebirges befindet, kann man vermuten, daß er vielleicht dem moravo-silesischen Bau als eine besondere Decke angeschlossen war. Man wird an die Kulmkonglomerate der thüringischen Zone bei Oberklingensporn und Reitzenstein erinnert, die ebenfalls Anlaß gegeben haben zur Annahme von ehemaligen und heute zerstörten kristallinen Deckschollen (s. S. 75).

Im Niederen Gesenke hat die weitausgreifende Kulmtransgression die Außenzonen und das Vorland der kristallinen Achsen des Altvater und des Kepernik überschwemmt. Die Unterlage bildet hier eine gefaltete Platte von Devonkalk auf Granit. Sie kommt jenseits der Wasserscheide von Weißkirchen am Karpathenrande zum Vorschein, und auch in der weiten Bucht von Olmütz liegen verstreute Inseln von Devonkalk manchmal mit granitischer Unterlage; sie sind durch die vormiozäne Ausräumung der Bucht bloßgelegt worden.

Die silesische Zone, d. i. die kristallinische Achse des Altvatergebirges, wird, wie erwähnt, durch die Fortsetzung der Störung von Buschin unter dem Marchtale quer abgeschnitten. Hier greifen die moldanubischen Gesteine weit nach Osten und die Überschiebungslinie berührt fast die nicht metamorphen Devonklippen in der Kulmdecke (s. Seite 217). Nur ein schmaler Saum von moravischem Kristallin, von Bittescher Gneis und Phyllit im Netztale (s. Fig. 27) ist hier unter der großen Schubscholle erhalten geblieben. Hier scheint kein Platz zu sein für eine silesische oder sudetische Decke als Ursprungsort der Kulmgerölle.

Weiter im Süden aber wird, wie es scheint, ein ursprüngliches Hinterland durch die Boskowitz Furche weggeschnitten. In der Lettenkluft an dem Bruche zwischen der Intrusivmasse und dem Rotliegenden sind die erwähnten Klippen und Blöcke von Devonkalk und Kulm eingeklemmt.

Nahe an ihrem Süden breitet sich das Rokytnakonglomerat in muldenförmiger Lagerung über die ganze Breite der Boskowitz

Furche. Sie findet anscheinend ihr Ende an Querverwerfungen (nach Preclik, b. Petrascheck 207) und jenseits des Endes südlich von Mährisch-Kronau erscheint das Liegende des Rokytna-Konglomerates, d. i. der anstehende Kulm nebst Devonkalk. Man sieht, daß die eigentliche Scheide zwischen der moldanubischen Scholle und den sudetischen Sedimenten von dem Bruche in der Mitte der Furche gebildet wird, der das westfallende Rokytna-Konglomerat von den nach Ost geneigten höheren Rotliegend-schichten trennt.

c) Der Mißlitzer Bruch

Wo mit den unscheinbaren Hügeln bei Mißlitz und Hosterlitz das ältere Gebirge hinabtaucht unter die Ackerflächen der lößüberstreuten Tertiärlandschaft, dort gerade wollen sich auch die eigenartigsten und am schwersten faßbaren Züge des moravisch-moldanubischen Baues tückisch verbergen. Es läßt sich aber dennoch erraten, daß der Mißlitzer Horst nur das spitze Ende einer ausgedehnten Scholle von moldanubischem Gneisgebirge ist, deren Spuren über die Vorkommnisse von Gurwitz bei Znaim und über Frauenberg am Schmidabach hinüberführen zu der zusammenhängenden Scholle bei Elsarn und zu dem ausgedehnten Granulitgebiete des Dunkelsteiner Waldes. Es wurde erwähnt, daß die Thayakuppel bei Schönberg a. K. in einem kleinen Tunnel gegen SW untertaucht (Waldmann 299). Den östlichen Randbruch der Boskowitzter Furche ziehen wir zum Westrande des Mißlitzer Horstes und von hier zur Diendorfer Verwerfung. Diese durchschneidet den Gewölbebau der Thayakuppel und zieht knapp an dem niedertauchenden Ende der Gewölbeachse vorüber. Sie endigt aber nicht mit dem Übertritte auf moldanubisches Gebiet und nun kann auch ihre Fortsetzung in dem Bruche, der das Donautal oberhalb von Melk begleitet, als erwiesen gelten. Die Scholle von Rotliegend-Konglomerat und Sandstein mit den Brandschieferflözen bei Zöbing und Elsarn liegt nach der Darstellung von Waldmann auf Granulit und wird im Osten von einer zweiten Verwerfung abgeschnitten, die bei Olbersdorf in der Richtung nach SSW von der ersten abzweigt.

Da der Thayabatholith ebenso wie die Zentralgneise der Tauern mit ihrer Schieferhülle sicher bodenständig ist, muß die lockere Kette moldanubischer Aufbrüche zwischen Mißlitz und Elsarn einer abgesunkenen Deckscholle angehören. Ihre

Ausdehnung nach Osten kann nicht mit Sicherheit festgestellt werden; wenn aber, wie nach Geröllern im Flysch vermutet wurde, die Ostgrenze des Mißlitzer Horstes am Waschberge bei Stockerau vorüberzieht, so wäre die überschobene Scholle bis dahin auszudehnen. Durch die Kuppen bei Elsarn im Süden der Diendorfer Verwerfung und am Rande der Donau-Auen am Wagram bei Etdorf steht sie überdies in Verbindung mit dem größeren Gebiete des Dunkelsteiner Waldes. So groß sind wenigstens die Flächen, die als überschoben zu gelten haben. Ihre eigentliche Begrenzung in der Richtung auf die Alpen hin ist unbekannt. Vermutlich tauchen sie unter die Flyschzone hinab.

d) Devonkalk an der Diendorfer Verwerfung

Zu diesen großen mit hinreichender Deutlichkeit hervortretenden Zügen gesellt sich aber noch eine weitere Erscheinung, die noch größere Verwicklung mit sich zu bringen scheint. Fetzen von Devonkalk und Kulm begleiten nicht nur den östlichen Randbruch der Boskowitz Furche, sondern auch seine Fortsetzung, die am Mißlitzer Horst entlang läuft. Kulm und Devon ist hier den moldanubischen Gesteinen angelagert. Bei Gurwitz östlich von Znaim ist, wie erwähnt, in der Fortsetzung dieses großen Bruches zwischen den moldanubischen Aufbrüchen im Osten und dem Granit ein Streifen von Quarzkonglomerat des vermutlichen Unterdevon eingeklemmt. Im Norden wird dieses Gestein wohl in der Grabenversenkung innerhalb der Brünner Intrusivmasse aber nicht an ihrem Abbruche gegen das Rotliegende im Westen angetroffen.

Noch weit im Süden in der Nähe der Diendorfer Verwerfung bei Oberholz und Mühlbach findet man im Löß und auch sonst im Untergrunde nicht allzu selten Blöcke von Devonkalk. Dies läßt annehmen, daß bis hierher die Verwerfung von Trümmern von Devonkalk begleitet wird.

Wie gelangt der nicht metamorphe Devonkalk bei Kodau am Mißlitzer Horste in die Nachbarschaft der, wie wir angenommen haben, devonischen, überfalteten Kalke der Thayakuppel? Und, wenn die Deutung der Vorkommnisse an der Diendorfer Verwerfung richtig ist, wie gelangt er, weit abseits vom eigentlichen Devongebiete, in die Kluft zwischen die beiden Grundgebirgsschollen?

Die Annahme ist nicht zulässig, daß hier Stücke einer devonischen Decke über dem Grundgebirge in die Verwerfung hinabgezogen worden wären. Dieses würde zunächst voraussetzen,

daß die moravischen Kalke sowie der ganze moravische Faltenbau und die moldanubischen Überschiebungen älter wären als das Devon. Dem widerspricht u. a. die Überschiebung der sicheren Devonkalke durch moravische kristalline Schiefer bei Kladek im Westen der Olmützer Ebene und das nahe Herantreten der moldanubischen Überschiebung an diese Kalke (s. Seite 217).

Auch zufolge der allgemeineren Beziehungen erscheint es gänzlich ausgeschlossen, daß Devonkalk der rheinisch-sudetischen Fazies auf die moldanubische Scholle transgredierend übergegriffen hätte. Der Devonkalk, der fast frei ist von terrigenen Beimengungen, ist kein Transgressions sediment. Der Bloßlegung der großen und einheitlichen Granit- und Gneisflächen des Moldanubikums muß die Abtragung großer Gebirgsmassen und die Förderung enormer Schuttmassen vorausgegangen sein. Erst in den mächtigen und ausgedehnten Grauwacken des Kulm sind diese Schuttmassen enthalten. Im übrigen sei hier neuerdings darauf hingewiesen, daß in der ganzen Ausdehnung der variszischen Horste von Böhmen bis in die Vogesen nirgends ein nicht metamorphes älteres Paläozoikum weder böhmischer noch rheinischer Fazies in primärem Verbands mit den kristallinen Schiefen der Intrusionszone angetroffen wird; ebenso wenig wie in den Alpen irgendwo Triaskalk primär unmittelbar auf kristallinen Gesteinen lagert.

Wenn man den silesisch-moravischen Bau in seinen größeren Zusammenhängen ins Auge faßt, so sieht man, daß das nicht-metamorphe Devon weit ausgebreitet ist unter dem Kulm der Außenzone, daß es aber dann unter die Überschiebungsdecke hineinzieht und dort am besten seine nichtmetamorphe Beschaffenheit bewahrt hat, wo es die Unterlage der aufgeschobenen moravischen Decken bildet, nämlich in der Kwetnizta-Serie und in den liegenden Kalkbänken bei Kodau am Nordende der Thaya-Kuppel.

Man denke sich die Zentralalpen durch einen mehrere hundert Kilometer langen Sprung quer über die Tauern, über die Ötztaler Masse und über das Oberengadin zerteilt und beide Teile gegeneinander verschoben, dann das ganze zur Rumpffläche eingeebnet und größtenteils durch jüngere Sedimente zugedeckt. An der Grenzlinie zwischen beiden kristallinen Gebieten mögen verschleppte Trümmer der Tauerntrias haften geblieben sein, als die einzigen sichtbaren Spuren einer unveränderten sedimentären Schichtreihe. Wäre dann eine Hoffnung vorhanden ohne Umwege und weitgehende Analogieschlüsse die Grundlinien des wahren Baues zu erraten?

XI. Die Wandertektonik

1. Das alpin-dinarische Bewegungsbild im variszischen Bau

Der Versuch, mit Hilfe der neueren Erfahrungen über die Zusammenhänge zwischen kristallinischer und tektonischer Fazies und die Beziehungen zur stratigraphischen Fazies die Gesteinsmasse des tieferen Untergrundes eines alten Gebirgsbaues zu erhellen, läßt einige großartige Gestaltungen in klaren Umrissen hervortreten. Anderes bleibt undeutlicher und in Schatten gehüllt. Aus einer Rückschau über das Vorgebrachte soll ersichtlich werden, wieviel Neues als unbedingt gesichert zu gelten hat, was vermutet wird, was rätselhaft und unverstanden bleibt und was zu weiteren Ausblicken und Vergleichen anregt.

Nur ein verhältnismäßig kleiner Ausschnitt aus dem eigentlichen variszischen Grundgebirge gleicht nach seinem Baustile den zentralen Zonen der Alpen. Es sind dies die Gneiskuppeln des Erzgebirges, die mit ihrem Deckenbau nach Koßmats Auslegung mit den Gneisgewölben des Tessin verglichen werden können. Ihre westliche Fortsetzung wird im Spessart und in Teilen des Odenwaldes, d. i. im Böllsteiner Odenwalde, zu suchen sein.

Der südlich anschließenden moldanubischen Scholle kann in bezug auf den Faltenbogen eine ähnliche Rolle zugeschrieben werden, wie dem Körper der Dinariden zu den Ostalpen. Von ihr ist der Decken bildende Schub ausgegangen. Sie trägt eine transgredierende Schichtfolge, die nicht in den Deckenbau aufgenommen worden ist, und einem anderen Faziesgebiete angehört, als die in die Hauptfaltung mit einbezogenen Sedimente der sogenannten Geosynklinale.

So wie die Austriden nach dem Neokom, so verlandet die moldanubische Scholle nach dem Mitteldevon. In beiden Gebirgen wurde die fortlaufende Orogenese durch eine neuerliche Transgression in zwei zeitlich trennbare Abschnitte geteilt. Dem Übergreifen des Gosaumeeres in den Alpen entspricht die Transgression des Kulm im variszischen Faltenbau. Aber die Wirkung beider war ungleich. Das Gosaumeer hat zumeist die Täler nicht überschritten. Das Meer des Unterkarbon aber hat seine Brandungsplatten fast über die ganze Fläche des Gebirges von England bis in die Sudeten und stellenweise bis auf den tieferen kristallinen

Untergrund ausgebreitet. Es ist unsicher, wie weit es auch die moldanubische Scholle überschwemmt hat und wie viel von der Ablagerung des Kulm von der Höhe der gestauten Horste wieder entfernt worden ist.

So wie die Decke der Silvretta auf den Bündener Schiefeln, so liegt die Münchberger Gneismasse auf den paläozoischen Schiefeln der thüringischen Zone. Sie ist der Rest einer größeren weit vorgeschobenen Decke, der auch das Zwischengebirge und die kleine Deckscholle von Wildenfels angehören, und die über die erzgebirgischen Decken hinweggeschritten ist, so wie die Austriden über den Deckenbau der Penniden. Nimmt man das Profil durch die westlichen Ostalpen zur Hand, das Staub der Geologie der Schweiz von Heim beigegeben hat, und denkt man sich die Alpen zu einer Rumpffläche, gleich der von Thüringen eingeebnet und alles Gebirge entfernt, das über der Linie des Meeresspiegels gelegen war, so werden die Schiefer des Rhätikon und die von Glarus zu einer Fläche verschwimmen und von der Ötzmasse und von der Silvretta wird vielleicht nicht viel mehr übrig sein als ein sackförmig eingesenkter Rest in ähnlicher Lage wie die Münchberger Gneismasse.

Da unter dem Zwischengebirge und unter der Münchberger Masse noch weitere Decken mit grünen Gesteinen eingeschaltet sind, die man den alpinen Decken der Grisoniden mit ihren Ophiolithen vergleichen kann. Da die ganze Anlage des erzgebirgischen Baues an Breite nicht viel der der penninischen Zone der Westalpen nachsteht, darf man annehmen, daß eine Gebirgsmasse von gleicher Größenordnung, wie die der Alpen vom Meeresspiegel aufwärts über dem heutigen Erzgebirge weggeräumt worden ist, und diese ungeheure Abtragung war schon in dem Zeitraume zwischen dem Unterkarbon und dem Oberkarbon bis auf die heute sichtbaren Tiefen des Gebirgsbaues durchgeführt worden.

Ungeklärt scheint mir noch die Stellung des Granulitgebirges. Nach der Meinung von Koßmat und Scheumann ist es ein emporgefaltetes Stück des tieferen kristallinischen Untergrundes; in diesem Falle würde es im Gebirgsbau die Rolle der westalpinen, herzynischen Massen übernehmen. Ich habe oben dargelegt, warum ich diese Annahme für unwahrscheinlich halte (s. S. 90). Die Gesteine gleichen denen der moldanubischen Scholle und nicht denen der benachbarten erzgebirgischen Auf-

wölbung. Nirgends sind Spuren einer ähnlichen Unterlage aus den äußeren Faltenzonen bekannt, und wie Pietzsch gezeigt hat, ist der Gabbro von Siebenlehn unter dem Zwischengebirge mit dem Granulitgebirge zu verbinden, er liegt auf den erzgebirgischen Gneisen.

Argand (3,4) und Staub (280) haben, jeder auf seine Weise, geschildert, wie der Wall der Alpen durch das Herandrängen der afrikanischen Tafel gegen den europäischen Kontinent aufgetürmt worden ist. Auf dem Sockel der Dinariden sind die Sedimente des afrikanischen Schelfes nordwärts getragen und in Form der Austriden oder ostalpinen Decken über die in engster Deckenzerknitterung zusammengestauten Sedimente des tieferen Meeres, die Penniden, aufgeschoben worden. Mit ihren verschuppten Ausläufern sind sie abgeglitten auf die in breite Deckenfalten nach N geschleiften Schelfsedimente des gegenüber liegenden Vorlandes.

