

# DIE MORAVISCHEN FENSTER

UND

## IHRE BEZIEHUNG ZUM GRUNDGEBIRGE DES HOHEN GESENKES

VON

FRANZ E. SUESS

K. M. AK. WISS.

*Mit 3 Textfiguren und 3 Tafeln*

---

VORGELEGT IN DER SITZUNG AM 4. JULI 1912

---

### I. Grundlagen und Hauptergebnisse.

Meine Aufnahmestätigkeit im Dienste der k. k. Geologischen Reichsanstalt vom Jahre 1893 bis 1908 war zum großen Teile dem mährisch-niederösterreichischen Grundgebirge gewidmet. Das wichtigste Ergebnis der Studien in den neu aufgenommenen und in benachbarten Gebieten war die Unterscheidung zweier nach Bau und Zusammensetzung gänzlich verschiedener Gebiete kristallinischer Schiefergesteine; das ausgedehnte moldanubische Gebiet im Westen, welches sich gegen Süden bis über das Donautal bei St. Pölten und gegen Westen quer über das böhmisch-mährische Hochland bis an die Randbrüche der böhmischen Masse in Bayern erstreckt, und die moravische Zone, welche an dem Ostrande der Masse zutage tritt und durch einen Vorsprung der moldanubischen Gesteine zwischen Oslawan und Mährisch-Kromau in eine nördliche und eine südliche Abteilung geteilt wird.<sup>1</sup> Erstere soll hier als die Schwarzawa-kuppel, letztere als die Thayakuppel bezeichnet werden.

Die Angaben der älteren Autoren, Czjžek, Lipold, Foetterle, Wolf, sowie die späteren Aufnahmen von Paul und Tausch, ferner die Berichte Rosiwal's über das Gebiet von Oels und Swojanow, vor allem aber Becke's<sup>2</sup> petrographische Beschreibungen der Gesteine des niederösterreichischen Waldviertels, haben mir, unterstützt durch meine eigenen Beobachtungen auf späteren Exkursionen, die Möglichkeit gegeben, den eigentümlichen Verlauf der Grenze in den Hauptzügen festzustellen und den Nach-

---

<sup>1</sup> Der Bau des Gneisgebietes von Namiest und Groß-Bittesch in Mähren. Jahrb. Geol. Reichsanst. 1897, p. 505. Bau und Bild der böhmischen Masse. Wien, Tempsky, 1903, p. 29 und 62.

<sup>2</sup> Czjžek, Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Krems und Manhartsberg, Beil.-Bd. z. Bd. VII d. Stzgber. d. math. nat. Kl. d. kais. Akad. d. Wissensch. Wien, 1853. — M. V. Lipold, Die kristallinen Schiefer und Massengesteine in Nieder- und Oberösterreich nördlich der Donau, Jahrb. d. Geol. Reichsanst., Bd. III, 1852, p. 35. — Graphitlager nächst Swojanow in Böhmen, Jahrb. d. Geol. Reichsanst., Bd. XIII, 1863, p. 261. — F. Foetterle, Bericht über geologische Aufnahmen im Jahre 1854.

weis zu führen, daß hier zwei vollkommen verschiedene Gebirgskörper ohne Übergang und ohne Wechsellagerung aneinanderstoßen, ohne daß die bedeutsame Grenze irgendwie in der Oberflächen-gestaltung zum Ausdruck käme, und ferner, daß man in der ganzen Ausdehnung des Gebietes eine verkehrte Lagerung insofern beobachten kann, als Gneise der tieferen Umwandlungsstufe von Glimmerschiefern und diese von Gneis und Schiefen der oberen Umwandlungsstufen unterteuft werden. Es wurde auch bereits erkannt, daß ein ähnlicher Gegensatz der Gesteine auch in den kristallinen Gebieten der Sudeten hervortritt; auch dort wird die weniger metamorphe Schieferserie von der höher metamorphen überlagert.

Ich konnte aber damals noch nicht wagen, den eigenartigen Verband- und Lagerungsverhältnissen eine bestimmte Deutung zu geben.

Nach meinem Scheiden aus dem Dienste der k. k. Geologischen Reichsanstalt widmete ich zwei Sommer fernerer Exkursionen in den moravischen Gebieten und in den kristallinen Gebieten der mährisch-schlesischen Sudeten. Die älteren Aufnahmen geben ja nur recht unvollkommene Anhaltspunkte für die hier in Betracht kommenden Fragen. Aus manchen Teilen der Sudeten und des Waldviertels liegen seit mehr als einem halben Jahrhundert keine neuen Aufnahmen vor.

Die Untersuchungen Becke's im niederösterreichischen Waldviertel beziehen sich fast ausschließlich auf moldanubische Gesteine und geben eine vorzügliche Charakteristik fast aller Typen dieser alten Schiefer. Derselbe Autor beschrieb den Bau des Hohen Gesenkes.<sup>2</sup> Sonst kennt man aus dem kristallinen Gebiete der Sudeten nur die Aufnahmsberichte Camerlander's. Die neueren Aufnahmen Rosiwal's liegen noch nicht vor. Dagegen sind in neuerer kartographischer Darstellung bereits erschienen die Gebiete um Mährisch-Schönberg, Schildberg, Müglitz und Olmütz durch Bukowski und Tietze und jenseits der Boskowitz Furche das Gebiet von Stiepanau und Tischowitz durch Tausch. Die Kartenblätter Groß-Meseritsch, Trebitsch — Kromau und Brünn, ferner auch die Osthälfte des Blattes Drosendorf habe ich selbst aufgenommen. Das letztgenannte Gebiet schließt im Osten an die Aufnahmen von Paul im Kartenblatte Znaim und nähert sich im Süden bereits dem Gebiete der alten Karte des Manhartsberges und des Waldviertels von Čžžek, welche eine gute, allgemeine Übersicht gibt über die Verbreitung und den Verlauf der Gesteinszüge.

Wenn auch somit aus großen Teilen des Gebietes jüngere kartographische Darstellungen zur Verfügung standen, so fehlten doch im einzelnen die maßgebenden Gesichtspunkte für eine Zusammenfassung. In den meisten Fällen wird eine strengere petrographische Charakteristik der kristallinen Gesteine vermißt und das Interesse an den Fragen der Geologie des Grundgebirges ist bei den Aufnahmen der mannig-fach zusammengesetzten Kartenblätter verhältnismäßig zurückgestellt worden.

Das Ergebnis einer allgemeinen Revision der ausgedehnten Gebiete sind die Kartenskizzen Tafel I, II und III. Man wird es begreiflich finden, daß manche Einzelheiten vorläufig schematisiert und unsicher bleiben mußten und daß manche Grenzlinie, die mit Anlehnung an die älteren Aufnahmen eingetragen wurde, durch eine neuerliche Prüfung verändert werden mag. Doch glaube ich, daß die Hauptzüge des Baues festgelegt und durch detaillierte Aufnahmen aller Teile keine durchgreifenden Veränderungen in der ganzen Auffassung zu erwarten sind.

Seit meiner ersten Feststellung der verkehrten Gesteinsfolge im mährisch-niederösterreichischen Grundgebirge (1897) hat sich die entscheidende Wendung in der Auffassung des Baues der Kettengebirge

---

Allgemeiner Bericht über die im Jahre 1855 ausgeführte geologische Aufnahme der Gegend nordwestlich von Brünn. Fünfter Jahresbericht über die Wirksamkeit des Werner-Vereines. Brünn, 1856, p. 43 u. S. 65. — C. M. Paul, Erläuterungen z. geol. Karte etc. Blatt Znaim. (Z. 10, Col. XIV.) 1898. — L. v. Tausch, Über die kristallinen Schiefer und Massengesteine etc. nördlich von Brünn, Jahrb. d. Geolog. Reichsanstalt, 1896, p. 295. — A. Rosiwal, Schlußergebnisse der Aufnahme des kristallinen Gebietes m. Kartenblatte Brüsaue und Gewitsch. Verh. d. Geolog. Reichsanst., 1896, p. 176 und frühere Aufnahmsberichte ebenda. — F. Becke, Die Gneisformation des niederösterreichischen Waldviertels, Tschermak's Mineralog. petrograph. Mttlg., Bd. IV, N. F. Wien, 1852, p. 189 bis 264 und 285 bis 408.

<sup>2</sup> Die Arbeiten der hier genannten Autoren sind im neunten Abschnitte dieser Abhandlung ausführlich zitiert.

vollzogen und zahlreiche Forscher sind seit Jahren damit beschäftigt, die Lehre vom Deckenbau der Alpen durch neue Tatsachen und vergleichende Studien immer vollkommener auszubauen und fester zu begründen.

Die Erfahrungen in den Alpen und in anderen großen Überschiebungsgebieten unterstützen die folgende Feststellung, zu welcher die Erkenntnis der Lagerungsverhältnisse im mährisch-niederösterreichischen Grundgebirge geführt hat:

Moldanubisch und moravisch sind zwei vollkommen verschiedene, voneinander unabhängige, durch verschiedene Geschehnisse entstandene Gebirgsmassen; erstere ist über diese an einer ausgedehnten Überschiebungsfläche hinwegbewegt worden; der gewundene Verlauf der Grenzlinie ist durch die Erosion bedingt. Die moravischen Gesteine erscheinen als Aufwölbungen unter den moldanubischen: als unvollkommen umrahmte Fenster; dadurch entstanden, daß die moldanubische Scholle über Hindernisse, und zwar über Gneis- und Schiefermäntel im Dache der Batholithen hinweggleiten mußte, vergleichbar den Tauernfenstern in den Zentralalpen (Fenster am Joch). Die Glimmerschieferzone, welche fast allenthalben, in wechselnder Breite und mit konkordantem Streichen, die Grenze der moravischen Aufwölbungen umrahmt, stellt keinen stratigraphischen Horizont dar. Sie gehört zur moldanubischen Scholle und ist durch Umkrystallisation in einer Gleitzone aus moldanubischen Gneisen entstanden. Jenseits einer Zone jüngerer Störungen und Transpression zwischen Mährisch-Trübau und Hohenstadt kommt in den Sudeten die Überschiebung der moldanubischen Tiefenscholle über ein Gebirge von alpinem Bau wieder in voller Klarheit zum Vorschein und läßt sich bis an den Rand der schlesischen Ebene bei Friedeberg verfolgen. Ihre nachweisbare Länge beträgt etwa 250 km. Diese Bewegungen haben sich in tieferen Teilen der Erdkrinde vollzogen als die Ausbildung der alpinen Deckschollen. Die Vorstellungen von den gebirgsbildenden Vorgängen können deshalb hier manche bemerkenswerte Ergänzung erfahren und es scheint, daß hier im Gegensatz zu den Alpen das bewegte und vorgeschobene Rückland (vielleicht die eigentliche Schubscholle) sichtbar wird.

Die Darlegung der geologischen Verhältnisse des Grundgebirges im allgemeinen, nebst einer kurzen Charakteristik der moravischen Gesteine, der Nachweis der großen Überschiebung, die Beziehung zu den kristallinen Gebieten der Sudeten, einzelne Ergebnisse zur Deutung der Metamorphose in den beiden Hauptgebieten, die Frage nach dem Alter der Bewegung und Vergleiche mit dem alpinen Gebirgsbau sind der Gegenstand dieses Aufsatzes.

Manche Wiederholungen aus meinen früheren Darstellungen werden zur Wahrung des übersichtlichen Zusammenhanges notwendig sein. Sie sollen jedoch nach Tunlichkeit eingeschränkt werden.

Vieles erscheint mir nun in anderem Lichte als früher und viele Ergänzungen und Richtigstellungen haben hier Platz gefunden. Vor allem gelten mir die Glimmerschieferzone und die Zone der äußeren Phyllite nicht mehr als stratigraphische Horizonte und an Stelle der früheren Annahme, daß die Hauptlinien des Gebirgsbaues vorkambrisch seien, wird hier das postdevonische Alter der Gebirgsbewegung dargetan.

In der weiteren Darstellung werden die Einzelbeobachtungen, je nach den Beziehungen zu den allgemeinen Fragen, eine ungleiche Verwertung finden. Die moldanubische Scholle soll als größere Einheit nur im allgemeinen gekennzeichnet werden. Die zonenförmig verschiedene Metamorphose in den moravischen Aufwölbungen und in deren Dache, die in innigem Zusammenhange steht mit der gesamten Tektonik, verlangt häufiger ein genaueres Eingehen auf die Einzelheiten der Gesteinsbeschaffenheit.

Es gilt ja hier einen Gebirgsbau fast ohne stratigraphische Anhaltspunkte, allein nach petrographischen Merkmalen, zu enträtseln. Es zeigt sich, daß insbesondere die Art und der Grad der Metamorphose maßgebend ist für weitere Schlußfolgerungen.

## II. Allgemeine Umriss.

Im Steinkohlengebiete von Ostrau—Karwin liegt der Außensaum der variszischen Faltungszone tief unter der Ebene verborgen, ebenso wie an der Ruhr und im französisch-belgischen Kohlengebiete. Erst der flötzleere Unterkarbon hebt sich im Westen hügelig empor über die lößbedeckte, tertiäre Überlagerung. Diese Gesteine streichen vorwiegend NS; ja am äußersten Rande, insbesondere bei Weißkirchen, biegen sie um in die südwestliche Richtung, parallel dem Streichen des angrenzenden Karpathenrandes.<sup>1</sup> Im Westen folgen zunächst als einzelne Inseln im Kulm, dann als zusammenhängende Zone devonische Gesteine und noch weiter gegen innen das kristallinische Gebirge der Sudeten.

Der äußere Gebirgsrand aber, der den Zusammenhang des variszischen Bogens gegen NW herstellen sollte, ist jenseits Beuthen verschwunden. Bei Strehlen und im Zobten südwestlich von Breslau treten kristallinische Gesteine weit hinaus in die Ebene. Erst am Nordrande der Granitmasse des Riesengebirges und der Lausitz werden wieder paläozoische Gesteine sichtbar. Vermutlich können sie aber ebenso wenig zum eigentlichen Außensaume des Faltungsbogens gerechnet werden wie die Vorkommnisse von Glatz und von Waldenburg zu beiden Seiten des Eulengebirges.

Im Innern der böhmischen Masse sieht man die bogenförmige Anordnung sich wiederholen, wenn man sich die Verbindung im Gedanken ergänzt zwischen den altpaläozoischen Gesteinen, welche bei Prag und Brandeis gegen NO streichend verschwinden und im Eisengebirge mit NW-Streichen wieder auf-tauchen.

Die orographische Gestaltung des Gebirgslandes, welches die Elberniederung im Nordosten umrandet, wird aber nicht durch einen bogenförmigen Verlauf des Schichtstreichens, sondern durch die Anordnung der NW streichenden Brüche bedingt. Am schärfsten zeichnet sich der fast geradlinige Bruch ab, welchen das Eulengebirge und die anschließenden Höhen zwischen Jauer und Ziegenhals abgrenzt gegen die Ebene. Es folgen gegen innen die Brüche bei Glatz, welche einerseits mehr gegen Süd umschwenkend übergehen in die Randbrüche des tiefen Grabens der Neissesenke, andererseits hinüberführen zur Tafel der Heuscheuer und dem teilweise überschobenen gewaltigen Bruch von Hronow—Schwadowitz.

Eine noch größere bogenförmige Anlage von Brüchen wird hervorgerufen durch die Lausitzer Verwerfung mit ihrer Fortsetzung in der Flexur bei Liebenau, den Abbruch des Zwiczinberges und die kleineren Brüche in der Kreide bei Hohenstadt,<sup>2</sup> welche in einem Bündel paralleler Störungen bei Landskron und Zwittau immer mehr gegen Süden umbiegen und zuletzt in einer schmalen Zone von Brüchen den langgestreckten Graben der Boskowitz Furche bilden. Dieser war schon im Oberkarbon vorgebildet durch eine tiefgehende Störung, welche in südsüdwestlicher Richtung die paläozoischen Falten mit der Brüner Intrusivmasse abschnitt gegen das hochmetamorphe Grundgebirge im Westen. Weiter im Norden sieht man, daß auch postcretacische Bewegungen an denselben Linien vor sich gegangen sind.<sup>3</sup>

Noch ältere Brüche zertrümmern die Brüner Intrusivmasse in nordsüdlicher Richtung. An solchen Brüchen sind devonische Quarzkonglomerate und Kalke zugleich mit einem Streifen von Uralitdiabas in einem von Brünn nordwärts streichenden Graben zwischen den Graniten abgesunken.<sup>4</sup> Mit parallelem

<sup>1</sup> W. Petraschek, Vhdlg. d. Geolog. Reichsanst., 1908, p. 155.

<sup>2</sup> W. Petraschek, Das Bruchgebiet des böhmischen Anteils der Mittelsudeten westlich des Neissegrabens, Monatsber. d. Deutsch. geol. Ges., 1904, N. 11, p. 210.

<sup>3</sup> E. Tietze, Die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Landskron und Gewitsch., Jahrb. d. Geolog. Reichsanst., 1901, p. 317 bis 719.

<sup>4</sup> F. E. Suess, Vorläufiger Bericht über die geologische Aufnahme im südlichen Teile der Brüner Intrusivmasse, Vhdlg. d. Geolog. Reichsanst., 1903, p. 381.



Verlaufe trennt südlich von Mährisch-Kromau der Misslitzer Bruch ein keilförmiges Stück ab zwischen den südlichsten Ausläufern der Brünner Intrusivmasse und den Devonkalken und Kulmgrauwacken,<sup>1</sup> welche in der Fortsetzung der Boskowitzter Furche als deren Unterlage und als die südlichsten Ausläufer der paläozoischen Faltungszone der Sudeten jenseits der Boskowitzter Furche noch einmal zum Vorschein kommen (siehe Karte I und II).

Nordsüdlich verläuft auch der Graben von Tasswitz bei Znaim, in dem abermals, wie am Roten und Gelben Berge bei Brünn, Unterdevon-Quarzkonglomerate abgesunken sind. Alle diese Brüche verschwinden mit nordsüdlichem Streichen unter der tertiären Überdeckung. Der Verlauf der südöstlichen Grenze des Massivs hat mit den tektonischen Linien nichts zu tun; er wird allein bedingt durch die unregelmäßige Abrasionsgrenze der jüngeren Ausfüllungen des außeralpinen Beckens.

Nur zufällig verläuft der Kamm des Adlergebirges parallel mit dem Schichtstreichen. Brüche bestimmen hier den Umriß; ebenso wie in den in gleicher Richtung gestreckten Horsten des benachbarten Nesselgrundes und des Habelschwerdter Gebirges. Sie durchschneiden den Granitstock von Lewin parallel mit den kleineren Brüchen, welche die kleineren granitischen Horste im Kreidegebiete bis bei Pottenstein und Senftenberg hervortreten lassen.

Die orographische Gliederung der Gebirge durch die postcretacischen Brüche, welche im Norden den bogenförmigen Verlauf der Gebirgszüge bedingt, wird undeutlicher gegen Süden. Eine ehemalige Kreidecke wurde hier zerstört. Das zeigen die einzeln verstreuten großen Quarzitblöcke auf dem Grundgebirge bei Trebitsch und bei Oslavan und in den Kulmgebieten des Plateaus von Drahan östlich von Brünn. Es scheint, daß die weitübergreifende miocäne Überflutung eine ältere durch Absenkungen und Gesteinsgegensätze bedingte orographische Gliederung verwischt hat.

Die Richtung einiger Täler im Hohen Gesenke scheint durch das Schichtstreichen gegeben. Die Furche der oberen March zwischen Eisenberg und ihre Fortsetzung in das Mittelbordwasser und über das Tal von Lindewiese begleitet im Streichen einen auffallenden Kalk- und Schieferzug. Das Tesstal von Mährisch-Schönberg bis zum Rotenbergpasse und das Rotenbergwasser folgen beiläufig dem Streichen der Gneise und ihrer schiefriigen Einlagerungen.

Im übrigen sieht man keine Beziehungen des Streichens der älteren Gebirgsglieder zur Anordnung der Tiefenlinien und Gebirgszüge. Neben der groben Gliederung des Gebirges durch jüngere Brüche verschwinden im Relief vollkommen die hier in Betracht kommenden Linien.

Die Kartenskizze Taf. I zeigt, wie sich in sonderbar gewundenen Linien die moravischen Kuppeln abgrenzen von der viel ausgedehnteren moldanubischen Region im Westen; die Grenze ist in keiner Weise in der Oberflächengestaltung bemerkbar; bald bleibt sie unter flachem Ackerlande verborgen, bald quert sie die Mäander der engen Täler, bald streicht sie frei aus gegen den Ostrand des Grundgebirges und wird von den jüngeren Störungen der Boskowitzter Furche willkürlich durchschnitten. Nirgends bieten sich dem Auge größere felsige Entblößungen, die den Verband der Gesteine unmittelbar erkennen ließen; und während in den Alpen und in anderen Hochgebirgen irgendein weiterer Ausblick zumeist auch Decken, Schollen und Aufwölbungen in den Linien der Landschaft zu unterscheiden und die großen Züge des Aufbaues auf weite Strecken einheitlich zu überschauen gestattet, ist man im mährisch-niederösterreichischen Grundgebirge angewiesen auf die Kombination der Aufschlüsse an Talwänden, in Hohlwegen oder Steinbrüchen und auf die Anhaltspunkte, welche die Lesesteine im Wald- und Ackerboden darbieten.

Mancher Gipfel der deutlicher gegliederten Randberge des Hohen Gesenkes in den Sudeten und manche Talweitung dasebst gestattet wohl einen zusammenhängenden Überblick, aber gerade dort sind wichtige Gesteinsverbände auf weite Strecken durch Gehängeschutt verhüllt und es läßt sich aus der größeren Zahl kleiner Aufschlüsse im mährisch-niederösterreichischen Hochlande vielleicht noch ein vollkommeneres Bild des Gebirgsbaues zusammenfügen als dort.

<sup>1</sup> F. E. Suess, Die Tektonik des Steinkohlengbietes von Rossitz und der Ostrand des böhmischen Grundgebirges, Jahrb. d. Geolog. Reichsanst. 1907, p. 793 bis 834.

Wiederholt habe ich bereits Gelegenheit gehabt hervorzuheben, daß im Hohen Gesenke ein dem moravischen Bau verwandtes Gebirge hervortritt. Es begrenzt sich im Westen an der Überschiebungslinie des Ramsausattels (Karte I), gegen die devonischen Schiefer und soll hier als silesische Zone den moravischen Gebieten an die Seite gestellt werden. Es wird sich zeigen, daß die moravischen und silesischen Gebirgszüge in ähnlichen Beziehungen stehen zu der benachbarten moldanubischen Scholle und höchstwahrscheinlich der gleichen, nun zerstückelten Faltungszone angehören.

### III. Die moldanubische Scholle.

In der moldanubischen Scholle herrschen, außer den Intrusivgesteinen, vor allem Schiefer der untersten Umwandlungsstufen (Katagneise Grubenmanns<sup>1</sup>). Gesteine mit dem Mineralbestande der mittleren Umwandlungsstufe begleiten in einem Randstreifen von 2 bis 3 km Breite, manchmal auch schmaler, allenthalben, wo nicht jüngere Brüche dazwischen treten, die moravische Grenze. Diese Glimmerschieferzone ist selbst ein Bestandteil der moldanubischen Scholle und ihre Gesteine gehen durch allmählichen Übergang aus den verbreiteten Katagneisen hervor, und zwar in der Weise, daß die schieferholden Minerale und die Charaktere einer höheren Umwandlungsstufe mit der Annäherung an die moravische Grenze immer mehr hervortreten. Das Problem ihrer Entstehung wird unten in einem besonderen Abschnitte besprochen.

Die mannigfachsten chemischen Typen der Ortho- und Paraschiefer sind in den wechselreichen moldanubischen Gesteinsserien vertreten.

Zu den moldanubischen Orthogneisen gehören vor allem die mittel- bis feinkörnigen weißen orthoklasreichen Biolitgneise, welche Becke als »Zentralgneise« beschrieben hat;<sup>1</sup> ich habe sie Gneise vom Typus von Gföhl (Waldviertel) genannt. Die Textur ist schwankend, von streifig flaserig bis regellos körnig; oft führen sie Granat oder Fibrolith. Sie gehen über in echte, plattig-schiefrige Granulite und treten bald als weniger mächtige Streifen, bald als größere Körper von linsenförmigem Umriß auf, stets sind sie frei von karbonatischen Einlagerungen. Augengneise sind in dieser sauersten Gneisgruppe relativ selten und wenig ausgeprägt.

Basische Eruptivmagmen sind in den Orthogneisen ebenfalls in mancherlei Typen vertreten. Teils als Streifen und Schlieren von Plagias-Amphiboliten, mit oder ohne Granat, in manchen Gneisen, insbesondere in biotitreicheren Körnel- und Flasergneisen, die durch Übergänge mit der mittelkörnigen Randzone der Batholithen von Amphibolgranitit verbunden sind. Sie können als Augit führende Randmassen mit glimmerarmen Abarten der weißen Gneise auftreten und hier und da mehrere Kilometer breite Züge bilden. Sie enthalten häufig hellfarbige und reinweiße Lagen, die zum großen Teil oder ganz aus basischem Plagioklas bestehen (Becke's Anorthitschiefer zum Teile).

Massen von gabbroider Zusammensetzung, Eklogite, Granatamphibolite, Amphibol- und Granatfelse und vor allem Serpentine findet man in dem moldanubischen Gebiete allenthalben regellos verstreut, von kleinsten Dimensionen bis zu mehreren Quadratkilometern Umfang; stets mit ganz unregelmäßiger Umgrenzung; niemals in Form langanhaltender Züge, wie sie etwa bei den Amphiboliten häufig sind. Zumeist, wenn auch nicht ausschließlich, treten sie in dem Randgebiete der orthoklasreichen Gneise und Granulite auf, sehr oft berühren sie sich und wechsellagern mit rein weißen und völlig glimmerfreien Abarten des Granulites. Sie werden als scharf begrenzte, ultrabasische Abscheidungen aus dem sauren Magma zu betrachten sein.

<sup>1</sup> Tschermak, Mineral. Mttlg., Bd. IV, 1882, p. 194.

Pyroxengranulite sind bisher an einzelnen Punkten im Waldviertel<sup>1</sup> und südlich der Donau bekannt geworden. Im Vergleiche mit dem sächsischen Granulitgebirge ist ihre Verbreitung spärlich; sie stehen aber nicht in Verbindung mit dem eben erwähnten ultrabasischen Gesteine in Granulit. Die Pyroxengranulite werden aber, wie es scheint, manchmal von ausgedehnteren Zügen von augitführendem Amphibolit vertreten.<sup>2</sup> Auch Amphibolite der schiefrigen Ausbildung der Flasergebirgs des sächsischen Granulitgebirges vergleichbar, werden als breitere Randzone angetroffen (zum Beispiel Windschnur bei St. Pölten).<sup>3</sup>

Als umgewandelte Ergüsse und Lagergänge werden die meist sehr dunklen Amphibolite zu betrachten sein, die allenthalben in großer Zahl und mit wechselnder Mächtigkeit den Paragneisen und Schiefen eingelagert sind.

Auch durchgreifende Lagerungen, gangähnliche Durchdringungen mit unregelmäßig verlaufenden zum Teile verschwommenen Salbändern verschiedener Gneisarten, die durch Korngröße und Glimmergehalt unterschieden sind, werden beobachtet.<sup>4</sup> Die Einlagerungen zeigen gneisartige Textur und die Merkmale der Krystallisationsschieferung. Es sind verschiedene Generationen von sauren Magmen von der gemeinsamen regionalen Metamorphose betroffen worden. Diese Erscheinungen haben nichts zu tun mit jenen pegmatitischen und aplitischen Gängen und aderartigen Durchdringungen, welche von den später oder zugleich mit der Metamorphose emporgestiegenen granitischen Batholithen herzuleiten sind.

Als charakteristische Vertreter der Paragneise können zunächst die feinkörnigen bis dichten Gneise der Umgebung von Drosendorf in Niederösterreich genannt werden. In typischer Ausbildung gleichen sie sehr einem massigen oder schiefrigen Glimmerhornfels. Sie bestehen vorwiegend aus kalkarmem Oligoklas, Quarz und dunklem Glimmer. Lichter Glimmer fehlt selten, Orthoklas erscheint nur als Lückenfüllung oder in Form spärlicher Einschlüsse. Granat und Turmalin sind oft charakteristische Übergangsteile. Fibrolith kann in Form kleiner Linsen örtlich sehr angereichert sein. Auch Augit führende Streifen und Lagen in diesen Gneisen wurden nachgewiesen, als Anzeichen örtlicher Anreicherung des Kalkgehaltes im ursprünglichen, vorwiegend tonigen Sediment.<sup>5</sup>

Übergänge von diesen Gesteinen vollziehen sich nach verschiedenen Richtungen. Cordieritgneise von gleichem Typus wie jene des Böhmerwaldes und ähnlich den Kinzigitgneisen im Schwarzwald sind auf größere Strecken im Westen und Nordwesten des mährisch-niederösterreichischen Grundgebirges und bis nach Böhmen nachgewiesen worden.