In gleicher Weise ist der einstige majestätische Faltenbau über dem erzgebirgischen Sockel durch den Anschub der moldanubischen Scholle bewirkt worden. So wie die Dinariden in den enggepreßten, steilen, z. T. hochmetamorphen Wurzeln mit den Penniden zu verwachsen scheinen, so ist auch in einer Zone des engeren Zusammenschlusses bei steiler Schichtstellung die Grenze zwischen der moldanubischen Scholle und dem Erzgebirge nicht leicht festzustellen (s. S. 66).

Die Fernverfrachtung findet ihren deutlichen Ausdruck in der Faziesfolge der einzelnen Decken und in dem Faziesgegensatze zwischen den beiden Endgliedern.

Die Faziesgegensätze zwischen der Schichtfolge auf der moldanubischen Scholle und dem überwältigten Deckengebirge, zwischen dem Barrantien und dem rheinisch-thüringischen Gebirge sind keineswegs geringer als die zwischen den Austriden und den Helvetiden.

Allerdings gibt es bemerkenswerte Unterschiede in der Gesamtanlage der jungen und der alten Faltenzone, und man kann nicht von einer durchaus gleichartigen Wiederholung desselben Vorganges sprechen. Das widerstehende Vorland ist heute nicht mehr zu sehen. Es mögen die Ausläufer der kaledonischen Trümmer im W Englands gewesen sein, an denen sich die armorikanischen Falten stauen; nun sind sie vielleicht abgerückt und versunken; die Decke der jüngeren Sedimente verhindert die Feststellung.

Die letzte Furche, mit der die nach außen wandernde Vortiefe zum Stillstand gelangt ist, war zwar tief genug, um die sehr mächtige Schichtserie des flözführenden Karbon im belgisch-französischen und im Ruhrbecken aufzunehmen, sie war aber verlandet, im Gegensatz zu der ihr etwa entsprechenden Flyschzone der Alpen.

Der südlich anschließende sedimentäre Trog, dem das rheinische Schiefergebirge, der Harz und die thüringische Zone angehören, erinnert wohl an die mächtigeren und gleichförmigen Pakete der Bündener Schiefer in den Alpen. Der variszische sedimentäre Trog erscheint aber wesentlich breiter.

Er mag von den vorgeschobenen Splittern der moldanubischen Scholle früher in viel weiterem Ausmaße überdeckt gewesen sein. Er hat aber keine den Kalkalpen an Mächtigkeit vergleichbare Decke auf seinem Rücken getragen. Aber einzelne Vorkommnisse, wie die Klippe am Iberg im Harz, sind vielleicht dennoch die Reste von höheren sedimentären Decken, die ähnlich wie die Kalkalpen über den kristallinen Sockel hinaus nach N vorgestoßen worden sind.

Zweifel werden wach, ob nicht nach den Erfahrungen in den Alpen die Frage der Einschaltungen der herzynischen Fazies neuerdings durchzuprüfen sein werden. Ob nicht die verstreuten fremdartigen Einschaltungen mit böhmischen Versteinerungen als verschleppte und verfaltete Klippenreste einer höheren ihrer Stellung nach den alpinen Tiroliden vergleichbaren Decke anzusehen seien. Es erscheint z. B. verlockend, nach der Beschreibung von Ahlburg (1) den Horst der Hörre zwischen der Dillmulde und Lahnmulde im östlichen rheinischen Schiefergebirge zu einer von Böhmen her verfrachteten Deckscholle umzudeuten. Hier erhält sich in bemerkenswerter Weise die rein böhmische Fazies durch das Silur bis in das ältere Unterdevon, und das Oberdevon ist hier (ähnlich wie das Ende des Mitteldevon in Böhmen) durch Grauwacken mit Pflanzenresten vertreten, während in der Umgebung die marine Schichtreihe mit reichem Schichtwechsel anhält. Aber es wird von einem Eingreifen der rheinischen Fazies in das Hauptgebiet während des oberen Mitteldevon und von randlichen Übergängen der Fazies im Oberdevon berichtet; und die Kenner des schwierigen Gebietes, Ahlburg und Kegel (112), verhielten und verhalten sich ablehnend gegen eine solche Deutung und ihr Urteil muß maßgebend bleiben.

2. Intrusionen und Orogenese

Die batholithischen Intrusionen erscheinen im Erzgebirge sowie in den Alpen in der Schlußphase der Orogenese. Entsprechend der tieferen Abtragung gewinnen sie hier viel größere Ausdehnung. Die posttektonischen Granite der Alpen kreuzen die dinarische Narbe und erscheinen als Ausläufer und Nachläufer der größeren Intrusionen, des Adamello und der Cima d'Asta im

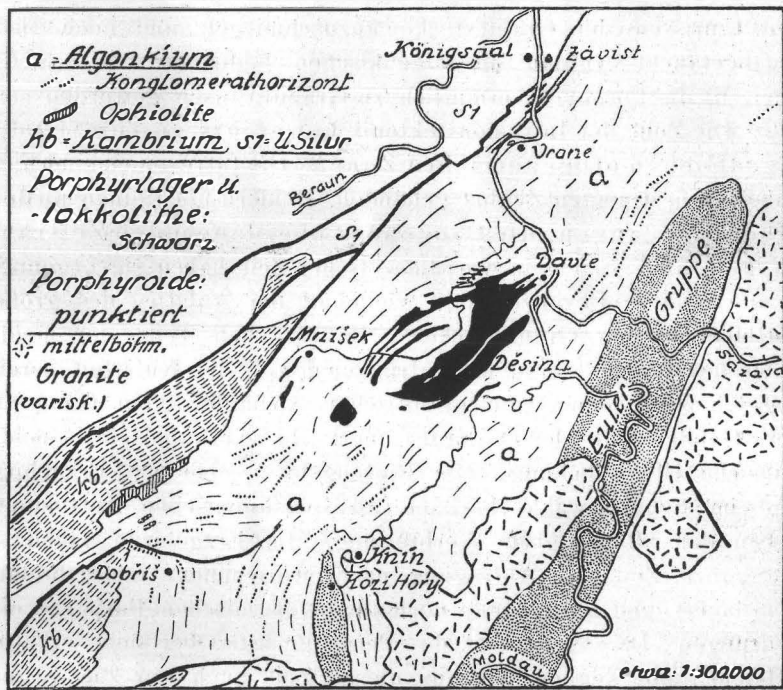


Fig. 28. Tektonische Lagerskizze der Porphyrgesteine des mittleren Böhmens nach Kettner, vereinfacht von Scheumann (1924).

Gebiete der Dinariden. Ebenso sind die Granite des Erzgebirges voregreifende Äste der weit mächtigeren in der Zone der Intrusionstektone heimischen Batholithen.

In dieser Zone gewinnen die Batholithen die räumliche Vorherrschaft. Wie der Granit des Adamello sind sie in die Reste eines verhältnismäßig seichten Faltenbaues aufgestiegen. Es ist anzunehmen, daß sich auch die Granite der Dinariden in der Tiefe zu größeren Massen vereinigen und es scheint wohl möglich, daß

eine tiefe Abtragung auch im Untergrunde der Dinariden eine granitdurchwachsene Scholle mit zwischengeschalteten katogenen Schiefern, ähnlich der moldanubischen Scholle, an den Tag bringen würde. Auch dort dürften die Batholithen mit nach oben ästig verzweigten Gestalten aufgetiegen sein. Darauf deutet auch die von Salomon nachgewiesene Trichterform des Adamello-Stockes (235).

Ein Beispiel der Lagerungsverhältnisse in den höheren Teilen der Zone der Intrusionstektonik gibt die vorstehende Kartenskizze (Fig. 28). Schon beginnen die Streichungsrichtungen sich den Umrissen der Granitstöcke anzuschmiegen und noch tiefer hinabgetaucht würden die algonkischen Sedimente zu Schiefergneisen, die Porphyre vermutlich zu Granulitlinsen geworden sein.

Die Zone der Intrusionstektonik hat nichts zu tun mit den eigentlichen orogenetischen Zonen. Die Intrusionen sind nicht an einen bestimmten Zyklus gebunden, sondern über einen außerordentlich langen, die Orogenese überdauernden Zeitraum ausgedehnt. Schon in vorpaläozoischer Zeit haben sie begonnen. In die jüngere Devonzeit fällt vielleicht der Aufstieg des großen mittelböhmischen Granitstockes. Im östlichen Teile der moldanubischen Masse waren die Intrusionen vor der Kulmzeit bereits abgeschlossen, denn kein granitischer Ausläufer, kein Gang aus der Gefolgschaft der Granite quert die vorkulmische, moldanubische Überschiebung. Im Riesengebirge aber, im Erzgebirge und im Schwarzwalde besitzen die postkulmischen Intrusionen neben den älteren große Verbreitung. Im Erzgebirge haben sie die ganze Zeit der Abtragung nach erloschener Gebirgsbildung überdauert und sind sogar noch in die permischen Porphyre eingedrungen. Da aus der Zeit des Perm die alte Oberfläche erhalten geblieben ist, kennen wir aus dieser Zeit auch nur die Ergußphasen der Intrusionen, d. s. die permischen Porphyre und Melaphyre. Alle die Magmaförderungen von den ältesten bis zu den jüngsten, von der moldanubischen Überschiebungsgrenze bis in das französische Zentralplateau sind durch Gauverwandtschaft miteinander verbunden und entstammen im weiteren Sinne demselben Magmaherde.

Die Intrusionen im Erzgebirge wandern von SO nach NW; vielleicht unter dem Schutze der auflagernden Decken folgen sie, so wie in den Alpen, der nach NW wandernden Vortiefe, ohne sie aber einzuholen. Die älteren Faltungszonen bis in den Harz wurden von den nachdrängenden Graniten noch erreicht,

aber nicht mehr der jüngste Außensaum mit den mächtigen Anhäufungen von flözführendem Karbon. Er blieb verschont von magmatischen Intrusionen, ebenso wie die westalpinen und karpathischen Vortiefen, die Stappelräume für die ganzen mächtigen Schichtfolgen der helvetischen und der beskidischen Kreideformation, und auch ebenso wie die unausgefüllten Vortiefen an den Rändern der heutigen Cordilleren.

In den Alpen sowie im Erzgebirge erhält man den Eindruck, daß die jüngsten Magmaförderungen nahe dem Rande der vordrängenden Scholle des Hinterlandes hervorgepreßt werden.

3. Der Anschluß des lugischen Baues und seine Deckschollen

Das Gebiet der Sudeten, außerhalb der silesischen Zone ist wieder durch einen besonderen Bau ausgezeichnet. Er wurde hier der lugische Bau genannt. Der Überschiebungsrand am Elbtalgebirge ist seine Grenze gegen den erzgebirgischen Bau. Diese Grenze ist älter als Perm; denn sie wird von dem allerdings posthum sehr stark zerstückelten Rotliegendebcken von Döhlen quer überlagert. Dr. L. Waldmann hat mich auf die bemerkenswerten Lagerungsverhältnisse am Rande des Eisengebirges aufmerksam gemacht. Nach den Eintragungen auf den geologischen Karten von Rosiwal und Hinterlechner darf man vermuten, daß auch der SO-Rand des Eisengebirges bei Hlinsko einen Überschiebungsrand darstellt. Dieses wäre der Queranschnitt einer breit nach SW über die Antiklinale von Swratka hin vorgeschobenen Schuppe. Vielleicht kann sie einen Maßstab abgeben für die Überschiebungsbreite am Rande des Elbtalgebirges. Es sei aber nicht versäumt zu erwähnen, daß das Paläozoikum des Elbtalschiefergebirges mit Graptolithen führendem Silur und fossilleeren, vermutlich mittel- und oberdevonischen Kalken, von Pietzsch der rheinisch-sudetischen Fazies zugeteilt wird, während das Paläozoikum des Eisengebirges mit den Lobolithen der E₂-Kalke von Lochkow und den untersilurischen Triboliten aus der Basalttuffbrekzie des Kunjetitzer Berges in die böhmische Fazies gehört (Jahn 102). Falls eine mutmaßliche Überschiebung des Eisengebirges sich fortsetzt in die Elbtalüberschiebung, so durchschneidet sie zwei verschiedene Gebirgskörper, die schon vor der Bildung dieser Überschiebung durch eine größere Störung aneinander geschweißt waren.

Hier im S muß aber die eigentliche Grenze zwischen dem sudetischen und dem innerböhmischen Faziesgebiete unter der Kreideebene von Pardubitz gelegen sein.

Wenn auch vorläufig Art und Verlauf der Trennung zwischen dem lugischen Bau einerseits und dem moldanubischen und dem erzgebirgischem Bau anderseits nicht genau bestimmt werden, so handelt es sich doch auch hier gewiß um eine Verlagerungsfläche größten Stiles. An ihr werden die erzgebirgischen Gneisfalten glatt abgeschnitten. An ihre Stelle treten mächtige Granitintrusionen in einen seichten, nichtmetamorphen paläozoischen Faltenbau. Sie bleiben die gleichen mit den gleichen Verbandverhältnissen quer über die Leistenschollen, in die das Gebirge zerlegt ist, bis in seine letzten Ausläufer an der Ebene. Es gibt hier keine äußere Zone von engem Faltenbau, gleich der Thüringens oder der des Harzes. Auch die kristallinen Gesteine des Riesengebirges können noch nach ihrer Lagerung, nach ihrer Gesteinszusammensetzung und ihrer kristallinen Fazies nicht mit den erzgebirgischen Gneiskuppeln verglichen werden.

Um so sonderbarer ist die ortsfremde Lage des Eulengneises. Sie ist anders als die der Münchberger- und Zwischengebirgsdecke im Erzgebirge. Diese sind als ein höheres Stockwerk aufgebaut über einer nach gleichem Stile und durch einheitliche Bewegung erzeugten Deckenfolge. Der Block des Eulengneises erscheint weit hinaus getragen auf ein fast passives, an der gerichteten Faltung weniger beteiligtes Vorland. Es scheint, daß hauptsächlich der Eulengneisblock durch seine Bewegung im Vorlande jenseits des Randbruches Pressung und Verschieferung in der zunächst benachbarten Unterlage hervorgerufen hat.

Auch das Spieglitzer Schneegebirge ist, wie erwähnt wurde, als ein z. T. lepidoblastisch verschieferter Ausläufer der moldanubischen Scholle anzusehen. Da die Striegauer Granite und die Granite mit den paläozoischen Resten in der Nachbarschaft der Eulengneise sicher als autochthon anzusehen sind, muß die Spieglitzer Scholle, sowie sie ostwärts auf das silesische Grundgebirge übergreift, auch auf das paläozoische Gebiet der Vorlandshügel überschoben sein.

Der lugische Bau mit seinen ausgebreiteten autochthonen Granitmassen hat die Beschaffenheit, die man von den höheren Lagen der Zone der Intrusionstektonik erwarten kann. Er gehört jedoch in die rheinisch-sudetische Fazieszone und ist deshalb von

der moldanubischen Scholle entschieden abzutrennen, beide müssen durch eine Verlagerung von unbekanntem Umfange aneinander gebracht worden sein.

Dagegen gleichen dem lugischen Gebiete die nördlichen und südlichen Randgebiete der oberrheinischen Horste mit den ausgedehnten Granitbecken und den kontaktmetamorphen Schollen von offenbar der rheinischen Fazies angehörigem Paläozoikum. Die mittleren Teile der Horste, insbesondere der des Schwarzwaldes zwischen den beiden großen nachkulmischen Überschiebungen, der süd-schwarzwälder Hauptüberschiebung und der Vogesenüberschiebung von Weiler-Lubine, sind nach ihrem Baue und nach der kristallinen Fazies der Gesteine der moldanubischen Scholle gleichzustellen. Wer wird einmal den Gedanken wagen, daß der mittlere Schwarzwald als Stück von moldanubischem Charakter, aus größerer Tiefe stammend, dem höheren, der lugischen Zone entsprechenden Gebirgstteile ortsfremd aufliegt? Der Gedanke wird verlockend durch die Möglichkeit einer Vereinheitlichung der gesamten Deckenbildungen von S her und verliert an Ungeheuerlichkeit, wenn man gewahr wird, daß sich die weit größere moldanubische Scholle an verschiedenen Seiten einer fremden Unterlage abhebt und ihre Autochthonie eingebüßt hat.

Im S des Schwarzwaldes am Rhein bei Laufenburg und bei Säckingen sind allerdings wieder tiefe Kontakte mit Arteriten, Cordierit- und Sillimanitgneisen usw. bloßgelegt (Suter 283).

4. Regionale Bedeutung der Intrusionstektonik

Steht die reichliche Magmaförderung, durch welche die Intrusionsscholle versteift wurde, in irgendeinem Bezug zur eigentlichen Orogenese, d. h. ist sie genetisch und zeitlich irgendwie verbunden mit den Zonen, in denen der Zusammenschub bis zu Deckfalten und Geosynklinalen oder besser zu wandernden Vortiefen gesteigert wird, und über ganze Kontinente hin anhaltende Leitlinien entwickelt?

Zunächst nimmt man wahr, daß das Gebiet der Intrusionstektonik ohne tiefgreifenden Faltenbau an Breite und Ausdehnung die kristallinische Achse des angeschlossenen Faltengebirges weit übertrifft. Zu ihm gehören ja außer der böhmischen Masse und den oberrheinischen Horsten auch noch der größte Teil des französischen Zentralplateaus und die ganze lange Reihe der westalpinen Massive

vom Aarmassiv bis zum Mercantour. Ob man, wie Staub, den Hauptkörper von Corsica zum Vorland des Alpenbogens rechnet oder es mit Kober als ein Stück eines alpin-apenninischen Zwischengebirges betrachtet (127), in jedem Falle zeigt es zusammen mit Sardinien die Merkmale des inneren variszischen Baues, d. h. mächtige granitische Intrusionen, verbunden mit unruhiger Faltung, die mit dem Oberkarbon oder Perm abschließt.

Und wegen der Vereinigung gleicher Merkmale wird auch ein großes Stück der iberischen Halbinsel in der Meseta mit seinen Granitintrusionen, mit den gleichen Faltungsphasen und den gleichen Transgressionen, obwohl außer der Reihe gelegen, zu den variszischen Horsten gerechnet.

Es liegen auch in anderen Teilen der Erde sehr ausgedehnte Granitflächen, zwar nicht in ungestörten Tafelländern, aber auch nicht in eigentlichen Faltungszonen. Auffällig wenig gestört und kaum tektonisch verändert sind die sedimentären Decken großer Intrusionsgebiete, die Sederholm in Finnland beschrieben hat (253). Die zahlreichen Inseln und Klippen des Pellinge-Gebietes zwischen Helsingfors und Wiborg enthüllen auf den vom Eis geglätteten Oberflächen die Verbandverhältnisse mehrerer sedimentärer Formationen mit einer ganzen Reihe von verschiedenen granitischen Tiefengesteinen. Auch hier sind wohl gefaltete, aber kaum oder nicht tektonisch veränderte, uralte Laven, Tuffe, Quarzite, Konglomerate und auch Kalklager, vom Granit durchdrungen zu Trümmerwerk aufgelöst, oder zu Adergneisen und einer Folge von verschiedenartig abgestuften Migmatiten umgewandelt worden. Trotzdem die Gesteine hier tief versenkt waren in das granitische Magma, ist ihre Umwandlung doch nicht so weit gediehen, wie in der moldanubischen Zone, denn dort sind immer noch die Dachteile der Batholithen aufgeschlossen, und nicht noch tiefere eingetauchte, subbatholithisch umgewandelte Gesteinsmassen.

Aber das Wesentliche ist, daß die Intrusionen auch in Finnland mit breiten Flächen emporgestiegen und nicht einer eingeengten orogenetischen Zone angegliedert sind. Vermutlich ist derart die Beschaffenheit der tieferen Unterlage großer Teile der Erde; und sie wird sichtbar, wo tangentialer Schub Großfaltung oder wahrscheinlich Aufstau und Überschiebung zu mächtigen Schollen bewirkt und damit die Tiefen emporgehoben und der Abtragung ausgesetzt hat. In den variszischen Horsten

muß dieses schon zugleich mit der Ausbildung der anschließenden Faltenzonen in vorpermischer Zeit geschehen sein.

Der autochthone Teil des lugischen Gebietes in der Lausitz, im Bober-Katzbachgebirge, in den Striegauer und Jenkauer Bergen zeigt im großen ganzen die gleiche Anlage bei weniger tiefgreifender Bloßlegung. Er gehört zur selben Magmenprovinz, wie die moldanubische Scholle, aber in ein anderes Gebiet der sedimentären Fazies als diese.

Mit Recht hat Sederholm schon vor langer Zeit die Bildung der Migmatite und die subkrustale Aufschmelzung als ein Problem von erdumspannender Bedeutung bezeichnet.

5. Anzeichen der passiven Bewegung in der Intrusionsscholle

Die ältesten Intrusionen sind in eine gefaltete und größtenteils noch faltbare Schichtfolge eingedrungen. Sie sind wahrscheinlich in Zeiten größerer Verlagerungen, die nicht Zusammenpressungen gewesen sind, den Ausweichungen und Verbiegungen der Schichten gefolgt und haben vielleicht auch an den neuerlichen Umfaltungen aktiv teilgenommen. Im Laufe der wiederholten Intrusionen haben mit zunehmender Kristallisation die Gesteine immer mehr an Beweglichkeit eingebüßt. Aber auch in seiner Eigenschaft als sog. starre Scholle war das Gebiet der Intrusionstektonik andauernd tangentialen Spannungen ausgesetzt und war gezwungen, solchen Spannungen je nach der Tiefe und der Geschwindigkeit der Bewegung durch molekulare Verlagerung, d. i. durch Umkristallisation, durch Kataklyse oder durch Verschiebungen an Bruchlinien nachzugeben. Man trifft in dem Gebiete alle Arten der Umformung in den verschiedensten Abstufungen und Verbindungen. Aber was man bisher beobachtet hat, sind nur vereinzelte örtliche und zufällige Beispiele. Ihre planmäßige weitere Verfolgung und Unterscheidung nach der Zeitfolge bis zu den jüngsten postmesozoischen Brüchen ist eine große und schwierige Aufgabe der zukünftigen Forschung.

Auch katogene Kristallisation und katogene Tektonik kann von Kataklyse begleitet sein. Häufig sind Splitter von Plagioklas in Granuliten und anderen katogenen Orthogneisen, und man findet gestreckt stengelige Biotitgneise, die aus fein ausgewalzten kataklastischen Lagen bestehen.

Dieses beweist ungleiche örtliche, beschleunigte, fließende Umgestaltung während der Kristallisation in magmatischen Tiefen.

Die nächste weit verbreitete Gruppe von Umformungen ist mit der oben ausführlicher besprochenen Deformationsverglimmerung verbunden. Sie hat bereits die älteren Granite z. B. im Isergebirge und anderwärts ergriffen. Im allgemeinen wird sie mit der Zeit, während das Gebirge durch die Abtragung der Oberfläche immer näher rückt, auf immer engere und schärfer umgrenzte Zonen eingeengt und wandelt sich in allen Übergängen von der lepidoblastischen Fazies der Mesozone bis zur phyllo-nitischen und serizitisch-chloritischen Fazies der Epizone, die auch von Mylonitbildung begleitet sein kann.

Was die sog. starre Scholle noch an Umformungen erleiden mußte, wird sichtbar in deren Übertragung auf die sedimentäre Decke: in den Falten und insbesondere in den hochgradigen Zersplitterungen und Verschuppungen an Längs- und Querbrüchen, die den Bau des Barrandien von Mittelböhmen auszeichnen. Sie können nur durch Verzerrung des kristallinischen Untergrundes in den gleichen Richtungen bewirkt worden sein. Schon im azoischen Gebiete, wo keine so deutliche, stratigraphische Gliederung zu Gebote steht, sind diese Störungen schwer zu verfolgen.

Postpermische Zertrümmerung an Brüchen tritt deutlicher hervor, wo Ablagerungen des Rotliegenden an den Versenkungen teilgenommen haben, wie in der Reihe von Einsenkungen von Budweis, Wlaschim, Cheynow und Böhmisches-Brod. Sie folgen vielleicht einer Bruchlinie, deren mit der Boskowitz Furche gleichlaufende Richtung bemerkt worden ist (Petrascheck).

Schließlich sind allgemein verbreitete Kluftsysteme und Teilbarkeiten, welche die verschiedensten Gesteine in gleicher Richtung mit der Zersplitterung an Brüchen durchsetzen, im Laufe der geologischen Geschichte durch Druck und Spannung aus wechselnden Richtungen der gesamten Masse mitgeteilt worden. Daß an diesen jüngeren, fast über den ganzen Kontinent hin ausgebreiteten Systemen auch Zerteilungen und Verschiebungen in bedeutendem Ausmaße stattgefunden haben, wurde oben wiederholt betont.

6. Die Frage der Fernverfrachtung der moldanubischen Scholle

Im Kampfe Afrikas gegen Europa wurden die Alpen geschaffen (Staub 263). Die dem Anpralle ausgesetzten Vorwerke der Horste wurden abgesplittert und emporgeschleift. Die Dinariden, die Vor-

truppen der afrikanischen Hauptmacht, sind hoch auftürmend darüber hinweggeflutet und haben sie fast vollkommen überwältigt. Vor uns liegt ein weit älteres Schlachtfeld mit den unverkennbaren Spuren eines einstigen nicht minder großartigen Kampfes. Wer waren die Kämpfer? Wo stand ihre Hauptmacht und woher wurde der Angriff geleitet?

In der Verteidigungsstellung befanden sich die Trümmer der Caledoniden. Das darf man mit Sicherheit annehmen, wenn sie auch heute versunken, begraben und unsichtbar geworden sind. Auf der Angriffsseite war früher die moldanubische Scholle mit den oberrheinischen Horsten und dem französischen Zentralplateau zu einer gemeinschaftlichen Front verbunden. Haben auch sie einst den Saum eines nach Norden drängenden Kontinentes gebildet? Ist Böhmen ein Stück eines älteren Afrika? Die Loslösung der Schollen von dem Zusammenhange mit einer größeren treibenden Masse würde dieser Vorstellung nicht widersprechen, denn auch die Dinariden haben heute schon den sichtbaren Zusammenhang mit dem afrikanischen Kontinent eingebüßt. Aber es wird anzunehmen sein, daß Afrika in vorpermischer Zeit noch an den antarktischen Kontinent angeschlossen war.

Und es sind noch andere Schwierigkeiten, die es vorläufig verbieten, dem verlockenden Gedanken Raum zu geben. Sie sind in der Verbindung der moldanubischen Scholle auf der schräg gegenüber liegenden östlichen Seite mit dem moravo-silesischen Gebirge enthalten. Hier ist ein Anschluß an eine größere Masse von kontinentalem Umfange nicht möglich. Das moldanubische Gebirge ist, wie oben ausgeführt wurde, von Westen oder Südwesten her über das nach alpinem Plane geformte Kettengebirge hin bewegt worden. Es handelt sich aber hier nicht um eine Verknüpfung des moldanubischen Baues mit dem überwältigten sedimentären Trog, nach alpinem Muster, wie auf der erzgebirgischen Seite. Man findet hier keine Verfaltung und Verschuppung beider Systeme miteinander und keine Verschweißung durch gemeinsame posttektonische Intrusionen. Hier ist noch größeres geschehen und die moldanubisch-moravische Überschiebung geht in gewisser Hinsicht über den Typus der alpinen Überschiebungen hinaus. Keine vermittelnden Deckenglieder sind zwischen die durchaus verschiedenartigen Gebirge eingeschaltet, und obwohl in der Nähe der Grenze eine Annäherung der kristallinen Fazies durch lepidoblastische, muskovitische Verschieferung stattgefunden hat, kann man doch dort, wo sie auf-

geschlossen ist, z. B. an den Felsgehängen des Thayatales bei Frain, die Grenze mit der Hand bezeichnen. Die Bewegung erscheint auch großzügiger als der alpine oder erzgebirgische Deckenbau, da die moldanubische Scholle im Vorschube nicht in einzelne Decken zersplittert, sondern als einheitliche Scholle unzerlegt fortbewegt worden ist und fast in der ganzen Masse ohne neuerliche Verlagerung der Gesteine ihre innere Struktur und die katogen kristalline Fazies bewahrt hat. Nur die unmittelbar auf der Überschiebungsfäche gleitenden Basisteile der Masse sind in großartiger Einheitlichkeit durch Streß zu Gesteinen der Mesozone mit vorherrschendem grobschuppigem Granatglimmerschiefer umgeprägt worden (s. Seite 31).

Da die östlichen Teile des mährischen Gesenkes, das Kristallin und das Devon des Altwatergebirges und auch die devonischen Außenzonen an der Olmützer Ebene und bei Brünn nicht von der Überschiebung überwältigt worden sind, muß man, wie gesagt, annehmen, daß die moldanubische Scholle von Westen oder Südwesten her bewegt worden ist. Es zeigt sich auch, daß Silesisch und Moravisch schon vor der Überschiebung Faltengebirge gewesen sind.

Die sichtbare Überschiebungsbreite beträgt an den moravischen Fenstern etwa 40 km. Das ist gewiß nur ein Bruchteil der gesamten Förderungslänge, und die Großzügigkeit der Bewegung offenbart sich besonders in der Art, wie das Thayafenster in der Richtung gegen Krems und gegen die Donau unter die mächtige einheitliche moldanubische Scholle hinabtaucht, so daß die ganze Granulitmasse des Dunkelsteiner Waldes und die andern kristallinen Vorkommnisse an der Donau südlich von Pöchlarn von ihrer Unterlage abgehoben sind.

Aber noch mehr als durch diese Umstände wird die Größe der Bewegung dargetan durch die Zugehörigkeit des moravo-silesischen Baues zu einer besonderen Magmenprovinz. Kein posttektonischer Granit, kein jüngerer Gang überquert die bedeutungsvolle Grenze. Moldanubisch und Erzgebirge wurde in nahem Ringen miteinander durch magmatische Aufquellungen verschweißt, so wie Dinariden und Alpen. Über das moravo-silesische Gebirge ist aber die moldanubische Scholle von weit her überwältigend hingegangen.

Die moravische Überschiebung ist älter; quer über die Überschiebungsfäche liegt der Kulm bei Bodelsdorf, westlich der Olmützer

Ebene. (S. Seite 214). Im Erzgebirge hat die Deckenbildung bis in nachkolumische Zeit angedauert.

Die Gegensätze der Magmenprovinzen und der zeitlichen Unterschiede verbieten es, auch die moravische Überschiebung als eine Rückfaltung durch Übertreibung oder durch eine Art Aufquellung aus einem Zwischengebirge im Sinne von Kober (127) aufzufassen.

Höchst eigentümlich ist das Verhalten der Intrusionen zu den beiderseitigen Bewegungen. Auf der moravischen Seite waren sie zum Stillstand gelangt, als die moldanubische Scholle von weit her dahin getragen wurde. Auf der erzgebirgischen Seite, nach welcher hin die Bewegung länger angedauert hat, wurden die Intrusionen stets wieder erneuert und haben den Abschluß der Orogenese lange überdauert. Es sieht so aus, wie wenn die wandernde Scholle vor sich her stets neues Magma herauspressen würde, während sie sich selbst durch die erkaltenden älteren Intrusionen immer mehr versteift.

7. Faziesgebiete und Transgressionen

Die Faziesgebiete des rheinisch-sudetischen Paläozoikums umschließen in weitem Bogen die moldanubische Scholle, den Träger des herzynischen Silur und Devon. Dennoch ist es nicht gestattet, die drei tektonischen Einheiten des Erzgebirges, des lugischen und des moravo-silesischen Gebirges nach einem einfachen Schema zu einem die moldanubische Scholle umrahmenden Gebirgsbogen zu vereinigen. Zwar zeigen Erzgebirge und moravisches Gebirge metamorphen Falten- und Deckenbau. Die Anlage des Baues zeigt aber wesentliche Verschiedenheiten; und es sind nicht die gleichen Glieder des Grundgebirges, die das Gerüst der beiden Gebirge bilden. Die Bewegung ist im moravischen Gebirge früher zum Abschluß gelangt. Beide Gebirge sind nicht in der gleichen Weise mit der moldanubischen Scholle verbunden und sie gehören anderen Magma-Provinzen an.