Ferner sieht man aus den feinerkörnigen Sedimentgneisen in großer Ausdehnung sehr eigenartige, körnig-flaserige Plagioklasgneise hervorgehen. (Besonders Umgebung von Raabs und Drosendorf, Granitrand bei Jarmeritz und Trebitsch und anderen Orten.) Die mineralogische Zusammensetzung ist wenig verändert. Der charakteristische saure Oligoklas mit spärlicher Zwillingsstreifung und schwach ausgeprägtem inversem Zonenbau bleibt der vorwiegende Bestandteil neben Quarz und Biotit. Granat und Fibrolith sind seltener, als in den dichten Sedimentgneisen. Turmalin scheint vollkommen zu fehlen. Das Korn ist bedeutend größer geworden; häufig sind Körnel- und Perlgneisähnliche Texturen mit rundlich hervortretenden Plagioklaskörnern. So kommt das Gestein im äußeren Ansehen oft sehr nahe den körnig-schiefrigen Gneisen im Mantel des Amphibolgranitites, von denen es sich aber durch den geringen Orthoklasgehalt unterscheiden.

Amphiboliteinlagerungen bilden nicht scharf gesonderte Bänke wie in dichten Sediment- oder Plagioklasgneisen, sondern verschwommene schlierige Streifen, die aber auch zu mächtigen selbständigen Körpern anschwellen können. Überhaupt ist der vielhundertfache Wechsel schlierenartiger dunkler und

<sup>1</sup> Nach H. Gerhart's, Beobachtungen im Kartenblatte Drosendorf, nördlich von Raabs (Verh. geolog. Reichsanst. 1911, p. 109).

<sup>2</sup> S. auch die neuere Arbeit von R. Grengg, Der Diallag-Amphibolit des mittleren Kamptales. Tschermak's Mineralog.-petrogr. Mttlg., Bd. XXIX, 1910, p. 1 bis 42.

<sup>3</sup> Jahrb. d. Geolog. Reichsanst., 1904, p. 402.

<sup>4</sup> Vergleichbar manchen von R. Beck beschriebenen Erscheinungen aus dem sächsischen Erzgebirge. Über einige Eruptivgneise aus dem Sächsischen Erzgebirge. Tschermak, Mineralog. Mttlg., Bd. XX, 1901, p. 331, Bd. XXIII, 1904, p. 276.

<sup>5</sup> Zum Beispiel Umgebung von Drosendorf. S. F. E. Suess, Verhdlg. der Geolog. Reichsanst., 1908, p. 402.

heller Streifen und Bänke sehr bezeichnend. Amphibolite wechseln mit glimmerigen Schichten und mit rein weißen Plagioklasapliten; die verschiedenen Lagen bleiben in Bezug auf Korngröße und allgemeine Textur nahe verwandt.

Sie sind scharf begrenzt oder gehen ineinander über. Sehr oft schneiden sie spitzwinkelig aneinander ab, ähnlich einer transversalen Schichtung. Die dunkleren Lagen keilen oft spitzwinkel aus oder sind zu gestreckten Linsen oder Knollen abgeschnürt.

Häufig sind lichte Adern und selbst adergneisartige Gesteine. Man könnte nach der äußeren Erscheinung an Imprägnationsgneise denken, aber der geringe Orthoklasgehalt widerspricht dieser Deutung. Die Plagioklase sind chemisch identisch mit denen des Nebengesteines und sie sind wohl zu unterscheiden von den orthoklasreichen gröberen Imprägnationen, mit denen sie jedoch durch Übergänge verbunden erscheinen.<sup>1</sup>

Da und dort enthalten diese Gesteine Linsen von weißem Marmor oder Kalksilikatfels. Es fehlen ihnen aber die im dichten Sedimentgneis so häufigen Quarzitbänke und Graphitlinsen.

Auf der anderen Seite gehen die dichten Sedimentgneise über in schuppig schiefrige Biotitgneise oder auch Zweiglimmergneise, mit meist nur spärlichem Muscovit oder auch in gröberschuppige Gneisglimmerschiefer. Es entsteht die mannigfache und verbreitete Gruppe, welche Becke unter dem Namen Schiefergneise zusammenfaßt; sie umfaßt ebenso wie die Sedimentgneise selbst viele Einschaltungen von schiefrigen Orthogneisen, vor allem die zahlreichen, oft dichtgedrängten Züge und Streifen von dunkelm Amphibolit, plattigem Quarzit und Graphitquarzit, Marmorzügen, die in der Regel von Graphitlagern begleitet werden. Die weißen grobkristallinen Kalke (auch Dolomite) dieser Paragneisgebiete sind nicht selten bituminös; oft graphitisch gebändert und die an zahlreichen Stellen technisch verwerteten Graphitlinsen sind nach meiner Ansicht das Produkt der Reduktion der reichen Bithumina dieser Sedimente.

Sehr bezeichnend für die moldanubischen Marmore, im Gegensatz zu den moravischen Kalken, ist der Reichtum an Kalksilikatmineralen, wie insbesondere Tremolit, Augit, Skapolith, basischer Plagioklas, Granat, Phlogopit (seltener Wollastonit<sup>2</sup> und Vesuvian) und andere. Einschlüsse von Kalksilikatfels und Übergänge in Augitgneise sind häufig.

Ein großer Teil des moldanubischen Grundgebirges wird von batholithischen Intrusionen eingenommen. In der ganzen Ausdehnung des südböhmischen Grundgebirges bis weit nach Bayern kehren Gesteinsmassen von ähnlichem allgemeinen Habitus wieder, und sind begleitet von ähnlichen aplitischen und lamprophytischen Ganggesteinen. Trotz mancher Differentiation im einzelnen, trotzdem im Osten und im mittelböhmischen Granitstocke im allgemeinen basischere Typen vorherrschen als im Böhmerwalde und im bayerischen Walde, so tritt doch in den allgemeinen Texturverhältnissen die Verwandtschaft recht deutlich hervor und es kann kaum ein Zweifel darüber bestehen, daß alle diese Intrusionen einen gemeinsamen Stammagma angehören, beziehungsweise Teile sind eines einzigen, gewaltigen und unregelmäßig verzweigten Batholithen, der mit zunehmender Abtragung immer mehr zutage tritt. Demselben dürften auch die Granite des Riesengebirges und des Erzgebirges angehören.<sup>3</sup>

Mit großer Gleichförmigkeit herrschen auf weite Strecken namentlich in den niederösterreichischen und mährischen Gebieten grobporphyrische Amphibolgranitite und Granitite mit großen Orthoklasen, deren rechteckige Querschnitte allenthalben auffallend hervortreten. Im Böhmerwaldgebiete werden sie von einförmigen Massen von gleichmäßig grobkörnigem Zweiglimmergranit abgelöst. Mittelkörnige Granitite sind in dem inneren Gebiete der großen Stöcke Oberösterreichs und im mittleren Böhmen

<sup>1</sup> Vgl. die interessanten Untersuchungen von F. Reinhold, Pegmatit und Aplitadern aus den Liegendenschiefern des Gföhler Zentralgneises im niederösterreichischen Waldviertel. Tschermak, Mineralog. Mttlg., Bd. XXIX, 1910, p. 43—147.

<sup>2</sup> Nach Rzehak's Angaben im Marmor der Glimmerschieferzone bei Nedwieditz. Über einige geologisch bemerkenswerte Mineralvorkommnisse Mährens, Vhdlgn. des naturforsch. Ver. Brünn, Bd. XLVIII, 1910, p. 175.

<sup>3</sup> Wenn auch die Intrusionen durch geologisch lange Zeiträume angehalten haben mögen. Nach Rimann sind im Riesengebirge zwei Intrusionen gleichartiger Granite, die letzte in karbonischer Zeit erfolgt. Der geologische Bau des Isergebirges und seines nördlichen Vorlandes, Verhdlgn. der königl. preuß. geolog. Landesanst., 1910, Bd. XXXI, p. 482 bis 533.

sehr verbreitet. Glimmerarme Zweiglimmergranite und Muscovitgranite, zumeist mit Nestern oder kleinen Säulen von Turmalin, sind wechselnd breite Randbildungen der einzelnen Aufbrüche.

Rundliche basische Konkretionen, reich an Glimmer und Hornblende, sind häufig im Amphibolgranit. Dagegen sind mir kantig umgrenzte Einschlüsse der umgebenden Gesteine in diesen Batholithen bisher nicht bekannt geworden.

Das aplitische Ganggefüge macht sich in dem ganzen Gebiete viel auffallender bemerkbar als das lamprophyrische. Man kann unschwer alle Übergänge nachweisen von glimmerarmen granitischen Gängen zu turmalinführenden Apliten und bis zu ganz grobkörnigen Schriftgraniten und Pegmatiten mit dezimetergroßen Orthoklasperthiten, Muscovitafeln und fingerlangen Turmalinsäulen.

Nach meiner Erfahrung sind die Aplite, welche die geradlinigen Schwundklüfte innerhalb der Granitmassen selbst ausfüllen, meist nur mittelkörnig; die Turmaline daselbst in meist relativ kleinen Säulengruppen und Nestern mit Quarz verteilt. Mit zunehmender Entfernung von den Graniten werden die Krystallindividuen größer. In den wasserreicheren Lösungen, die aus dem erstarrenden Batholithen in die Umgebung abgeschieden wurden, konnten wegen geringerer Viskosität des Mittels vollkommene Krystalle sich abscheiden. Abseits von den Hauptmassen des Granites, in Entfernungen von zehn oder mehr Kilometern von der Granitgrenze, findet man zumeist die größten und schönsten Turmaline in Riesengepematiten, die freien Drusen von Bergkrystall oder Rauchquarz, deren plumpe Säulen selbst Fußlänge erreichen können; oder auch die als Mineralfundpunkte bekannten Anreicherungen seltener Stoffe (zum Beispiel die Lepidolithe und Rubellite von Roczinka bei Bobrau, Triplit von Wien bei Groß-Meseritsch, der Bertrandite und andere Minerale von Pisek in Böhmen und zahllose ähnliche Vorkommnisse).

An vielen Rändern der großen Batholithen sind mittelkörnige Aplite und Muscovitgranite in zahlreichen Gängen gehäuft, so daß das Hauptgestein fast gänzlich verdrängt erscheint. Dieses kommt in solchen Gegenden nur in spärlichen Aufschlüssen zum Vorschein, während die Gangtrümmer in großer Zahl die Oberfläche bedecken.<sup>1</sup> Außerdem vollzieht sich wohl an den meisten Grenzen ein Übergang von der grobporphyrischen Textur zur mittelkörnigen, streckenweise schiefrigen Ausbildung und weiterhin zu mittel- bis feinkörnigen Perl- und Körnlgneisen, in denen das vorherrschende biotitreiche Gestein mit amphibolitischen und aplitischen Schlieren wechselt. In diesen Gesteinen stellen sich häufig auch Granaten ein und der Struktur nach vollkommen diffus und unbestimmt vollzieht sich auf verschiedenen Strecken der Übergang zu weißen Granatgneisen, zu Cordieritgneisen oder zu den körnigen Biotit-Plagioklasgneisen, die nach den obigen Bemerkungen wieder mit den feinerkörnigen Sedimentgneisen verbunden sind. Suprakrustale und infrakrustale Gesteine (Sederholm) müssen hier ganz ähnlichen physikalischen Bedingungen durch längere Zeit ausgesetzt gewesen sein. Die gleichen Minerale sind in nahezu gleicher Gestaltung in beiderlei Massen verschiedener Herkunft zur Ausbildung gelangt. Sie schwimmen gleichsam ineinander.

Die mineralogische Zusammensetzung und Krystallinität der hochmetamorphen Gesteine ist in einem gewissen Grade abhängig von der größeren oder geringeren Entfernung der größten Batholithen. Die kleineren Durchbrüche üben aber keinen ersichtlichen Einfluß auf die unmittelbare Umgebung aus. So tritt Cordieritgneis nur im Westen auf; innerhalb des äußeren Gürtels von kleineren Granitmassen bei Bistritz, Groß-Meseritsch, Trebitsch, Rastendorf und in der Nähe des nordsüdlich erstreckten Hauptstockes, so bei Radostin und Bobrau nördlich von Groß-Meseritsch und im Gebiete von Deutschbrod, Iglau, Startsch und bei Zwettl. Weiter im Osten, insbesondere in der Umgebung von Drosendorf, wo größere Granitdurchbrüche fehlen, tritt an ihre Stelle der glimmerige Sedimentgneis oder Plagioklasgneis. Die tiefere Metamorphose im Westen an den Hauptgranitgebieten ist aber, wie aus den allgemeinen Verhältnissen ersichtlich ist, als eine regionale Einwirkung der heißen intrusiven Magmen zu betrachten.

Die schiefrigen Gesteinskörper sind zumeist zu flachlinsenförmigen Gestalten auseinandergezogen. Insbesondere fällt die gestreckte Gestalt der Granulitgebiete in die Augen, ihr wechselnder Umriß, ihre Schieferung, Parallelstruktur und Krystallisation ist ganz analog jener der umgebenden Paragneise; meist

<sup>1</sup> Zum Beispiel südlich von Trebitsch.

sind sie diesem mit konkordantem Fallen eingeschaltet; bald fallen die dünnplattigen Bänke divergierend, dann wird aber nicht in der Mitte flache Lagerung beobachtet, wie das bei einem Gewölbe vorauszusetzen wäre, sondern steile Schichtung (Granulit von Borry).<sup>1</sup> Dabei folgt das Streichen aller Gesteine in großen mannigfach geschwungenen Kurven, als deren Zentren die größeren granitischen Batholithen gelten können. Die kleineren Granitaufrüche üben keinen Einfluß aus auf den allgemeinen Verlauf des Streichens.

Die Schiefer legen sich aber nicht als regelmäßige Gewölbe über die Granite, bald sind sie dem Granit steil angelagert, bald tauchen sie auf große Strecken mit steilem Einfallen unter den Granit hinab.

Ein großer Formationskomplex, bestehend aus tonigen und grauwackenartigen Sedimenten, den jetzigen Sediment- und Plagioklasgneisen, aus Quarziten und bituminösen Kalken, reinen Kalken und mergeligen Gesteinen, wechsellagernd mit basischen Ergüssen und Lagergängen, den jetzigen Einschaltungen von Hornblendeschiefer und vergesellschaftet mit größeren basischen und sauren Eruptivkörpern, wurde in große Tiefen versenkt und innig durchdrungen, zum Teile vielleicht auch aufgezehrt von großen granitischen Batholithen. Hierbei wurden die Gesteinskörper zu gestreckten Linsen umgeformt und ihnen eine neue Parallelstruktur zugleich mit dem Mineralbestande der untersten Temperaturzonen aufgeprägt. Durchdringung der Gesteine mit granitischem Geäder und langsame Sammelkrystallisation in hochdurchwärmten Gebieten haben zu den Strukturübergängen zwischen den Sedimentgneisen und den Randbildungen der Granite geführt.

Die moldanubische Masse ist eine Tiefenscholle, ein Teil der Bathosphäre, vergleichbar etwa dem ausgedehnten Grundgebirge des südlichen Schweden, in dem ebenfalls Granitstöcke den größten Raum einnehmen und die Gneise mit unbestimmten Streichungsrichtungen den Mineralbestand der tiefsten Umwandlungsstufen erworben haben. Auch dort bleibt der Einfluß der Granitstöcke noch bemerkbar.

#### IV. Allgemeine Charakteristik der moravischen Gebiete.

Gleichwie in der moldanubischen Scholle sind auch in den moravischen Gebieten mannigfache Typen metamorpher Sedimente, Tongesteine, Kalke und Kalksilikatgesteine und Quarzite, ferner salische Orthogneise, sowie auch Vertreter basischer Ergüsse und granitische Tiefengesteine vertreten. Wie aber die weiteren Ausführungen sofort zeigen werden, wiederholt sich hier kein einziger der moldanubischen Gesteinstypen. Es fehlen die feinkörnigen Biotitgneise und Granulite unter den Orthogneisen, die feinkörnigen Sedimentgneise mit Granat oder Fibrolith, die flaserig körnigen Plagioklasgneise und Cordieritgneise, die großen Zonen von Amphibolit und Granatamphibolit, ebenso die häufigen basischen Massen von Eklogit, Gabbro, Granatamphibolit oder Serpentin, kurz alle bezeichnenderen Vertreter der Ortho- und Paragneise der untersten Umwandlungsstufen.

Die Kalkzüge sind nur ausnahmsweise und ganz örtlich weiß marmorartig geworden; es fehlen ihnen die für moldanubische Marmore so bezeichnenden grauen und weißen Tremolithe, ebenso wie die Augitlinsen und sonstigen zahlreichen Kalksilikatminerale; Kalksilikatgesteine sind, wie sich unten zeigen wird, im moravischen Gebiete nur örtlich und unter besonderen Umständen zur Ausbildung gelangt. Nur selten enthalten die Kalke Graphit, und keine der zahlreichen Graphitgruben des mährisch-niederösterreichischen Grundgebirges befindet sich auf moravischem Gebiete. Dieser Umstand, sowie das Fehlen der sonstigen bezeichnenden Begleitgesteine der moldanubischen Kalke, der Quarzite, Graphitquarzite und der lagerhaften Bänke von dunklem Amphibolit, läßt erkennen, daß die beiden Zonen von Karbonatgesteinen nicht nur durch den Grad und die Art der Metamorphose unterschieden sind, sondern daß sie vom Anfang an verschiedene sedimentäre Serien, beziehungsweise Formationsgruppen dargestellt haben.

Tonige oder quarzige Gesteine sind im moravischen Gebiete durch Phyllite aller Art, durch granatfreie ziemlich wenig metamorphe Schiefer, oder durch chloritische, serizitische Phyllite, und in manchen Zonen des südlichen Gebietes auch durch biotit- und turmalinführende, kleinschuppige Glimmerschiefer

<sup>1</sup> Jahrb. der Geolog. Reichsanst. 1900, p. 615.

mit kleinen Granaten vertreten. Niemals erreichten aber die Krystallindividuen die Größe und Vollkommenheit der Ausbildung wie in den Glimmerschiefern der moldanubischen Randzone.

Das bezeichnende und gemeinsame Merkmal aller moravischen Schiefergesteine ist die Metamorphose unter herrschendem Volumgesetz und die Neigung zur Ausbildung hydroxilreicher Minerale, entsprechend Becke's oberer Tiefenstufe.<sup>1</sup>

Aber nicht nur in dem verschiedenen Mineralbestande auch in der Gestalt und in Anordnung der Gesteinskörper tritt der Gegensatz zwischen beiden Gebieten höchst auffallend hervor. An die Stelle der bizarren Windungen der moldanubischen Gesteinszüge und der regellosen Vermengung und des regellosen Wechsels in raschem Auskeilen und linsenförmigen Abschnürungen treten hier bis 100 km lange, in gleichmäßigem Bogen dahinstreichende Linien. Ja, man kann auf große Entfernungen eine gleichmäßige Gesteinsfolge nachweisen. In der ganzen Zone folgt zunächst unter dem moldanubischen Glimmerschiefer, als Hangendes der großen Gewölbe, der Bittescher Gneis; an der Grenze dieses Gesteines gegen die darunter folgenden Phyllite oder phyllitischen Glimmerschiefer ist fast in der ganzen Strecke ein Band von grauem krystallinischem Kalke eingeschaltet. Es läßt sich fast ununterbrochen verfolgen in der ganzen Erstreckung des Thayagebietes vom Manhartsberge bis in die Nähe von Mährisch-Kromau, und erscheint im Schwarzawagebiete wieder genau in der gleichen Stellung unter dem Bittescher Gneis und über dem Bogen der Phyllite von Tischnowitz, Laschanko und Swatoslau in der Schwarzawakuppel (siehe Karte III).

Gegen die Mitte der moravischen Aufwölbungen sieht man kompliziertere Lagerungsverhältnisse, horizontale Überfaltungen und Einfaltungen. Es wird sich zeigen, daß einerseits die Phyllite den Grad der Metamorphose im Streichen ändern, daß jene des Schwarzawagebietes im allgemeinen etwas weniger metamorph sind als jene im Süden, daß ferner zwei (oder auch mehrere) Serien von Sedimentgesteinen vorhanden sind, von denen jene im Inneren der Aufbrüche im allgemeinen weniger verändert ist (wenn sie nicht durch den benachbarten Batholithen beeinflußt wurden, wie insbesondere in den Gegenden westlich von Znaim).

Zu den wichtigsten Ergebnissen der Exkursionen der letzten Jahre gehört die Erkenntnis der großen Ausbreitung granitischer Tiefengesteine im moravischen Thayagebiete. Vor längerer Zeit wurden bereits die Granite von Eggenburg und Maissau mit der Brünner Intrusivmasse verglichen.<sup>2</sup> Till hat die verwandten Granite östlich von Znaim erwähnt.<sup>3</sup>

F. Mocker<sup>4</sup> und F. Reinhold<sup>5</sup> haben vor kurzem nachgewiesen, daß große Strecken des von Czjžek am Manhartsberge als Gneis kartierten Gebietes teils massige, teils gebankte, teils flaserig-schiefrige Ausbildungen des Granites von Eggenburg und Maissau darstellen; und ich konnte mich davon überzeugen, daß das ganze Gebiet vom Manhartsberge über Eggenburg, Therasburg, Nieder-Fladnitz, Brenditz bis Durchlaß nordöstlich von Znaim einem zusammenhängenden, freilich größtenteils durch jüngere Bedeckung verhüllten Batholithen angehört (siehe Karte II). Von massigen Varietäten im Süden und Südosten vollzieht sich ein allmählicher Übergang zu gestreckten Flasergraniten, zu zweiglimmerigen Stengelgneisen und streng geradlinig linearen Serizitgneisen. An den Rändern sind aderartige Intrusion und Kontakt an den benachbarten Phylliten, wenn auch durch dynamische Veränderung nachträglich verwischt, dennoch mit Sicherheit nachzuweisen. Die granitischen Gesteine enthalten Schollen von feinkörnigem Glimmerhornfels (Reinrechtspölla, Zuckerhandl, Töstitz) oder Kalksilikatgesteine (Straße nördlich von Kühnring bei Eggenburg).

<sup>1</sup> Wenn auch Biotit und Augit und andere Minerale der unteren Tiefenstufen in gewissen Gesteinszügen unter besonderen Bedingungen auftreten.

<sup>2</sup> Bau und Bild der böhmischen Masse, p. 290.

<sup>3</sup> A. Till, Geolog. Exkursionen im Gebiete des Kartenblattes Znaim, Verhandl. der Geolog. Reichsanst., 1906, p. 81.

<sup>4</sup> F. Mocker, Der Granit von Maissau, Tschermak's Mineral. Mitteil., Bd. XXX, 1910, p. 334 bis 352.

<sup>5</sup> F. Reinhold, Bericht über die geologisch-petrogr. Aufnahme im Gebiete des Manhartsberges (n. ö. Waldviertel), Mitteil. der Wiener mineral. Ges., Tschermak's. Mineral. Mitteil., Bd. XXX, 1910, p. 361 bis 370.

Nicht minder auffällig als die Unterschiede zwischen den moravischen und moldanubischen Gneisen und Schiefen sind jene zwischen den beiderseitigen Batholithen. Hiezu kommen noch die erwähnten Beziehungen zur Brünner Intrusivmasse, die nahe Verwandtschaft der Granite von Maissau und Eggenburg mit den Graniten jenseits der Boskovitzer Furche bei Wedrowitz. C. v. John's Analysen haben die chemischen Unterschiede der Gesteine der Brünner Intrusivmasse gegenüber den Batholithen der moldanubischen Scholle erkennen lassen. Diese sind reicher an Kali, jene reicher an Natrium und Kieselsäure.<sup>1</sup>

Dies bedingt das starke Hervortreten porphyrischer Orthoklase in den moldanubischen Batholithen.<sup>2</sup> Im Brünner Gebiet ebenso wie im Gebiet von Znaim und Eggenburg herrschen ganz allgemein mittelkörnige Granite, relativ arm an dunklen Bestandteilen. Beide enthalten gelegentlich Schollen von gneisartigem Glimmerhornfels und Kalksilikatfels; im Znaimer Batholithen werden freilich auch diese schiefrig in der schiefrig gestreckten Randzone.

Ein äußerliches Kennzeichen, durch welches sich die Verschiedenheit der moravischen Intrusionen von den moldanubischen auffallend bemerkbar macht, ist das Fehlen der Turmaline sowohl in den moravischen Apliten und Pegmatiten<sup>3</sup> des Znaimer Batholithen, wie auch in der Brünner Intrusivmasse.

Nirgends greifen die moldanubischen Gänge oder Eruptivmassen auf moravisches Gebiet über oder umgekehrt. Die Verschiedenheit der sedimentären Serien, die verschiedene Metamorphose, der verschiedene Bauplan im Großen und die verschiedene chemische Mischung der Intrusionen in beiden Gebieten können nur dadurch verstanden werden, daß beide Gebiete, moldanubisch und moravisch, unabhängig und getrennt voneinander entstanden und erst durch spätere Bewegung aneinander und übereinander gerückt worden sind.

Die folgende Beschreibung der wichtigsten moravischen Gesteinstypen macht keinen Anspruch auf Vollständigkeit. Es bleibt noch ein weites Feld offen für petrographische Detailstudien.

## V. Haupttypen der moravischen Gesteine und deren Verbreitung.

### I. Bittescher Gneis.

Diesen Namen erteilte ich den Augengneisen und Serizitgneisen, die ich bei Groß-Bittesch zum ersten Male antraf, als ich im Jahre 1896 mit der geologischen Aufnahme des Kartenblattes Groß-Meseritsch südwärts vorrückte. Spätere Studien haben die große Verbreitung dieser Gesteine vom Manhartsberge bis Oels im Norden, nahe der mährischen Grenze dargetan. Keiner unter den moldanubischen Gneistypen bewahrt nur annähernd eine so gleichmäßige Beschaffenheit mit so großer Ausdehnung und Mächtigkeit wie der Bittescher Gneis.

Das Gestein ist ein schiefrig gewordener porphyrischer Granit; stets hellfarbig; stellenweise rein weiß. Da und dort bildet er lichte Felsen an den Talkanten und die helle Farbe des Zersetzungslehmes in dem ganzen Gebiete verrät die Eisenarmut des Gesteins.

<sup>1</sup> F. Mocker (Tschermak's Mineral. Mitteil., Bd. XXIX, 1910, p. 343) gibt eine Analyse des Granites Maissau und hebt die Unterschiede dieses Gesteines hervor gegenüber dem moldanubischen Hornblendegranit von Rastefeld. Der Granit von Maissau zeigt höheren SiO<sub>2</sub>-Gehalt als die vorliegenden Analysen der Granite von Königsfeld und Deutsch-Branitz aus der Brünner Masse. Die Gauverwandtschaft und der Gegensatz gegenüber den moldanubischen Graniten wird besonders deutlich durch das Zurücktreten von K<sub>2</sub>O in dem Verhältnis CaO : Na<sub>2</sub>O : K<sub>2</sub>O (Maissau = 3·7 : 4·5 : 1·8, Königsfeld = 3·5 : 4·1 : 2·4, Deutsch-Branitz 4·8 : 3·9 = 1·3).

<sup>2</sup> C. v. John u. F. E. Suess, Die Gauverwandtschaft der Gesteine der Brünner Intrusivmasse, Jahrb. der Geolog. Reichsanst., 1908, p. 261.

<sup>3</sup> Eine Ausnahme bildet nur ein von F. Reinhold am Manhartsberge beschriebenes Vorkommen von flächerigen, feinverteilten Turmalinnädelchen Aplit. Aber auch dieses Vorkommen unterscheidet sich wesentlich von den groben Turmalinsäulen und Garben der moldanubischen Pegmatitgänge (l. c., p. 368).



Im großen ist der Bittescher Gneis stets recht gleichmäßig grob gebankt. Massige granitische Abarten ohne jede Paralleltextur sind mir bisher nicht bekannt geworden. Wie man an Felswänden oder in Steinbrüchen sehen kann, verlaufen die Gesteinsbänke nicht streng parallel; mit wechselnder Breite und Länge schwellen sie an und keilen wieder aus, und die Trennungsfugen durchschneiden einander in spitzen Winkeln. In den meisten größeren Aufschlüssen bleibt die Bankung durchwegs ebenflächig und gleichmäßig geneigt; doch findet man auch stellenweise starke Faltungen mit Auswalzung der gestreckten Faltschenkel.

Im Querbruche treten die Orthoklasaugen auffallend hervor, manchmal zeigen sie noch die Krystallumrisse in mehr oder weniger verzogenen Formen. (Nördlich von Groß-Bittesch, in einzelnen Lagen unter Schloß Frain, beim Bahnhof Klein-Meiseldorf und anderen Orten.) Dann können sie über 1 *cm* groß werden; zumeist aber sind sie nur erbsengroß oder kleiner und augenartig in die Länge gezogen, von serizitischen Gleitfasern umflossen.