Noch entschiedener widersetzen sich aber der Verbindung der beiden Gebirge zu einem Faltenbogen über dem Kamme der Sudeten hin die Eigenheiten des lugischen Baues selbst. Das hier in sonderbarer Weise eingeschaltete Zwischenstück ist autochthoner oder parautochthoner Bau, ohne eigentlichen tiefgreifenden Deckenbau (mit Ausnahme der fremden Deckschollen, der Eulenscholle und des Spieglitzer Schneegebirges), ohne tiefgreifende tektonitische

Veränderung der sedimentären Schichtfolge, ohne die genaue Anordnung nach parallel streichenden Zonen, wie sie eigentlichen Faltegebirgen zukommt, aber mit einer ganz besonders großen Ausdehnung der granitischen Intrusionen.

Das Ausbleiben der heftigen postkulmischen Faltungen wird auch dadurch angezeigt, das im oberschlesischen Kohlengebiete die transgredierende Schichtreihe mit einer mächtigen Entwicklung der Waldenburger Schichten beginnt.

Nur im Erzgebirge wird neuerdings transgredierendes Unteres Oberkarbon innerhalb des variszischen Bogens angegeben. Pietzsch stellt die bisher zum Oberen Kulm gerechneten Vorkommnisse von Hainichen bei Chemnitz zu den Waldenburger Schichten. Mit blockreichen Transgressionskonglomeraten überlagern sie die Decken des Zwischengebirges. Sie enthalten nur spärliche Kohlenflöze und werden mit einer neuerlichen Transgression von flözführenden Saarbrückener Schichten überlagert.

Im ganzen übrigen variszischen Gebirge, auf der moldanubischen Scholle, ebenso wie in den außerordentlich mächtigen Schichtserien des Saargrabens und im französischen Zentralplateau beginnt die postvariszische Decke erst mit den Saarbrückener Schichten oder mit noch jüngeren karbonischen und permischen Stufen. Überdies ist in Oberschlesien zwischen den mächtigen Ablagerungen des Unterkarbon und den Waldenburger Schichten kaum eine Diskordanz wahrzunehmen (S. Born 32, S. 533). Nur hier greift auch nach Petrascheck noch Zechstein und etwas Buntsandstein über auf das Gebiet der böhmischen Masse (206).

8. Die Verbreitung der permischen Ergüsse

Es ist überdies auch bemerkenswert, daß die so reichlichen permischen Ergüsse von Porphyr oder Melaphyr auf die autochthonen oder parautochthonen Gebiete des Erzgebirges und des lugischen Baues beschränkt bleiben. Sie haben die erzgebirgischen Kuppeln durchbrochen, und da der Erzgebirgsrandbruch nicht die Grenze bildet für den eigentlichen erzgebirgischen Bau, findet man sie noch in der Niederung bei Teplitz. Porphyrgänge sind durch die Höhe der Riesengebirgsgranite aufgestiegen und am Abhange der Sudeten sind sie so weit ausgebreitet, wie der lugische Bau neben der Kreidedecke sichtbar bleibt. Sie vermochten aber nicht die ortsfremden Deckschollen, die Münchberger Masse, das Zwischen-

gehege des Granulitgebirges, des Eulengebirges und des Spieglitzer Schneegebirges zu durchdringen.

In diesem Zusammenhange wird man es auch erklärbar finden, daß auch in den über die moldanubische Scholle hin verstreuten Resten des Rotliegenden die Ergußgesteine vollkommen ausgeblieben sind. Man darf darin einen wichtigen Hinweis erblicken auf die großtektonische Stellung der moldanubischen Scholle zu den parautochthonen Gebieten der rheinisch-sudetischen Fazies.

9. Die Hauptbewegungen der variszischen Grundsollen und die Zergliederung nach der asiatischen Richtung

Was aus der Analyse des tieferen Baues der mitteleuropäischen Horste u. a. gewonnen wird, ist somit die Feststellung von dreierlei großen Bewegungen, von denen die größeren zusammenhängenden Sollen einheitlich ergriffen worden sind.

Die erste, durch ihre größte regionale Ausdehnung am längsten bekannt, ist gegen Norden gerichtet. Es ist der Schub der versteiften kristallinischen Massen der Horste von Böhmen bis zum französischen Zentralplateau gegen den Widerstand der heute nicht mehr sichtbaren kaledonischen Trümmer. Er bewirkte die Auffaltung des eigentlichen variszischen Bogens vom Erzgebirge bis zum Taunus und in der Außenzone von der Lausitz bis in die Ardennen.

Eine zweite Bewegung, deren Zuordnung zur ersten vorläufig nicht klargestellt werden kann, ist die Aufschiebung der moldanubischen Scholle auf das moravische und das silesische Gebirge. In gewissem Sinne ist sie von größerer Bedeutung und hatte vermutlich größere Förderungsweite als der eigentliche variszische Nordschub.

Die Zone der Intrusionstektonik, die mit ihren ausgedehnten Granitmassen als ein Dachstück des Sal aufgefaßt werden kann, ist vom Untergrunde abgesplittert und auf unbekannte Entfernung ostwärts verschoben worden. Ältere und jüngere Umformungen haben zu Verschieferungen in der Tiefe und zu schuppenförmigen Zergliederungen und zuletzt zu steilen Bruchbildungen geführt.

Eine dritte Bewegung hat von Nordosten her die lugische Scholle an das Erzgebirge und an die moldanubische Scholle

herangebracht. Eine Hauptgrenzlinie ist deutlich zu sehen am Überschiebungsrande des Elbtalgebirges auf die erzgebirgischen Gneiskuppeln. Sie ist jünger als die erzgebirgische Faltung aber älter als das Rotliegende, sie war von keiner eigentlichen Faltenbildung begleitet, aber der Zusammenschluß verschiedenartiger Gebirge an dieser Linie deutet auch hier auf nicht geringe horizontale Verfrachtung an einer wenig geneigten Überschiebungsfläche.

Auch die Störung von Buschin folgt derselben Richtung. An ihr wird das silesische Faltengebirge in einer Weise quer abgeschnitten, daß es sich an die moravische Zone nicht anfügen lassen will. Auch hier muß irgend eine Verlagerung von bedeutendem Ausmaße stattgefunden haben.

Der Druck aus der nordöstlichen Richtung hat aber bis in nachkretazische Zeit angedauert und weitere Ablösungen und Verschuppungen gegen SW zur Folge gehabt. Die Zerteilung des ganzen lugischen Gebietes in nach NW gestreckte Horste und deren Verschiebung gegeneinander gehören hierher.

Die Bewegung von NO ist in ihrer Gesamtheit anders aufzufassen, als die beiden anderen, die hier in Betracht kommen. Sie besteht nicht in der Verschiebung oder Wanderung einer ganzen Scholle nach einer ganz bestimmten Richtung. Sie ist vielmehr die Äußerung eines über einen großen Teil der oberen Erdschale hin wirkenden Spannungsdruckes. Über eine Fläche von fast kontinentaler Ausdehnung hin ist die Wirkung in unzähligen Einzelheiten bemerkbar: in der Anordnung vorherrschender Kluftsysteme und in dem flächenhaften oder schwarmweisen Auftreten von mehr oder weniger gleichgerichteten Verwerfungen. An bestimmten Linien aber wurde sie zu flachen Überschiebungen und im sudetischen Gebiete zu einer großzügigen Zersplitterung und Verlagerung der Schollen gesteigert.

Die großzügige Erscheinung verlangt nach einer erklärenden Ursache von angemessenem Umfange.

Von Asien her haben wir, wie Argand neuerdings betont, den Bau von Europa zu erklären. Er erblickt in der Lausitzer Überschiebung eine verkleinerte Wiederholung derselben Erscheinung, die den Tienschan an dem Rande der serindischen Scholle (d. i. des Tarimbeckens) und den Kaukasus an dem Vorsprunge der arabisch-syrischen Masse erzeugt hat (3 S. 258). In demselben Sinne hat E. Sæß die Gesamtheit der Karpinskyschen Linien

vom Kaspischen Meere bis in den Teutoburger Wald, von der Halbinsel Schonen bis zur Aufpressung der Pyrenäen zwischen den Ausläufern des Zentralplateaus und denen der iberischen Meseta als Linien asiatischer Herkunft bezeichnet (265 III. s. S. 32). Die Falten am Donetzbecken werden nach ihrer Entstehung denen des Teutoburger Waldes gleichgestellt.

Nicht starr und nicht plastisch biegsam antwortet die äußere Erdhaut auf den ungeheuren tangentialen Druck der nach Süden drängenden eurasiatischen Masse, sondern durch eine über die ganze Fläche hin ausgedehnte spröde Kleinzersplitterung, die über breiteren Grundfalten zur Ablösung und Überschiebung von Schollen gesteigert wird.

10. Die Sonderstellung des moravo-silesischen Baues

Während diese Linien mit großer Beharrlichkeit unabgelenkt aus ihrer Hauptrichtung die verschiedenen Zonen variszischer Horste einschließlich der Zone der Intrusionstektonik durchsetzen und noch stärker hervortreten in den mesozoischen Senkungsgebieten zwischen den Horsten, vermeiden sie es in die sichtbaren Teile des moravo-silesischen Faltenbaues einzutreten. Der Eulengebirgsrandbruch endigt nahe an dem Austritte der Überschiebungslinie in die Ebene; der Neißegraben wird mit Annäherung an die Grenze gegen Süden abgelenkt, und von der Flexur bei Liebenau über Pottenstein her streichende Brüche werden in der Gegend von Landskron stumpfwinkelig in die Boskowitzter Furche umgebogen, die nun mit südsüdwestlicher Richtung die moravischen Fenster abschneidet und über diese hinaus in die moldanubische Scholle bis an die Donau fortsetzt (s. S. 220).

Vielleicht hat der in der Richtung Nordnordost gestreckte Faltenbau einer Querzertrümmerung mit besserem Erfolge widerstanden. Die vorherrschende Klüftung mit den begleitenden Veruschelungs- und Chloritisierungsflächen verläuft in den silesischen Batholithen, in der Brüner Masse und im Thaya-Batholithen in nordsüdlicher Richtung.

Der Hauptbruch in der Boskowitzter Furche und die nur teilweise am Rande des Elbtalgebirges sichtbare Grenze des lugischen Gebirges mit ihrer mutmaßlichen Fortsetzung an der Störung von Buschin und unter dem Marchtale sind die beiden

Linien, die nicht das Bild von Überschiebungen darbieten; an denen es aber auch nicht gelingen will, die beiderseitigen Gebirgsteile durch Hebung oder Senkung eines Flügels aneinander zu passen, an denen ein Streifen des Gebirges zu fehlen scheint. Der Sprung, an dem sich die weitgehende Verschiebung vollzogen hat, ist älter als die oberkarbonische und permische Ausfüllung der Furche. Doch war zur Zeit des Rotliegenden die Brüner Intrusivmasse noch nicht an die Oberfläche gebracht.

11. Das Tiefenbild der Wandertektonik

Seitdem aus zerstreuten Kenntnissen und Erfahrungen von der Beschaffenheit der äußeren Erdrinde die planmäßig forschende Wissenschaft erstanden ist, wird sie vor allem von dem Bestreben beherrscht, die Lagerung der Gesteine gegeneinander als ein Bewegungsbild zu erfassen. Die Alpen mit ihrer anscheinend übersichtlichen Gliederung im Großen und der Unzahl von verwirrenden Einzelheiten sind bei diesen Versuchen Muster, Prüfstein und Führer gewesen.

Mit zunehmender Erkenntnis steigerte sich in ungeahntem Maße der Umfang der gebirgsbildenden Bewegungen. Zur Zeit von Leopold von Buch und von Humboldt schien es das naheliegendste, und schon ungeheuerlich genug, den Aufstau der Alpen durch einen plötzlichen Durchbruch der kristallinen Zentralachse zu erklären. Nach der Überwindung der Katastrophenlehre durch Lyell brachte das Buch die „Entstehung der Alpen“ 1873 die Loslösung des Alpenbaues von der zentralen Achse und den Vorschub nach Norden bei passiver Mitbewegung der Zentralgneise. Von Glarus ausgehend, zuerst von Marcel Bertrand angeregt, entwickelte sich die Erkenntnis von der überragenden Bedeutung des horizontalen Schubes bei Übereinanderschichtung der Gesteinsdecken, bis Termier mit großem Scharfblick die Tauern als ein Fenster und damit die Gesamtheit der Ostalpen bis Wien als eine ortsfremde Deckenfolge erkannt hat. Den folgenden Jahrzehnten war die glänzende Lösung dieses ungeheuren Knotens bis auf fast alle wünschenswerten Einzelheiten vorbehalten. Den letzten notwendigen Schritt haben Argand und Staub gewagt. Das Bewegungsbild der Alpen wird den von Wegener großzügig entworfenen Vorstellungen angepaßt. Die Kontinente gleiten und die

Alpen sind der aufgeschürfte Untergrund des Meeres, das zwischen dem nordwärts drängenden Afrika und dem widerstehenden Europa zusammengepreßt worden ist. An die Stelle der „tectonique fixiste“ tritt die „tectonique mobiliste“ (Argand); an die Stelle der klassischen „Standtektonik“ die moderne „Wandertektonik“.

Was der tiefere Untergrund der variszischen Horste erkennen läßt, fügt sich ein in diese Vorstellungen. An die Überreste eines tiefabgetragenen Faltengebirges von alpinen Abmessungen, sind mächtige Schollen von granitdurchwobenem erstarrtem Grundgebirge herangeschoben. Sie gehören zur Zone der Intrusionstektonik. Sie sind unbeteiligt an der eigentlichen variszischen Faltung und tragen die Sedimente eines anderen Faziesgebietes, als das der Faltenzone. An ihrem Ostrande gegen das moravische Gebirge ist die moldanubische Scholle von einer großen Überschiebungslinie mit voller Deutlichkeit von dem Untergrunde abgelöst und in einer Basis-Zone in Glimmerschiefer umgewandelt. Außerdem zeigen die muskovitisch-lepidoblastischen Verschiebungszonen, die unterhalb und innerhalb der Katagneise zum Vorschein kommen, daß Umformungen durch Streß bei tiefer fließender Bewegung der ganzen Scholle stattgefunden haben. Diese muskovitische Verschiebung tritt stärker hervor an den nördlichen Rändern der moldanubischen Scholle mit Annäherung an das Erzgebirge, in der Antiklinale von Swratka und besonders in der weiter vorgeschobenen flachen Scholle des Spieglitzer Schneegebirges.

Andauernde Beanspruchung der Zone der Intrusionstektonik nach der Erstarrung, sowohl in vorkulmischer, wie auch in nachkulmischer Zeit, wird durch Zerstückelung und flache Überschiebungen in der ganzen Ausdehnung der Zone bis in das französische Zentralplateau angezeigt.

In noch nicht erklärbarer Weise ist an diesen Faltenbau mit seinem Rücklande die in mehrere Leistenhorste zerstückelte lugische Scholle angefügt.

Aus dem allen wird man Anhaltspunkte gewinnen können über die Beschaffenheit des Tiefenbildes der Wandertektonik. Was man hier sieht, sind flache Schollen, die von dem granitdurchwobenen Dache des salischen Blockes abgelöst und in unbekanntem Ausmaße seitlich verschoben wurden. Alle Faltung, auch die von alpinen Abmessungen, ist nur eine mehr oder weniger oberflächliche Folgeerscheinung der großen Blockverschie-

bungen. Sie wird am gewaltigsten gesteigert an den Rändern der Kontinentalschollen, die den aufgeschürften Grund der Ozeane vor sich herschleifen. Hier in dem Vorbau des Schelfes stehen auch die mächtigsten Anhäufungen von faltbaren Sedimenten zur Verfügung. Wo sie in die Zonen enger Schollenpackung mit aufgenommen und von den Schollen abgestreift und an die Stirnen vorgeschoben worden sind, entsteht das Bild des eigentlichen Faltengebirges. Die treibende Scholle bleibt selbst aber auch nicht frei von Verzerrungen und Zerschuppung in flache Decken und auch ihr Sedimentmantel, in diesem Falle das Barrandien, wird, wenn auch in bescheidenerem Ausmaße, zerschuppt und gefaltet.

Der Erkenntnis des Alpenbaues entstammen die Vorstellungen, von denen die obigen Ausführungen geleitet worden sind. Dort wurden die vereinten Anstrengungen vieler Forscher durch einen der ergreifendsten Triumphe unserer Wissenschaft belohnt. Fast alle Nebel sind weggezogen von dem großartigen Schauspiel der aneinander drängenden und aufbrandenden Kontinente und mit dem herrlichen Ausblick über den langgezogenen, überstürzten, einheitlichen Wogenschwalm von Genua bis Wien verbindet sich das Hochgefühl des erzwungenen Gipfels.

In schlichterem Gewande, in den einförmigeren und ernsteren Formen der Mittelgebirge, in der bescheideneren Vielgestalt von Hügel, Wald und Feld und Städteland, enthüllen sich aber die Zeugnisse eines nicht minder großartigen Geschehens aus einer entlegeneren Vergangenheit der Erde. Sie führen noch tiefer hinab und näher heran an die wirkenden Kräfte und es eröffnet sich ein Schrein mit Schätzen der Erkenntnis von zwar weniger beschaulicher Prägung aber von nicht geringerem Adel und nicht geringerem Gewicht.

Wichtigste benutzte Literatur

1. Ahlburg, J. Über die Verbreitung des Silurs, Hercyns und rhein. Devons und ihre Beziehungen zum geolog. der östl. Rhein. Gebirge. Jahrb. d. preuß. Geol. Landesanstalt, Bd. 90, 1919, S. 1.
2. Ahrens, W. Die Lagerungsverhältnisse am NW-Rande der Münchberger Gneismasse. Zentralbl. f. Min. usw. 1922, S. 440.
3. Argand, E. La tectonique de l'Asie. Compte rendue du Congrès géol. intern. (XIII. Séssion), Bruxelles 1922 (Liège 1924), S. 271.
4. — Des Alpes et de l'Afrique. Bull. de la Soc. Vaudoise des Sc. Nat., Vol. 55, Nr. 214, 1924.
5. Barrois, Ch. Observation sur la Coupe de Camaret. Bull. Soc. Géol. de France, 1909, S. 19.
6. Barvir, H. L. Geolog. u. bergbauliche Notizen über die goldführende Umgebung von Neu-Knin und Štěchovic in Böhmen. Sitzber. d. kgl. Ges. d. Wiss. Prag 1904, S. 9.
7. — Betrachtungen über die Herkunft des Goldes bei Eule u. an einigen anderen Orten Böhmens. Archiv f. naturw. Landesdurchforsch. Böhmens, Bd. 12, 1906.
8. Beck, R. Über einige Eruptivgneise des sächsischen Erzgebirges. Tscherm. Min. Mittlgn., Bd. 20, 1901 u. Bd. 23, 1904, S. 276.
9. Becke, F. Die Gneisformation des niederösterr. Waldviertels. Tscherm. Min. Mitt. Bd. 4, Nr. 1, 1882.
10. — Zur Karte des niederösterr. Waldviertels. Tscherm. Min. Mitt. Bd. 38, 1914, S. 351.
11. — Zur Faziesklassifikation der metamorphen Gesteine. Tscherm. Min. Mitt. 1921, Bd. 35, S. 215.
12. — Über das Grundgebirge im niederösterr. Waldviertel. Compte rend. XI. Congr. géol. Internat. Stockholm 1912, S. 6.
13. — Vorläufiger Bericht über den geologischen Bau und die kristallinen Schiefer des Hohen Gesenkes (Altwatergebirge). Sitzber. d. Kais. Akad. d. Wiss. Wien. Math. nat. Kl. Bd. 51, 1892, S. 294.
14. — Über Mineralbestand und Struktur der kristallinen Schiefer. Denkschr. Akad. d. Wiss. Wien. math. nat. Kl. Bd. 75, 1903.
15. — Typen der Metamorphose. Geol. Fören. Stockholm, Förl. XLII, 1920, S. 183 bis 189.
16. —, A. Himmelbauer, F. Reinhold u. R. Görgey. Das niederösterr. Waldviertel. Tscherm. Min. Mitt. Bd. 32, 1913.
17. Becker, H. Das Zwischengebirge von Wildenfels. Zentralbl. f. Min. usw. 1925, S. 207.
18. Bederke, E. Die Intrusivmasse von Glatz-Reichenstein. Abhandl. preuß. geol. Landesanst. N. F. H. 89, 1922, S. 39.

19. Bederke, E. Das Devon in Schlesien und das Alter der Sudetenfaltung. Fortschritte d. Geol. u. Paläont. H. 7, 1924. Berlin, Borntraeger.
20. Berg, G. Die kristallinen Schiefer des östl. Riesengebirges. Abh. d. Preuß. geol. Landesanst. N. F. H. 68, 1912.
21. — Beiträge zur Geologie v. Niederschlesien mit bes. Berücksichtigung der Erzlagerstätten. Abh. d. preuß. geol. Landesanst. N. F. H. 74, 1913.
22. — Die Gesteine des Isergebirges. Jahrb. d. preuß. geol. Landesanst. f. 1922, Bd. 43, S. 125.
23. — Der Granit des Riesengebirges und seine Ganggesteine. Abh. d. preuß. geol. Landesanst. N. F. H. 94, 1923.
24. Bergeron, J. Étude géologique du massif ancien situé au Sud du Plateau Central 1889, S. 198.
25. — Sur l'existence de nappes de Charriage en Bretagne. Bull. Soc. Géol. de France 1909, S. 13.
26. Bergt, W. Das Gabbromassiv im bayer.-böhm. Grenzgebirge. Sitzber. d. preuß. Akad. d. Wiss. 1915, XVIII, S. 395 und 1906, XXII, S. 432.
27. — Über Gabbro im sächsischen Erzgebirge. Neues Jahrb. f. Min. usw. 1913, Bd. I, S. 56.
28. Beyschlag, F. u. Krusch, P. Die Erzlagerstätten von Frankenstein und Reichenstein in Schlesien. Abh. d. preuß. geol. Landesanst. N. F. H. 73, 1913.
29. Bode. Über die Lagerungsverhältnisse des Iberger Kalkmassivs bei Grund im Oberharz. 4. Jahrb. d. Niedersächs. Geol. Ver. 1911.
30. Bonnet, P. Rapport tectonique des gneis et des terrains houillers dans le Morvan septentrional. Comptes rend. 176, 1923, S. 699.
31. Bořický. Petrolog. Studien an Porphyrgesteinen Böhmens, beendet von I. Klvaňa. Archiv f. d. naturw. Landesdurchforschung in Böhmen. 1882.
32. Born, A. Über jungpaläozoische kontinentale Geosynklinalen Mitteleuropas. Abh. d. Senckenbg. Naturf. Ges. Frankfurt a. M., Bd. 37, 1921, S. 507.
33. — Ein Beitrag zur Gebirgsfaltung des variszischen Bogens. Geol. Rundschau Bd. 12, 1922, S. 292.
34. Boule, M. Géologie des environs d'Aurillac et observations nouvelles sur le Cantal. 1900. Bulletin du service de la Carte Géolog. France. N. 76, S. 10.
35. Brand, H. Die Kupfererzlagerstätten bei Kupferberg in Oberfranken mit bes. Berücksichtigung ihrer Beziehungen zur Münchberger Gneismasse. Geogn. Jhrshfte. München, Jhrg. 34, 1921.
36. S. v. Bubnoff. Zur Tektonik des südl. Schwarzwaldes. Neues Jahrb. f. Min. usw. 1912, Bd. I.
37. — Die herzynischen Brüche im Schwarzwald, ihre Beziehung zur karbonischen Faltung und ihre Posthumität. Neues Jahrb. f. Min. Beilagbd. 45, 1921, S. 11.
38. — Tektonik und Intrusionsmechanismus im kristallinen Odenwald. Abh. preuß. geolog. Landesanst. N. F. H. 89, Berlin 1922.
39. Bukowski, G. Nachträge zu den Erläuterungen des Blattes Mährisch-Neustadt-Schönberg. Verh. d. geol. Reichsanstalt. 1905, S. 639.
40. Cloos, H. Geologie der Schollen in schlesischen Tiefengesteinen. Neue Untersuchungen im Grenzgebiete der Gebirgsbildung. Abh. p. preuß. geol. Landesanst. N. F. H. 81, 1920.
41. — Streckung und Rutschstreifen im Granit von Zobten in Schlesien. Abh. preuß. geol. Landesanst. N. F. H. 89, 1922, S. 103.

42. Cloos, H. Der Gebirgsbau Schlesiens und die Stellung seiner Bodenschätze. Berlin, Borntraeger 1922.
43. — Über Ausbau und Anwendung der granittektonischen Methode. Abh. preuß. geol. Landesanst. N. F. H. 89, 1922, S. 1.
44. — Kurze Beiträge zur Tektonik des Magmas. Geol. Rundschau Bd. 10, 1923, S. 53.
45. — Das Batholithenproblem. Fortschritte d. Geol. u. Paläont. Berlin 1923, H. 1.
46. Cohen, E. Das obere Weilertal und das zunächst angrenzende Gebirge. Abh. z. geol. Spezialkarte v. Elsaß-Lothingen Bd. 3, H. 3, Straßburg 1889.
47. Cousine, Germaine. Sur le prolongement entre Belfort et Thann des accidents tectoniques de la bordure secondaire située au Sud du Massif Vosgien. Comptes rendus de l'Acc. de Sc. Paris, 176, 1923, p. 172.
48. Credner, H. Congrès géol. intern. IX, Wien 1903, S. 116.
49. — Die Genesis des sächsischen Granulitgebirges. Zentralbl. f. Min. usw. 1907, S. 520.
50. Dathe, E. Beiträge zur Kenntnis des Granulits. D. geol. Ges. Bd. 34, 1882, S. 12.
51. — Über die Gneisformation am Ostabfalle des Eulengebirges zwischen Langenbielau und Lampersdorf. Jhrsber. d. preuß. geol. Landesanst. 1886, S. 913.
52. — Erläuterungen zur geol. Karte v. Preußen. Lief. 115, Blatt Langenbielau.
53. W. Deecke. Geologie von Baden. Bd. I, Berlin 1916.
54. — Die Stellung d. oberrheinischen Massive im tektonischen Bau Deutschlands und Mitteleuropas. Zeitschr. d. deutsch. Geol. Ges. 1921. Monatsbericht S. 19.
55. Deubel, F. Der SO-Rand der Münchberger Gneismasse im Gebiete von Schwarzenbach a. S. Zentralbl. f. Min. 1923, S. 397 u. 427.
56. Düll, E. Über die Eklogite des Münchberger Gneisgebietes. Geogn. Jahreshfte, München, Bd. 15, S. 65.
57. Eisele. Das Übergangsgebirge bei Baden-Baden, Ebersteinburg, Gaggenau und Sulzbach und seine Kontaktmetamorphose. Zeitschrift Deutsche Geol. Ges. 59, 1907, S. 131.
58. Erdmannsdörfer, O. H. Die Entstehung der Schwarzwälder Gneise. Geol. Rundschau Bd. IV, 1913, S. 383—388. Literatur-Verzeichn.
59. — Der Eckergneis im Harz. Jhrb. d. preuß. geol. Landesanst. Bd. 30, 1909, S. 324.
60. Eskola, P. The mineral facies of rocks. Norsk. geol. Tidsskrift 1920.
61. Ewald, R. Die geodynamischen Erscheinungen des kristallinen Odenwaldes als Beispiel einer geostatischen Ausgleichschwingung. Sitzber. d. Heidelberger Akad. d. Wiss., Math. nat. Kl. Jahrg. 1924, 9. Abhdlg.
62. Finckh, L. Die Granite des Zobtengebietes und ihre Beziehungen zu den Nebengesteinen. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1912, S. 24.
63. — Die Stellung der Gabbros und Serpentine Niederschlesiens und ihre Beziehungen zu den Gneisen und Graniten. Jhrb. d. preuß. geol. Landesanst. N. F. 1921, Bd. 42, S. 825—833.
64. — Die varistische Gebirgsbildung der Eulengneise und ihre Beziehungen zu dem sudetischen Streichen der Eulengneise. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1923, S. 51.
65. — Erläuterungen zur geol. Karte v. Preußen. Liefg. 210, Blatt Weizenrodau.
66. — Erläuterungen zur geol. Karte v. Preußen. Liefg. 210, Blatt Zobten.
67. Frentzel, A. Das Passauer Granitmassiv. Petrogr. geol. Skizze, Geogn. Jhrft. München, Bd. 24, 1911, S. 105.
68. Gäbert, C. Die Gneise des Erzgebirges und ihre Kontaktwirkungen. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. 59, 1907, S. 308.

69. Gerhart, Hilda. Vorläufige Mitteilung über die Aufnahme des Kartenblattes Drosendorf. *Jhrb. d. geol. Reichsanstalt.* 1911, S. 109.
70. Gerth, H. Gebirgsbau und Fazies im südl. Teile des Rhein. Schiefergebirges. *Geol. Rundschau I*, 1910, S. 82.
71. Götzing, G. Morphogenetische Beobachtungen am Nordfuße des Reichensteiner Gebirges. *Mitt. der geograph. Ges. Wien*, Bd. 58, 1915, S. 271.
72. Graber, H. V. Geomorphologische Studien aus dem oberösterreich. Mühlviertel. *Petermanns geograph. Mitteilungen* 1902, Heft 4.
73. Graeff, F. Über Granit und Gneis im südlichen Schwarzwald. *Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges.* Bd. 44, 1892, S. 553.
74. Gränzer, J. Der Reichenberger Bezirk hinsichtlich seiner senkrechten Bodengestaltung und seiner geologischen Verhältnisse, aus Ressel. *Heimatkunde des Reichenberger Bezirkes.* Reichenberg 1905.
75. Grengg, R. Diallagamphibolit des mittleren Kamptales. *Tscherm. Min. Mitt.* Bd. 29, 1910, S. 1.
76. Grubenmann, U. u. Niggli, P. Die Gesteinsmetamorphose. I. Allgemeiner Teil. *Borntraeger*, Berlin 1924.
77. Guckler, J. Das Reichensteiner und Bielengebirge. *Jhrb. d. Geol. Reichsanst.* 1897, S. 157.
78. Gümbel, C. W. v. Die geognostischen Verhältnisse des ostbayerischen Grenzgebirges. *Bavaria IV*, 1868.
79. Gürich, G. Zur Kenntnis der niederschlesischen Tonschieferformation. *Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges.* Bd. 34, 1882, S. 691.
80. — Bericht über die Ergebnisse der Aufnahmen auf Blatt Striegau. *Jhrb. d. preuß. geol. Landesanst.* 1915, Bd. 36, I. T., S. 595.
81. — Zur Geologie der Striegauer und Jenkauer Berge. *Jhrb. d. preuß. geol. Landesanst.* 1915, Bd. 36, II. T.
82. — Geologischer Führer durch das Riesengebirge. *Borntraeger*, Berlin 1900.
83. Hampel, J. Die kristallinen Schiefer der Süabdachung des Riesengebirges zwischen Freiheit und Schneekoppe. *Naturw. Zeitschr. „Lotos“ Prag*, Bd. 59, 1911, S. 1.
84. Handmann, R. Über ein Vorkommen von Cordierit u. Sillimanit bei Linz. *Verh. d. Geol. Reichsanst.* 1902, S. 217.
85. — Das Vorkommen von Cordierit und Cordieritgesteinen bei Linz. *Linz* 1904.
86. Hassinger, H. Die mährische Pforte und ihre benachbarten Landschaften. *Abh. d. geograph. Ges. Wien XI*, 1914, Nr. 2.
87. Heim, A. *Geologie der Schweiz.* Leipzig, H. Tauchwitz 1922.
88. Herzog, Fr. Tektonische Spezialuntersuchungen im Gebiete des Neißegrabens. *Abh. d. preuß. geol. Landesanst. N. F.* 89, 1922.
89. Hibs, J. Die Insel älteren Gebirges im Elbtale nördlich von Tetschen. *Jhrb. d. geol. Reichsanst.* 1891, S. 235.
90. — Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Bilin. *Státniho Ustav čechosl. Republiky*, Prag 1924.
91. Hinterlechner, K. Beiträge zur Kenntnis der geol. Verhältnisse Ostböhmens. I. Der Gneisgranit und die Dislokation von Pottenstein a. d. Adler. *Jhrb. d. geol. Reichsanst.* 1900, S. 593. — II. Das krist. Gebiet bei Reichenau a. d. Knin. *Dass.*, 1904, S. 595.
92. — Geologische Verhältnisse im Gebiete des Kartenblattes Deutschbrod. *Jhrb. d. geol. Reichsanst.* 1907, S. 115.