Die kleinen Orthoklasknoten auf dem seidenglänzenden, durch die beigemengten zartesten Biotit-schuppen etwas grau gefärbten Hauptbruche bleiben ein konstantes, bezeichnendes Merkmal in diesem Gneisgebiete. Dazu kommen zumeist auch in wechselnden Abständen verstreute Porphyroblasten von Muscovit. Sie können 1 *cm*<sup>2</sup> groß werden und noch größer. Meist umfassen aber die teilweise krystallographisch umgrenzten Flächen nur wenige Quadratmillimeter. Auch auf Klüften wird Muscovit jüngerer Entstehung neben Epidot und papierdünnen Häuten von Prochlorit angetroffen.

Lagen, Linsen und Gänge von weißem Quarz finden sich überall und die große Zahl der Quarztrümmer im Verwitterungsboden kennzeichnet große Strecken des Bittescher Gneisgebietes; namentlich in den Gegenden von Groß-Bittesch, Namiest und Segengottes.

Von dem Haupttypus führen Übergänge nach zwei Richtungen zu weniger verbreiteten Extremen. Im Suditzer Tale und im Chvointzatal, S von Kralitz (Namiest OSO), Aujezd bei Rapotitz, SO von Krzowy und in einigen anderen Gegenden finden sich Gneise, welche nur kurzflaserigen Biotit in nicht sehr großer Menge enthalten. Die verdrückten Kalifeldspate stehen dicht gedrängt, das Gestein, manchmal blaßrot, wird in Handstücken einem grobflaserigen Granit ähnlich.

Die Zunahme der Streckung führt auf der anderen Seite zu serizitisch dünnschiefrigen oder linear gestreckten Gesteinen. Sie werden manchmal phyllitartig gefältelt. (Rziczán bei Segengottes.) Manchmal sind die Feldspate zu kleinen Knötchen zerdrückt oder zu gestreckten, dünnen, serizitischen Bändern aufgelöst, während der Biotit noch vorhanden bleibt. Es entsteht dünnsplittiger, linear stengeliger Zerfall.

Solche Gesteine finden sich zum Beispiel in der Umgebung von Riegersburg, Felling und Mallersbach (Frain SW). Die Streckung fällt dort in der Regel mit der flachen Fallrichtung zusammen. Überhaupt nimmt die Neigung zu serizitischer Ausbildung im allgemeinen gegen Süden zu und vorherrschend in dem verschmälerten Bande von Bitescher Gneis, westlich vom Manhartsberge. Aber auch schon im Schwarzawagebiete wie in der Umgebung von Segengottes (Zelena hora), südlich von Groß-Bittesch und bei Wessely westlich von Lomnitz findet man stellenweise reinweiße, dünn gefältelte, serizitische Schiefer.<sup>1</sup>

Die nahezu richtungslos körnigen Gesteine vom Suditzer Tale und in manchen Lagen im Gebiete von Groß-Bittesch bestehen, wie das Mikroskop zeigt, aus Gruppen größerer Körner, meist Karlsbader Zwillingen, von Orthoklas oder Mikroklin, in allen Stadien der Verdrängung durch Schachbrettalbit. Oft sind nur mehr spärliche verzerrte Fetzen des Kalifeldspates übrig geblieben. Eine feine wolkige Trübung scheint hier im allgemeinen auf Orthoklas und Albit gleichmäßig verteilt, manchmal auch in letzterem

<sup>1</sup> Eine besondere Abart findet sich in den Hügeln nördlich und östlich von Tischnowitz; bei Lomnitzka mit kleinen rötlichen Feldspataugen und reichlich schuppigem Muscovit. Die rote Farbe der Verwitterungsböden und die Ansammlung von Hämatit auf Klufflächen haben hier die Gneise gemeinsam mit den benachbarten Phylliten und Quarzkonglomeraten der Kwetniza. Sie sind wohl auf sekundäre Infiltration zurückzuführen.

angereichert. Manche randlich eingedrungene, schön gestreifte Albitkörner sind dagegen besonders klar; sie enthalten oft aber nicht immer, myrmekitischen Quarz. In letzteren Fällen konnten sie zum Teil als saurer Oligoklas bestimmt werden ( $\gamma = \omega$ ).

Die Phenokristen, obwohl sie makroskopisch manchmal verzogene Krystallumrisse zeigen, sind im kleinen zackig umgrenzt und mit kleinen zackigen Orthoklasapophysen übergehen sie randlich gleichsam in das verworren ungleichkörnige Mosaik von Quarz und Feldspat, welches manchmal nach Art kataklastischer Zertrümmerungszonen die Phenokristen umsäumt, meist aber mit einer Neigung zu paralleler Anordnung der granoblastischen Körner die Hauptmasse des Gesteines bildet.

In dem Mosaik befinden sich zumeist einzelne etwas größere Körner von protogenem Plagioklas (saurem Oligoklas) mit oder ohne Zwillingstreifung. Er enthält meist zahlreiche Schüppchen oder Täfelchen von Biotit. Nicht immer, aber häufig sind die farblosen, stark doppelbrechenden Schüppchen für diese Körner bezeichnend. Da und dort finden sich klare Säume oder isolierte Körner von gestreiftem Albit. Manchmal scheinen auch die Plagioklase in Gruppen von kleineren Körnern aufgelöst. Das lockere Netz von xenoblastischem Orthoklas deutet auf die krystalloblastische Entstehung dieses Grundgewebes.

Die grobflaserigen Varietäten enthalten nur ziemlich spärlichen dunkeln Glimmer in lockeren Reihen von kleinen braunen oder grünlichen Schüppchen; selten schließen sie zu dünnen Fasern zusammen. Hie und da geben sie in sehr zarter Zeichnung durch ihre reihenförmige Anordnung noch den verzogen rhombischen Umriß der randlich aufgelösten Feldspatäugen an oder sind als gleichmäßigere, eng gedrängte, flachwellige Streifen im Grundgewebe verteilt.

Überhaupt ist die bedeutende Armut in dunklen Bestandteilen bezeichnend für das ganze Gebiet des Bittescher Gneises. Nur in einigen mehr granitischen Blöcken (Suditzer Tal) fand sich ein merklicher Gehalt von intensiv gefärbter riebeckitähnlicher Hornblende ( $a =$  bräunlich grün,  $b =$  grün,  $i =$  tiefsaftgrün, fast undurchsichtig) in zerfressenen, auch siebartig durchlöchernten unvollkommenen Säulen und unregelmäßigen Perimorphosen um größere, ebenfalls intensiv gefärbte Biotitschuppen. In der Nähe dieser Körner sind auch die sonst spärlichen Nebengemengteile Apatit und Zirkon häufiger. Dazu kommen noch größere Körnergruppen von Titanit mit Ilmenit und Ilmenitglimmer.

Lebhaft grüner Pennin als Umwandlungsprodukt ist nicht selten.

Die Paralleltexur mag ziemlich ausgeprägt sein und die Bildung des krystalloblastischen Grundgewebes weit vorgeschritten, ohne daß sich serizitische Strähnen einstellen. Sie umschmiegen zunächst in gewundenen Flächen die Orthoklasäugen. Später werden sie mehr gestreckt und mehr zusammenhängend, mit flachwelligem Verlaufe, öfter sich teilend und ausweichend um gestreckte Äugen und Körnergruppen. Wenn auch im großen Ganzen parallel mit der zarteren, feiner gewellten Zeichnung, welche häufig durch die lockeren Züge kleinerer Biotitschuppen hervorgerufen wird, bezeichnen sie doch neue Texturflächen, abwechselnd auftauchende und wieder verklingende, oft enggedrängte Abgleitungszonen. Manchmal sind diesen Gleitfasern kleinere ganze oder zerrissene Biotitschüppchen zugesellt und in denselben gleichsam zerflößt. Im allgemeinen sind aber die meist größeren, wellig gebogenen Muscovite gesondert vom feiner verteilten Biotit. Auch sie weichen größeren Äugen aus, es kommt aber auch vor, daß die Phenokristen von den serizitischen Gleitfasern an den Ecken abgestumpft oder sogar quer durchsetzt werden.

In manchen Gesteinslagen findet sich auch Plagioklas in größeren augenartig hervortretenden Körnern (6 mm Rodingersdorf bei Sigmundsherberg) umflossen von Serizit und durchquert von parallelen durch Quarz ausgekeilten Klüften; sonst sind die aus der Grundmasse hervortretenden Plagioklase zumeist bedeutend kleiner als die Kalifeldspate. Es sind fast stets nur Na-reiche, dem Albit nahestehende Mischungen, seltener basischer Oligoklas oder Oligoklas-Andesin, mit Na-reicheren Rändern (Steinbrüche südlich der Straße Segengottes—Groß-Bittesch). Im Gegensatz zu den klaren, gestreiften Albiten des Grundgewebes sind sie erfüllt mit stark doppelbrechenden, farblosen Schüppchen; manchmal enthalten sie massenhaft Biotitschüppchen; kleinere Fetzen von Orthoklas als Einschlüsse sind häufig; überdies sind die Körner oft getrübt durch kleinste, staubartige Einschlüsse.

Gerade in ganz reinweißen, serizitischen Gesteinen, wie sie zum Beispiel in den Querschlägen im Ferdinandsschacht und Juliussschacht in Segengottes angetroffen wurden, treten die größeren, proterogenen Plagioklase ausschließlich hervor aus der von breiten Muscovitbändern durchzogenen Grundmasse.

Es scheint, daß bei weit vorgeschrittener krystalloblastischer Umbildung die Orthoklase früher aufgezehrt werden als die Plagioklase und diese als proterogene Reste länger erhalten bleiben. In vielen

Gesteinsproben bestehen aber die kleinen Augen im Grundgewebe aus Gruppen von wenigen Körnern eines Na-reichen Plagioklases. Hier dürfte Verdrängung eines kalkreicheren Plagioklases stattgefunden haben.

Mit weiter fortschreitender krystalloblastischer Umwandlung sondert sich auch reiner Quarz in etwas breiteren, ein wenig grobkörnigeren Lagen vom trüberen Quarzfeldspatmosaik; die Körner dieser Lagen löschen einheitlicher und gleichmäßiger aus. Im Grundgewebe sind die mehr rundlichen Oligoklas-Albite meist etwas wolkig getrübt, im Gegensatz zum eckenfüllenden Netzwerk von Orthoklas. Die eigentlichen Augen von Mikroklin oder Schachbrettalbit sind dann bis auf Reste verschwunden.

Dagegen findet man größere Orthoklasfelder mit xenoblastischem Umriß ohne Mikroklingitterung in Lagen angereichert. Die Zahl der Myrmekitzapfen ist eher vermehrt als vermindert; oft sitzen sie an den Rändern von ganz kleinen Orthoklasetzen. Biotit ist, wenn überhaupt noch kenntlich, in dünne, wellige Reihen kleiner dunkler Fetzen aufgelöst, welche von den breiteren in flacheren Bögen dahinstreichenden Muscovitfasern spitzwinkelig gequert oder streckenweise auch begleitet werden. In solchen Gesteinen sind weitaus die größten Bestandteile die flachgebogenen Schuppen in den Fasern und insbesondere die noch größeren isoliert entwickelten Porphyroblasten von Muscovit.

Eigentliche basische Schlieren oder Konkretionen habe ich in dem ausgedehnten Gebiete des Bittescher Gneises nirgends beobachtet. Ebenso verdient die große Seltenheit pegmatitischer Gänge (im Gegensatz zu den gleich zu beschreibenden Graniten und Flasergraniten) hervorgehoben zu werden. Pegmatitartige Einlagerungen bis 80 cm breit, queren manchmal unter spitzem Winkel die Schieferung; die Schuppen und Fasern von Biotit im Pegmatit sind aber ganz oder annähernd parallel der allgemeinen Schieferung des umgebenden Gesteins orientiert (Ziegelei bei Hluboky, Namiest NO).

Eine große Rolle spielen dagegen Einlagerungen von Amphibolit und Biotitamphibolit in einer dem Glimmerschiefer zunächst gelegenen Randzone des Bittescher Gneises beider Kuppeln.

Die schönsten und lehrreichsten Aufschlüsse bieten die Felsen zu beiden Seiten der Thaya bei Frain.<sup>1</sup> Die ganze Höhe des Gehänges von 200 m wird beherrscht von dem vieltausendfachen Wechsel beider Gesteine und die dunkeln, fast schwarzen Amphibolite sowie die tiefviolettbraunen Biotitschiefer heben sich außerordentlich scharf ab von den weißen Gneisbändern. Die Mächtigkeit der einzelnen Lagen kann mehrere Meter betragen, sinkt aber auch bis zu dünnen Streifen und Amphibol- oder Biotitbelägen auf den Schieferungsflächen des Gneises herab. Die mächtigeren Gneisbänke sind oft schöner, typischer Augengneis, die schwächeren Bänke sind feinkörniger, dünnstriefig oder dünnplattig brechend, sehr feldspatreich, oft fast ohne Glimmer. In diesen Gneisen wurde übrigens kein lichter Glimmer, sondern nur spärlicher und kleinschuppiger Biotit beobachtet.

Im großen bilden sowohl Gneis als Amphibolit linsenförmig gestreckte Gesteinskörper, deren Grenzen einander spitzwinkelig durchschneiden. Die einzelnen Lagen können sehr dünn und weithin gleichmäßig bandartig gestreckt sein oder auch rasch ansschwellend zu 1 bis 2 m Mächtigkeit auf eine Strecke von wenigen Metern wieder auskeilen. Hier und da kann man auch sehen, daß ein Streifen von Amphibolit die Schieferungsflächen zwischen den Gneisbänken verläßt und eine Gneisbank in spitzem Winkel quer durchsetzt. (Fig. 1.)

Am Wege längs des Thayaufers zum Hammer sind beide Gesteine mannigfach und verworren gefaltet. Die Gneisbänke schwellen in den Biegungen mächtig an und sind in den Schenkeln dünn ausgezogen. Manchmal sind dick S-förmige Durchschnitte oder knollige Körper von Gneis rings von dunklem Amphibolit umgeben. Die Amphibolite sind manchmal zu seitlich ausgezackten und unregelmäßigen Körpern zerquetscht.

Die schmälere Bänke bilden engere und mannigfaltigere Subfalten zwischen den gleichmäßigeren größeren Bögen der Hauptbänke.

Die ganze Gesteinsmasse ist in der Streichungsrichtung zumeist hochgradig linear gestreckt, so daß sie streifig, stengelartig, holzscheitartig zerbricht. Eine im Streichen geschnittene Gesteinsfläche erscheint schnurgeradlinig, bandstreifig, liniert, aber auch in einem solchen Schnitte sieht man, daß die einzelnen Gesteinskörper sehr flach und spitzwinkelig auskeilend einander ablösen.

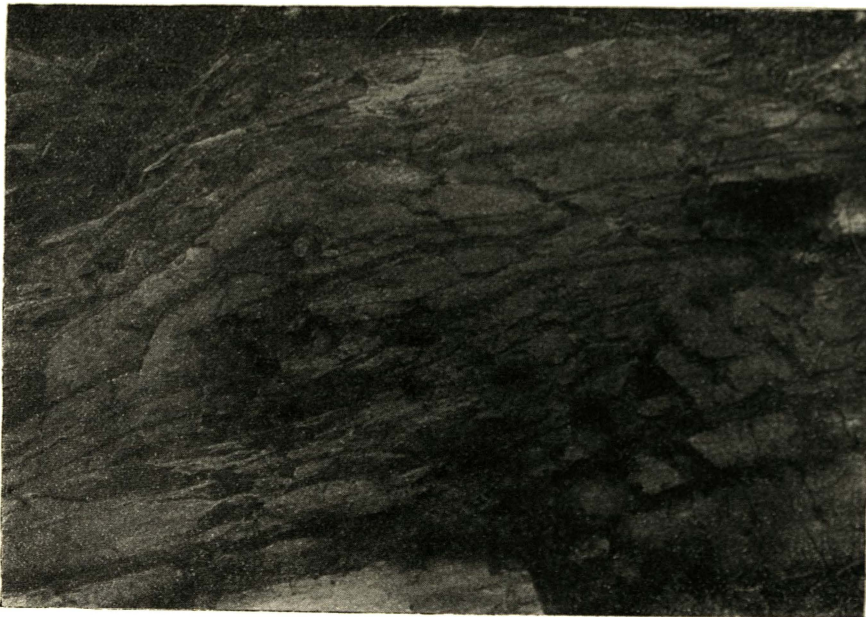
<sup>1</sup> Verh. der Geol. Reichsanst., 1908, p. 406.

Allenthalben beobachtet man an den verschmälerten und ausgequetschten Stellen der Amphibolitlager eine bedeutende Anreicherung von Biotit und sehr oft sieht man Übergänge von hartem, massigem Amphibolit zu ganz mürbbröckeligem Biotitschiefer.

Wenn auch die Amphibolite und Biotitschiefer als basische Differentiationsprodukte aus dem Magma des Bittescher Gneises gelten müssen und der bandstreifige Wechsel an eine schlierig gestreckte Fluidalstruktur erinnert, so dürften sie doch nicht als gleichzeitige Schlieren aufzufassen sein. Das Eindringen der Amphibolitbänke zwischen die Gneisbänke, welche an schiefen Klüften wieder von Amphibolitstreifen quer durchsetzt werden, scheint mir darauf hinzudeuten, daß zur Zeit des Eindringens oder der Krystallisation des basischen Magmas die Parallelstruktur vielleicht in Form einer bankförmigen Absonderung des Gneises bereits vorbereitet war.

Dagegen kann man aus der mannigfachen Zerdrückung und Umformung der Amphibolitlinsen, aus der Anreicherung von Biotit in den verengten und zerquetschten Teilen sowie aus der Ansammlung von Quarz in den toten Räumen unter den verbreiterten Faltensätteln des Gneises schließen, daß die ganze Masse noch nach der Verfestigung von lebhaften Bewegungen ergriffen worden ist.

Fig. 1.



Bandweiser Wechsel von Amphibolit und Bittescher Gneis, Hammer bei Frain.

Vereinzelt findet man amphibolitische Zwischenlager verschiedener Art, meist nur mit geringem Feldspatgehalt, manchmal auch etwas grobkörniger und feldspatiger an verschiedenen Stellen beider Bittescher Gneisregionen. Sie sind aber, wie gelegentliche günstige Aufschlüsse lehren, in einer der Glimmerschiefergrenze zunächst gelegenen Randzone von etwa 1 bis 3 km Breite in größerer Zahl angereichert.

Die Felsen und neuen Bahneinschnitte an der Schwarzawa zwischen Doubravnik und Boratsch am Rande der Schwarzawakuppel zeigen das gleiche Bild reichen Wechsels beider Gesteine, wie die Felsen bei Frain in der Thayakuppel.

Nach einigen Schriffen (Frain, Segengottes, Putzov, Kralitzer Bahnhof, Biglovsky-Mühle) bestehen diese Gesteine zu zwei Dritteln bis vier Fünfteln aus Hornblende; der Rest ist Plagioklas, in einzelnen Fällen auch Biotit, in sehr wechselnder Menge. Die Parallelstruktur der granoblastischen Masse ist meist durch die Lage der länglichen Hornblendenindividuen ziemlich ausgeprägt. Doch zeigt die Hornblende meist unregelmäßig ausgezackte Umrisse, die Prismenflächen sind nur wenig entwickelt ( $a$  blaßgelblichgrün,  $b$  bräunlichgrün,  $c$  bläulichgrün,  $c = b > a$ ). Plagioklas ist, nach der Lichtbrechung zu schließen, hauptsächlich basischer Oligoklas

mit deutlichen basischen Reaktionssäumen gegen die Hornblende. Es sind rundliche Körner, zumeist ohne Zwillingstreifen. Er enthält sehr spärliche Einschlüsse von Orthoklas in Form vereinzelter Fetzen und Spindel antiperthitähnlicher, netzförmiger Gerüste; manchmal auch rundliche und tropfenförmige kleine Einschlüsse von Quarz, örtlich gedrängt. In anderen Schlifften fehlt der Quarz. Als Übergemengteile sind Apatit und Titanit sehr häufig, letztere oft in längeren, querdurchsetzenden Körnerstreifen angereichert. Vereinzelte Zirkonkörnchen veranlassen pleochroitische Höfe, sowohl im Biotit, als auch in der Hornblende.

Augit scheint vollkommen zu fehlen. Kleine rötliche Granaten fand ich als seltene Ausnahme in einer Lage im Bahneinschnitte an der Schwarzawa bei Doubrawnik.

Am linken Ufer des Plenkowitzer Baches bei Tief-Maispitz fand ich dichte Lagen im Gneis, welche bei einer zarten Parallelstreifung im großen unter dem Mikroskop die typische Struktur eines sehr feinkörnigen Biotithornfelses zeigen. Ein lockeres, etwas einseitig gestrecktes Netz von blaßroten Biotit-schuppen umgibt rundliche Körner und Körnergruppen von saurem Oligoklas. Die kohlige Bestäubung des Gesteins ist in manchen Streifen und in der Nähe des Glimmers etwas angereichert. Rotbraune säulenförmige Kryställchen und Körner von Rutit sind häufig, neben Apatit.

Weitere Einschlüsse sedimentären Ursprunges habe ich im Bittescher Gneis nicht gefunden. Sollten solche vorhanden sein, sind sie gewiß sehr selten.

### Stengelgneise von Weitersfeld.

Im Inneren des Phyllitbogens der Thayakuppel von Pleissing über Weitersfeld und Nonnersdorf, Wolkenstein und Kainreut erstreckt sich ein Zug von feinkörnigen, zum Teil knotigen Gneisen, welche durch hochgradige lineare Streckung ausgezeichnet sind. Dünnplattige, stengelige und längsflaserige Textur wird ebenso durch gestreckte Anordnung der Quarzfeldspatlinsen wie durch die lockeren Häute lichter Glimmerschuppen hervorgerufen. Dunkler Glimmer in wechselnder Menge und in Form sehr feiner, kaum mit der Lupe unterscheidbarer Schüppchen ist in dunklen, zart verschwommenen, aber geradlinigen Streifen auf dem Hauptbruche angeordnet.

In einem feinkörnigen neoblastischen Grundgewebe mit Orthoklas und Quarz und etwas saurem Oligoklas finden sich nicht sehr große Reste von Orthoklasaugen (zum Teil Mikroklin) mit Myrmekitzapfen oder, seltener, Gruppen von Oligoklaskörnern, in Pseudomorphosen nach einem kalkreicheren Plagioklas. Die Orthoklasaugen sind dann nicht mehr sichtbar und jede Spur von Kataklyse verschwunden; auch dann tritt noch meistens Muscovit in Form relativ größerer, porphyroblastischer Schüppchen oder zusammenhängender Strähne hinzu. Manche Lagen enthalten dunklen Glimmer in Form scharf umgrenzter kleiner Schüppchen im eigentlichen Grundgewebe.

Das Gestein ist dem Bittescher Gneis sehr nahe verwandt und unterscheidet sich von diesem vor allem durch das Zurücktreten der Kataklyse und das Überwiegen des neoblastischen Grundgewebes örtlich auch durch größeren Reichtum an dunklem Glimmer. Bei Weitersfeld unter der Kirche werden die Gesteine stellenweise grobflaseriger und reicher an beiden Glimmern und es vollzieht sich innerhalb einer kurzen Strecke ein Übergang in den angrenzenden phyllitartigen Granatglimmerschiefer.

## 2. Moravische Granite.

### A. Thayabatholith.

Der östliche Teil der Thayakuppel wird, wie bereits erwähnt wurde, von einem zusammenhängenden Batholithen eingenommen, welcher zwischen Eggendorf am Walde im Süden und Durchlaß nordöstlich von Znaim in hügeligen Ausläufern allmählich hinabsinkt unter das tertiäre Niederland. Nahe dem Rande, in den Gegenden von Znaim, Retz, Pulkau, Eggenburg und bis Limberg herrschen allenthalben granitische Gesteine, wohl zumeist grob gebankt, aber ohne ausgeprägte Parallelstruktur. Ja, streckenweise, namentlich bei Eggenburg und in der Umgebung von Maissau, tritt auch die Bankung zurück und macht einer sehr ausgeprägten Klüftung Platz. Dann sieht man auch stellenweise wollsackförmige Blockbildung, die sonst

in diesen kataklastisch zerdrückten Graniten dieses Gebietes ebensowenig angetroffen wird, wie in den Graniten der Brünner Intrusivmasse.

Westwärts und nordwestwärts von dem genannten Gebiete nimmt die Parallelstruktur immer mehr zu und es entsteht am Rande gegen die Phyllite im Hangenden eine Zone von hochgradig linear gestreckten Stengelgneisen, welche als flaserig-schiefrige Ausbildung des Granites aufzufassen sind. Die enge Flaserung der Randzone verläuft, ebenso wie die grobe Bankung im Innern des Batholithen, parallel mit den Umrissen, im großen nach Westen und Nordwesten unter die benachbarten Phyllite einfallend.

Die Flaserung ist von zweierlei Art: die eine wird hervorgerufen durch die zunehmende Anreicherung und Parallelordnung der Biotitschüppchen in der Nähe des Randes. Sie mag entweder durch eine Art fluidale Erstarrung unter Druck des nachdrängenden Magmas (Piëzokristallisation) bewirkt oder, was mir wahrscheinlicher ist, übernommen worden sein aus den angrenzenden dünn-schiefrigen Phylliten durch Imprägnation und teilweise Resorption.

Die zweite Art der Flaserung wird begleitet von zunehmender kataklastischer Zertrümmerung und Ausbildung der serizitischen Gleitflaseren. Sie wurde dem Gesteine nach der Verfestigung durch gebirgsbildende Prozesse aufgeprägt; ihre Anfänge lassen sich fast überall in dem ganzen Gebiete nachweisen und allenthalben ist sie in höherem oder geringerem Grade auch neben der ersten Art der Flaserung vertreten.

Im Gegensatze zum Bittescher Gneis wird der Batholith von zahlreichen blaßfleischroten Aplitgängen, mit oder ohne Muscovit (fast stets ohne Turmalin, siehe oben p. 12 [552]) durchschwärmt. Im Flasergranit sind solche Gänge oft wenig mächtig und in größerer Zahl konkordant oder schief durchsetzend eingeschaltet. (Strasse nordwestlich von Znaim und bei Winau.) In einzelnen Fällen sind sie allerdings auch quer gebrochen und um ein geringes seitlich verschoben.

Granit.<sup>1</sup> Manche weiße und blaßrote Granite im Gebiete von Eggenburg — Pulkau sehen fast identisch aus mit solchen im Gebiete von Wolframitz und Wedrowitz im Süden der Brünner Intrusivmasse; namentlich wenn in dem grobkörnigen, quarzreichen Gestein die etwa 2 bis 5 *mm* großen Täfelchen und kurzen Säulchen von schwarzem Biotit unzerdrückt erhalten sind (Limberg-Niederschleinz, in einzelnen Lagen bei Leodagger u. a. a. O.). Dann sieht man die Spaltflächen der weißen oder sehr blaß fleischroten Kalifeldspate noch deutlich glänzen. Die Individuen können 8 bis 10 *mm* groß werden; sie enthalten kleine Biotitschüppchen und umwachsen die matteren, meist rein weißen, seltener etwas grünlichen Plagioklaskörnchen.

Aber fast an allen diesen Gesteinen wird man schon mit freiem Auge an dem matteren, trüberen Glanz der Plagioklase, an der unförmlichen Zerquetschung und zarten Verfäse rung des schwarzen Glimmers die Wirkung der Kataklastik erkennen. In dem weitaus größten Teile des Gebietes hat die mechanische Zertrümmerung bereits zur Neubildung von Serizit und plattig gestreckter Parallelstruktur geführt; die extremsten Glieder sind auch hier wieder weiße Serizitgneise mit Feldspatknoten, die den serizitischen Lagen des Bittescher Gneises zum Verwechseln ähnlich werden können. (Östlich von Grübern bei Maissau, nordöstlich von Winau bei Znaim u. a. a. O.)

Die Gesteine sind bei ähnlichem Habitus im allgemeinen reicher an Orthoklas und Quarz als die mehr tonalitähnlichen Granite der Brünner Masse; die Plagioklase gehören Na-reicheren Gliedern an (basischer bis saurer Oligoklas, seltener saurer Andesin); der zonare Bau ist weit weniger ausgeprägt. Im Gegensatz zu großen Gebieten der Brünner Intrusivmasse wurde Hornblende nur ausnahmsweise gesehen und Übergänge in eigentlichen Diorit sind sehr selten. Der Titanit ist wohl vorhanden, aber nicht in demselben Reichtum und Größe der Ausbildung, in welcher er für die Granite und Diorite der Brünner Masse bezeichnend ist; trotz dieser Unterschiede bleibt die Verwandtschaft beider Batholithen unverkennbar.