93. Hinterlechner, K. Über metamorphe Schiefer a. d. Eisengeb. Verh. d. geol. Reichsanst. 1910, S. 337.
94. — Geologische Mitteilungen über ostböhmisches Graphit und ihre stratigraphische Bedeutung für einen Teil des kristallinen Territoriums der böhmischen Masse. Verh. d. geol. Reichsanst. 1911, S. 366.
95. Hlauschek, H. Geologisch-petrographische Studien im böhmischen Erzgebirge zwischen Komotau und Fürstein. Sborník státního geolog. Ustavu, Prag Sv. IV, 1924, S. 117.
96. Hochstetter, F. Geognostische Studien aus dem Böhmerwald. Jhrb. d. geol. Reichsanst. 1854, S. 1, 1855, S. 757.
97. Holetz, F. Der Hornblendit und die ihn begleitenden Gesteine von Schöllschitz bei Brünn. Zeitschr. d. Ver. Lotos, Prag, Bd. 71, 1923, S. 121.
98. Hoppe, W. Die Marmorlager von Auerbach an der Bergstraße und ihre Grenzgesteine. Notizbl. d. Ver. f. Erdk. der hess. geolog. Landesanst. Darmstadt N. F. H. 6 für 1923, S. 192.
99. — Untersuchungen an kontaktmetamorphen Sedimenten des Odenwaldes. Notizbl. d. Ver. f. Erdk. d. hess. geolog. Landesanst. Darmstadt N. F. H. 6 f. 1923, S. 219.
100. Hundt, R. Gliederung des thüringischen Silurs. Geol. Archiv. Bd. I, S. 311.
101. — Die Graptolithenfauna des Fichtelgebirges. Zentralbl. f. Min. usw. 1924, S. 743.
102. Jahn, J. Basaltuffbreccie mit silurischen Fossilien in Ostböhmen. Verh. geol. Reichsanst. 1896, S. 442.
103. John, C. v. u. Sueß, F. E. Die Gauverwandschaft der Gesteine der Brüner Intrusivmasse. Jhrb. d. geol. Reichsanst. 1908, S. 261.
104. Jokély, J. Geognostische Verhältnisse in einem Teile des mittleren Böhmen. Jhrb. d. geol. Reichsanst. 1855, S. 355.
105. Kalkowsky, F. Die Gneisformation des Eulengebirges. Habilitationsschrift. Leipzig, Engelmann 1878.
106. Katzer, F. Geologische Beschreibung der Umgebung von Rziczán. Jhrb. d. geol. Reichsanst. 1888, S. 355.
107. — Die isolierte Silurinsel zwischen Zwanowitz und Woděrad in Böhmen. Verh. der geol. Reichsanst. 1888, S. 285.
108. — Geologie von Böhmen. Prag 1892.
109. — Beiträge zur Mineralogie Böhmens. Tscherm. Min. Mitt. Bd. 12, 1892, S. 416 u. Bd. 14, 1894, S. 507.
110. — Die Grundgebirgsinsel des Switschinberges in Nordböhmen. Verh. d. geol. Reichsanst. 1904, S. 123.
111. — Nachträge zur Kenntnis des Granitkontakthofes von Rziczán. Verh. d. geol. Reichsanst. 1904, S. 225.
112. Kegel, W. Abriß der Geologie der Lahnmulde. Abh. d. preuß. geol. Landesanst. N. F. H. 86, Berlin 1922.
113. Kettner, R. Über einige Eruptivgesteine im Algonkium des Moldaugebietes. Bull. intern. de l'Académie des Sc. Bohême, XVII, 1912.
114. — Über die Beziehungen der Glimmerschiefer zu den Phylliten und den Gneisen in der Umgebung von Luditz in Westböhmen. Bull. int. Acad. d. Sc. Bohême, Prag 1913.
115. — Über lakkolithenartige Intrusionen d. Porphyre zwischen Mníšek und d. Moldau. Bull. int. Ac. d. Sc. d. Bohême XIX, 1914 (deutsches Resumé).
116. — Ein Beitrag zur Kenntnis der geolog. Verhältnisse der Umgebung v. Königs-saal. Verh. d. geol. Reichsanst. 1914, S. 178.

117. Kettner, R. Über die Eruptionsfolge und die gebirgsbildenden Phasen in einem Teile des südöstl. Flügels d. Barrandiens. *Jhrb. d. geol. Reichsanst.* 1917, S. 238.
118. — Versuch einer stratigraph. Einteilung des böhm. Algonkiums. *Geol. Rundsch.* Bd. 8, 1917, S. 169.
119. — Geologie stariho pohoří želenbrodského v Podkrkonoší. *Sborník státního geol. ústavu I*, 1919—1920 (*Géologie de l'ancienne chaîne de montagnes de Železny Brod dans la Bohême du Nord*).
120. Klemm, G. Das Grundgebirge im Spessart. *Zeitschr. deutsch. geol. Ges. Monatsber.* 1898, S. 581.
121. — Bericht über Untersuchungen an den sog. „Gneisen“ und den metamorphen Gesteinen der Tessiner Alpen. *Sitzber. preuß. Akad. d. Wiss. I—IV*, 1904—1907.
122. — Erläuterungen zur geolog. Spezialkarte des Königreiches Sachsen. Bl. 16. Sektion Riesa-Strehla.
123. — Führer bei geolog. Exkursionen im Odenwalde. Berlin, Borntraeger 1911.
124. — Der Granit von Waldmichelbach im Odenwalde. *Notizbl. d. Ver. f. Erdk. und der hess. geol. Landesanst. Darmstadt. V. Folge*, H. 5 f. d. Jahr 1922, S. 3.
125. — Über die Beziehungen zwischen dem „Böllsteiner“ und dem „Bergsträßer“ Odenwald. *Notizbl. d. Ver. f. Erdk. V. F., H. VI*, S. 28, f. d. Jahr 1923, Darmstadt.
126. — Bemerkungen über die Tektonik des Odenwaldes. *Notizbl. d. Ver. f. Erdk. V. F., H. 7 f. d. Jahr 1924*, S. 8.
127. Kober, L. Der Bau der Erde. Borntraeger, Berlin 1921.
128. — Bau und Entstehung der Alpen. Borntraeger, Berlin 1923.
129. Kodym, O. Tektonická Studie v. údolí prokopském a jeho okolí u. Prahy. *Rozpravy česk. akad.* 1919, Roc. XXII, T. II, c. 6.]
130. — Geologická Mapa Okresu Berounského knihovna stat. geol. Ustavu. *Českosl. Republ. Sv. Prag 1921* (franz. Res.).
131. Koehler, A. Eine Bemerkung über „Pfahlschiefer“ aus dem niederöst. Waldviertel. *Verh. geol. Bundesanst.* 1924, S. 118.
132. — Petrographisch-geolog. Beobachtungen im südwestl. Waldviertel (kurzer Tätigkeitsbericht). *Anzeiger d. Akad. d. Wiss. Wien*, 1924, S. 48.
133. — Das Granulit und Granulitgneisproblem im südwestl. Waldviertel. *Anzeiger d. Akad. d. Wiss. Wien* 1925, S. 28.
134. Kölbl, L. Zur Deutung der moldanubischen Glimmerschieferzone im niederöster. Waldviertel. *Jhrb. d. geol. Bundesanst. Wien* 1922, S. 81.
135. — Bericht über petrogr.-geolog. Studien im westl. Teil des niederösterr. Waldviertels. *Anzeiger d. Akad. d. Wiss. Wien* 1924, S. 51.
136. — Aufnabmsbericht über Blatt Krems. *Verh. d. geol. Bundesanst.* 1925, Nr. 1.
137. Kohler, E. Über den geologischen Aufbau der Münchberger Gneisinsel. *Geogn. Jahreshefte München*, 27. Jhrg. 1914, S. 158.
138. K'ossmat, F. Übersicht der Geologie von Sachsen, herausgeg. v. kgl. Finanzministerium, Leipzig 1916.
139. — Über die Tektonik des Gneisgebietes im westlichen Erzgebirge. *Zentralbl. f. Min. usw.* 1916, S. 135 u. 158.
140. — Beiträge zur Kenntnis der Lausitzer Störung und ihrer Vorgeschichte. *Math. phys. Kl. d. sächs. Akad. d. Wiss. Leipzig*, Bd. 74, 1922, S. 9.
141. — Einleitende Bemerkungen zu den Exkursionen der geolog. Vereinigung im sächsischen Granulitgebiet, Frankenberger Zwischengebirge und Erzgebirge (1922). *Geolog. Rundschau* Bd. 13, 1922, S. 313.

142. Kossmat, F. Erscheinungen und Probleme des Überschiebungsbaues im varistischen Gebirge Sachsens und der Sudeten. Zentralbl. f. Min. 1925, Abt. B, S. 348.
143. Kranz, W. Die Überschiebung bei Straubing. Geogn. Jahresh. München, 25. Jhrg. 1912, S. 229.
144. Krehan, A. Die Umgebung von Buchau bei Karlsbad in Böhmen. Jhrg. d. geol. Reichsanst. Wien Bd. 52, 1912, S. 1—42.
145. Krejčí, J. und K. Feistmantel. Topographisch-geotektonische Übersicht des silurischen Gebietes im mittleren Böhmen. Archiv. f. naturw. Landesdurchforsch. Bd. V. 5, Prag 1885.
146. Kretschmer, F. Die Graphitablagerungen bei Mährisch Altstadt-Goldenstein. Jhr. d. geol. Reichsanst. 1897, S. 21.
147. — Der metamorphe Dioritgabbrogang nebst seinen Peridotiten und Pyroxeniten im Spieglitzer Schnee- und Bielengebirge. Jhrg. d. geol. Reichsanst. 1917, S. 1.
148. Krumbeck, L. Eine Fortsetzung der Regensburger Jnrabildungen in Oberösterreich. Verh. d. geol. Bundesanst. Wien 1923, S. 86.
149. Laube, G. Über das Auftreten von Protogingesteinen im nördl. Böhmen. Verh. d. geol. Reichsanst. 1889, S. 343.
150. Launay, L. de. Note sur les roches primitives de la feuille de Brive. Bull. Société géol. de France, 1, 1889, Nr. 4.
151. — Sur quelques roches écrasées du plateau Central. Compt. rend. de l'Acad. d. Sc. Paris c. 156, 13. Mai 1913.
152. — Études sur le Plateau Central IV. L'allure probable du Terrain houiller entre le Plateau Central et les Vosges. Bull. Serv. Cart. géolog. de France 139, 1919, S. 24.
153. Lehmann, J. Untersuchungen über die Entstehung der altkristallinen Schiefergesteine. Bonn 1884.
154. Lepsius, R. Geologie von Deutschland, I. u. II. Teil, Leipzig 1887—1910.
155. — Geologischer Führer durch das Großherzogtum Hessen. Für die Teilnehmer der 55. Versammlung der deutsch. geol. Ges. zu Darmstadt 1911.
156. Liebus, A. Geologische Studien am Südostrande des Altpaläozoikums in Mittelböhmen. Jhrg. d. geol. Reichsanst. 1913, S. 743.
157. Limbrock, H. Der Granulit von Marbach-Granz a. d. Donau. Jhrg. d. geol. Bundesanst. Bd. 74, 1923, S. 139.
158. — Geolog. petrograph. Beobachtungen im südöstl. Teil d. böhmischen Masse zwischen Marbach u. Sarningstein a. d. Donau. Jhrg. d. geol. Bundesanst. Wien 1925, S. 129.
159. Lopianowski, S. Zur Tektonik des Granitmassivs von Striegau-Zobten (in Tektonik und Magma, herausgeg. v. H. Cloos). Abh. d. preuß. geol. Landesanst. N. F. H. 89, 1922, S. 91.
160. Löwl, F. Die Granitkerne des Kaiserwaldes bei Marienbad. Prag 1888.
161. Martin, Fr. Untersuchung d. Aufschlüsse d. Bahnstrecke Karlsbad-Marienbad sowie d. angrenzenden Gebiete. Jhrg. d. geol. Reichsanst. 1900, S. 419.
162. Matejka, A. O geologických Psoměrech severního povltavi (Géologie du district nord de la Vltava) Sborník Státního geolog. Ustav. českoslov. Republ. Ročn. 1919—1920, I, p. 78.
163. Marchet, A. Der Gabbro-Amphibolitzug von Rehberg im niederöstr. Waldviertel. Sitzber. d. Akad. d. Wiss. Wien. Math. nat. Kl. Bd. 128, 1919, S. 1.
164. — Zur Kenntnis der Amphibolite des niederöstr. Waldviertels. Tscherm. Min. Mitt. Bd. 36, 1924, S. 169.

165. Meigen, W. u. Kummer, R. Beitrag zur Kenntnis der Gneise im Süd-Schwarzwald. *Chemie der Erde*, Bd. I, 1915.
166. Michael, R. Das alte Gebirge in der Grafschaft Glatz. *Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges.* 1920, Monatsber. S. 96.
167. Michel, H. Geol. petrogr. Untersuchungen im Gebiete des Erzgebirgbruches westl. von Bodenbach. *Tscherm. Min. Mitt.* 32 (291—401).
168. Michel-Levy, A. Notes sur la formation gneissique du Morvan. *Bull. Soc. géol. de France* 3. Sér. 7, 1882.
169. — Le Morvan et la Loire. *Bull. de la Carte géol. de la France*, Nr. 105.
170. — Sur l'origine des terrains cristallins primitifs. *Bull. de la Soc. géol. de France* III. Ser., Vol. 16, 1887, S. 102.
171. — Note sur les roches éruptives et cristallines des montagnes du Lyonnais. *Bull. de la Soc. géol. de France* III. Ser. Vol. 16, 1887, S. 216.
172. — Analogies des Terrains primaires du Sud des Vosges et ceux du Morvan. *Bull. de la Soc. géol. de France* IV. Ser. Vol. 10, 1910, S. 816.
173. Milch, L. u. Riegner. Über basische Konkretionen und verwandte Konstitutionsfazies im Granit von Striegau. *N. Jhrb. f. Min. usw. Beilagebd.* XXIX, 1910, S. 360.
174. Mocker, F. Der Granit von Maissau. *Tscherm. Min. Mitt.*, Bd. 30, 1910, S. 334.
175. Mohr, H. Über die Entstehung einer gewissen Gruppe von Graphitlagerstätten. *Berg- u. Hüttenmänn. Jhrb.* Wien-Berlin 1920.
176. — Das Schürfen auf technisch verwertbaren Glimmer in den Ostalpen. *Berg- u. Hüttenmänn. Jhrb.* Wien 1923, Nr. 2.
177. Mouret, G. H. Feuille de Tulle. *Bull. des service de la Carte géol. de la France* Nr. 44, T. VII, 1895—1896, S. 1.
178. — Les régions naturelles du Département de la Corrèze. *Brive Imp. Roche* 1896.
179. — Remarques sur la géologie des terrains anciens du Plateau Central de la France. *Bull. de la Soc. géol. de France*. 3. Ser. T. XXVI, 1898, S. 601.
180. — Aperçu sur la géologie de la partie sud-ouest du Plateau Central. *Bull. du service de la Carte géol. de la France* Nr. 72, T. XI, 1899—1900, S. 1.
181. — Note sur le prolongement probable vers le Sud du Chenal houiller de Mauriac. *Bull. Soc. géol. de France* 4. Ser. T. X, 1910, S. 829.
182. — Sur la limite occidentale du Massif granitique d'Eymoutiers (Haute Vienne). *Bull. Soc. géol. de France* 4. Ser. T. XI, 1911, S. 47.
183. — Revision de la feuille de Limoge au 80 000 e. Feuille du Clermont-Ferrand au 320 000 e. *Bull. de la Carte géol. de France* Nr. 136, T. XXIII (1913), Mai 1914.
184. — Sur l'existence d'une zone de roches écrasées, longue d'environ 200 km, dans la région Ouest du Massif Central français. *Compt. rend. de l'Acad. d. Sc. Paris* t. 164, 1917, S. 822.
185. — Sur le prolongement, au Nord Ouest, de la zone de roches écrasées reconnue entre Asprières (Aveyron) et Fromental (Haute Vienne). *Compt. rend. de l'Acad. d. Sc. Paris* t. 169, 1919, S. 802.
186. — Sur quelques effets du laminage de roches, observés dans la partie occidentale du Massif Central de la France. *Compt. rend. de l'Acad. d. Sc. Paris* t. 169, 1919, S. 980.
187. — Feuilles de Clermont-Ferrand et de Rodez au 1/320 000. *Bull. de la Carte géol. de France* Nr. 140, t. XXIV (1920).
188. — Feuille de Clermont Ferrand au 1/320 000. *Bull. de la Carte géol. de Fr.* Nr. 143, t. XXV (1920—1921), Nr. 146, t. XXVI (1921—1922).

189. Mouret, G. H. Sur la limite orientale du massif granitique de Millevaches. Compt. rend. de l'Acad. d. Sc. Paris t. 174, 1922, S. 397.
190. Naumann, C. E. Lehrbuch der Geognosie. II. S. 184.
191. — Über die Bildung der sächsischen Granulitformation. Jhrb. d. geol. Reichsanst. 1856, S. 766.
192. Niggli, P. Die Chloritoidschiefer und sedimentäre Zone am NO-Rande des Gott-hardmassivs. Beiträge z. geol. Karte d. Schweiz. N. F. Lief. 36, 1912. — S. auch Grubenmann.
193. Noël, E. Note sur la faune des galets du Grès Vosgien. Bull. Soc. des Sc. Nancy, Sér. III, VI, 1905, S. 46.
194. Nowack, E. Studien am Südrande der böhmischen Masse. Verh. d. geol. Staatsanst. Wien. 1921, Nr. 2.
195. — Geol. Untersuchungen im Südflügel d. mittelböhm. Silur. Jhrb. d. geol. Reichsanst. 1914, S. 242—252.
196. — Neue Anschauungen über die Tektonik d. mittelböhm. Altpaläozoikums. Zentralbl. f. Min. usw. 1915, S. 306.
197. Ochotsky, H. u. Sandkühler, B. Zur Frage der Entstehung des Pfahls im bayerischen Wald. Zentralbl. f. Min. usw. 1914, S. 190.
198. Oppenheimer, J. Das Oberdevonmeer von Brünn. Verh. des Naturf. Ver. Brünn, Bd. LIV, 1916, S. 1.
199. Osswald, K. Geologie der Umgebung von Erbdorf und die dortigen Steinkohlenlager. Geogn. Jahresh. München, 34. Jhrg. 1921, S. 113.
200. Pelikan, A. Cordierithornfels auf dem Kontakthof von Rzican. Tscheru. Min. Mitt. XXIV, 1904, S. 177—190.
201. Peters, C. Die kristallinen Schiefer und Massengesteine im nordwestl. Teil von Oberösterreich. Jhrb. d. geol. Reichsanst. Bd. 4, 1853, S. 240.
202. Petrascheck, W. Das Bruchgebiet des böhmischen [Anteils der Mittelsudeten westl. des Neissegrabens. Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1904, S. 210.
203. — Die kristallinen Schiefer im nördlichen Adlergebirge. Jhrb. d. geol. Reichsanst. 1909, S. 427.
204. — Über den Untergrund der Kreide und die präkretazischen Schichtverschiebungen in Nordböhmen. Jhrb. d. geol. Reichsanst. 1910, S. 179.
205. — Eine Fortsetzung der Regensburger Jurabildungen in Oberösterreich. Jhrsber. u. Mitt. d. oberrhein. geol. Ver. N. F. XI, 1922, S. 15.
206. — Das Schatzlar-Schwadovitzer Steinkohlenrevier. Kohlengeologie der österr. Teilstaaten N. IV. Berg- u. Hüttenmänn. Jhrb., Bd. 71.
207. — Das Rossitzer Revier und kleine Steinkohlenvorkommen in Böhmen und Mähren. Kohlengeologie der österreichischen Teilstaaten N. V. Berg- u. Hüttenmänn. Jhrb. Bd. 71, 1923, H. 8.
208. Philipp, H. Vorläufige Mitteilung über Resorptions- und Injektionserscheinungen im südlichen Schwarzwald. Zentralbl. f. Min. 1907, S. 76.
209. Philippsborn, H. v. Über mylonitische Granitgneise in der nördl. Randzone des sächsischen Granulitgebirges. Ber. über d. Verh. der sächs. Ges. d. Wiss. Leipzig, Math.-nat. Kl., Bd. 35, 1923, I, S. 38.
210. Pietzsch, K. Tektonische Probleme in Sachsen. Geol. Rundschau Bd. V, 1914, S. 161.
211. — Über das geologische Alter der dichten Gneise des sächsischen Erzgebirges. Zentralbl. f. Min. usw. 1914, S. 202 u. 225.

212. Pietzsch, K. Das Elbtalschiefergebirge südwestl. von Pirna. Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. Bd. 69, 1917, S. 177—286.
213. — Abgrenzung, geol. Alter und tektonische Stellung d. sächsischen Granulitgebirges. Zentralbl. f. Min. usw. 1922, S. 265—277.
214. — Die geol. Stellung des Gabbro-Gebietes von Siebenlehn. Ber. der Math. phys. Kl. sächs. Akad. d. Wiss. Leipzig, Bd. 74, 1922, S. 25.
215. Preclik, K. Über eine im Gebiete des Thayabatholithen bei Schattau (Mähren) beobachtete Mylonitbildung. Zentralbl. f. Min. usw. 1924, S. 583.
216. — Zur Analyse des moravischen Faltenwurfes im Thayathale. Verh. d. geol. Bundesanst. 1924, S. 180.
217. Rauscher, E. Vorläufige Mitteilungen über geologische Untersuchungen im südwestl. Waldviertelkristallin. Verh. d. geol. Bundesanst. 1924, S. 71.
218. Redlich, K. Die sog. Granulite d. nördl. Böhmerwaldes. Tschem. Min. Mitt. Bd. XIX, S. 208.
219. Reimer, W. Die krist. Schiefer der Umgebung von Reichenstein in Schlesien. Jhrb. d. preuß. geol. Landesanst., Bd. 38, 1917, II. T., S. 380.
220. Reinhold, H. Pegmatit- und Aplitadern aus den Liegendenschiefern des Gföhler Zentralgneises. Tschem. Min. Mitt., Bd. 29, 1910.
221. Reinisch, R. Druckprodukte aus Lausitzer Biotitgranit. Habilitationsschrift, Leipzig 1902.
222. Richer, A. Note sur la constitution géologique du Plateau lyonnais. Bull. soc. géol. de France, III. Ser., Vol. XVI, 1887—1888, S. 268.
223. Richter, Rud. u. E. Eine kambr. Fauna im Niederschles. Schiefergebirge. Zentralbl. f. Min. 1922, S. 265.
224. Rimann, E. Der geologische Bau des Isergebirges und seines Vorlandes. Jhrb. d. preuß. geol. Landesanst. 1910, I, S. 483.
225. Röhler, F. Geol. Untersuchungen der Beziehungen zwischen den Gesteinsspalten, der Tektonik und dem hydrographischen Netz im nördl. Schwarzwald und im südl. Kraichgau. Jahresber. u. Mitt. d. Oberrhein. geol. Ver. N. F. XI, 1922, S. 36.
226. Rosiwal, A. Aus dem kristallinen Gebiete des Oberlaufes der Schwarzwawa. V. Verh. d. geol. Reichsanst. 1895, S. 231.
- 226a. — Petrogr. Notizen über Eruptivgesteine aus d. Tejšovicer Cambrium. Verh. d. geol. Reichsanst. 1894, S. 210 f.
227. — Der Elbedurchbruch durch das Nordwestende des Eisengebirges bei Elbeteinitz. Verh. d. geol. Reichsanst. 1900, S. 151.
228. — Vorlage von Kontaktmineralen aus der Umgebung von Friedeberg in Schlesien. Verh. d. geol. Reichsanst. 1906, S. 141.
230. Rzehak, A. Der Brünner Clymenienkalk. Zeitschr. d. mähr. Landesmuseums Brünn, Bd. X, 1920, S. 149.
231. — Neue Aufschlüsse im Kalksilikathornfels der Brünner Eruptivmasse. Verh. d. geol. Reichsanst. 1910, S. 129.
232. — Fluorit und Baryt im Brünner Granitgebiet. Verh. d. geol. Reichsanst. 1910, S. 130.
233. — Über einige geologisch bemerkenswerte Mineralvorkommnisse Mährens. Verh. d. Naturf. Ver. Brünn, Bd. XVIII, 1910, S. 103.
234. — Zur Kenntnis der Kalksilikathornfelse der Brünner Eruptivmasse. Verh. d. geol. Reichsanst. 1911, S. 51.
235. Salomon, W. Sitzber. d. preuß. Akad. d. Wiss. 1903, I, S. 307.

236. Sander, B. Bemerkungen über tektonische Gesteinsfazies des Grundgebirges. Verh. geol. Reichsanst. Wien. 1914, S. 220.
237. — Über tektonische Gesteinsfazies. Verh. geol. Reichsanst. Wien. 1912, S. 249.
238. — Über Zusammenhänge zwischen Teilbewegung und Gefüge in Gesteinen. Tscherm. Min. Mitt., Bd. 30, 1911.
239. — Zur petrographisch-tektonischen Analyse. Jhrb. d. geol. Bundesanst. Wien, Bd. 74, 1923, S. 183.
240. Sauer, A. Das alte Grundgebirge Deutschlands. Congrès géol. intern., IX. Wien 1903, S. 586.
241. Schalch, F. Erläuterungen z. geol. Spezialkarte d. Königr. Sachsen, Bl. 15, Section Oschatz-Westerwalde 1888.
242. Scharff, B. Petrogr. Studien im granito-dioritischen Eruptivgebiet von Friedeberg in Österr.-Schlesien. Dissertation. Univ. Greifswald 1920.
243. Scheumann, K. H. Das kinematische Moment in dem Prozeß d. Metamorphose d. sächs. Mittelgebirges. Zeitschr. f. Kristallographie, Bd. 56, Heft 4.
244. — Die Gesteins- und mineralfazielle Stellung der Metakieselschiefergruppe der südlichen Randzone des sächsischen Granulitgebirges. Abh. d. math. phys. Kl. d. sächs. Akad. d. Wissenschaften. Bd. 39, Nr. 3, 1924.
245. — Prävariskische Glieder der sächsisch-thüringischen kristallinen Schiefer. I. Die magmatisch-orogenetische Stellung der Frankenberg Gneisgesteine. Abh. d. math. phys. Kl. d. sächs. Akad. d. Wissenschaften. Bd. 39, Nr. 1, 1924.
246. — Studien über die sächsisch-thüringischen Zwischengebirge. I. Nachrichtenblatt f. Geologen usw. Koehlers Antiquarium. Leipzig 1924, S. 65, II u. III, 1925.
247. — Ueber Intrusiv- und Assimilationsverband des Granulits mit Derivaten der Peridotit und Gabbroreihe im sächsischen Granulitgebirge. Zeitschr. f. Kristallographie. Bd. 62, Heft 5.
248. Schindewolf, O. H. Versuch einer Paläogeographie des europäischen Oberdevonmeeres. Zeitschr. d. geol. Ges. A., Abt. 73, 1921, S. 137.
249. Schnaebelé. La structure actuelle de Vosges. Application à l'ensemble des Vosges d'observations faites surtout au Nord de la vallée de Villé. Compt. rend. Acad. de Sc. Paris 176. 1923, S. 523.
250. Schnarrenberger. Tektonik des Elztales. Ber. d. oberrhein. geol. Ver. Vers. Ulm 1908.
251. Schuster, M. u. Reuter, L. Die geol. Verhältnisse des bayer.-böhm. Waldgebirges und der vorgelagerten Schichtenlandschaft im Abriß d. Geologie von Bayern. Abt. III, herausg. von M. Schuster, München 1923.
252. Schwenkel, H. Die Eruptivgneise d. Schwarzwaldes und ihr Verhältnis zum Granit. Tscherm. Miner. petr. Mitt., 1912, S. 1--182.
253. Sederholm, J. J. On migmatites and associated precambrian rocks of South-western Finland, Pt. I. The Pelling region. Bull. Comm. Géol. Finland, No. 58. Helsingfors 1923.
254. Seemann, F. Das mittelböhmisches Obersilur- und Devongebiet südwestl. der Beraun. Beitr. z. Paläont. u. Geologie Österreich-Ungarns. Wien, Bd. XX, 1907, S. 69.
255. Seidlitz, W. v. Leitlinien der variszischen Tektonik im Schwarzwald und Vogesen. Zeitschr. d. geol. Ges. 1914.
256. — Tektonische Beziehungen der Münchberger Gneismasse zum Erzgebirge und nördlichen Böhmerwald. Geol. Rundschau, Bd. 112, S. 270.

257. Sellner, F. Zur Kenntnis der Brünner Eruptivmasse. *Tscherm. Min. Mitt.*, Bd. 35, 1922, S. 141.
258. Slawik, F. Kalkumwandlungen im Granitkontakt bei Kocerad und Neweklan. *Akad.* 1902, XIII, Nr. 12.
259. — Spilitische Ergußgesteine im Präkambrium zwischen Kladno und Klattau. *Archiv f. naturw. Landesdurchforschung. Böhmen*, Bd. IX, 1895.
260. — Zur Kenntnis d. Eruptivmassen d. mittelböhm. Präkambriums. *Rozpravy česk. Akad.* 1902, XI, Nr. 4.
261. Sokol, R. Der böhmische Pfahl von Furth im Walde bis Ronsperg. *Böhm. Kais.-Franz-Josef-Akademie*. Prag, 20. Jhrg., deutsches Resumé.
262. Stark, M. Bericht über d. mineral. petrogr. Exkursion d. naturw. Verein in d. nordwestl. Böhmen. *Mitt. d. nat. Ver. a. d. Univ. Wien*. XI. Jhrg. 1913, S. 26 u. 102.
263. Staub, R. Der Bau der Alpen. Versuch einer Synthese. *Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz*. N. 7, 32. Lief. Bern 1924.
264. Stur, D. Die Umgebung von Tabor. *Jhrb. d. geol. Reichsanst.* 1858, S. 661.
265. Sueß, E. Das Antlitz der Erde. I—III. *Tempsky*. Prag, Leipzig.
266. Sueß, F. E. Der Bau des Gneisgebietes von Namiest und Groß-Bittesch in Mähren. *Jhrb. d. geol. Reichsanst.* 1897, S. 505.
267. — Bericht über eine geologische Reise in dem Westen des französischen Centralplateaus, Umgebung von Tulle (Corrèze). *Verh. d. geol. Reichsanst.* 1899, S. 154.
268. — Der Granulitzug von Borry in Mähren. *Jhrb. d. geol. Reichsanst.* 1900, S. 615.
269. — Kontakt zwischen Granit und Kalk in der Brünner Intrusivmasse. *Verh. d. geol. Reichsanst.* 1900, S. 374.
270. — Bau und Bild der böhmischen Masse. Wien, Leipzig 1903.
271. — Vorläufiger Bericht über die Aufnahmen im südlichen Teile der Brünner Eruptivmasse. *Verh. d. geol. Reichsanst.* 1903, S. 381.
272. — Das Grundgebirge im Kartenblatt St. Pölten. *Jhrb. d. geol. Reichsanst.* 1904 Bd. 54, S. 389.
273. — Aus dem Devon- und Kulmgebiete östlich von Brünn. *Jhrb. geol. Reichsanst.* 1905, S. 31.
274. — Mylonite- und Hornfelsgneise in der Brünner Intrusivmasse. *Verh. d. geol. Reichsanst.* 1906, S. 290.
275. — Die Tektonik des Steinkohlengebirges von Rossitz und der Ostrand des süd-böhmischen Grundgebirges. *Jhrb. d. geol. Reichsanst.* 1907, S. 182.
276. — Die Beziehungen zwischen dem moldanubischen und dem moravischen Grundgebirge in dem Gebiete von Frain und Geras. *Verh. d. geol. Reichsanst.* 1908, S. 395.
277. — Beispiele plastischer und kristalloblastischer Gesteinsumformung. *Mitt. d. geol. Ges.* Wien 1909, S. 250.
278. — Die moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des hohen Gesenkes. *Denkschr. d. Math. Nat. Kl. d. Wissensch. Wien*. Bd. 78, 1912, S. 541.
279. — Vorläufige Mitteilung über die Münchberger Deckscholle. *Anzeiger d. k. Akad. d. Wiss. Wien. Math. Nat. Kl.* Bd. ~~191, 1912~~, S. 265 8150, 1913
280. — Bemerkungen zur neueren Literatur über die moravischen Fenster. *Mitt. d. geol. Ges.* Wien. Bd. 10, 1918, S. 71.
281. — Der innere Bau des variszischen Gebirges (vorläufige Mitt.). *Mitt. d. geol. Ges.* Wien. Bd. 14, 1921, S. 266.