<sup>1</sup> Vergleiche auch die genauere Beschreibung und Analyse des Granites von Maissau von F. Mocker, Tscherma k's Mineralog. Mttlg., Bd. XXIX, 1910, p. 335.



Das Mikroskop zeigt auch schon in den rein massigen ungeschieferten Graniten (Limberg, Maissau, Eggenburg) hochgradige Kataklyse. Größere Felder von Kalifeldspat und die mehr oder weniger scharf umgrenzten, idiomorphen Plagioklase sind umgeben von hochgradig undulösem, in Mörtel aufgelöstem Quarz.

Der Kalifeldspat ist zum Teile Mikropertit mit zarten, geradlinigen Albitspindeln, zum Teile Mikroklin, mit verbogenen und unregelmäßig flammenförmigen Albitstreifen und Übergängen zwischen beiden oder mit kleineren und größeren Feldern von Schachbrettalbit. Plagioklas, fast stets mit Zwillingsstreifen verschiedener Art ist meistens durch die zahlreichen eingeschlossenen Muscovit- und manchmal auch Epidotschüppchen gekennzeichnet. Eine Anreicherung derselben im Kerne der Individuen ist im allgemeinen nicht zu bemerken oder tritt wenigstens nicht so auffallend hervor wie in den meisten Gesteinen der Brüner Intrusivmasse. Oft ist er von einem schmalen Saum von klarem Albit umgeben oder es sind ihm mit gleicher Orientierung und ähnlicher Zwillingsstreifung sehr große Felder von klarem Albit oder Oligoklas-Albit angeschlossen, durchwachsen von besonders zarten Stengeln von myrmekitischem Quarz.

Auch granophyrische Verwachsung von Quarz und Orthoklas mit parallelstreifiger Auslöschung beider Substanzen wurde manchmal beobachtet.

Biotit, wenn auch fast stets zerdrückt und zerfasert, ist oft noch frisch schön holzbraun, häufiger aber grünlich bei hoher Doppelbrechung, manchmal aber auch chloritisiert oder in rein grünen Pennin umgewandelt; in letzteren Fällen ist er mit schwarzem Erzstaub reichlich durchsetzt und stark doppelbrechende Epidotminerale sind ihm zugesellt. Im übrigen sind dunkle Bestandteile und Erze nur sehr spärlich vertreten.

Nebengemengteile: Titanit, Apatit und Zirkon.

Vorwiegend kataklastischer Flasergranit. In den sehr verbreiteten dünnstriefigen und dünnstengelig gestreckten serizitischen Gesteinen ist krystalloblastische Neubildung, mit Ausnahme der kräftigen Fläsern von lichthem Glimmer, Zonen und Streifen von Quarz, nur spärlich zu beobachten. Die hochgradige Parallelstruktur wird durch Kataklyse hervorgerufen. Der Kalifeldspat fast durchwegs Mikroklin, sowohl in den feinkörnigen Trümmerzonen als auch in größeren, zackig umgrenzten Augen, welche meist von einem lockeren Kranz von Oligoklas-Myrmekit umgeben sind. Als Einschlüsse in diesen Augen, welche mehrere Millimeter Größe erreichen können, sind noch die Plagioklase mit idiomorphem Umriss und hiermit die Reste der Granitstruktur erhalten geblieben, während sie in den umgebenden Trümmerzonen mit gebogenen Zwillingsstreifen zerdrückt wurden. Biotit ist meist nur noch in spärlichen, zerfetzten Resten nachweisbar; die Serizitfläsern umfließen auch hier noch im allgemeinen die größeren Feldspatäugen, durchschneiden aber auch häufig die Plagioklase oder trennen die Myrmekitzapfen ab vom benachbarten Kalifeldspat.

Noch östlich der massigen Granite von Maissau, an der Straße von Vilmersdorf und östlich von Grübern finden sich solche weiße, serizitisch-schiefrige Gesteine, vergesellschaftet mit aplitischen Gesteinen, welche Mocker als eine besondere Zone ausgeschieden hat. Mit ihren Mikroklinäugen, welche am seidenglänzenden Hauptbruche knotig hervortreten, werden sie, hier wie auch anderwärts, den serizitischen Abarten des Bittescher Gneises sehr ähnlich, zumal sich auch hier Porphyroblasten von Muscovit einstellen können. (Auf den Feldern zwischen Skalitz und Hosterlitz, nordöstlich von Znaim.)

Biotitreiche Granite und dioritische Gesteine. Im Gebiete östlich von Znaim bei Mühlfraun und Zuckerhandl,<sup>1</sup> ferner bei Töstitz und bei Durchlaß trifft man einen mannigfachen Gesteinswechsel. Es sind vorwiegend mittel- bis feinkörnige, meist auch ziemlich mürbe biotitreiche Granite, welche durch Aufnahme von Hornblende in dioritische Gesteine übergehen.

Ein ziemlich feinkörniges Gestein im Orte Zuckerhandl bei Znaim besteht aus stark schuppig zersetztem Plagioklas mit zweierlei Zwillingsstreifung, auch Karlsbader Zwillingen (vorwiegend basischer Oligoklas), ohne Krystallumriß, unvollkommene Stengel und Säulen grüner Hornblende, zerdrückten Lappen von holzbraunem Biotit, ziemlich zahlreichen verstreuten Körnern von stark undulösem Quarz und vereinzelt Partien von Orthoklas. Neben reichlichem Apatit, manchmal in zertrümmerten Säulchen, und spärlichen Erzen finden sich noch vereinzelt relativ große (bis 2 mm) spitzkeilförmige Umriss von Titanit.

Abgesehen von der bedeutenderen kataklastischen Zertrümmerung haben diese Gesteine große Ähnlichkeit mit manchen Vorkommnissen in der Brüner Intrusivmasse<sup>2</sup> (zum Beispiel Mjeltschan); doch werden sie von zahlreichen Gängen von grobkörnigem Granit und Aplit durchdrungen und stehen auch

<sup>1</sup> Siehe auch Till, Vhdlg. der Geolog. Reichsanst., 1906, p. 86.

<sup>2</sup> Siehe Vhdlg. der Geolog. Reichsanst., 1903, p. 382.

in Verbindung mit dichten, biotitreichen, hornfelsähnlichen Gneisen. Es scheint, daß das Auftreten dieser biotitreichen, mittelkörnigen, zum Teil dioritischen Schlieren mit der Resorption von Einschlüssen in Zusammenhang steht.<sup>1</sup> Ebenso sind die Gesteine von Zuckerhandl und Töstitz mit hornfelsähnlichen Massen vergesellschaftet; im Steinbruche auf dem Wege von Töstitz zur Hackermühle enthalten sie zum Beispiel steilstehende Bänke eines harten, splittrig brechenden, dichten Gesteines, bestehend aus einem sauren Plagioklas mit streng parallelen Streifen zartester Hornblendesäulchen und kleinster quergegliederter Stengel von Zoisit.<sup>2</sup>

Auch nächst der Bahnbrücke bei Eggenburg und östlich von Eggenburg gegen Gauderndorf, Jetzelsdorf und Roggendorf sind mittelkörnige Granite, reicher an Biotit, ziemlich verbreitet.

Biotitreicher Granit<sup>3</sup> und Flasergranit der Randzone. Wie schwer häufig die scharfe Grenze zwischen dem Flasergranit und dem anschließenden Schiefer zu bestimmen ist, sieht man zum Beispiel in den ziemlich guten Aufschlüssen der Täler, welche westlich und südlich von Theras (Sigmundsherberg nordöstlich) zum Passendorfer Bache und zum Pulkaubache führen. Die Strecken südlich von Rafing und die Talwände an der Vereinigung der beiden genannten Bäche sind grobkörnige, massige Granite mit senkrechter Klüftung und charakteristischer Blockbildung. (Eine sonst in den Thaya-batholithen wie auch in der Brünner Intrusivmasse wegen der weitgehenden kataklastischen Zertrümmerung seltene Erscheinung.) Nahe dem Seitentälchen von Theras wird das Gestein grob gebankt; die ziemlich großen Biotitschuppen werden zahlreicher und stellen sich beiläufig parallel. Ein Typus von grobschiefrigen, grobschuppig bis grobflaserigen biotitreichen Gneisgranites, der in der gleichen Ausbildung weiter nördlich bis Ober- und Unter-Mixnitz und im Süden über Engelsdorf bis zur Bahnstrecke bei Eggenburg verfolgt werden kann. Eine etwa 300 m breite Zone nun anschließender Gesteine ist gekennzeichnet durch den Reichtum an ziemlich großen ausgequetschten Schüppchen und Paketen von tiefschwarzglänzendem Biotit in feinkörniger Grundmasse ohne Feldspatknoten. Die Biotite schließen sich dann zu dünnen, stark gestreckten Flasern, scharf abgezeichnet zwischen kurzen, unregelmäßigen Feldspatschmitzen, in denen kleine Quarzkörner sichtbar sind. In manchen Lagen treten noch einzelne größere Biotittafeln mit freiem Auge sichtbar hervor. Hochgradig gestreckte Gesteine, teils hartplattig, teils dünnschiefriger, mit wechselndem Glimmergehalt, aber stets mit überwiegendem schwarzen oder grünlichen Biotit, mit granitisch feinkörnigem Aussehen im Querbruche gehören zu den Endgliedern einer wechselvollen Serie von Randgneisen, die durch zunehmenden Gehalt an feinschuppigen Glimmern und immer unruhigerer Flaserung anscheinend ohne scharfe Grenze hinüberführt zu den Schiefen im Dache des Batholithen.

Die Gesteine aus der Grenzzone von Theras, welche makroskopisch grobschuppig und relativ wenig schiefrig sind, weichen im mikroskopischen Bilde schon stark ab von den Graniten, doch sind die Reste der Granitstruktur noch gut wahrnehmbar. Die größeren Biotitschuppen (lebhaft pleochroitisch, holzbraun, manchmal etwas grünlich) sind noch schön erhalten geblieben, wenn auch zerdrückt und verzogen, verbogen und von Ansätzen aus kleineren Biotitschüppchen umgeben, so doch im allgemeinen klar ohne chloritische Umwandlung. An die Stelle der größeren lichten Bestandteile ist dagegen feinkörniges Haufwerk getreten. Quarz bildet größere Flecken von stark zerdrückten und innig verzahnten Körnern, ehemalige basische Plagioklase sind ersetzt durch sauren, oft gestreiften Oligoklas in Form von Körnergruppen oder vermengt mit Quarz in feinkörnigem Mosaik und stets erfüllt von kleinen und kleinsten Körnern von Zoisit mit spärlichen Schuppen von farblosem Glimmer. Der idiomorphe Umriß gegen Quarz ist häufig erhalten geblieben. Anhäufungen von gedrängten und größeren Körnern von Zoisit, die umgeben sind von Zonen, in denen diese Substanz nach außen spärlicher wird, geben deutliches Zeugnis von ehemaligem normalen Zonenbau der nun zerstörten basischen Plagioklase.

Auffallend ist die Seltenheit von Kalifeldspat; nur in einzelnen Schliften sieht man kleine, xenomorph ausgezackte Flecken zwischen feinem Mosaik von saurem Plagioklas und Quarz (Apatit, relativ groß und häufig, Zirkon, besonders im Glimmer).

<sup>1</sup> Sie sind verschieden von den eckigen Diorittrümmern, welche als Einschlüsse im Granit zwischen Kanitz und Eibenschitz in der Brünner Intrusivmasse auftreten. Vhdlg. der Geolog. Reichsanst., 1903, p. 383.

<sup>2</sup> Zunächst der Aumühle bei Durchlaß finden sich körnige feldspatige Hornblendegesteine neben mürbem Biotitgranit häufig in Lesesteinen. Sie wurden noch nicht näher untersucht.

<sup>3</sup> Basische Facies nach M o c k e r zum Teile.



Größere Verbreitung besitzen die Gesteine, in denen durch parallele Lagerung der lebhaft braunen Biotite die ausgesprochene Schieferung erzeugt wird; diese wechseln mit Streifen von größerem Quarzmosaik und gestreckten Linsen von sehr feinem Korngemenge von Orthoklas und Quarz, dem Säulchen und Körner eingestreut sind, und zwar zumeist in lockeren Zonen und Streifen, selten örtlich zu dichten Wolken und Haufen geballt, die als die Vertreter der erwähnten Plagioklaskerne in den granitischen Abarten dieser Gesteine angesehen werden können. Zoisit in größeren Individuen ist mit etwas Epidot in den Glimmerzonen angereichert. Hier und da heben sich von der feinkörnigen Masse größere, unregelmäßig ausgezackte Körner von Oligoklas ab, oft mit enger Zwillingstreifung zweierlei Art, mit spärlich eingestreutem Epidotstaub und stets mehr oder minder dicht siebartig durchlöchert von kleinen, rundlichen, tropfenförmigen oder verzogen wurmförmigen Quarzkörnchen. Kalifeldspat wird in diesen Gesteinen nicht gesehen. Selten liegen größere dünne Hornblendestengel, manchmal zerbrochen, im Mosaik. (a = äußerst blaß gelblich, b = grün, etwas bräunlich, c = intensiv saftgrün.  $a > b > c$ .)

Eigentliche Kataklyse wurde in diesen Gesteinen nicht gesehen. Die Parallelstruktur ist nur durch Kristallisationsschieferung hervorgerufen.

Von den Kontaktwirkungen und granitischen Adern im Nachbargestein ist noch weiter unten die Rede.

### B. Flasergranite von Louczka und Deblin (Schwarzawabatholith).

In den innersten Teilen der Schwarzawakuppel, an den Abhängen des schönen Engtales des Louczkabaches sind dünngeschieferte und wohlgebankte Gneise steil westfallend aufgeschlossen; sie setzen sich nach Süden fort in das Zawisttal nach Deblin und über Marschow hinaus, hier im Streichen umschwenkend und gleichmäßig umrahmt von den auflagernden Phylliten. Bei Czischek liegen die Gesteine mit flacherem Westfallen auf dem Kwetnitzaphylliten. Die nördliche Grenze ist nicht aufgeschlossen. (Siehe Karte III).

Trotz des mannigfachen Wechsels in wohlbegrenzten ebenschiefri gen Bänken bleibt nach den Wahrnehmungen an einigen Dünnschliffen aus dem Louczkatal, bei Czischek, bei Zavist, bei Deblin und von Marschow, doch der allgemeine Habitus dieser Gneise recht charakteristisch. Sehr verbreitet sind linear gestreckte, feinkörnige Knotengneise, oft dünnschiefri g, mit feinschuppigem, meist grünlich entfärbtem Biotit, oft chloritisch weich, wie ausgeschmiert. Andere Lagen enthalten weißen Glimmer oder werden rein serizitisch, wieder andere zeigen massige Textur. Hier und da (Mühle im Louczkatal, Straße östlich von Deblin) trifft man Bänke von großaugigem Gneis, in welchem die zerdrückten Feldspate mehrere Millimeter, ja selbst Zentimeter groß werden. Selten sind größere Xenoblasten von Biotit in der schiefri g-feinkörnigen Gesteinsmasse.

Manche Schiffe geben das Bild eines hochgradig kataklastisch zerdrückten Granites nahe verwandt den Flasergraniten der Thayakuppel (zum Beispiel unterhalb Louczka). Neben den zerdrückten Augen von Kalifeldspat (zum Teil Mikroklin und Schachbrettabbit mit Myrmekit) sind auch zerdrückte und zerbrochene, gestreifte, mit farblosen Schüppchen erfüllte Plagioklase, an denen nicht selten noch die idiomorphen Umriss e und der zonare Bau gut kenntlich sind. Ebenso wie in den Graniten der Thayakuppel treten auch hier im Kalifeldspat rundliche und teilweise idiomorph umgrenzte Plagioklase als Einschlüsse auf. Biotit ist ziemlich spärlich in diesen Gesteinen, meist entfärbt oder häufiger in zerdrückte Flaser n von blaßgrünen Pennin umgewandelt. Neu gebildete kräftige, aber feinschuppige Strähnen von farblosem Glimmer umfließen und durchschneiden die größeren Feldspat augen. Quarz bildet größere, gänzlich zerdrückte Felder und Körnergruppen oder ist zugleich mit breit gestreiftem, klarem Albit in Form von größeren Körnern in die Spalten und Zertrümmerungsräume der Feldspate eingedrungen. Auch größere keilförmige Titanite sind zerbrochen und verflößt.

Allgemeiner verbreitet sind freilich kleinaugige, knotige oder knotigflaserige Gesteine, in denen man aus der Anordnung der Züge von feinschuppigem Biotit, welche an den Umrissen der größeren Feldspate abstauen oder diese umfließen, auf eine ursprüngliche Parallelt extur schließen kann. Aber schiefri ge Kataklyse unter Entwicklung von Serizitsträhnen und Zertrümmerung der Feldspate ist diesen Gesteinen in höherem Maße aufgeprägt.

Auch hier schwimmen im feinkörnig gestreckten Mosaik zerdrückte, zerbrochene und umgeformte Plagioklase mit verbogener Zwillingstreifung (saurer Oligoklas) mit Zonenbau (Zawisttal bei Czischek). Manche gestreckte Augen erscheinen unter dem Mikroskop als unregelmäßige Felder von Kalifeldspat mit Quarz und Albit durchwachsen, als Körnergruppen oder Mosaik, durchzogen von feinkörnigen Zonen und vorwiegend bestehend aus Albit und Quarz, stellenweise mit großen und kleinen Orthoklasresten und myrmekitischen Körnern.

Epidotminerale und Zoisit wurden nur in wenigen Schliften (Zawisttal), und zwar ziemlich reichlich in den Glimmerlagen angetroffen. Manche Schlifflinge enthalten ziemlich viel Calcit.

Wenn auch die Flasergranite von Louczka keinem Gesteinskomplexe des Thayabatholithen vollkommen gleichen, so ist doch die allgemeine nahe Verwandtschaft der Gesteine nicht zu verkennen. Sie werden insbesondere manchen Gesteinen aus der Randzone im Tale unterhalb Theras sehr ähnlich (p. 20 [560]) doch sind diese nicht als Augengneise entwickelt und nach meinen bisherigen Beobachtungen ärmer an Kalifeldspat und reicher an Epidotmineralen. In beiden Fällen dürfte eine kataklastische Parallelstruktur über eine ursprüngliche fluidale Parallelstruktur aufgepreßt worden sein.

Es kann kein Zweifel darüber bestehen, daß in diesem Gebiete stark zerdrückte, randliche Teile eines Batholithen zum Vorschein kommen, der genau dieselbe Stellung im Liegenden der moravischen Schiefer einnimmt, wie der Thayabatholith und auch diesem in petrographischer Hinsicht sehr nahe steht.

Die Flasergranite von Louczka werden aber noch von den Serizitphylliten der Kwetnitzaserie unterteuft (siehe Abschnitt IV). Die unmittelbare Grenze gegen diese Gesteine fand ich nicht bloßgelegt, weder bei Marschow, noch im Zawisttale, noch an der Schwarzawa gegenüber von Tischnowitz. Es konnte nicht festgestellt werden, ob eine Kontaktwirkung an der Grenze gegen diese Schiefer stattgefunden hat.

### 3. Moravische Paraschiefer.

An den Gürtel des Bittescher Gneises schließt, ebenso in der Thayakuppel wie im südlichen Teile der Schwarzawakuppel, ein zusammenhängender Bogen von vorwiegend tonigen metamorphen Sedimenten, begleitet von Kalken, Quarziten und Grünschiefern; im Innern dieses Bogens erscheinen im Süden die beschriebenen Flasergranite und Granite von Znaim und Eggenburg; im Norden die eigentümlichen chloritischen und epidotführenden Ortho-Albitgneise von Deblin und Louczka. In dem Teile der Schwarzawakuppel nördlich von Deblin und Tischnowitz ist der tiefste Teil des Gewölbes nicht bloßgelegt; der südliche Gürtel der Sedimente ist hier durch die unregelmäßigen Phyllitpartien mit den Kalkbänken von Lomnitz, Brumow und Bedrzychau vertreten. Sie treten auch hier zum Teil im Liegenden des Bittescher Gneises auf; zum Teil als Einfaltungen zwischen den Bänken dieses Gneises. Diese Auffassung wird wohl bestehen bleiben, wenn vielleicht eine neuerliche genauere Begehung die Grenzen der Phyllitpartien in der Karte verändern wird.

Die moravischen Sedimente, sowohl Phyllite als auch Kalke, bleiben relativ wenig metamorph in der Schwarzawakuppel und im Nordosten der Thayakuppel, bis Skalitz und Ober-Dannowitz. Gegen Südwesten nimmt der Grad der Umwandlung allmählich zu. Die Gesteine, obwohl im allgemeinen noch plattig, dünnschiefbrig, grau und mürbe, werden allmählich grobschuppiger. Massigere, zum Teil härtere grobflaserige Gesteine, in denen Biotit oder Chlorit deutlicher sichtbar werden, treten in dem Gebiete nördlich von Znaim auf.

Weiter im Westen, etwa von Znaim an, zersplittert sich der Zug in zwei Äste, welche durch die flaseriggestreckten und stengeligen Gneise des Zuges von Weitersfeld getrennt bleiben (p. 17 [557]).

Der nördwestliche Zug von Fronsburg, Hötzelsdorf und Pernegg, durch flache Lagerung und mannigfachen Schichtwechsel und mehrfachem Wiederholung der Kalklagen verbreitert, ist im großen ganzen höher metamorph. Makroskopische Granaten machen sich schon in einzelnen Lagen, der Umgebung von Pleising bemerkbar und sind in dem westlichen Bogen sehr verbreitet, ja stellenweise, zum Beispiel in der Umgebung von Weitersfeld, ist das Gestein ganz durchspickt von hirsekorngroßen Granaten. Die Gesteine werden zugleich mehr grobflaserig, wenn auch Zwischenlagen von dünnschiefbrigen und dünnplattigen, grau feinkörnigen Biotitphylliten noch recht verbreitet sind.

In dem östlichen Zuge, im Liegenden der zweiglimmerigen Stengelgneise von Weitersfeld, treten die am wenigsten metamorphen Schiefer auf.

Den ganzen inneren Rand des Schieferbogens in der unmittelbaren Nachbarschaft des Flasergranits des Thayabatholithen begleiten Gesteine, in denen dunkler Glimmer und Feldspat mehr hervortreten.

Wo in der Gegend von Sigmundsherberg die beiden Schieferzüge wieder zusammenfließen, wechseln feinkörnige graue Biotitphyllite häufig mit feldspatigen Biotitschiefern. Der verschmälerte Schieferzug gegen den Manhartsberg umfaßt, wie unten weiter ausgeführt wird, eine mannigfaltige Serie von Phylliten, Kalksilikatgesteinen und Gesteinen, die als Schieferhornfelse und Imprägnationsgneise aufzufassen sind, häufige Bänke von dünnschiefrigem Flasergranit und auch massige Granite (Burgschleinitz). Die ganze Serie scheint hier nachträglich auf engeren Raum zusammengepreßt und stark mechanisch beeinflusst.

Die von Tausch als Kwetnitzgesteine bezeichneten Komplexe von Phyllit, Quarzkonglomeraten und Kalken in der Schwarzawakuppel nehmen sowohl nach ihren Lagerungsverhältnissen, als auch nach ihrer petrographischen Beschaffenheit eine gesonderte Stellung ein (siehe Taf. III). Sie werden unten in einem besonderen Kapitel besprochen.

Ein äußerer Saum von mannigfachen Paraschiefern, der die Schwarzawakuppel umgibt und der im Norden (in den Blättern Brüsau-Gewitsch und Boskowitz-Blansko) von Rosiwal und Tausch mit den genannten inneren Paraschiefern als Phyllitgruppe vereinigt und auch von mir in seiner südlichen Fortsetzung (Blatt: Groß-Meseritsch und Trebitsch—Kromau) als Phyllit kartiert wurde, gehört, wie noch weiter auszuführen sein wird, ebenso wie die anschließenden Glimmerschiefer bereits zu den moldanubischen Gesteinen. Ihre Fortsetzung sind in der Thayakuppel die bei Rakschitz südlich von Mährisch-Kromau als Phyllit kartierten Gesteine (Blatt: Trebitsch—Kromau und Znaim).

#### A. Phyllite und Glimmerschiefer der beiden Hauptzüge.

Die Gesteine der beiden Hauptzüge moravischer Sedimente in der Thayakuppel und in der Schwarzawakuppel gehören ohne Zweifel dem gleichen stratigraphischen Komplex an, denn die verschiedenen Grade der Metamorphose im Norden und im Süden sind durch allmähliche Übergänge und Wechsellagerungen miteinander verbunden. Es bleibt noch immer eine große Kluft zwischen den am höchsten kristallinen Lagen dieser Zone, zum Beispiel den granatführenden Schiefen von Fugnitz bei Geras, und den grobschuppigen, granatreichen Glimmerschiefern des moldanubischen Randgebietes. Eine Verwechslung von Handstücken der Glimmerschiefer aus beiden Zonen ist kaum möglich.

An Stelle der erwähnten Granatglimmerschiefer, welche auf den Süden der Thayakuppel beschränkt sind, herrschen weiter im Norden und insbesondere in der Schwarzawakuppel die sehr feinkörnigen, bleigrauen, seltener schwarzen oder grünlichen Phyllite, in denen Granaten mit freiem Auge nicht wahrgenommen und auch unter dem Mikroskop nur selten in kleinen Individuen nachgewiesen werden.

##### a) Phyllite der Schwarzawakuppel.

Diese Gesteine sind meist stark verwittert, sehr brüchig, splittrig oder dünnschiefrig, manchmal auch plattig zerfallend. Ihr Gesamthabitus bleibt recht gleichmäßig sowohl in dem Hauptbogen der Schwarzawakuppel über Swatoslau und Larchanko gegen Tischnowitz, wie auch in den unregelmäßigen Partien im Norden in der Umgebung von Lomnitz.

Einzelne Schliffe (Radoschkow und nördlich von Strzemochow) erweisen sich unter dem Mikroskop als äußerst feinkörnig, mit stärker hervortretenden, wellig gestreiften oder gefalteten Serizitstrahlen, welche in der Regel dicht erfüllt sind von zartem kohligem Staub und von größeren Flecken bräunlich verwitternder Erze. Biotit, in Form zart blaßbrauner Streifen, häufiger aber grün entfärbt oder gänzlich in Chlorit umgewandelt, ist spärlich den Serizitstrahlen zugestellt oder bildet mit Quarzfeldspatmosaik vermengt selbständige Lagen. Aber auch neophytischer Chlorit spielt eine große Rolle und ist namentlich in Form kleiner Schüppchen in den gestauchten oder gestreckten Linsen von Quarzfeldspatmosaik reichlich eingestreut. Der Plagioklas des Mosaiks erwies sich als schwächer lichtbrechend als der Kanadabalsam (Albit), Orthoklas wurde nicht nachgewiesen. Allgemein verbreitet sind wohl sehr kleine Säulchen und Körnchen von Turmalin (zirka 0.03 bis 0.1 *mm*) von blasser violettgrauer Farbe mit Anreicherungen kleinster dunkler Einschlüsse in der Nähe des einen Endes.

Neben diesem ziemlich gleichmäßig verbreiteten Haupttypus der Phyllite finden sich in der Schwarzawakuppel noch verschiedene, allerdings nicht sehr auffallende Einlagerungen. So zum Beispiel gröbere krystallinische Gesteine am Waldrande im Tale gegenüber von Drnowitz bei Lissitz. Auch diese sind gefältelt und bestehen aus grünem und schmutzig braungrün geflecktem Glimmer, vergesellschaftet mit zart grünem Chlorit. Sie enthalten rundliche Körner von gestreiftem Albit, dem häufig kleine Chloritschüppchen oder auch starke doppelbrechende farblose Schüppchen eingelagert sind. Dazu kommen noch dunkle Eisenerze und kleine gelblich zersetzte Körnerhäufchen von Titanit und häufige Adern und Nester von Calcit. Dieses Gestein enthält keinen Turmalin.

Am rechten Ufer der Schwarzawa oberhalb Brzezina gegen Tischnowitz sind dem grauen Phyllit neben quarzitischen Bänken auffallendere, zum Teil ziemlich massige Grünschiefer eingelagert. Das etwas schiefrige Grundgewebe besteht aus blaßgrünem und wenig regelmäßigem Chlorit (schwach doppelbrechend, optisch positiv), kleinen rundlichen oder gestreckten Plagioklaskörnern, unregelmäßig eingestreuten kleinen Körnergruppen von Zoisit und Epidotmineralen. In der Masse liegen größere, zum Teil deutlich idiomorphe, selbst leistenförmige Plagioklase mit Zwillingsstreifung. Die Häufung kleiner Einschlüsse (Zoisit und Epidot) im inneren Teile der Körner deutet auf ehemaligen normalen Zonenbau; doch sind die Plagioklase nur pseudomorph und erweisen sich schwächer lichtbrechend als Kanadabalsam. Ohne Zweifel liegt ein verändertes diabasartiges Eruptivgestein vor.