282. Sueß, F. E. Zum Vergleiche zwischen alpinem und variszischem Bau. Geol. Rundschau, Bd. 14, 1923, S. 1.
283. Suter, H. Zur Petrographie des Grundgebirges von Laufenburg und Umgebung (Süd-Schwarzwald). Schweiz. mineralog- u. petrogr. Ges. XI, 1924, S. 89.
284. Tannhäuser, F. Der Neuroder Gabbrozug in der Grafschaft Glatz. Neues Jhrb. f. Min. usw. Beilage Bd. 26, 1908, S. 433.
285. Termier, P. État actuel de nos connaissances sur la tectonique du Plateau Central français. Congrès géolog. Compte rend. Liège. 1923, S. 585.
286. — Étude sur le massif cristallin du Mont-Pilat. Bullet. Société Géol. de France. 1889, S. 3.
287. — Sur l'existence de terrains charriés au-dessous du Houiller de Gironcours (Vosges). Bulletin Soc. Géolog. de France. 1909, S. 75.
288. Terra, H. de. Die Umgebung von Erbendorf. N. Jhrb. f. Min. Beil. Bd. 51, 1925. S. 353.
289. Tertsch, H. Studien am Westrande des Dunkelsteiner Granulitmassives. Tscherm. Min. petr. Mitt., Bd. 34, 1917, S. 210, II. Teil, u. Bd. 35, 1921, S. 178.
290. Thürach, H. Über die Gliederung des Urgebirges im Spessart. Geogn. Jahreshfte München, Jhr. V, 1892, S. 1.
291. Tietze, E. Die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Landskron und Gewitsch. Jhrb. d. geol. Reichsanst. 1901, S. 318.
292. Tietze, O. Die kristallinen Schiefer östl. von Nimptsch. Jhrb. d. preuß. geol. Landesanst., Bd. 36, 1915, S. 559.
293. — Erläuterungen z. geol. Karte von Preußen. Blatt Nimptsch.
294. Till, A. Geologische Exkursionen im Kartenblatte Znaim. Verh. d. geol. Reichsanst. 1906, S. 81.
295. — Über d. Grundgeb. zw. Passau und Engelhartzell. Verh. d. geol. Reichsanst. 1914, S. 186.
296. Traube, H. Untersuchungen an den Syeniten und Hornblendeschiefern zwischen Glatz und Reichenstein in Niederschlesien. N. Jhrb. f. Min., 1890, Bd. 1, S. 195.
297. Wagner, W. Gliederung und Lagerung des Devons im Breuschtales in den Vogesen. Mitt. geol. Landesanst. Elsaß-Lothringen. 1923, Bd. XI, S. 67.
298. Wähner, F. Beurteilung d. Baues d. mittelböhm. Faltungsgebirges. Jhrb. d. geol. Reichsanst. 1916, S. 1.
299. Waldmann, L. Das Südende der Thayakuppel. Jhrb. d. geol. Reichsanst. 1922, S. 183.
300. — Vorläufiger Bericht über die Aufnahme des moravischen Gebietes südl. der Bahnlinie Eggenburg—Siegmunshenberg. Anzeiger d. Akad. d. Wiss. Wien. 1924, Nr. 5.
301. — Bericht über die geol. Aufnahme des moravischen Gebietes zw. Eggenburg—Pernegg—Theras. Anzeiger d. Akad. d. Wiss. Wien, Math. nat. Kl. 1925, N. 1, S. 2.
302. — Zum geologischen Bau des moldanubischen Grundgebirges auf dem Kartenblatte Gmünd nebst einigen Nachträgen. Anzeiger d. Akad. d. Wiss. Wien. 1925, Nr. 5.
303. — Das Waldviertel: Erdgeschichte, Deutsches Vaterland. Zeitschr. f. Heimat u. Volk. Wien. 7. Jhr., 1925, S. 49.
304. Walther, K. Geologie der Umgebung von Bad Steben im Frankenwalde. Geogn. Jahreshfte München, Bd. 20, 1907.
305. Weber, M. Studien an Pfahlschiefern. Geogn. Jhrsh. München, Bd. 23, 1910.
306. Weinschenk, E. Geologisches aus dem bayerischen Walde. Sitzber. bayr. Akad. d. Wiss. phys. Kl. München. 1899, S. 210.

307. Weithofer, K. A. Der Schatzlar-Schwadowitzer Muldenflügel des niederschles.-böhm. Steinkohlenbeckens. *Jhrb. d. geol. Reichsanst.*, 1897, S. 55.
308. Welter, O. A. Über die Deutung des Iberges bei Grund im Harze. *Sitzber. d. Niederrhein. Ges. f. Natur- u. Heilkunde.* Bonn, Juli 1910.
309. Werveke, L. van. Aperçu sur la constitution et l'histoire géologique des Vosges. *Ann. de la Soc. géol. de Belgique* 34. 1906/07, S. 245.
310. Wilckens, O. Das Grundgebirge des Schwarzwaldes. „Der Steinbruch“. 3. Jhr., 1908.
311. — Das kristalline Grundgebirge des Schwarzwaldes. *Niederrhein. geol. Ver. Hauptvers. Münster i. W.* 1908. Anhang z. d. Vers. zu Köln 1909, S. 3—10.
312. — Über die Schwierigkeiten, die sich der Konstruktion von Deckfallen in den Profilen d. Schwarzwälder Gneisgebirges entgegenstellen. *Niederrhein. geol. Ver. Hauptvers. Münster i. W.* 1908. Anhang z. d. Verh. d. Naturh. Ver. d. Rheinl. u. Westf. 1908, Abt. O. S. 13—15.
313. Woldřich, J. Die geol. Verhältnisse d. Gegend zwischen Litten—Hintertfeban und Poučnik bei Budňan. *Sitzber. d. böhm. Ges. d. Wiss.* Prag 1914, S. 36.
314. Wurm, A. Der geol. Aufbau des Fichtelgebirges und Oberpfälzer Waldes und der angrenzenden Gebiete. Im Abriß d. Geologie v. Bayern, herausg. v. M. Schuster. München 1924.
315. — Tektonische und magmatische Analyse des alten Gebirges Norden von Bayern. *Centralbl. f. Min. usw.* 1923, S. 532 u. S. 561.
316. — Über ein Vorkommen von Mittelkambrium (Paradoxidesschichten) im bayer. Frankenwalde bei Wildenstein südl. Presseck. *N. Jhrb. f. Min. usw. Beilage Bd. 52*, 1925, S. 71.
317. — Über ein Vorkommen von Mittelkambrium (Paradoxidesstufe) aus dem Frankenwalde. *Geogn. Jhrsh. München*, 36. Jhr., 1924, S. 67.
318. — Über die geol. Stellung der Münchberger Gneisinsel. *Jhrsber. u. Mitt. d. Oberrhein. geol. Ver.* N. Jhrb. XII, 1923, S. 80.
319. Young, J. Sur la tectonique hercynienne des Vosges. *Comptes rendus de l'Academie des Sc. Paris.* N. 173, 1922, S. 1377.
320. Zapletal, K. Ergebnisse vergleichender Studien über einige Orogene Europas. *Časopis Moravsk. Museo Zemského.* R. 22. Brünn 1925, S. 16.
321. Zartner, W. R. Beitrag zur Kenntnis der Amphibolgesteine und Eklogite im Erzgebirge. *Naturw. Ver. Lotos.* Prag 1922, Bd. 70, S. 191.
322. Zepharowich, R. v. Die Silurformation in der Gegend von Klattau, Přestitz und Rožmítal in Böhmen. *Jhrb. d. geol. Reichsanst.*, 1856, S. 99.
323. Ziegler. Das Münchberger Gneisgebiet vom petrographischen Standpunkte aus. *Dissertation Techn. Hochschule München.* 1904.
324. Zimmermann, E. Die Eigenarten und geologischen Aufnahmeschwierigkeiten des Bober—Katzbach—Gebirges, besonders in seinem paläozoischen Anteil auf den Blättern Lahn usw. *Jhrb. d. geol. Landesanst. Berlin*, Bd. 37, II, 1916, S. 1—29.
325. — Erläuterungen zu Blatt Hirschberg a. J. 1912.
326. — Gänge und Stücke von Porphyr im Katzbach- und Waldenburger Gebirge in Schlesien. *Jhrb. d. preuß. geol. Landesanst.*, 1920, 41, II. Teil, S. 386.

Tektonische Skizze des Grundgebirges der variszischen Horste

Maßstab 1:1500 000



L = Granitoid der Lausitz
 J.H. = Innereuropäische Hauptverwerfung
 B = Störung von Buschin

Unter Karbon
 Oberkarbon u. Rotliegendes
 Permische Ergussgesteine
 Nachpermische Ablagerungen
 Hauptüberschiebungen
 Bruchlinien

- [Cross-hatch pattern] Variszische Batholithe
 - [Diagonal lines /] Alta-Gneise und -Schiefer
 - [Diagonal lines \] Lepidoblastische (Muscovit-führende) Gneise und Schiefer
 - [Horizontal lines] Stimmerschieferzone
 - [Vertical lines] Stimmerschieferzone im moravischen Dache
 - [Wavy lines] Präkambrium der moldanubischen Scholle (Barrandien)
 - [Dotted pattern] Altpaläozoikum (böhm. Masse)
 - [Stippled pattern] Gneise und and. krist. Schiefer
 - [Diagonal lines /] Granulitgebirge
 - [Diagonal lines \] Kambrium und paläozoische Schiefer
 - [Horizontal lines] Krist. Schiefer (des Stimmerschiefer und Zweigtimmergebirge)
 - [Vertical lines] Flasergranite im Isergebirge
 - [Diagonal lines /] Gneise u. and. krist. Schiefer im Adler- u. Spingitzer Schneegebirge
 - [Diagonal lines \] Altpaläozoikum und Phylite unbekanntes Alter
 - [Stippled pattern] Hochschollen auf dem erzgebirgischen und auf dem lugsischen Bau
 - [Cross-hatch pattern] Batholithe
 - [Diagonal lines /] Orthogneise (z.B. Bittlescher Gneis)
 - [Diagonal lines \] Paragneise und Schiefer
- Zone der Intrusionstektonik
- Erzgebirgischer Bau
- Lugsischer Bau
- Moravo-silesischer Bau

Photo lith. v. Bogdan Gisevius, Berlin

Die Moravischen Fenster

nach

Franz Ed. Suess









mit Berücksichtigung der neueren Aufnahmen von F. Becke,
A. Himmelbauer, A. Köhler, L. Kölbl, K. Preclik, R. Reinhold,
F. E. Suess, H. Tertsch, E. Tietze und L. Waldmann

dargestellt




von **Dr. Leo Waldmann**

(Maßstab 1 : 300 000)


Moldanubisch

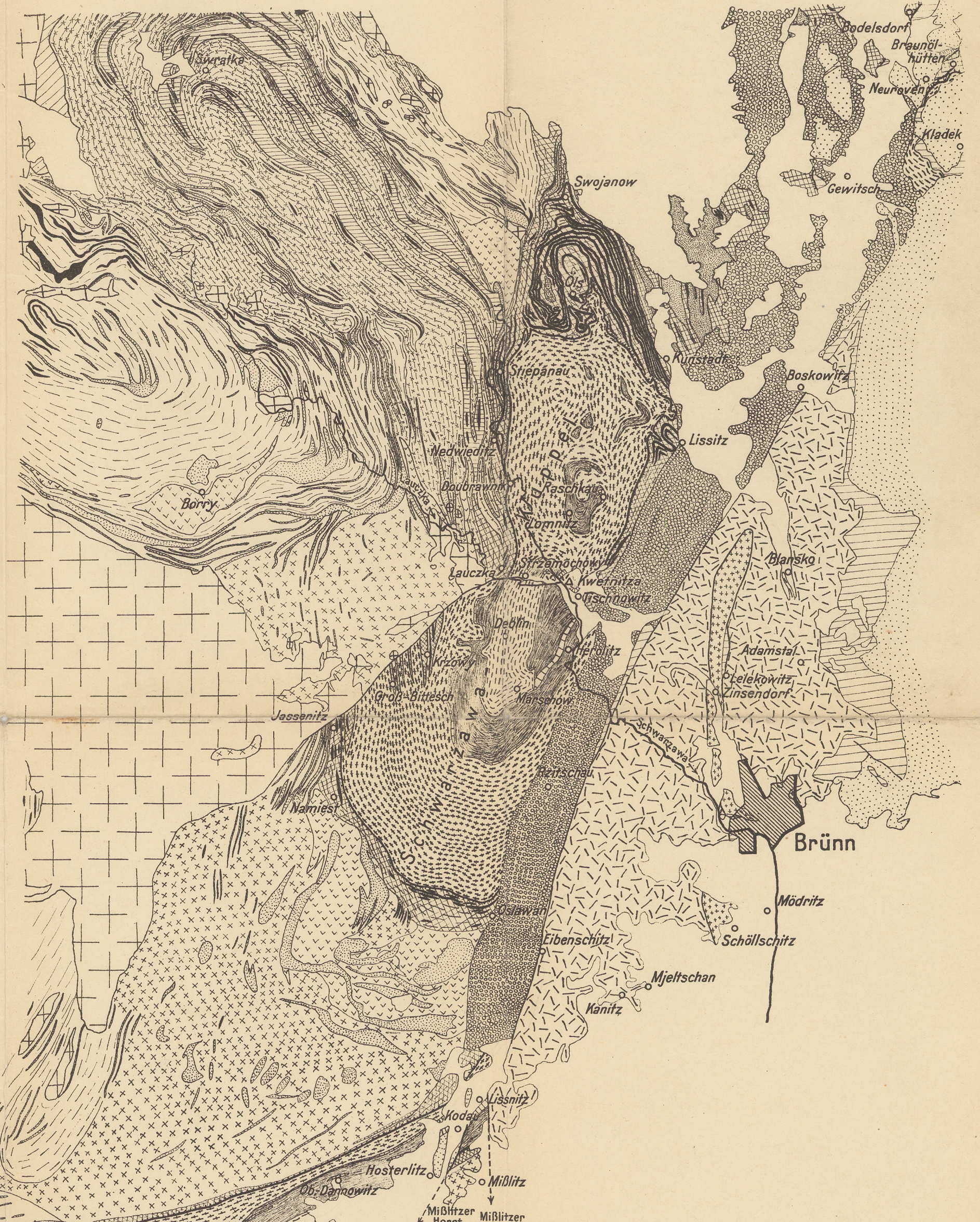
-  weitzer (Föhler-) Gneis
-  Granulit
-  Amphibolite und Serpentine
-  Marmor und Augitgneis
-  Schiefer- und Cordieritgneis
-  Granit
-  Gneis i. A.
-  Glimmerschieferzone

Antiklinale von Swatka




-  Granitgneis
-  Zweiglimmergneis
-  Glimmerschiefer

Eisengebirge

-  Paläozoikum (böhm. Fazies)



Moravisch:

-  Bittlescher Gneis
-  Moravischer Kalk
-  Moravische Peraschiefer
-  Flasergranite
-  Moravische Batholithe
-  Uralitdiabas, Hornblendit
-  Kulm
-  Ob. Karbon und Perm
-  Kreide und Tertiär
-  Moldanubische Überschiebung
-  Störungen