### b) Phyllite der Thayakuppel.

Mannigfaltiger sind die Gesteine des großen bogenförmigen Zuges im Liegenden des Bittescher Gneises aus der Gegend von Hosterlitz südlich von Mährisch-Kromau über Hardegg, Pernegg und Sigmundsherberg zum Manhartsberge. Im nordwestlichen Teile des Zuges, etwa bis über die Gegend von Mramotitz bis Znaim hinaus, sind auch hier graue Phyllite, ganz ähnlich denen der nördlichen Gebiete und auch von ganz ähnlicher mikroskopischer Beschaffenheit. In den Serizitlagen sind die staubartigen, dunklen Massen zu scharf hervortretenden Streifen angereichert und zeigen durch ihre Verbiegungen und Zerreibungen nachträgliche Bewegungen deutlich an.

Allmählich machen sich nördlich von Znaim gröber schuppige Zwischenlagen bemerkbar. An der Nordwestbahn finden sich zum Beispiel neben gewöhnlichem grauem Phyllit ziemlich quarzreiche Chlorit-Muscovitphyllite.

Der rein grüne und lebhaft pleochroitische Chlorit (optisch negativ, sehr schwach doppelbrechend) ist fast ausschließlich und in ziemlich gut entwickelten Schuppen dem Quarzmosaik beigemischt. Der farblose Glimmer (optisch zweiachsig mit mittlerem Winkel) ist auch hier vorwiegend auf kräftigere Strähne zusammengedrängt; die Anreicherung von Erzflecken, sowie dünne undurchsichtige Schnüre, aus Zersetzung hervorgegangen, und kleine verschwommene blaßbraune, pleochroitische Flecken deuten darauf hin, daß auch entfärbter Biotit an der Zusammensetzung dieser Lagen beteiligt ist. Kleine Turmalinsäulchen.

Diese Gesteine, in Felsen anstehend, bleiben von den Flasergraniten durch härtere, reichlicher biotitführende, stark gefältelte Schiefer getrennt, welche bereits der weiter unten zu besprechenden inneren Grenzzone des Phyllitzuges angehören.

Vermutlich in der Fortsetzung der oben erwähnten Chloritgesteine an der Nordwestbahn stehen beim Teich von Kaja grobflaserig gefältelte und stengelig gestreckte und gewundene Chloritgesteine mit Quarzkauern an. Sie sind sehr verschieden von den granatführenden Biotitschiefern im Osten. Es scheinen Übergänge vorhanden zu sein in die Stengelgneise von Weitersfeld (siehe p. 17 [557]). Auch feiner gefältelte, graue, dünnplattige Schiefer sind in der Nähe und die klüftigen Felsen an der Thaya gegen Neuhäusel sind im allgemeinen graue, biotitführende Gesteine, von phyllitischem Habitus, stellenweise aber sehr reich an Muscovit.

Den geringsten Grad der Metamorphose unter den mir bekannt gewordenen moravischen Phylliten in der Thayakuppel zeigen gewisse Lagen auf den Kuhbergen östlich von Weitersfeld, vergesellschaftet mit plattigen Quarziten. Es sind dünschiefrige, äußerst fein gefältelte Gesteine, bleigrau und matt glänzend; zum Teil von tonschieferähnlichem Aussehen. Sie bestehen vorwiegend aus sehr feinschuppigem Serizit, dem Quarz in sehr wechselnder Menge, bis zum Übergang in Quarzit, zugesellt ist.

Die Gesteinsmasse und insbesondere der durchwegs farblose Glimmer ist dicht durchstäubt von feinen undurchsichtigen Flocken Pünktchen und Krümelchen. Neben Quarz wurde im größeren Mosaik Oligoklasalbit nachgewiesen (zweiachsige Körner,  $\gamma$ )  $\alpha$  (Kanadabalsam). Örtlich finden sich nicht selten kleine blaß honiggelbe Säulchen (zirka 0.05 mm) oder auch allerfeinste Nadelchen von Rutil.

### c) Granatglimmerschiefer von Fugnitz.

Das entgegengesetzte Extrem innerhalb der Serie der moravischen tonigen Sedimente wird zum Beispiel vertreten durch die granatreichen Glimmerschiefer bei Fugnitz nördlich von Hötzelsdorf. Hier, im Hangenden des Schieferzuges, treten die Merkmale einer tieferen Umwandlungsstufe auffallend hervor. Ja, manche feldspatreiche Lagen werden im Dünnschliffe moldanubischen Sedimentgneisen (Plagioklasgneisen) in Struktur und Zusammensetzung recht ähnlich.

Biotit, in ziemlich gut entwickelten Schüppchen, lebhaft pleochroitisch in reinen Farbtönen, von tiefholzbraun, etwas rötlich grau zu sehr blaß gelblichbraun mit pleochroitischen Höfen ist der herrschende Glimmer; manchmal mehr als zwei Drittel des Gesteines. Muscovit findet sich weit spärlicher. Saurer Plagioklas (in feldspatreichen Lagen; Andesin  $\gamma$ )  $\alpha$ ,  $\alpha$ )  $\varepsilon$ ) ist dem reichlichen Quarz zugesellt. Orthoklas konnte nicht nachgewiesen werden. Granat erscheint im Schliff manchmal blaßrötlich, in unregelmäßigen Gestalten und bis in die Randzone siebartig durchlöchert von kleinen rundlichen Quarzeinschlüssen. Größere Einschlüsse sind manchmal in Reihen geordnet parallel der Schieferung des Gesteins. Dazu kommen noch die häufigen Turmalinsäulchen im gewöhnlichen Habitus und kleine Körnchen und Nadelchen von Apatit.

### Kontaktgesteine vom Wolfsteich bei Hardegg.

In der Gegend von Kaja (südöstlich von Hardegg), auf dem Wege nach Karlslust und zwischen Sackteich und Wolfsteich sind in der Grenzzone gegen den Flasergranit zahlreiche Imprägnationen im dunklen Biotitschiefer zu sehen, deren örtliche Anreicherung förmliche Adergneise entstehen läßt. Die Zone schließt an die gestreckt und knotig-schiefrigen stengeligen, bald serizitischen, bald zweiglimmerigen Randgesteine des Thayabatholithen bei Nieder-Fladnitz. Erst unter mannigfachem Wechsel des Gesteinscharakters nehmen unterhalb des Wolfsteiches die hornfelsähnlichen, biotitreichen Schiefer allmählich überhand. Sie enthalten sowohl feldspatreiche Lagen in gleichsinniger Schieferung, welche die Faltungen mitmachen, als auch Adern von Aplit, handbreite und breitere Gänge von feinkörnigem Granit, welche Faltung und Paralleltexur quer durchbrechen und Stücke des losgelösten Schiefers umschließen. Größere Stücke von massigem Granit und schriftgranitischem Aplit mit fleischrotem Feldspat fand ich in der Nähe. Gegen den Sackteich verschwinden die Adern und die Schiefer werden mattglänzend bleigrau mit unruhiger Fältung; bei Kaja selbst stehen bereits gestrecktstengelige Chlorit-Serizitschiefer an.

Die dunkeln ziemlich feinkörnigen Schiefer vom Wolfsteich zeigen unter dem Mikroskop keine Spur von Kataklyse und wohl ausgebildete Krystallisationsschieferung, erzeugt vor allem durch die mangelhaft zusammenhängenden Lamellen von schön rötlich-braunem Biotit (zahlreiche pleochroitische Höfe), stellenweise mit etwas Muscovit. Manche Lagen enthalten auffallend viel Orthoklas, der dann mit xenoblastischen Umrissen lagenweise im größeren Quarzmosaik angereichert ist und spärliche Einschlüsse von Oligoklas umschließt. In anderen Gesteinspartien ist der Oligoklas etwas getrübt in feinkörnigen Linsen und Streifen mit Quarz zusammengedrängt, ähnlich wie in den Gesteinen von Theras, doch fehlen hier die Zoisite. Manchmal sind auch größere Oligoklaskörner mit unregelmäßig ausgezackten Grenzen im Mosaik eingeschaltet; sie enthalten Quarzeinschlüsse und Schuppen von farblosem Glimmer, aber keinen Zoisit. Vereinzelt wurden kleine Granatkörnchen beobachtet.

### Einlagerung von Schiefer im Granit gegen Amelsdorf.

Mannigfaltig, bald sehr feinkörnig und dünnschiefrig, oft splittrig, glimmerarm, weiß, quarzitisch oder feldspatig, bald wieder biotitreich und dunkel, seltener grobflaserig sind die Gesteine des Schieferzuges, welcher zwischen Eggenburg und Kühnring südwärts zieht und gegen Amelsdorf auskeilt. Besonders auffallend sind weiße, dünnschiefrige Gesteine bei Kapellenäcker westlich von Eggenburg: sie gleichen einem hochgradig zerdrückten, äußerst feinkörnigen Aplit mit etwas gestrecktem, zum Teil verzahnten, wirren Quarzmosaik, dem Serizitbüschel und kleine, etwas trübe, von Schüppchen erfüllte, gestreifte, unregelmäßig

umgrenzte Plagioklase (Albit) ziemlich reichlich eingestreut sind. Zirkon- und Apatitkörnchen sind im Verhältnis zum feinen Korn des Gesteins auffallend groß und häufig. Dazu kommen noch bis 2 mm große, unregelmäßige Körner, Körnergruppen und Skelette von braunem Turmalin; ein Mineral, das, wie bemerkt, sonst im moravischen Gebiete nur in den Phylliten, nicht in den Gneisen und nur ausnahmsweise in Gängen eruptiven Ursprunges angetroffen wird. Es scheint mir übrigens fraglich, ob dieser dünn-schiefrige Aplit vom Znaimer Batholithen abzuleiten ist und nicht schon vor dessen Intrusion in der Schieferserie enthalten war. Noch jenseits Sachsendorf werden feinschuppige, glimmerreiche Biotitgneise zu Straßenschotter gebrochen. Sie sind wie die Gesteine der Übergangszone von Theras gekennzeichnet durch die zahlreichen, ziemlich idioblastischen, gestreiften, von farblosen Glimmerschüppchen reichlich durchsetzten Albite (bis 1 mm) in feinkörnig schiefrigem, biotitreichem Grundgewebe ohne Kalifeldspat.

Bei Gumping endigt nach Reinhold's Angaben (l. c. p. 48) die Schiefereinlagerung zwischen angrenzendem basischem, schiefrigem Granit.

#### Züge von Schiefer und Flasergranit westlich vom Manhartsberge.

In dem verschmälerten Schieferzuge südlich von Sigmundsherberg nehmen, wie gesagt, feldspatige Gesteine immer mehr überhand. Häufig findet ein diffuser Übergang in glimmerige Phyllite statt und das Gebiet von hier bis zum Manhartsberge wird beherrscht von einem wiederholten Wechsel von glimmerigem Schiefer und dünnstengligem Gneis (Flasergranit).<sup>1</sup> Dazwischen haben sich aber noch stellenweise dünnplattige, feingefaltete dunkle Phyllitlagen vom ursprünglichen Habitus erhalten. So zum Beispiel an verschiedenen Stellen im Pulkabache (östlich von Brugg); in der Umgebung des Bahnhofes Sigmundsherberg, im Tale unterhalb Maigen und in der südlichen Fortsetzung des Zuges westlich von Engelsdorf bei Eggenburg; noch weit im Süden östlich von den Schieferzügen des Manhartsberges am Waldrande gegen Diendorf findet man spärlich aufgeschlossen, aber deutlich dünn-schiefrige, wenig metamorphe Phyllite. Ihnen folgen gegen Osten neuerdings Kontaktschiefer und zersetzte Stengelgneise (Flasergranite).

Der dunkelgraue Gneis, welchen Reinhold als felsig anstehendes Gestein aus der Gegend östlich von Stiefern erwähnt, dürfte in die Gruppe der plagioklasreichen Grenzgesteine (wie bei Theras) gehören, wenn er auch nahe am Westrande der Schieferzone gelegen ist und unmittelbar an den moravischen Kalkzug anschließt; denn schon bei Maigen unweit Sigmundsherberg erscheinen feldspatige Schiefer in der Phyllitzone. Sie werden südlich von Harmannsdorf immer reichlicher und das Gebiet des Manhartsberges bis zum Süden des moravischen Schieferzuges am Kugelberge östlich von Schönberg am Kamp, besteht aus vorherrschend feldspatigen, gneisartigen Gesteinen, denen schmalere Züge von grauem Phyllit (zum Beispiel Diendorf am Walde) eingelagert sind.

#### Diaphthorite an der Diendorfer Verwerfung südlich vom Manhartsberge.

Die eben erwähnten Gesteine vom Kugelberge und bis Diendorf am Walde sind stark diaphthoritisch verändert; manchmal ungleichkörnig, von mylonitischem Aussehen, mit schmutzigen Farben, die Glimmer grünlich zersetzt und ausgeschmiert; oft ist das Gestein durch Eisenoxyd fleckig gebräunt. Häufig ist es vollkommen in feldspatigem Chloritschiefer umgewandelt und an die Stelle der Glimmer ist sehr blaßgrüner Pennin getreten, der als feinfaseriges und wirr schuppiges Netzwerk dem feinkörnigen Mosaik vom trüben Albit und Quarz eingefügt ist. Rundliche, kleine Porphyroblasten von gestreiftem Albit, erfüllt mit Glimmerschüppchen, heben sich oft noch deutlich ab vom Mosaik. An die Stelle der häufigen Titanite sind gelbliche, undurchsichtige Flecken (Leukoxen) getreten. Wenig Orthoklas ist manchmal in xenoblastischen Gruppen mit Plagioklaskörnern vereinigt. Flaser von farblosem Glimmer sind nur in manchen Stücken, aber dann kräftig entwickelt. Den Quarzlagen ist mitunter reichlich Calcit beigemischt.

<sup>1</sup> In diese Zonen gehören die Schiefer vom Lateintale bei Eggenburg, in denen Mocker (l. c. p. 349) Pseudomorphosen von Muscovit vermutlich nach Cordierit angibt.

### B. Kalke des Phyllitzuges.

Die Kalke des moravischen Phyllitzuges sind trotz der Schwankungen in der Größe der Krystallkörner und des Glimmergehaltes in ihrer allgemeinen Beschaffenheit recht gleichartig und man kann nicht zweifeln, daß die relativ wenig mächtigen, aber auf große Erstreckung vom Manhartsberg bis Brumow nördlich von Lomnitz wiederkehrenden Bänke der Hauptsache nach einem stratigraphischen Horizont angehören. Wie bereits erwähnt wurde, begleitet ein Kalkband von 30 bis 40 *m* Mächtigkeit ebenso in der Thayakuppel wie in der Schwarzawakuppel fast überall die Grenze zwischen dem Bittescher Gneis und den phyllitischen Gesteinen im Liegenden desselben. Doch finden sich auch Einlagerungen in den Phylliten, besonders in der Gegend westlich von Weitersfeld und bis Pernegg, in großer Ausdehnung. Hier sind ohne Zweifel wiederholte Überfaltungen des gleichen Kalklagers flach übereinandergeschoben (siehe p. 38 [578]). Auch im nördlich vorgelagerten Bittescher Gneis, zwischen Hardegg, Mallersbach und Herfurth, ist eine Bank gleichartigen Kalkes eingeschaltet.

Ein zweiter Kalkzug aber, der parallel mit dem äußeren Randzug im NO der Thayakuppel von Oberdannowitz über Skalitz gegen Kodau zieht, ist weniger krystallinisch.

Auch die Kalkzüge der Kwetnitza, welche im Liegenden der Schwarzawakuppel bei Tischnowitz auftreten, sind in mancher Hinsicht verschieden und im allgemeinen weniger metamorph als die moravischen Kalke im Hangenden; sie sollen später besprochen werden.

Im westlichen Bogen der Thayakuppel, auf denselben Strecken, in welchen die moravischen Phyllite in Granatglimmerschiefer übergehen, von Hardegg bis Harmannsdorf, sind auch die moravischen Kalke in höherem Grade krystallinisch. Die Epimarmore in den zahlreichen Steinbrüchen dieses Gebietes sind mittelkörnig, dunkelgrau oder bläulichgrau, manchmal, bei besonderem Reichtum an Glimmer, mit violetter oder bräunlichem Farbenton. Die lebhaft braunen Biotitschuppen können 0·5 *mm* groß werden.

Die Gesteine sind plattig-schiefriq, seltener grob gebankt. Glimmerreiche Zwischenlagen werden bröckelig-schiefriq, oft ganz mürbe.

Dünne Streifen oder kurze Flammen von weißem Calcit bedecken mit gleichmäßiger enger Zeichnung größere Gesteinsflächen. Rostrote Flecken sind manchmal auf den Schichtflächen regelmäßig verteilt und schmale Limonitstreifen füllen oft die querdurchsetzenden Cleavageklüfte. Manchmal ist Brauneisenerz in faustgroßen oder größeren Knollen angereichert.

Auf den grobspatigen Calcitadern, welche, oft vergesellschaftet mit gelblichem Eisenspat, den Kalkstein reichlich durchschwärmen, findet man nicht allzu selten Drusen von Doppelspat oder auch Stengel von Klinozoisit (Hardegg).<sup>1</sup> Auf Klüften ist manchmal, ebenso wie im Bittescher Gneis, Muscovit und Prochlorit angesiedelt.

Fast für alle Vorkommnisse dieser Kalke sind die zahlreichen rundlichen Einschlüsse von milchweißem Quarz höchst bezeichnend. In Ausnahmefällen werden sie kopfgroß; zumeist erreichen sie nicht Faustgröße. Es scheinen umkrystallisierte Quarzgerölle zu sein, welche nun von der Parallelstruktur des Kalkes in der Regel konzentrisch umflossen werden. Noch kleinere Gruppen von Quarzkörnern und einzelne versprengte Körnchen enthüllt das Mikroskop in sehr großer Zahl.

Die kleinen, schwach lichtbrechenden Körnchen können bis zu ein Viertel der Gesteinsmasse ausmachen; ein kleiner Teil darunter ist Albit oder Oligoklas-Albit (optisch zweiachsig, schwach lichtbrechend); er zeigt selten Zwillingstreifung und Andeutung von zonarem Bau, aber ohne idiomorphen Umriß.

In glimmerreichen Lagen überwiegt der schön holzbraune oder etwas rötlichbraune Biotit (verschwommene pleochroitische Höfe, häufig,  $r:0\cdot015$ ) in parallel gestreckten Strähnen; aber farbiger Glimmer ist ihm, zum Teil in parallelen Verwachsungen, stets beigemischt. In den glimmerarmen, gröber granoblastischen Arten sind dagegen meist nur farblose Glimmer in isolierten Schüppchen vorhanden.

<sup>1</sup> A. Himmelbauer. Neue Mineralvorkommen aus Niederösterreich. Zentralblatt für Mineralogie etc., 1909, p. 397.

Chlorit, vollkommen farblos, optisch positiv, findet sich in gestreckten oder wirrfaserigen Aggregaten und erfüllt mit undurchsichtigen Stäubchen sowohl häufig in den glimmerreichen Lagen als auch allein, besonders in den glimmerfreien, feinkörnigen und weniger krystallinischen Kalken (Laschanko).

Undurchsichtige Stäubchen (graphitischer Substanz) sind in lockeren Wolken häufig im farblosen Glimmer und im Chlorit angereichert; in den reinen Kalkpartien sind sie nur sehr selten.

Pyrit ist relativ sehr selten und in kleinen Körnern. Kalksilikatminerale wurden nicht beobachtet.

Die grauen Kalke vom Kalkberg nordwestlich von Oberdannowitz sind, wenn auch lagenweise noch ziemlich glimmerreich, doch schon etwas weniger krystallinisch als die Kalke im SW, und die Korngröße nimmt noch mehr ab gegen NO in den Aufbrüchen beim Meierhof von Skalitz und auf den Feldern im W der Kodauer Straße.

Der innere, parallele Kalkzug aber, welcher im Dorfe Oberdannowitz, an der Straße bei Moratitz, dann am SO-Ende des Dorfes Skalitz und auch in einem kleinen Aufbruch in den Feldern im NO von Nispitz angetroffen wird, ist ganz feinkörnig bis dicht, gebändert, hellgrau bis schwarz, ohne Glimmerminerale; er enthält nur stellenweise schwarze, schwach glänzende Streifen und Schmitze. Es sind wirrfaserige Chloritnester, erfüllt mit kohligen Stäubchen. Hier ist die Abnahme der Metamorphose von den hangenden zu den liegenden Schiefen in den moravischen Gewölben besonders deutlich. Diese Gesteine werden dunklen devonischen Kalken recht ähnlich und man fühlt sich veranlaßt, nach Fossilien zu suchen; freilich ohne Erfolg.

Beiläufig in der Verlängerung des inneren Kalkzuges von Skalitz liegen die unzweifelhaften Devonkalke von Kodau und Lisnitz. Trotzdem kann nicht angenommen werden, daß die moravischen und die devonischen Kalke einem Zuge angehören. Die Kalke der Straße bei Kodau, welche an den Kulm von Hosterlitz anschließen, sind bereits vollkommen gleich den fossilführenden Devonkalken von Brünn und in den mährischen Sudeten; wie diese massig, grobgebant, dunkelgrau bis schwarz und von weißem Calcit durchhädet. Sie zeigen keine Spur von nachträglich aufgeprägter Paralleltexur, die der Bänderung der Kalke von Skalitz gleichkäme. Beide Vorkommnisse bleiben durch eine große Verwerfung in der Fortsetzung der Boskowitz Furche getrennt und der Gegensatz zwischen beiden Kalken ist ein ähnlicher wie zwischen den Graniten der Brüner Intrusivmasse und jenen des Thayabatholithen; dort richtungslose kataklastische Zertrümmerung, hier Pressung, verbunden mit der Tendenz zur Entwicklung einer Paralleltexur.

Während die Kalke am äußeren Phyllitsaum im S der Schwarzákuppel und jene der Phyllitgebiete im N bei Brumow vollkommen denen am äußeren Phyllitsaum der Thayakuppel gleichen und etwa genau so wie die Kalke von Dallein und Pernegg erfüllt sind mit weißen Quarzknuern, sind die inneren Kalkzüge bei Laschankö und gegen Herotitz (Tischnowitz SW) in einzelnen Partien schon etwas dichter und nähern sich im Aussehen den inneren Kalkzügen von Skalitz in der Thayakuppel.

Die innersten Kalkzüge, jene der Kwetniza, sind, wie die nähere Beschreibung noch zeigen wird, am wenigsten krystallinisch.

### C. Kontaktschiefer zwischen Bittescher Gneis und Kalk.<sup>1</sup> (Fugnitzer Kalksilikatschiefer.)

Ein eigentümliches Gestein ist in der Thayakuppel zwischen dem äußeren Kalkband und dem Bittescher Gneis eingeschaltet. Wegen seiner Mineralzusammensetzung, wegen der Mischung der Charaktere eines Kontaktgesteins und eines extrem gestreckten krystallinischen Schiefers verdient es besondere Erwähnung.

Am Kalkberg bei Oberdannowitz ist es bereits in Spuren nachweisbar. In vollkommenster Entwicklung und am mächtigsten ist es in den Brüchen bei Heufurth, Fugnitz, Harth und Nödersdorf aufgeschlossen. Es gleicht in Bruch und Gefüge einem harten, ebenschiefrig-feinkörnigen, granulitartigen

<sup>1</sup> Siehe Verhandl. der Geolog. Reichsanst., 1908, p. 407.



Gneis. Die streng geradlinige Parallelstruktur tritt am Querbruch durch die verschiedenfarbigen, meist sehr scharf begrenzten Bänder und zarten Linien auffallend hervor. Weiß und weißlichgrau sind die quarz- und orthoklasreichen Streifen. In gelblichgrünen Streifen zeichnen sich Minerale der Epidotgruppe ab und dunkler grün sind jene Streifen, in denen man zumeist noch mit der Lupe die ungemein zarten und dünnen Hornblendenädelchen wahrnehmen kann. Ganz unregelmäßig wechseln handbreite oder mächtigere Lagen von dichtem Amphibolitgestein mit weißen, feldspatigen Bänken; zumeist sind die Gesteine auch im kleinen mit zarten Farben gestreift (Nödersdorf, Harth und an anderen Orten). Die einzelnen Streifen laufen wohl zumeist auf lange Strecken schmal und gleichmäßig fort; aber das spitzwinkelige Auskeilen mancher verschiedenfarbiger Lagen und ihr verschwommenes Ineinanderfließen deuten darauf hin, daß die Paralleltextur durch schlierige Mischung und Auswalzung entstanden ist. Spitzwinkelige, sehr flache Isoklinalfaltung wird stellenweise beobachtet (Heufurth).

Die gleichen Gesteine begleiten den schmalen Kalkzug, der nächst dem Rosental nördlich von Herfurth dem Bittescher Gneis eingeschaltet ist, und setzen sich über den Kalk hinaus noch fort durch den Tiergarten am Harthberg bei Fronsburg (siehe Karte II).

Quarz, Orthoklas, saurer Oligoklas, Hornblende, Augit, Epidotminerale, Zoisit und Titanit in sehr wechselnder Mischung setzen das Gestein zusammen. Dazu kommen noch als Übergemengsteile: Apatit und Zirkon und ausnahmsweise noch vereinzelte Biotit-schüppchen.

Die Struktur ist granoblastisch mit sehr ausgeprägter, ebenflächiger Lagentextur. Nur die Prismenflächen der grünen Hornblende sind idioblastisch und auch diese nur unvollkommen und vielfach eingebuchtet; oft sind die Säulen beinahe siebartig durchlöchert und poikiloblastisch aufgelöst. Die äußerst schmalen, scheinbar unterbrochenen Nadeln können im Mikroskop manchmal auf 5, ja selbst auf 8  $\mu\text{m}$  verfolgt werden. Ihre Länge kann dann das Hundertfache der Breite betragen. Die parallele Lagerung dieser Nadeln markiert die gleichmäßige Streckungsrichtung; seltener sind sie flach gebogen.

In den hornblendeführenden Lagen ist der Orthoklas angereichert und kann dort zum weitaus vorwiegenden Bestandteil werden. Ihm sind Quarz und spärlicher Oligoklas zugesellt. Beide, miteinander innig verwachsen, bilden zusammen mit Hornblende fein diablastische Linsen und Körner zwischen gröberen, quarzreichen Lagen.

Farbloser oder äußerst blaßgrünlicher Augit ist zwar örtlich mit Hornblende verwachsen, vorwiegend aber neben Zoisit und dispersivem Epidot in den Lagen mit Plagioklas und Quarz in Form ungleich großer und unregelmäßiger Körner und Körnerhaufwerk eingestreut. Plagioklas zeigt manchmal zonaren Bau und basische Reaktionssäume gegen Calcit.

Es finden sich aber auch andere Mischungen der Bestandteile und Augit neben Zoisit kann auch in Lagen reichlich auftreten die fast zur Hälfte aus Orthoklas bestehen. Calcit in einzelnen Körnern fehlt selten in den silikatreichen Lagen. Er nimmt in manchen Lagen sehr überhand; am Fugnitzer Berge sind zum Beispiel dünne Kalkbänder zwischen die Silikatgesteine eingeschaltet.

Krystalloblastische Reihe: Titanit—Augit, Epidot, Zoisit—Hornblende (Prismenflächen)—Quarz, Oligoklas—Hornblende (Endflächen)—Orthoklas—Calcit.

In der Schwarzawakuppel wurde dieses Gestein bisher noch nicht beobachtet.

Nach Lage und Zusammensetzung muß dieses Gestein als eine Kontaktbildung zwischen Kalk und Bittescher Gneis aufgefaßt werden. Es steht aber in vielen Merkmalen weit ab von den sonst bekannten und verbreiteten Kalkkontakten an tiefen Intrusivgesteinen.

Die Struktur ist völlig die eines krystallinen Schiefers; die extremste Parallelstruktur, die schnurgerade Bänderung, wird in imprägnierten Gesteinen, Adergneisen oder Imprägnationsgneisen, wohl nur selten angetroffen.

Auf Kontaktmetamorphose scheint der häufige Augit zu deuten, ein Mineral, welches sonst in den moravischen Schiefen nicht gefunden wird. Der lagenweise Wechsel und die innige Mischung von Quarz und Kalifeldspat mit Kalksilikatmineralen, Augit, Hornblende, Zoisit und Epidot deutet auf eine Mengung der Stoffe aus den benachbarten Gesteinen. Man sieht jedoch keine eigentlichen Intrusionen von Bittescher Gneis, keine pegmatitischen Adern und keine Kalksilikatminerale im Kalkstein selbst.

Es fehlt überdies dem Gestein jede Spur der Kataklyse, welche in dem Bittescher Gneis die Pheno-kristen zertrümmert hat. Das Gestein ist in dieser Hinsicht vollkommen vergleichbar dem feinkörnigen, krystalloblastischen Grundgewebe im Bittescher Gneis.

Eine Überlegung über die Entstehung dieses eigenartigen Kontaktgesteins soll noch bei der zusammenfassenden Betrachtung der Metamorphose der moravischen Gesteine Platz finden (siehe p. 80).

#### D. Kwetnitzagesteine.

Eine Sonderstellung unter den moravischen Schiefen nehmen die Gesteine des Berges Kwetnitza bei Tischnowitz ein, sowie deren Fortsetzung auf einer nordwestlichen Höhe und am rechten Ufer der Schwarzawa bis gegen Marschow bei Laschanko. Der geringe Grad der Metamorphose dieses Gesteinskomplexes hat schon früher die Aufmerksamkeit der Forscher auf sich gelenkt und war die Ursache, daß sie häufiger einer eingehenden Besprechung gewürdigt wurden als die umgebenden Gebiete des westmährischen Grundgebirges.<sup>1</sup> Die Kalke sind wegen ihrer zum Teil wenig krystallinischen Beschaffenheit von einigen Beobachtern, insbesondere von Camerlander mit Anschluß an eine ältere Tagebuchnotiz von Wolf, vermutungsweise den Devonkalen im O der Boskowitzer Furche gleichgestellt worden.

Die beiden durch den Odrabach gequerten Hügel nördlich von Tischnowitz sind im großen aus folgenden Gesteinsgruppen zusammengesetzt: 1. Graue krystallinische Kalke. Sie nehmen den Südabhang der Kwetnitza und die Felsen und Steinbrüche unmittelbar über der Stadt ein und sind im Aussehen sehr ähnlich den moravischen Kalen vom Rande des Hauptphyllituzes, doch im allgemeinen weniger krystallinisch. Sie fallen mit zirka 40° gegen O und SO. 2. Rote und weiße Quarzite, vergesellschaftet mit Bänken von dünnschiefriem Serizitquarzit und bröckeligem Serizitschiefer und Lagen von Quarzkonglomerat, welche den Südgipfel (Kleine Kwetnitza, C. 452) zusammensetzten; sie enthalten ebenso wie die Kalke Lagen von Quarzkonglomerat mit krystallinischem Bindemittel und auch schmalere Bänke von Kalk und Serizitphyllit. 3. Gipfelkalke der Kwetnitza. Verschieden von den Hangendkalen der Gruppe, dicht, noch weniger krystallin, meist lichtgrau oder dunkler, oft etwas gebändert, mit tonigen Zwischenlagen. Sie erstrecken sich über den Kamm der Kwetnitza gegen NO mit SO-Fallen. 4. Kataklastisch-schiefriger Granit, durchsetzt von aplitischen Adern (von früheren Beobachtern nicht erwähnt). wird am Ostgehänge unmittelbar unter dem Gipfelkalk schon in einer Höhe von 400 m sichtbar; ist sehr gut aufgeschlossen im Liegenden des mittleren Kalk- und Phyllitkomplexes an der Straße nächst der Bahnbrücke bei Vorkloster, umfaßt den größten Teil des steilen Nordabhanges der Kwetnitza und wird noch am Fuße der Kuppe jenseits des Odrabaches (C. 381) sichtbar. 5. Grüner, hartplattiger Plagioklas-Chloritschiefer (Hornblendegestein von Camerlander und Tausch?). Dieses Gestein ist sowohl in einem Schotterbruch am Westfuße der Kwetnitza, als auch noch am Gehänge jenseits des Odrabaches mit SO-Fallen aufgeschlossen und ist ein hochgradig zerdrückter Diaphorit, dessen ursprüngliche Natur sich schwer bestimmen lassen wird. 6. Hellgrauer, feinkrystalliner bis dichter Kalk, massig oder geschichtet, verwandt den Kalen vom Kwetnitzagipfel, im großen Steinbruch unter C. 381 an der Schwarzawa.

Hierauf folgen graue Phyllite, welche ich nicht mehr der Kwetnitzagruppe, sondern dem moravischen Hauptsedimentzug zurechne.

Allen diesen Gesteinen der Kwetnitzagruppe ist gemeinsam die hochgradige kataklastische Zertrümmerung sowohl im großen wie im kleinen und der geringe Betrag krystalloblastischer Neubildungen. Sie stehen durch diese Merkmale sowie durch das deutliche Hervortreten klastischer Bestandteile in vielen Lagen in bemerkenswertem Gegensatz zu den übrigen moravischen Gesteinen.

<sup>1</sup> F. Fötterle, V. Jahresbericht über die Wirksamkeit des Werner-Vereines, 1855. Brünn 1856, Anhang, p. 75. — Camerlander, Angaben Heinr. Wolf's über Devon westlich vom Brüner Syenituz, Verhandl. der Geolog. Reichsanst., 1883, p. 87. — Geologische Mitteilungen aus Zentralmähren, Jahrb. der Geolog. Reichsanst., 1884, p. 407. — A. Makowsky und A. Rzehak, Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Brünn. Erläuterungen zur geolog. Karte. Verhandl. der nat. Ver. Brünn, 1884, p. 157. — Camerlander, Bemerkungen zu den geologischen Verhältnissen der Umgebung von Brünn, Verhandl. der Geolog. Reichsanst., 1885, p. 47. — L. v. Tausch, Über die krystallinischen Schiefer und Massengesteine sowie über die sedimentären Ablagerungen nördlich von Brünn, Jahrb. der Geolog. Reichsanst., 1895, p. 303 ff.

Die Kalke oberhalb Tischnowitz (1) enthalten nicht selten, örtlich gehäuft, ungleich große Quarzgerölle. Serizitschiefer sind eingelagert, in denen man unter dem Mikroskop zahlreiche arg zerdrückte und verzogene, klastische Quarzkörner (seltener Orthoklase und Plagioklase) erkennen kann; sie sind eingebettet in feinkörnig-gestrecktes Quarzbindemittel mit kräftigen Serizitfasern. Windungen, Faltungen, fingerförmige Verknetungen, kleine Zonen von Verreibungsmaterial sowohl auf Querklüften als auch in flach linsenförmigen Abquetschungen auf den Schichtflächen sind häufige Erscheinungen.

Rote Kalkbänder, von weißem Calcitgeäder durchsetzt, treten vorwiegend im Liegenden des Kalkkomplexes auf; an örtlichen Störungszonen hat auch in zusammenhängenderen Partien Umkrystallisation zu weißem Marmor stattgefunden.

Schmalere Bänke von gebändertem Kalk, zum Teil mit roten Verwitterungsflächen, liegen zwischen Quarziten und lichtem Quarzkonglomerat auf dem Sattel zwischen der großen und kleinen Kwetniza.

Die Gipfelkalke der Kwetniza (3) sind, wie gesagt, im ganzen weit weniger krystallinisch, lichtgrau, seltener dunkel oder weiß, eng gebändert, durch tonige Zwischenlagen oft rot auf Klüften. In hohem Grade stengelig gestreckt, flach geknickt und verworren gefaltet, wie das besonders auf dem Wege südlich unterhalb des Gipfels zu sehen ist. Auch in diesen Kalken sind anthigene Breccien mit gebänderten Kalktrümmern und weißer Calcitfüllung häufig.

Dicht, von flach-muscheligem Bruche, meist hellgrau, seltener dunkel oder auch von rotem Adernetz durchzogen, sind auch die steil stehenden Kalkbänke in dem Steinbruch jenseits des Odrabaches (6). Sie sind niemals glimmerig und im Grade der Krystallinität weit abstehend von den moravischen Kalken des Hauptzuges. Auch sie sind von weißem Calcit reichlich durchtrümmert; etwa in ähnlichem Grade wie das bei den dunkleren, dichten Devonkalken des Hadiberger bei Brünn der Fall ist.

Die Konglomerate (2) der quarzreichen Sedimente zwischen den beiden Kalkzügen von Tischnowitz und vom Gipfel der Kwetniza enthalten haselnußgroße, seltener bis eigroße, weiße, rötliche oder auch blaßviolette, stark deformierte, plattgedrückte oder gestreckte Quarzgerölle mit weißem, seltener rötlichem, quarzitischem oder sandsteinähnlichem Bindemittel; meist flaserig gestreckt und schiefrig bei zunehmendem Serizitgehalt. Indem die gröberen klastischen Elemente zurücktreten, geht das Gestein über in die Hauptmasse der bald weißen oder grauen, bald grünlichen oder rot-eisenschüssigen Quarzite.

Auch sie sind stark durchsetzt von Zertrümmerungszonen, an denen Auflösung und Neukrystallisation der Kieselsubstanz durch zirkulierende Wässer stattgefunden hat. Auf der sogenannten Kleinen Kwetniza, südlich vom Hauptgipfel, die als auffallende Felskuppe aus dem Waldboden hervorragt, sieht man rote, zellige und zerfressene Quarzitlagen mit niedlichen Drusen von Quarz und Eisenkiesel und daneben anthigene Breccien, in denen kantige Bruchstücke von rotem Quarzit, nach Art mancher Gangfüllungen, mit kokardenerzähnlichen Strukturen umgeben werden von weißer Quarzmasse.

Der Granit am Nordabhang der Kwetniza (4) ist mittelkörnig mit hellgrauen oder blaßroten Feldspatkörnern bis 5 mm Größe und ziemlich viel Quarz, gebankt und stengelig-schieferig, mit grünlichen Serizithäuten auf den Schieferungsflächen und überdies in hohem Grade kubisch zerklüftet. An der Straße gegenüber Vorkloster nächst der Eisenbahnbrücke ist er reichlich durchtrümmert von blaßroten Aplitadern und wechsellagert mit dünn-schiefrigem Serizitphyllit. Auf dem Wege südlich unter dem Kwetnizagipfel ist weißer Calcit eingedrungen und liegt in breiteren Streifen auch zwischen den Schieferungsflächen und ist wie diese zu wiederholten liegenden Falten zusammengeschoben.

Das Mikroskop zeigt einen hochgradig kataklastisch zertrümmerten, glimmerarmen, orthoklasreichen Granit. Die Orthoklasten sind oft mit sekundärer, flammenförmiger Perthitbildung und stellenweiser Umwandlung in Schachbrettalbit von äußerst feinschuppigen Serizitfasern umflossen und häufig auf Sprüngen durchsetzt von Quarz, der sonst mit typischer Mörtelstruktur tritt in einer Tendenz zu etwas unregelmäßiger, wie zerflossener Streckung im Gestein verbreitet ist. Plagioklas mit Zwillingstreifung tritt in größeren Gruppen von stark zerdrückten Körnern auf, an denen nicht selten noch der normale Zonenbau mit idiomorphen Umrissen kenntlich ist; farblose Zersetzungsschüppchen sind im Kern angereichert; der Rand, manchmal ganz klar, ist schwächer lichtbrechend

als Quarz und als Kanadabalsam. Daß Biotit ehemals vorhanden war, wenn auch nur in spärlichen Schuppen, kann aus den rotbraunen und gelblichbraunen Streifen in dem nunmehr farblosen, arg zersetzten Glimmer geschlossen werden. Calcit ist häufig auf Adern und Klüften.

Von den Flasergraniten des Louczkabaches unterscheidet sich der schieferige Granit der Kwetnitza durch das Fehlen jeder Anzeichen der primären Paralleltexur oder Krystallisationsschieferung, wie sie dort in manchen Beispielen durch die Anordnung der kleinen Biotitschüppchen im Quarzmosaik angedeutet wird. Hier ist die Paralleltexur ausschließlich Kataklasschieferung ohne eigentliche Krystallisationsschieferung, hervorgerufen durch die Serizitsträhne.

Hierin verhält sich der Granit genau so wie die Sedimente der Kwetnitza und es ist hierdurch gerechtfertigt, ihn mit diesen zu einer von den übrigen moravischen Gesteinen unterschiedenen Gruppe zu vereinigen.

Die gleichen Merkmale hochgradiger mechanischer Umbildung zeigen die grünen, schieferigen Gesteine zwischen Granit und Kalk zu beiden Seiten des Odrabaches (5).

Sie sind feinkörnig, etwas schuppig-schieferig und bestehen der Hauptmasse nach aus augenartig zerdrückten und zerbrochenen Plagioklasen in einer bald nur spärlichen, bald reicheren Zerreibungsmasse; diese wird von äußerst feinschuppigen Serizitsträhnen durchzogen und enthält lockere Serizitschüppchen eingestreut. Häufiger ist es von äußerst blaßgrünen, wenig pleochroitischen und sehr schwach doppelbrechenden kleinsten Chloritschüppchen in paralleler Streckung durchflochten. Die Plagioklase, zumeist mit enger Zwillingstreifung, sind von farblosen Schüppchen erfüllt oder auf Klüften durchwachsen. Die schwache Lichtbrechung läßt auf eine Pseudomorphose von Oligoklasalbit nach basischeren Plagioklasen schließen. Manchmal scheinen die Plagioklase durch sehr feines und dichtes Körnerhaufwerk von Zoisit mit etwas Epidotmineralen ersetzt. Quarz in Form sehr stark zerdrückter Körner ist in manchen Lagen in nicht geringer Menge der Zermalmungsmasse eingestreut. Titanminerale sind in dünne Streifen und unregelmäßige, allenthalben im Gestein verbreitete, gelblichweiße Fleckchen (Leukoxen) umgewandelt. Calcit ist als feinschuppige Masse im Gestein partienweise verteilt oder auf den zahlreichen Klüften angesiedelt.

Diese grünen Gesteine werden stellenweise auch als deutliche, eckige Bruchstücke vom Granit umschlossen. Die ursprüngliche Beschaffenheit dieser Gesteine läßt sich kaum mehr feststellen und es muß unentschieden bleiben, ob hier eine basische Randfacies des Granites oder ein basisches Eruptivgestein, oder vielleicht eine silikatische Kontaktbildung zwischen Granit und Kalk bis zur Unkenntlichkeit verändert wurde.<sup>1</sup>

Mit ähnlichem Streichen, doch seitlich verschoben und mit veränderter Tektonik, werden die Gesteinzüge der Kwetnitza an der rechten Seite des Schwarzawatales wieder sichtbar. Die Kalke im Steinbruche an der Straße SO von Stepanowitz können als die nicht ganz 1 km gegen NW verschobene Fortsetzung der Kalke im Steinbruche oberhalb der Mündung des Odrabaches gelten; sie sind von gleicher petrographischer Ausbildung, dicht bis feinkörnig, eigentümlich klingend, meist sehr licht, hellgrau bis grau; in manchen Lagen auffallend rot und grau gefleckt und bunt marmorartig.

Südlich von diesem Steinbruche an der Straße gegen Tischnowitz ist der kataklastische Kwetnitza-granit mit zahlreichen rötlichen Aplittrümmern und mit OSO fallender Schieferung aufgeschlossen; auch er erscheint mit Beziehung zu den Granitaufschlüssen am Fuße der Kwetnitza um den gleichen Betrag gegen NW verschoben.

Die Kalke beim Kalkofen gegenüber vom Bahnhofe Tischnowitz sind vermutlich die Fortsetzung des Zuges am Südfuße der Kwetnitza, vielleicht etwas gegen SO verschoben und mit steilerem Winkel (45 bis 50°) gegen SO auffallend. Sie sind, wie die Kalke von Tischnowitz, begleitet von weißen und rötlichen Serizitschiefern und Quarzkonglomeraten. Erwähnung verdient eine graphitische Lage in diesem Kalke, da sonst Graphitvorkommen in den moravischen Schiefern selten sind.

<sup>1</sup> Die weitgehende mechanische Zertrümmerung des Kwetnitzakomplexes hat auch Raum geschaffen für die zahlreichen Gänge und Trümmer von Baryt, welche sowohl Kalk wie Schiefer in sehr wechselnden Dimensionen durchsetzen und über welche Professor Rzehak in neuerer Zeit berichtet hat. Sie finden sich allerdings vereinzelt auch in anderen Teilen der Schwarzawakuppel, wie bei Marschow (Rzehak, l. c., p. 172) und im Norden bei Ober-Czerny (Stepanau SO). — A. Rzehak. Über einige geologisch bemerkenswerte Mineralvorkommnisse Mährens, Verhandl. des nat. Ver. Brünn, Bd. XLVIII, 1909, p. 169.

Der Hauptzug der Quarzkonglomerate zur Rechten der Schwarzawa befindet sich nach Tausch so wie auf der Kwetnitza im Liegenden dieses Kalkzuges. Im Zawisttale bespült der Bach an verschiedenen Stellen harte Bänke von Quarzkonglomerat, zum Teil mit noch größeren ausgequetschten weißen und rötlichen Quarzgeröllen, hartem quarzitischem oder serizitischem Bindemittel, welches mit seiner Streckung die Gerölle umfließt. Nach Tausch setzen sie sich über Pejschkov bis an die Lehne unterhalb Marschow fort.<sup>1</sup>

Makowsky und Rzehak unterschieden bereits 1884<sup>2</sup> in dem Gebiete südlich von Tischnowitz gegen Laschanko zwei Kalkzüge von verschiedener Ausbildung. Den Liegendkalkzug von Herotitz, feinkörnig, bläulichweiß, und den Hangendzug von Laschanko, dunkler, bitumenreich und mit glimmerigen Zwischenlagen. Hier zeigt sich abermals die wiederholt betonte Regel des moravischen Aufbaues, nach welcher die weniger metamorphen Schichten unter die höher metamorphen einfallen.

Der Zug von Herotitz, welcher in den Steinbrüchen nördlich der Straße von Laschanko nach Marschow mit bedeutender Breite unvermittelt endigt, ist den Kalken vom Südfuße der Kwetnitza sehr ähnlich und im höheren Grade krystallinisch als jene vom Gipfel der Kwetnitza. Mehrere Kalkaufbrüche, welche am Gehänge zur Schwarzawa unterhalb der Roten Mühle und am Eingange in das Zawisttal zwischen Quarzit und Serizitschiefer hervortreten, dürften Wiederholungen des gleichen Kalklagers darstellen. Die grauen Phyllite mit Grünschieferinlagerungen und quarzitischen Bänken an der Schwarzawa oberhalb Březina sind dagegen bereits dem Hauptzuge der moravischen Phyllite zuzurechnen; von dem auflagernden Bittescher Gneis trennt ihn in der krystallinische Kalkzug von Laschanko (Hangendzug nach Makowsky und Rzehak) ebenso, wie sich der Hauptkalkzug in der Thayakuppel einschiebt zwischen Phyllit und Bittescher Gneis.

Unter dem breiteren Gewölbe des Hauptzuges von Laschanko über Swatoslau und Louczka westlich der Schwarzawa taucht außer dem schiefrigen Dache der Schwarzawabatholithen noch die Kwetnitza-gruppe, wie es scheint im großen in Form einer Aufwölbung mit mehreren sekundären Einfaltungen hervor. Jenseits der Schwarzawa, auf der Kwetnitza, ist die Aufwölbung durch ein verschmälertes, einseitig, aber mit wechselndem Winkel gegen SO fallendes Schichtpaket ersetzt, welches nordwärts bei Lomnitschka unmittelbar unter dem Bittescher Gneis hinabsinkt. Der Zug des Bittescher Gneises ist bei Tischnowitz sehr verschmälert oder gänzlich abgeschnürt, denn schon am Fuße des Kluczanina, östlich von Tischnowitz, beim Sanatorium, trifft man auf die dem moldanubischen Dache angehörigen Granatglimmerschiefer.

<sup>1</sup> Die (nicht konglomeratischen) Quarzite, welche Tausch (l. c., p. 299), aus dem Bilytale zwischen Marschower Mühle und Schmelzhütte erwähnt, dürften nicht mehr zur Kwetnitza, sondern zum Hauptzuge der moravischen Phyllite gehören.

<sup>2</sup> Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Brünn, p. 31.

## VI. Tektonik der moravischen Kuppeln.

### 1. Gesteinsfolge.

Einer kurzen Übersicht des Aufbaues der moravischen Kuppeln und von deren Verhältnis zu den Nachbargebieten soll hier eine Zusammenstellung der Gesteinszüge, aus denen sich die beiden Aufwölbungen in zwiebelschaliger Überlagerung aufbauen und wie er in den großen Umrissen aus der Karte, Taf. I, ersichtlich ist, vorangehen. Die Tabelle gibt die Gesteinsfolge von oben nach unten wieder.

#### Thayakuppel.

#### Schwarzawakuppel.

Hangendes.

Moldanubische Granatglimmerschiefer.

{ nur im nördlichen Teile der Umrandung. }	{ Phyllitähnliche Diaphtorite (sogenannte »Phyllitgruppe«) in der ganzen Umrandung. (Moldanubische phyllitische Einfaltungen im Dache?) <sup>1</sup> }
--	--

#### Moravische Gesteine:

Bittescher Gneis Fugnitzer Kalksilikatschiefer Hauptkalkzug Hauptzug der Phyllite  im SW                      in NO übergehend in Granatglimmer-      Kalkzug von schiefer und Wechsellagerung      Selletitz mit Flasergraniten (Einschaltung der Stengelgneise von Weitersfeld).  Biotitreiche Schiefer an der Grenze gegen den Flasergranit.  Flasergranit und Granit des Thaya- batholithen.	Bittescher Gneis — Hauptkalkzug Hauptzug der Phyllite  Kalkzug von Herotitz, Phyllit mit Grünschiefern und Quarziten an der Schwazawa.  Kwetnitzgesteine: { Kalke von Tischnowitz. Quarzkonglomerat und Serizitphyllit. Gipfelkalke der Kwetniza und Kalke der Odrabachkuppe. Granit am Odrabache. }
---	---

Das Verhältnis des Kalkzuges von Herotitz, welchem wohl in der Thayakuppel der Kalkzug von Selletitz entspricht, zu den Kwetnitzakalken ist noch nicht sichergestellt.

### 2. Der Querbruch von Diendorf.

Während typisch-moldanubische Granulite, Serpentine und Sedimentgneise mit dem ganzen Reichtum der gewöhnlichen Begleitgesteine sich noch weit südlich der Donau ausbreiten und die ausgedehnten Höhen des Dunkelsteinerwaldes südlich der Wachau bis nahe an den Alpenrand bei St. Pölten zusammensetzen, erreichen die vom Manhartsberge her streichenden moravischen Schiefer nicht mehr die Donau.

<sup>1</sup> Siehe unter p. 50 [590].

Bei Wagram und Etsdorf kommen am alten Steilrande biotitreiche Sedimentgneise mit Amphibolitlagen zum Vorschein und in die gleichen Gesteine, noch begleitet von Serpentin, ist, teilweise von Brüchen begrenzt, die flach nach Süd geneigte mächtige Rotliegendescholle von Zöbing eingesenkt. Typische Gföhlergneise und Grannulitgneise, zum Teil fibrolithführend, trifft man noch bei Bösendürnbach, bei Diendorf a. W. und bis in die Nähe von Olbersdorf, Amphibolit am Südabhange des Kugelberges östlich von Schönberg am Kamp. Hier treten die moldanubischen Gesteine unmittelbar heran an den verschmälerten Zug von Bittescher Gneis und an die Flasergneise; bei Diendorf unmittelbar an die inneren Phyllite.

Es bleibt kein Platz für die Glimmerschieferzone, die sonst allenthalben zwischen den beiden Massiven eingeschaltet ist; eine ONO-streichende Verwerfung — sie sei als der Querbruch von Diendorf bezeichnet — hat hier die moravischen Züge quer durchschnitten und in unmittelbare Berührung gebracht mit den inneren moldanubischen Gesteinstypen. Knapp an der Verwerfung, neben dem Tiergartenzaun am Südfuße des Kugelberges, ist der Bittescher Gneis und mit ihm der anschließende Flasergranit aus der allgemeinen Richtung gelenkt und streicht nach Stunde 5 parallel der Verwerfung mit steilem Nordfallen.<sup>1</sup> Zugleich sind auch die Gesteine in der unmittelbaren Nachbarschaft zu beiden Seiten des Bruches in hohem Grade diaphoritisch, und zwar sind die moldanubischen Gesteine in höherem Grade als die moravischen verändert, in mylonitartige Formen übergehend, mit grünlich chloritischen Neubildungen, oft sehr mürbe und stark zersetzt (siehe p. 26 [566]).

Diese Bewegung hat sich in viel geringerer Tiefe vollzogen als die Umwandlungen an den Gleitflächen der moravischen Überschiebung. Sie ist ein weit jüngeres Ereignis und steht wahrscheinlich mit der Ausbildung der Boskowitzter Furche im Zusammenhang.

Bei Lissnitz südlich von Mährisch-Kromau gabelt sich der östliche Randbruch der Boskowitzter Furche in zwei Trümmer (siehe Karte I), von denen das östliche NS streichende als Misslitzer Bruch bezeichnet wurde.<sup>2</sup> Zwischen beide schiebt sich keilförmig eine Scholle vom Grundgebirge vor, der sogenannte Misslitzer Horst (siehe Karte II). Schollen von Kulm und Devonkalk begleiten den östlichen Hauptbruch der Boskowitzter Furche auf seiner ganzen Erstreckung von Boskowitz südwärts. Im westlichen Aste der Teilung am Misslitzer Horst liegt die gestreckte Devonscholle von Kodau und dann der Kulm von Hosterlitz; dieser ist somit die Fortsetzung des Boskowitzter Hauptbruches.

Im Norden trennt der Bruch die sudetischen Gesteine und die Brüner Intrusivmasse von dem moldanubischen und moravischen Grundgebirge im Westen. Obwohl südwärts von Lissnitz Grundgebirge auf beiden Seiten den Graben flankiert, bedeutet er auch hier eine wichtige tektonische Scheide. Vom Westen her streichen die moravischen Schiefer und Kalkzüge gegen Kodau und bleiben bis knapp an die im Graben eingeklemmten Kulm- und Devonschollen sichtbar. Der östlich angrenzende Misslitzer Horst besteht aber zum großen Teil aus moldanubischen Gesteinen.

Mit 50 bis 60° südostfallend legen sich hier Granulite, Granat-Biotitgneise und Amphibolite auf ein Band von Muscovitgneis und Glimmerschiefer; dieses liegt wieder auf Phyllit. Granitische und aplitische Adern in diesem Phyllit werden auf den Thayabatholithen zurückzuführen sein, der als nächstes Glied in der Tiefe folgen mag. Der Bittescher Gneis fehlt in diesem Profil, das im übrigen, wenn auch gekürzt, dieselbe »verkehrte« Folge aufweist, wie die sonstige moravische Umrandung jedoch mit entgegengesetzter Neigung. So ist der Misslitzer Horst ein an jüngeren Brüchen versenktes Stück des SO geneigten Flügels der Überwölbung und zeigt an, daß einst die moldanubische Scholle, sowie über die Schwarzawakuppel, auch quer über die Thayakuppel ausgebreitet war.

Im Süden folgen noch weitere Spuren des südostfallenden moldanubischen Gegenflügels. Es sind die Glimmerschiefer und Amphibolite, welche östlich von Znaim an die in einem kleinen NS-Graben versenkten Quarzkonglomerate des Unterdevon angrenzen, und ferner weit im Süden ein isolierter

<sup>1</sup> Siehe auch Reinhold, l. c., p. 45.

<sup>2</sup> Die Tektonik des Steinkohlengebietes von Rossitz und der Ostrand des böhmischen Grundgebirges, Jahrb. der Geolog. Reichsanst., 1905, p. 826 ff.

Aufbruch von stark diaphoritisch zerquetschtem Granatglimmerschiefer unter der Kirche von Frauenberg am Schmiedabache (s. Karte Taf. II). Dies mögen Trümmer derselben Scholle sein, welche im Misslitzer Horste aus der jüngeren Bedeckung hervorragt; ihre Anordnung deutet auf einen bogenförmigen Verlauf der Trennungslinie gegen den Thayabatholithen. Es ist anzunehmen, daß sie an die Verwerfung von Diendorf anschließt. Demnach wäre der Randbruch der Boskowitz Furche im Süden unter der tertiären Ebene bis an den Südabfall des Manhartsberges fortzusetzen.<sup>1</sup>

Die bogenförmige Reihe von Dislokationen, welche von der Lausitzer Verwerfung her über die Flexur von Liebenau am Abhang des Jeschken, über die Brüche am Zviczinberge und in der Kreideebene bei Josefstadt zum Bruchsystem der Boskowitz Furche führt, wird somit um ein gewaltiges Stück gegen Süden ergänzt. Eine fast halbkreisförmige Bruchzone umfaßt den ganzen Osten der innerböhmischen Grundgebirge von Meissen in Sachsen bis Zöbing in Niederösterreich. Es zeigt sich, daß die Granite von Znaim und Eggenburg nicht als Fortsetzung der Brünner Intrusivmasse gelten können. Zwischen beide ist der keilförmige Misslitzer Horst eingeschoben.

Eine Andeutung über die Fortsetzung der krystallinischen Massen liefern vielleicht noch die krystallinischen Gerölle und Blöcke im Waschbergzuge bei Stockerau. Freilich ist nun erwiesen, daß der Granit des Waschberges nicht ein anstehendes Stück des Vorlandes ist, sondern ebenso wie die Konglomerate am Praunsberg bei Niederfellabrunn, den regionalen noch nicht befriedigend erklärten Blockeinstreuungen der alpin-karpathischen Sandsteinzone angehören.<sup>2</sup> Wie ich mich überzeugen konnte, sind die Gerölle und eckigen Trümmer der nummulitenführenden Schichten am Praunsberg moldanubische Gesteine, und zwar hauptsächlich dichte Biotitgneise, auch helle Gneise, rote Aplite und Amphibolite.

Die Blöcke am Hallingstein sind vorwiegend dichte Diorite mit lichten Ganggraniten, wie man sie auch in der Brünner Intrusivmasse antrifft. Auf die Verwandtschaft der großen Granitblöcke vom Waschberge mit den Graniten von Wedronitz im Süden der Brünner Masse und jenen von Eggenburg wurde wiederholt hingewiesen. Stengelig-schiefrige und serizitische Abarten, die als eckige Trümmer in Nummulitenkalk eingestreut sind, verweisen eher auf den Thayabatholithen als auf die Brünner Masse.<sup>3</sup> Dies sind die etwas unbestimmten Anzeichen einer verhüllten Ausbreitung des Batholithen und auch der moldanubischen Gesteine weit gegen Südosten.

### 3. Thayakuppel.

#### Zug des Bittescher Gneises.

Gleichsinnig mit dem allgemeinen Streichen der moravischen Schiefer am Manhartsberge zieht von Schönberg am Kamp, zunächst gegen NW, dann sanft umbiegend gegen NNO ein schmales Band von weißem, serizitischem Bittescher Gneis. Wie man an mehreren Aufschlüssen, an der Straße oberhalb Schönberg, bei Fernitz, bei Kotzendorf, an der Harmannsdorfer Straße und bei Stockern beobachten kann, wechselt das Einfallen gegen W zwischen 30 und 60°, beträgt aber zumeist 40 bis 50°. Bei Stockern wendet sich der Zug direkt gegen N, und hier beginnt der Bogen, in welchen vollkommen gleichförmig sowohl die Bittescher Gneise wie die anschließenden Glimmerschiefer in die Ostwestrichtung umschwenken. Die allmähliche Änderung des Streichens kann in zahlreichen Aufschlüssen verfolgt werden. Indem sich der Zug verbreitert, nimmt der Fallwinkel allmählich ab; am Möderingbach (nördlich von Horn und nördlich von St. Bernhard) beträgt er zirka 30°, während OW-Streichen am äußeren Rande des Zuges ziemlich

<sup>1</sup> Gelegentlich einer Exkursion mit Studierenden fand ich an der Straße zwischen Elsarn und Bösendürnbach auffallend viele gerundete Blöcke von Devonkalk im Löß; vermutlich die Spuren einer am Bruche eingeklemmten Devonscholle, vergleichbar den ähnlichen Vorkommnissen von Kodau und anderen Punkten im Norden. Vielleicht wird sich auch noch eine tektonische Beziehung des Rotliegenden von Zöbing mit der Ausfüllung der Boskowitz Furche feststellen lassen.

<sup>2</sup> V. Kohn, Geologische Beschreibung des Waschbergzuges, Mittlg. d. geolog. Ges. Wien, Bd. IV, 1911, p. 117.

<sup>3</sup> Vgl. auch A. König, Die exotischen Gesteine vom Waschberg bei Stockerau, Tschermak's Min. petr. Mttlg., Bd. XV, 1895, p. 466.



gleichmäßig anhält. Die anschließende Glimmerschieferzone, die im konkaven Bogen von Dreieichen weit mächtiger war, scheint hier wieder verschmälert und größtenteils durch Tertiär und Löß verdeckt. Die moldanubischen Gneise jenseits dieser Hülle bei Frauenhofen und Horn sind in ihren Streichungsrichtungen (NO) bereits unabhängig vom moravischen Bogen.

Eine breit ausflachende Wölbung mit regelmäßig bogenförmigem Rande schiebt sich westwärts vor gegen Messern. Nahe dem Rande (zum Beispiel Messern unter der Kirche) beträgt das Fallen gegen W noch zirka  $25^\circ$ , wird immer flacher gegen innen und horizontal in den anschließenden Phyllitgebieten bei Pernegg.

In der langen Strecke von Wappoltenreith gegen NO bis in die Nähe von Mähr. Kromau ist das Fallen wieder recht gleichmäßig gegen NW gerichtet; die Glimmerschiefer sind im allgemeinen etwas mehr geneigt als der Bittescher Gneis im Innern des Zuges; hier und da bis zu  $50$  und  $60^\circ$  (Trabernreith, Langau, Schaffa), wenn auch dazwischen flachere Neigungswinkel beobachtet werden (zum Beispiel Finstermühle bei Kottaun  $20^\circ$ ). Die Verbreiterung des Glimmerschieferzuges bei Frain steht mit dem geringeren Fallwinkel im Zusammenhang. Die Gneisbänke und Glimmerschiefer unter dem Clarykreuze an der Thaya fallen mit  $25$  bis  $30^\circ$  gegen NNW. Noch flacher,  $15$  bis  $25^\circ$ , liegt die Schieferung in dem anschließenden Gebiet des Bittescher Gneises bei Frainwald, Riegersburg, Rastenberg und Felling. In dem verschmälerten Streifen von Frain westwärts herrscht wieder allgemein steileres Einfallen mit  $40$  bis  $50^\circ$ . Doch kann die Verschmälerung nicht durch die Steilstellung allein erklärt werden. Beide Gesteinszonen, sowohl der Glimmerschiefer als auch der Bittescher Gneis, nehmen bedeutend ab an wahrer Mächtigkeit und an der Rokytna südlich von Rakschitz bei Mähr. Kromau ist der Bittescher Gneis ebenso wie die Phyllite auf einen ganz schmalen Streifen ausgequetscht. Der anschließende Diaphoritphyllit (siehe unten p. 49 [589]) und Glimmerschiefer verbreitert sich wieder allmählich bei etwas flacherem Westfallen ( $30$  bis  $40^\circ$ ), bis er unter die Oberkarbon und Rotliegendesedimente der Boskowitz Furche hinabtaucht.

#### Moravische Phyllite und phyllitartige Glimmerschiefer.

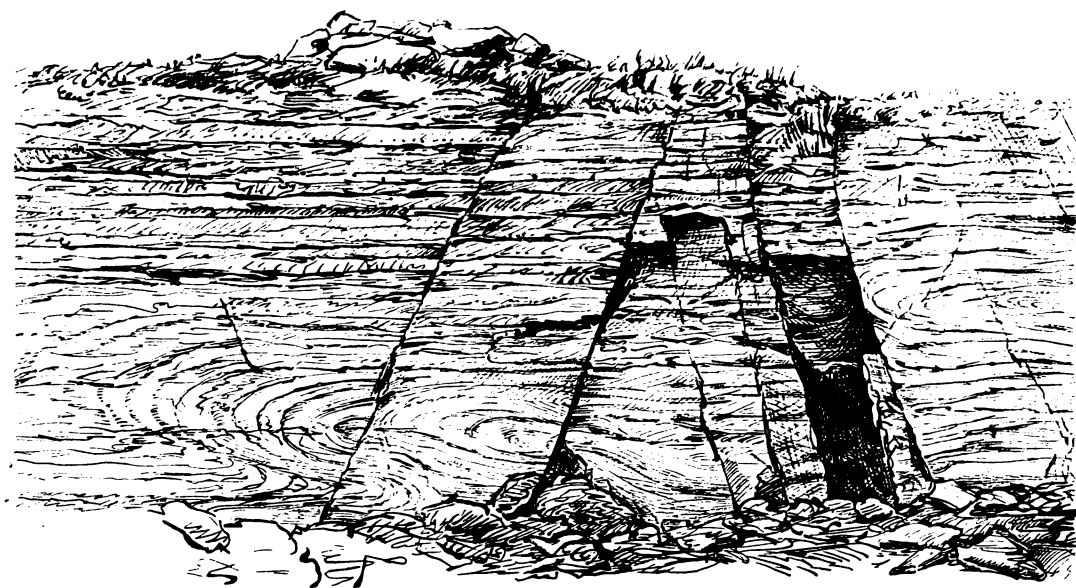
Die Hauptmomente der Lagerung der Gesteine dieses Zuges und die Verbreitung der wichtigsten Typen sind bereits oben gelegentlich der Gesteinsbeschreibung besprochen worden: wie ein nicht sehr mächtiger Zug von grauem krystallinischem Kalkstein auf der ganzen Strecke den Rand des Bogens metamorpher Sedimente nahezu ohne Unterbrechung umsäumt, wie zum Beispiel feldspatige Phyllite und gneisähnliche Imprägnationsgesteine, mit Anzeichen nachträglicher Kataklyse über den Manhartsberg nordwärts ziehen, wie sie unregelmäßig geteilt werden durch Lager schiefriger Granite, deren genaue Umgrenzung schwer festzustellen ist. Ebenso wurde auch der felsige Zug gneisartiger Gesteine bei Kriegenreith westlich vom Manhartsberge bereits erwähnt. Auch sei hier nochmals in Kürze hingewiesen auf die zum Teil glimmerarmen feldspatigen plattigen Injektionsgesteine südlich von Kühnring und auf die grünen Kalksilikatgesteine an der Straße nördlich von diesem Orte. Allmählich nimmt die Metamorphose gegen NO immer mehr ab, die glimmerschieferartigen granatreichen Gesteine treten in der Thayagegend immer mehr zurück und graue Phyllite werden allein herrschend; aber im äußersten NO, bei Selletitz, bei Oberdannowitz und Skalitz kommt im Liegenden noch ein zweiter sehr wenig metamorpher Kalkzug zum Vorschein, schon ähnlich den devonischen Kalken, begleitet von Quarzit, grauem Phyllit und Chloritschiefer. Im doppelten Sinne wird eine Abnahme der Metamorphose dieser Gesteine beobachtet, erstens von SW gegen NO in der Richtung des Streichens und zweitens vom Hangenden gegen das Liegende, quer zum Streichen, nach dem allgemeinen Gesetz des moravischen Aufbaues. In den Übergangsstrecken zum schiefrigen Granit sind aber wieder biotitreiche Schiefer (stellenweise mit Granat), nach Mocker auch mit Pseudomorphosen nach Cordierit (Lateinbach) durch den Granitkontakt entstanden.

Die metamorphen Sedimente sind nicht auf den zusammenhängenden Zug beschränkt, auch im Bittescher Gneis ist bei Heufurth und Hardegg ein Kalkzug mit den begleitenden Kalksilikatgesteinen eingefaltet.

Die westliche Grenze des Phyllitzuges wiederholt nahezu parallel die scharfe Biegung der äußeren moravischen Grenze nördlich von Horn gegen Messern. Die Grenze gegen den Batholithen im Osten verläuft aber in gleichförmig, leicht geschwungenem Bogen, von der Nordrichtung in die nordöstliche allmählich übergehend. Hiedurch entsteht die Verbreiterung zwischen Mixnitz und Pernegg. Hier wird auch Platz für die Einschaltung der Zone der Stengelgneise von Weitersfeld und hier weichen auch die Lagerungsverhältnisse ab von dem regelmäßig nach außen fallenden Gewölbebau und schwer auflösbare Unregelmäßigkeiten, verschiedentlicher Wechsel im Streichen und Fallen stellen sich ein.

In der Ausweitung des Phyllitzuges von Pernegg und weiterhin gegen Fugnitz und Oberhöflein treten mehrere Kalklager innerhalb der Phyllite auf. Die unregelmäßige Umgrenzung und die verhältnismäßig große horizontale Ausdehnung dieser Züge erklärt sich durch die flache Lagerung. Im äußeren Kalksaume und den begleitenden Kalksilikatgesteinen ist das Fallen noch etwas stiller; der Winkel beträgt zum Beispiel bei Harth und bei Raisdorf noch 25 bis 30°. Die Schieferung der Kalke in den Bänken an der Straße Pernegg—Hötzelsdorf liegt dagegen bereits vollkommen horizontal; ebenso in den Phylliten am Trampelberge südlich von Posseldorf; eine dritte sehr flache Wölbung gipfelt in den schwebend gelagerten Kalkbänken westlich von Purgstall. Zwischen diesen Punkten fallen die Schichten nach verschiedenen

Fig. 2.



Liegende Falten, im horizontal, plattig-schieferigen Kalkstein. Steinbruch an der Straße östlich von Pernegg.

Richtungen ab, sehr flache Mulden bildend. Noch in dem ganzen Phyllitgebiete von Dallein bis an den Fugnitzbach bei Fronsburg herrscht sehr flaches Einfallen (10 bis 15°) gegen NNO, mit nur örtlichen Unregelmäßigkeiten. Erst jenseits des Fugnitzbaches nimmt die Neigung wieder zu.

In den seichten Brüchen an der Straße östlich von Pernegg sieht man an einer Stelle in dem scheinbar vollkommen schwebend gelagerten Kalke die parallele Bänderung häufig in spitzem Winkel zusammenlaufen, oder auch in etwas breitere liegende Falten gebogen (Fig. 2). Die horizontale Schieferung folgt wohl im großen Ganzen der ursprünglichen Schichtung, sie überspringt aber gelegentlich die quer umgebogenen Faltenschenkel und folgt nicht den Windungen der Bänderung; die Schieferung wurde dem enggefalteten Schichtkomplexe erst nachträglich aufgepreßt. Gleiches sieht man auch in anderen Aufbrüchen mit ebener und wenig geneigter Schieferung (Dallein, Wächterhaus südlich von Harth, Kuhberge bei Heufurth).

Was als schwebende Lagerung erscheint, ist in der Tat extremste, horizontale Überfaltung; eine Tatsache, bedeutungsvoll für die Auffassung des gesamten moravischen Aufbaues. Sie berechtigt auch zu der Folgerung, daß die einzelnen Kalklager in diesem Phyllitgebiet nicht verschiedene Horizonte, sondern flache Einfaltungen desselben Lagers darstellen.

Die Zone der Stengelgneise von Weitersfeld schließt sich mit ihrem Streichen und Fallen wieder an den allgemeinen Aufbau. Unter Schloß Wolkenstein fallen sie mit zirka 40° gegen S; weiter im N liegen sie NW fallend konkordant mit den phyllitartigen Glimmerschiefern im Hangenden und mit den Quarziten und weniger metamorphen Phylliten im Liegenden, bis sie, soweit meine bisherigen Begehungen schließen lassen, in der Richtung gegen Kaja durch Übergänge mit den Nachbargesteinen verschwimmend, allmählig auskeilen.

Die wenig metamorphen Phyllite östlich der Zone von Weitersfeld und die Einlagerungen von Flasergneis in der Umgebung von Therasburg wurden bereits oben besprochen.

Gleichförmiges Fallen NW (30 bis 45°) herrscht in der ganzen Strecke des Phyllitzuges von der Thaya an gegen NO. Die allmähliche Einengung des Zuges bis gegen Wairowitz erfolgt in demselben Maßstabe, wie in den benachbarten Zügen von Bittescher Gneis und Glimmerschiefer. Ein bemerkenswerter Umstand, der darauf schließen läßt, daß die Abnahme nicht durch die ursprünglichen Mächtigkeiten der einzelnen Schichtglieder bedingt ist, sondern daß hier Eigenheiten des allgemeinen Gebirgsbaues maßgebend sind.

Bei Zerotitz und Selletitz springt das Phyllitgebiet vor gegen Südost, oder vielmehr es tritt der zweite innere oben beschriebene Zug weniger metamorpher Phyllite und Kalke an die Stelle der Flasergranite.

Mit Vorbehalt weiterer Untersuchungen stelle ich hierher noch einen dünnen Streifen phyllitischer Gesteine nächst der Straßenbiegung Rakschitz-Lissnitz am rechten Ufer der Rokytna südlich von Mährisch-Kromau. Es ist vielleicht der letzte Rest der stark ausgequetschten Phyllitzone, zwischen einem schmalen Band von Bittescher Gneis auf der einen und der äußerst dünnschiefrig serizitischen Abart des Granits auf der anderen Seite.

#### Thayabatholith.

Der Thayabatholith ist die Westhälfte eines einfachen Gewölbes, der Rand ist schiefrig mit glimmerreichen Abarten und geht über in das imprägnierte Dach von Biotitschiefer. Ein schiefriger Saum zieht in sanftem Bogen von Diendorf a. W. über Eggenburg und nördlich an Znaim vorbei bis Wairowitz.

Gegen Osten herrschen gröbere granitische Gesteine, nicht selten mit hornfelsartigen Einschlüssen (Reinprechtspölla, Zuckerhandl, Töstitz) und dioritischen Schlieren (Mühlfraun, Tasswitz). Sie sind sehr ähnlich den Graniten im Süden der Brünner Intrusivmasse, von diesen nur unterschieden durch eine innigere Einwirkung des Gebirgsdruckes, welche sich nicht nur in der größeren Zahl von Zertrümmerungszonen und flaserig-schiefrigen Quetschstreifen, sondern auch durch matteres Aussehen der grobkörnigeren Gesteinsmassen bemerkbar macht.

Weißer serizitisch-schiefrige Gesteine, erzeugt durch spätere tektonische Bewegungen, finden sich besonders im Süden in den Gegenden von Grübern und Meissau und streichen dort gegen NO, vielleicht in der Richtung beeinflusst durch die Diendorfer Dislokation (p. 34 [574]).

Das ziemlich unvermittelte Ende des Granites bei Wairowitz ist vielleicht die Folge einer Querstörung. An den Abhängen zwischen Selletitz und Chlupitz machen sich noch dünnschiefrig-serizitische Randgestein des Granites in Lesestücken bemerkbar; und dieselben Gesteine erscheinen wieder in der Nähe von Lissnitz und Petrowitz und an der Straße Wolframitz—Rakschitz, so daß dort die geschieferten Gesteine des Tayabatholithes sehr nahe herantreten an die massigeren Granite des Zwitterbatholithen (Brünner Intrusivmasse); zwischen beiden liegt aber, wie erwähnt, der große östliche Randbruch der Boskowitzter Furche, der in seiner unmittelbaren Nachbarschaft auch in den Graniten der Brünner Masse schiefrig-serizitische Quetschzonen veranlaßt hat.

#### 4. Schwarzawakuppel.

Von Jassenitz bei Groß Bittesch gegen NO nach Louczka zieht fast geradlinig eine jüngere Störung, genannt die Bittescher Dislokation.<sup>1</sup> An ihr ist das moldanubische Dach versenkt, die anschließenden moldanubischen Granite sind serizitisch schiefrig umgewandelt. Östlich von Louczka endigen auch unver-

<sup>1</sup> Der Bau des Gneisgebietes von Namiest und Gr. Bittesch in Mähren, Jahrb. geol. Reichsanst., 1897, p. 505.

mittelt die nordstreichenden Flasergranite des Thayabatholithen. Dieser Umstand sowie die Unregelmäßigkeiten der Lagerung in der Umgehung von Louczka und Stiepanowitz überhaupt machen es wahrscheinlich, daß sich die Bittescher Dislokation auch in das moravische Gebiet, vermutlich gegen Osten abgelenkt, fortsetzt. Der Teil der Schwarzawakuppel im Norden der Verschmälerung zwischen Louczka und Tischnowitz mag zugleich mit dem moldanubischen Dache tiefer hinabgesunken sein, daher erscheint er in der Horizontalprojektion verschmälert und die tieferen Glieder des moravischen Baues unter dem Bittescher Gneis kommen hier nicht mehr zum Vorschein. Eine genauere Feststellung über den Verlauf der Störungen östlich von Louczka wird in dem wenig aufgeschlossenen Gebiete schwierig sein.

Im Süden ist ein Teil des moravischen Gewölbebaues in seiner typischen Regelmäßigkeit erhalten geblieben. Der Grenzbogen zwischen dem Debliner Flasergneis und dem Phyllit wiederholt sich mit nahezu parallelem Verlaufe in der Grenze zwischen Phyllit und Bittescher Gneis und dann wieder im äußeren Randbogen; hier ist er allerdings nicht mehr vollständig. Aber die Wendung im Streichen der Glimmerschiefer von Oslawan gegen NO knapp an der Grenze gegen die flözführenden Schichten von Padochau-Segengottes entspricht genau dem bogenförmigen Verlauf der Phyllitgrenze bei Rudkau-Domaschow; ebenso beschreibt das Streichen und Fallen der Gneisbänke in dem Gebiete westlich von Segengottes genau den gleichen Bogen. Nach diesen Anzeichen würde sich der ursprüngliche Umriß der südlichen breiteren Abdachung der Schwarzawakuppel ergeben durch eine Ergänzung des Bittescher Gneises bis zu einem Randbogen, der die westliche Kurve der Glimmerschiefer im Osten beiläufig symmetrisch wiederholt. Erst durch die spätere Bildung der Boskowitz Furche wurde ein Segment des Bogens abgeschnitten. Meist mit recht steilem Einfallen, manchmal in saigerer Stellung, stoßen die moldanubischen Gneise ab von der Zone der Randschiefer, welche mit ziemlich gleichmäßiger Neigung an den Bittescher Gneis angelehnt ist. Bei Jassenitz fallen die phyllitartigen Schiefer mit zirka  $50^\circ$  unter die schiefrig-serizitischen Randbildungen des Granites. Die gleiche Neigung, selten etwas steiler bis  $60^\circ$  (Namiest), herrscht fast in dem ganzen westlichen Teile des Bogens, erst südlich von Brzeznik nimmt sie allmählich etwas ab ( $40$  bis  $50^\circ$ ) und bleibt dann im großen Ganzen gleich bis zum Abbruche bei Oslawan. Nur örtlich findet man in den felsigen Aufschlüssen des tiefen Oslawatales flacheres Einfallen ( $10$  bis  $20^\circ$ ). Die Bankung des Bittescher Gneises schließt sich zunächst vollkommen konkordant an den Schieferzug ( $50^\circ$  Wfallen zwischen Jestrzaby und Jindzichov) und ändert sich nur wenig gegen innen. Der Fallwinkel beträgt in einer Zone von Neudorf-Gurein über Krzowy und Groß-Bittesch gegen Hluboky im allgemeinen  $40$  bis  $50^\circ$ , wird kaum merklich flacher in der nach Süd fallenden Strecke (zum Beispiel  $30^\circ$  nördlich von Czuczitz) und wieder steiler ( $45$  bis  $50^\circ$ ) in dem eingeengten, gegen N streichenden Zuge. Der Kalkzug am Innenrande des Gneisbogens liegt zumeist etwas flacher ( $30$  bis  $35^\circ$ ); nördlich von Zbraslau bei Litostrow ist eine schmale Einfaltung von Phyllit dem zusammenhängenden Hauptzuge vorgelagert.

Während die graphitführenden, moldanubischen Streifen zwischen Groß-Bittesch und Krzowy, allerdings mit örtlichen Lokalfalten, doch im ganzen  $30$  bis  $45^\circ$  W fallend, dem allgemeinen Bau gemäß zwischen die Bänke des Bittescher Gneises konkordant eingeklemmt sind, machen sich östlich davon am Phyllitrande bei Swatoslau, Prosatin und Jestrzaby einige Unregelmäßigkeiten im Aufbaue bemerkbar.

Flachere Lagerung mit wechselndem Einfallen herrscht bei Prosatin und bis Jestrzaby sowohl im Kalkstein wie im benachbarten Gneis. Weiter im Norden aber mit der Annäherung an den Louczkabach biegen sie nach NO um mit steilem Einfallen gegen NW an der Bittescher Dislokation.

Es wurde bereits auseinandergesetzt, daß die Flasergranite des Schwarzawabatholithen nicht das tiefste Glied im Aufbaue der Kuppel darstellen. Im Tale unterhalb Czischek sieht man deutlich, wie den Gesteinen der Schwarzawabatholithen die Quarzkonglomerate und Serizitphylliten der Kwetnitzaserie auflagern. Die Auflagerung ist jedoch nur einseitig; im Osten bei Herotitz unterteufen die Kwetnitzaphyllite und -kalke den verschmälerten moravischen Phyllitzug. Bei Tischnowitz nähern sich die Kwetnitzagesteine dem Gegenflügel der moldanubischen Glimmerschiefer auf  $1$  km. Sie scheinen diese mit konkordantem Ostfallen zu unterteufen; der unmittelbare Kontakt zwischen beiden Gesteinen ist aber nicht

aufgeschlossen. Weiter nördlich, an der Straße bei Lomnitschka, fallen die serizitischen Kwetnitzaphyllite flach gegen Ost und der Bittescher Gneis, welcher sich in der benachbarten Kuppe allerdings nur durch die zahlreichen Lesesteine kundgibt, dürfte ihnen hier unmittelbar auflagern. Im Westen wieder zwischen Strzemchowy und Stiepanowitz bilden die moravischen Phyllite das Dach über den Kwetnitzakalken und -graniten.

Gerade diese Unregelmäßigkeiten der Umgrenzung zeigen die Selbständigkeit des Kwetnitzakomplexes gegenüber dem auflagernden Gebirge an, ebenso wie der gemeinsame Charakter der Metamorphose, welcher die verschiedenen Gesteine des Kwetnitzakomplexes, Granite, Kalke, Konglomerate und Phyllite, miteinander verbindet und in gemeinsamen Gegensatz bringt zu den anderen moravischen Gesteinen.

Mit unregelmäßigem Umriß tauchen bei Lomnitz und nördlich davon einige Partien typischer moravischer Phyllite und Kalke mit der Beschaffenheit des Hauptkalkzuges aus dem Bittescher Gneis hervor. Die tieferen Lagen der moravischen Aufwölbung sind aber hier nicht bloßgelegt. Die Grenzen dieser Phyllitpartien werden sich nach einer detaillierten Neuaufnahme vielleicht etwas verändert darstellen.

Zwischen Oels und Swojanow breiten sich die phyllitischen Gesteine in Form eines flachwelligen Sattels über den Bittescher Gneis und senken sich mit sehr sanfter Neigung nordwärts unter das moldanubische Dach.<sup>1</sup>

Die Decke des Bittescher Gneises ist im Osten des Kwetnitzakomplexes bei Tischnowitz nicht sichtbar; wenn vermutlich auch vorhanden und dem Tertiär verdeckt, so ist sie jedenfalls sehr verschmälert. Auch in dem Stücke der östlichen Abdachung der Thayakuppel, welches im Misslitzer Horste sichtbar geblieben ist, ist die moravische Gesteinsserie reduziert und der Bittescher Gneis fehlt in dem Profil über den Phylliten mit den granitischen Intrusionen folgt dort unmittelbar der moldanubische Glimmerschiefer (p. 33). Dies deutet auf eine Asymmetrie der moravischen Kuppeln, die verständlich wird, wenn man die oberen Glieder der Schichtserie, insbesondere die Decke des Bittescher Gneises, als überbogene Sättel auffaßt, die im Westen wurzeln und mit ihrem verschmälerten Scheitel gegen Osten hinabtauchen.

## VII. Moldanubische Schiefer in der unmittelbaren Auflagerung über den moravischen Kuppeln.

### A. Die moldanubischen Glimmerschiefer und deren Bildungsweise.

Zugehörigkeit der Glimmerschiefer zur moldanubischen Scholle.

In meiner ersten zusammenfassenden Darstellung der moravischen Gebiete wurden, gemäß den allgemein herrschenden Vorstellungen, die Glimmerschiefer mit ihren Einlagerungen von Schiefergneis und anderen Begleitgesteinen als gesonderter stratigraphischer Horizont gegenüber der Hauptmasse der moldanubischen Gneise aufgefaßt, und ebenso galt die von Rosiwal und Tausch als Phyllitgruppe bezeichnete Folge von mannigfachen Schiefen als eine besondere, im ganzen wenig veränderte Schichtserie, welche sich nach dem Habitus der Metamorphose bereits den moravischen Gesteinen anschließt; sie waren als »äußere Phyllite« von den »inneren Phylliten« der moravischen Gebiete unterschieden worden.<sup>2</sup> Die Einschaltung von Phyllit und Glimmerschiefer in anscheinend verkehrter Lagerung zwischen dem Bittescher Gneis und den moldanubischen Gneismassen in der Umrahmung der moravischen Aufwölbungen war

<sup>1</sup> Das Profil Rosiwal's, Verhandlg. der geolog. Reichsanst. 1896, p. 187, zeigt die flache Auflagerung an; in der Strecke Veselka—Oels konnte ich in Gegensatz zur Angabe des Profils auch nur Ostfalten als Auflagerung der Glimmerschiefer auf den »Phylliten« beobachten. Die Umbiegung der Kalklagen der »Phyllitgruppen« zu Synklinalen im SW des Profils ist wohl hypothetisch ergänzt.

<sup>2</sup> Bau und Bild der böhm. Masse, 1903, p. 31 ff. und p. 66.

vielleicht das auffallendste unter den Rätseln, welche die unverstandenen Lagerungsverhältnisse darboten und deren Lösung in der Zukunft erwartet wurde.<sup>1</sup>

Aber schon damals war der innige Zusammenhang und der allmähliche Übergang zwischen den Glimmerschiefern und den sogenannten Phylliten bekannt und ebenso wurde festgestellt, daß die Gesteine des Glimmerschieferzuges in die moldanubischen Gneise im Westen allmählich und ohne scharfe Grenze übergehen; daß sie aber mit konkordanter Parallelstruktur dem moravischen Baue vollkommen anschmiegen, während die moldanubischen Gneise mit ungeordnetem Streichen ohne einheitliche Leitlinien die Umrisse der Batholithen umfließen (p. 10 [550]).

Spätere Erfahrungen haben indessen zu der Überzeugung geführt, daß die granat- und turmalin-führenden Glimmerschiefer nichts anderes sind als die der mittleren Umwandlungsstufe Grubenmann's entsprechende grob lepidoblastische Ausbildung der Sedimentgneise des moldanubischen Gneiskomplexes; dasselbe tonige Sediment mit seinen kalkigen, quarzigen und amphibolitischen Einlagerungen liegt hier in einer anderen Form der Metamorphose vor. In ähnlichen Verhältnissen stehen die Einlagerungen von Zweiglimmergneis im Glimmerschieferhorizont zu den orthoklasreichen Biotit-Orthogneisen im Westen. In der ganzen Randzone sind durch gesteigerte Streßwirkung mehr »schieferholde« Minerale (Becke) zur Ausbildung gelangt.<sup>2</sup>

Diese Erfahrungen lassen wohl keinen Zweifel mehr bestehen über die Zugehörigkeit des Glimmerschieferzuges zur moldanubischen Schale; sie erklären aber noch nicht deren Bildungsweise und die eigentümliche Beziehung zur moravischen Tektonik; ebenso bleibt die Stellung der sogenannten Phyllitgruppe noch unerklärt.

Im folgenden wird versucht zu zeigen, daß die Lösung dieser beiden Fragen, wie ich glaube in befriedigender Weise gelungen ist, wenn auch die Deutung vieler Einzelheiten weiteren petrographischer Studien überlassen bleiben muß. Vorher soll aber noch ein Überblick über die tatsächlichen Verhältnisse nach meinen neueren Erfahrungen wiedergegeben werden.

#### Verbreitung der Glimmerschiefer und der sogenannten Phyllitgruppe.

In den Karten II und III ist die Verbreitung der Gesteine, welche als »Glimmerschieferzone« zusammengefaßt werden, ersichtlich. Ihre Grenze gegen den Bittescher Gneis ist stets vollkommen scharf, ohne Übergang; ihre Grenze gegen die moldanubischen Gneise dagegen häufig unsicher und einer gewissen Willkür überlassen. Sie liegen als eine zusammenhängende Decke überall auf den moravischen Kuppeln. Nur wo eine jüngere Verwerfung, die Bittescher Dislokation bei Groß-Bittesch, quer durchschneidet, stoßen moldanubische und moravische Gneise ohne dieses Zwischenband unmittelbar aneinander.

Die Zone ist wechselnd breit, bald beträgt sie mehrere Kilometer, bald ist sie auf einige hundert Meter oder noch weniger reduziert. In der nördlichen Randstrecke der Thayakuppel, zwischen Frain und Stiegnitz, wo ich nach der geologischen Karte von Paul eine Unterbrechung der Glimmerschieferzone durch jüngere Störungen vermutete,<sup>3</sup> haben mich neuere Begehungen gelehrt, daß die Zone bei Niklowitz und Ober-Dannowitz (am Krepitzbache) zwar stark verschmälert ist und daß granulitartige Biotit-Orthogneise (Gföhler Gneise, p. 6 [546]) sich dem Bittescher Gneis auf zirka 250 m nähern, daß sie aber doch überall nachweisbar bleibt, wo die Aufschlüsse eine Beobachtung gestatten.

Die infolge flacher Lagerung sehr verbreitete Zone der sogenannten »Phyllitgruppe« (siehe p. 41 [581]) zwischen Glimmerschiefer und Bittescher Gneis setzt sich nach den Aufnahmen Rosiwal's<sup>4</sup> nordwärts fort bis Swojanow; die westlich anschließenden Glimmerschiefer können bis an den Kreiderand bei Mährisch-Rothmühl verfolgt werden. Der Ostflügel der Aufwölbung wird bei Lissitz von dem Randbruche

<sup>1</sup> L. c., p. 76.

<sup>2</sup> Verhandlungen der geolog. Reichsanst., 1908, p. 405, und Mitteil. der geolog. Gesellsch. in Wien, Bd. II, 1909, p. 274.

<sup>3</sup> Bau und Bild der böhm. Masse, p. 74.

<sup>4</sup> Verhandlungen der geolog. Reichsanst., 1896, p. 176 ff.

der Boskowitzter Furche und der Rotliegendegrenze nahe im Streichen durchschnitten, so daß hier nur mehr die Gesteine von mehr phyllitischem Aussehen erhalten sind, der grobschuppige Glimmerschiefer und Zweiglimmergneis aber erst weiter im Süden bei Hajanek und Železny wieder zum Vorschein kommt, bis er in den Hügel östlich von Tischnowitz an der Schwarzawa plötzlich endet.

Von den Gesteinszügen, welche bei Groß-Bittesch und Krzowy mit der Farbe der Phyllitgruppe eingetragen sind, wird noch unten die Rede sein.

Feinschuppigere phyllitartige Gesteine liegen auch unmittelbar auf dem breiteren südlichen Grenzbogen der Schwarzawakuppel von Jassenitz über Kralitz bis Oslawan; dort biegt der Streifen deutlich und konkordant mit den auflagernden Glimmerschiefern gegen Nordost und parallel mit dem bogenförmigen Rande der Phyllite des inneren Hauptzuges. Die weitere Ergänzung des Gewölbes gegen Osten wird aber durch die Boskowitzter Furche abgeschnitten.

Gesteine ganz gleich jenen der »Phyllitgruppe« von Swojanow und Oslawan kommen südlich von Kromau, zugleich mit den Glimmerschiefern, noch in beträchtlicher Entwicklung zum Vorschein. Dieser Zug verschmälert sich aber ebenso rasch, wie die Glimmerschiefer; am Krepitzer Bach bei Niklowitz sind die Phyllite noch in geringer Breite nachweisbar und von hier an bis zum Manhartsberge scheint fast allenthalben der Glimmerschiefer bis unmittelbar an den Bittescher Gneis heranzureichen; nur von einzelnen Punkten (bei Riegersburg, Wappoltenreith, Klein-Haselberg) sind mir spärlich Spuren\* von feingefalteter phyllitähnlicher Ausbildung an der Grenze beider Gesteine bekannt geworden.

#### Übergänge in die Gneiszone, unabhängiges Streichen.

In den Karten II und III konnten die Streichungsschichten der moldanubischen Gesteine wegen der ungleichen Genauigkeit verschiedener Grundlagen nur schematisiert zur Darstellung gebracht werden.<sup>1</sup> Man überblickt aber leicht die völlige Unabhängigkeit dieser Richtungen von dem Verlauf und dem Streichen der Glimmerschieferzone. Nach der alten Aufnahme von Čížek verlaufen noch in der Gegend südwestlich von Horn die Amphibolite und Granulite parallel mit dem Bogen der Glimmerschiefer; diese Züge verschwinden aber bei St. Marein und Brunn a. d. Wild und werden hier von nordwärts ziehenden Gneiskomplexen mit Einlagerungen von Kalk und Amphibolit abgelöst. Der westwärts ausgreifende Bogen der Glimmerschiefer von Messern und an der Wild übt gar keinen Einfluß auf die Richtungen im westlich anschließenden Gneisgebiete.

In sehr lehrreicher Weise haben mir die Detailaufnahmen südlich von Drosendorf gezeigt, wie die Züge von Plagioklasgneis, glimmerarmem Orthoklasgneis, Kalk, Quarzit und Amphibolit mit welligem Verlauf von Norden kommend in die nordstreichende Zone von grobschuppigem Glimmerschiefer förmlich hineinfließen.<sup>2</sup> Ganz unregelmäßig verschwimmen die Grenzen westlich von Frain und weiter gegen O wo zusammenhängendere Komplexe von Orthogneisen und granulitischen Gesteinen sich der moravischen Grenze nähern, erscheint die Glimmerschieferzone verengt und zusammengepreßt.

Nicht minder deutlich als bei Drosendorf ist der Gegensatz der Richtungen an der westlichen Umrahmung der Schwarzawakuppel im Gebiete der Kartenblätter Groß-Meseritsch und Trebitsch-Kromau. Weit im Norden bei Bistrau und Hartmanitz hat bereits Lipold<sup>3</sup> das Nordweststreichen der Gneise im Gegensatz zur Nordsüdrichtung der Glimmerschiefer und »Urtonschiefer« (»Phyllitgruppe«) festgestellt.

Im Gebiete des Kartenblattes Drosendorf konnte auch gut verfolgt werden, wie die glimmerigen Sedimentgneise mit Annäherung an die Glimmerschieferzone immer grobschuppiger werden; wie zugleich mit den Muscovitschüppchen auch die Granate und Turmaline größer werden und wie sich auch in den feldspatreichen Orthogneisen und granulitartigen Gesteinen bereits Muscovitschuppen einstellen, bevor

<sup>1</sup> Besonders spärlich sind die Angaben über die Streichrichtungen im Norden des Kartenblattes Znaim.

<sup>2</sup> Verhandlungen der geolog. Reichsanst., 1908, p. 396.

<sup>3</sup> Jahrb. der geolog. Reichsanst., 1863, p. 261.

noch die grobschuppige Zone erreicht wird, welche gleichsinnig dem moravischen Gewölbe auflagert. Die Tendenz zur Entwicklung des lichten Glimmers erstreckt sich über eine breitere Zone und greift weiter in das moldanubische Gebiet als die Umprägung der Parallelstruktur zur Konkordanz über dem moravischen Gewölbe.

Die einzelnen Gesteinszüge scheinen umgeschleift in die neue Parallelstruktur. Manchmal tauchen sie noch in die Glimmerschieferzone hinein, schwenken leicht ab und endigen dann plötzlich (wie zum Beispiel die einzelnen Kalkzüge, welche von Drosendorf her nach Unter-Thumeritz streichen).<sup>1</sup> Will man aber innerhalb der Glimmerschieferzone die einzelnen Gesteinszüge im Sinne des Streichens verfolgen, so wird dies auf längere Strecken nicht gelingen. Die Kalke scheinen in gestreckte Linsen zerrissen, Bänke von härterem feldspatreichen Zweiglimmergneis keilen plötzlich aus (wie zum Beispiel gegenüber dem Clary-Kreuz oberhalb Frain an der Thaya). Mit unregelmäßigem Umriß sind Gesteinskörper von zweiglimmerigem Gneis in die Glimmerschieferzone eingefügt, von derselben teilweise umflossen oder ihr randlich angegliedert (zum Beispiel Landschau westlich von Frain).

Das Auftreten der weißen Glimmer erweist sich somit im großen abhängig von der Nähe der moravischen Grenzen. Er stellt sich ziemlich gleichmäßig in verschiedenen Gesteinstypen ein und ist in seinem Auftreten somit nicht an ein stratigraphisches Niveau gebunden, sondern abhängig von tektonischen Beziehungen.<sup>2</sup>

#### Sekundäre Entstehung des Muscovits.

Im Mikroskop zeigt der Muscovit der Zweiglimmergneise und auch jener der Glimmerschiefer anderes Verhalten als der Biotit und viele Merkmale sekundärer Entstehung im verfestigten Gestein. Becke verwies auf die verschiedene Ausbildung von Biotit und Muskovit im Zweiglimmergneis und Glimmerschiefern des Waldviertels.<sup>3</sup> Muscovit bildet im Gneis einzelne dünne Schuppen von 2 mm Größe, im Glimmerschiefer feinschuppige gestreckte Membranen, welche die wellig dünne Schieferung veranlassen, der Biotit dagegen kurze kleinschuppige Fläsern.

Ebenso verhalten sich die beiden Glimmer in der ganzen nördlichen Zone, sowohl in den Glimmerschiefern wie auch in den zahlreichen feldspatreicheren zweiglimmerigen Einlagerungen, die in ihrer Korngröße und Textur bald den feinkörnigen Orthogneisen (Gföhler Gneis) der westlichen Gebiete gleichen, bald durch hervorragende Entwicklung der Glimmer sehr grobschuppig und hochgradig schiefzig werden. Auch im echten feinkörnigen Granulit, ein Gestein, dem in seiner typischen Ausbildung der weiße Glimmer fremd ist, kann sich Muscovit in Form zarter glänzender Schüppchen auf dem dünnplattig-ebenflächigen Hauptbruche einstellen (zwischen Kottaun und Stallek, Niederösterreich; Olschy südwestlich von Nedwietitz, Mähren).

Die Umwandlung von Kalifeldspat in Muscovit in den Zweiglimmergneisen läßt sich zumeist recht deutlich erkennen; beide Minerale sind sehr häufig aneinander gebunden und der Glimmer greift fingerförmig und mit ausgezackten Rändern tief in den meist schön perthitisch gefaserten Orthoklas; manchmal löst er sich in Gruppen von Schüppchen auf mit poikilitähnlichen Durchwachsungen; manchmal ist ein regelmäßig umgrenztes Muscovitschüppchen am Rande besetzt mit schmalen Fleckchen von Kalifeldspat.

Ebensohäufig wie aus Kalifeldspat dürfte farbloser Glimmer aus Biotit hervorgehen, wenn auch der Nachweis nicht so deutlich ist, denn beide Minerale in inniger Gesellschaft und paralleler Verwachsung findet man schon in schuppigen und glimmerreichen Abarten der Plagioklasgneise, welche nach meiner Annahme dem Ausgangspunkte der Umwandlung zum eigentlichen Glimmerschiefer nahestehen. Aber sehr oft, namentlich in grobschuppigen Granatglimmerschiefern, denen der Kalifeldspat vollkommen fehlt (zum Beispiel unter den Kalken bei Nedwietitz), sieht man noch dünne, verschwommene, oft quer

<sup>1</sup> Siehe Kärtchen, Verhandlungen der geolog. Reichsanst., 1908, p. 404.

<sup>2</sup> Muscovit bleibt natürlich nicht absolut beschränkt auf diese Zone. In den Sedimentgneisen finden sich auch gelegentlich grobschuppigere, Muscovit führende Lagen; auch in Becke's Westflügel der Waldviertelgneise, l. c., p. 217.

<sup>3</sup> L. c., p. 215 und 230.



absetzende, hell oder blaßbraun pleochroitische Flecken und Streifen in den großen Muscovitschuppen und auf den Spaltflächen derselben dünne Erzausscheidungen mit stäbchenförmigem Querschnitt, welche zumeist jenem Muscovit fehlen, der an Kalifeldspat gebunden ist.

Es sind im wesentlichen dieselben Erscheinungen, welche Milch<sup>1</sup> als Nachweise der sekundären Entstehung des Muscovits im Granit des Riesengebirges angeführt hat.

#### Bänke von Zweiglimmergneis in der Glimmerschieferzone.

In dem orthoklasreichen Gneisen, welche im allgemeinen Habitus dem westlichen Gföhler Gneis ähnlich, häufig als lichte Bänke im Granitglimmerschiefer auffallend hervortreten, wird der Gegensatz in der Ausbildung von Muscovit und Biotit in der Regel schon für das freie Auge sehr deutlich.

Noch deutlicher werden die Unterschiede im Mikroskop. In der Ortschaft Pernstein (westlich von Nedwietitz) zum Beispiel ist neben den sekundären größeren und klaren Muscovitschuppen holzbrauner oder rötlichbrauner Biotit in Form kleinerer, unregelmäßig zerrissener und ausgezackter Gestalten locker eingestreut. Orthoklas und Quarz bilden die Hauptmasse dieser Gesteine, dazu kommen außer den Glimmern noch ziemlich viel gut entwickelter und schön gestreifter Oligoklasalbit, Apatit und Zirkon.

In anderen ähnlichen Gesteinsbänken von analogem Mineralbestand, wie zum Beispiel nächst der Mittermühle oberhalb Frain, bei schwacher mechanischer Beeinflussung, die sich durch Entwicklung von perthitischen Flammen im Kalifeldspat mit Myrmekit und kleineren Körnern von Mikroklin bemerkbar macht, sind die einzelnen Biotitschuppen gestreckt und etwas zerquetscht; der farblose Glimmer bildet dennoch häufig unzerdrückte größere und mehr einheitliche Schuppen, manchmal im Vereine mit Biotitresten zu kurzen Lamellen auseinandergezogen. Vereinzelt kleine Granaten scheinen an die Nachbarschaft von Biotit gebunden.

Allenthalben wird ein stärkeres Hervortreten der Granaten bemerkt, die ja in den westlichen Ortho- und Paragneisen auch recht häufig sind, aber keineswegs die Dimensionen erreichen wie in den Glimmerschiefern. Erbsengröße ist häufig und manchmal, wie in manchen flaserigen Zweiglimmergneisen werden sie nußgroß, ja in einzelnen Fällen hühnereigroß (Senohrad bei Oslawan).

Sehr grobschuppige muscovitreiche Gesteine von lagenweise wechselndem Glimmergehalte begleiten im Westen die Glimmerschieferzüge von Pernstein und Nedwietitz und erstrecken sich von den Graniten bei Aujezd (Louczka nordwestlich) nach Wiechnow und weiterhin gegen Skrey und Littawa. Sie scheinen aus grobschuppigen fibrolithführenden Biotitgneisen hervorzugehen. Stellenweise sind sie reich an prächtig regelmäßigem Mikroperthit, manchmal in großen Individuen poikilitisch verwachsen mit schön holzbraunem etwas rötlichem Biotit. An einigen Stellen ist Fibrolith unter gleichzeitiger Bleichung des Biotits ausgeschieden. Die größeren neugebildeten Muscovitschuppen liegen oft zwischen Biotit und Kalifeldspat. An die Grenze gegen den ersteren schließt sich häufig ein dunkelgefärbter Saum, gegen den letzteren verläuft die Grenze zackig, mit fingerförmigen Einbuchtungen und schriftgranitähnlichen lappigen Durchwachsungen.

In anderen quarzreichen und granatführenden Gesteinen derselben Zone wurde nur spärlicher Oligoklasalbit oder überhaupt kein Feldspat gesehen; der Kalifeldspat scheint ganz ersetzt durch die großen Muscovitschuppen (2 bis 3 mm), denen nur wenig Biotit in kleineren buchtigen Formen zugesellt ist (zum Beispiel im Wald östlich von Wiechnow und zwischen Bor und Sejrzek).

Dies sind einige Beispiele der mannigfaltigen bald körnigen, bald grobflaserigen Gneistypen aus der Glimmerschieferzone und deren Übergängen in die moldanubische Gneisregion.

#### Glimmerschiefer.

Die Hauptmasse der eigentlichen grobschuppigen Glimmerschiefer geht wohl aus den mannigfachen plagioklasreichen und glimmerigen Paragneisen<sup>2</sup> im Westen hervor, welche auch innerhalb der moldanubischen Region infolge des Reichtums an Biotit nicht selten schuppig-schiefrige Textur annehmen und auch

<sup>1</sup> L. Milch, Beiträge zur Kenntnis der granitischen Gesteine des Riesengebirges, II. Teil, N. Jahrb. f. Min., Beilage Bd. XV, 1902, p. 151 ff.

<sup>2</sup> Siehe Beschreibungen Becke's, l. c., p. 217 ff. und Reinhold's, Pegmatit- und Aplitadern aus den Liegendenschiefern des Gföhler Zentralgneises, Tschermak's Min. Mitteil., Bd. XXIX, 1910, p. 49 ff.

manchmal selbst in den westlichen Gebieten etwas farblosen Glimmer enthalten, sei es als spärliche Verwachsungen mit Biotit im granoblastischen Grundgewebe, sei es als schuppige Strähnen mit oder ohne Biotit; es ist dies die erste Andeutung des Überganges von der granoblastischen zur lepidoblastischen Textur, welche dann in den Glimmerschiefern zur vollen Ausbildung gelangt.

Die grobschuppig-bröckelige Textur der Glimmerschiefer wird durch den großen Reichtum an weißen oder blaßbraunen Muscovitafeln hervorgerufen, welche nicht selten 2 bis 3 *mm* groß werden; der braune Glimmer findet sich vorwiegend in den gestreckten Quarz-Feldspatlagen, die mit grobem Glimmer vergesellschaftet häufig fingerdick oder noch breiter werden können. In keinem der typischen grobschuppigen Gesteine, wie vom Rybniker Berge bei Mährisch-Kromau, unter den Kalken bei Nedwietitz und anderorts wurde Kalifeldspat gesehen. Dagegen kann der Plagioklas von rundlichem Quarz durchwachsen, mehrere Millimeter große, klare, schön und regelmäßig eng gestreifte Körner bilden; es ist zumeist ein Oligoklasalbit von etwa 10 bis 15 Prozent An oder noch Ca-ärmerer Mischung; ohne Zonenbau.

Granat fehlt nur ausnahmsweise; häufig ist er erbsengroß, oft bis haselnußgroß, selten noch größer, in rundlichen und unregelmäßigen Gestalten und Perimorphosen, wo er größer wird auch mit Andeutung von rhombendodekaedrischer Umgrenzung, aber unregelmäßigen Umrissen unter dem Mikroskop. Undeutlich zonar angeordnete Quarzeinschlüsse und kohlige Stäubchen sind sehr verbreitet. Oft hat er auch die honigbraunen Rutilkörner umwachsen, seltener enthält er kleinere Zirkone und die gleichen kleinen Turmaline wie das umgebende Gestein.

Im allgemeinen sind die granatreichsten Glimmerschiefer ärmer an Biotit und sehr reich an lichtem Glimmer. Biotiteinschlüsse im Granat und in dessen randlichen Buchten sind klarer gefärbt und unzerdrückt im Gegensatz zu den meist stark gestreckten Biotiten des Grundgewebes. Turmalin, in mannigfacher Ausbildung und Farbe (grau, bläulich, bräunlich, oft mit dunklerem Kern oder dunkler Farbe an den einem Ende, häufig mit Gruppen kohligter Flocken) fehlt selten, meist sind es schmale oder breitere, oft quer gebrochene Säulchen von durchschnittlich 0·2 bis 0·3 *mm* Länge; in besonders grobschuppigen Schiefen, wie zum Beispiel bei Frain oder an der Schwarzawa unterhalb Nedwietitz die Turmalinsäulchen werden bis 8 *mm* groß.

Lange bekannt sind die großen Cyanite aus den Glimmerschiefern von Stockern, Breiteneich und Dreieichen bei Horn.<sup>1</sup> Auch an einigen anderen Stellen der Glimmerschieferzone findet sich Disthen neben Granat sowohl in Niederösterreich an einigen Stellen des Glimmerschieferzuges von Krems bis Kottau<sup>2</sup> und Frain in Mähren als auch in den nördlichen Strecken (Pernstein, Stepanau). Seltener ist Granat und Disthen mit Staurolith vergesellschaftet (Längenfeld bei Langenlois, Niederösterreich,<sup>3</sup> Hexenberg bei Roveczin an der böhmisch-mährischen Grenze)<sup>4</sup>.

Dazu kommen noch Zirkon, Apatit, Erze, Rutil. Letzterer manchmal fehlend, manchmal sehr reichlich; Rutil bevorzugt ebenso wie der Turmalin im allgemeinen die muscovitreichsten, dünnschiefrigen und schuppigen Abarten des Glimmerschiefers, welche äußerlich schon etwas phyllitähnlichen Charakter annehmen. Er bildet durchschnittlich 0·2 *mm* große, unregelmäßige, tiefbraune Körner. Erze sind im allgemeinen spärlich in den Glimmerschiefern.

#### Begleitgesteine der Glimmerschieferzone.

Becke unterschied bereits im niederösterreichischen Waldviertel die Amphibolite an den Grenzen seiner mittleren und oberen Gneisstufe von jenen der Liegendhorizonte der mittleren Stufe; die ersteren: körnig-streifige, feldspatige Amphibolite, Granatamphibolite und auch Diallagamphibolite gehören wohl zum großen Teil als basische Ausscheidungen und Facies zu den Orthogneisen und Granuliten. Die dunkleren, vorwiegend aus Hornblende bestehenden Bänke, welche in so außerordentlicher Zahl und wechselnder Mächtigkeit den Sedimentgneisen, Kalken und Glimmerschiefern eingelagert sind, werden als umgewandelte basische Ergüsse aufzufassen sein. Unter den letzteren, in den von Becke als zweite Gruppe unterschiedenen Amphiboliten, in der ganzen Ausdehnung der Zweiglimmergneise und Glimmerschiefer von Langenlois bis über Stiefen und Plank, finden sich auch Epidot und Zoisit führende Gesteine. Auf diese Weise kommt, ebenso wie in den Gneisen, auch in den amphibolitischen Einlagerungen die Tendenz zur Entwicklung der Minerale mit kleinerem Volumen mit dem Fortschreiten in das Liegende und mit der Annäherung an die moravische Grenze zum Ausdrucke.

<sup>1</sup> Becke, l. c., p. 231.

<sup>2</sup> A. Sigmund, Minerale Niederösterreichs, Wien, 1909, p. 115.

<sup>3</sup> Siehe auch Reinhold, Mitteil. der Mineralog. Gesellsch. 1910, p. 49.

<sup>4</sup> Eigene Beobachtung.

Die basischen Gesteine: Serpentine, Granatamphibolite und Gesteine mit gabbroiden Strukturen, welche den moldanubischen Gneisen in unregelmäßiger Verteilung eingelagert sind, erweisen sich, insofern sie als massive Kerne zwischen dem durch Streß schiefrig umgeformten Gesteinen erhalten geblieben sind, auch in ihrer mineralogischen Zusammensetzung unempfindlicher gegenüber der Verschiebung in die höhere Umwandlungsstufe. Ihre Äquivalente werden in diesen Schieferhorizonten nicht selten umflossen von schiefrigen Hornblendegesteinen und die kleineren, faustgroßen oder kopfgroßen, grobkörnigen Knollen und Linsen solcher Gesteine, die an vielen Punkten in stark gestreckte Amphibolite oder Glimmergesteine eingelagert sind (zum Beispiel nächst der Peitnermühle bei Frain), werden als Reste mit massiger Struktur in der durch Streß überwältigten Gesteinsmasse zu betrachten sein.

Weißes Marmor und Kalksilikatgesteine mit großem Mineralreichtum, insbesondere mit Mineralen, die als bezeichnend gelten für die Kontaktmetamorphose der Tiefen (Tremolit, Skapolith, diopsidischer Augit, Plagioklas), treten hier in derselben Häufigkeit und in ähnlicher Ausbildung auf, in der sie als Begleiter der Sedimentgneise über die ganze moldanubische Scholle verbreitet sind (siehe p. 8 [548]). So wie dort enthalten sie fast stets dunkle Bänke von Amphibolit, graphitische Lagen und pegmatitische Gänge.

Die Quarzite und Graphitquarzite der Glimmerschieferzone unterscheiden sich kaum von jenen der Sedimentgneise.

Manche Umstände zeigen an, daß die Bildung der oben genannten Kontaktminerale (p. 8 [548]) nicht durch einen einzigen Akt der Intrusion und nicht durch unmittelbaren Eruptivkontakt gebildet wurden. Schon ihre allgemeine Verbreitung auf weite Strecken spricht dagegen. Durch längere Zeit, noch während der Bewegung der bereits völlig metamorphosierten und von pegmatitischen Gängen durchschwärmten Massen, waren die Gesteine noch in genügendem Maße durchwärmt, um die Bildung von Mineralen der tieferen Umwandlungsstufen zu gestatten. Ich verweise auf die früher von mir beschriebene Neubildung von Augit und kalkreichem Plagioklas im Bruchkontakt von zertrümmerten Amphibolitbänken und Aplitgängen mit umschließendem Marmor.<sup>1</sup> Den glimmerreichen Übergangsgesteinen zwischen Sedimentgneis und Glimmerschiefer im Kainzengraben bei Frain sind gestreckte Linsen von gebändertem Marmor eingelagert, sie enthalten reichlich weißen und grauen Tremolit, und zwar sind die Krystalle nicht nur auf den ursprünglichen Schichtflächen parallel der etwas verworrenen zarten Bänderung, sondern auch auf jüngeren, senkrecht zur Schieferung durchsetzenden, ebenen Kluffflächen angesiedelt.

#### Muscovitbildung in Randapliten moldanubischer Granite.

Es wurde oben erwähnt, daß mit der Annäherung an die Hauptgranitmassen im Westen sich Cordieritgneis und Körnelgneis einstellen, daß aber der Kontakt an den Rändern der kleineren Granitaufrüche die allgemeine Beschaffenheit der Gneise weniger beeinflußt. Die Ausbildung der muscovitführenden Zone und der Glimmerschiefer bleibt auch unabhängig von der Nähe des Granitrandes. Zwischen Drahonin und Aujezd westlich von Louczka, am Rande der Schwarzawakuppel ragen die Granitmassen herein in die Zone der Zweiglimmergneise und Glimmerschiefer, ohne dieselben in ihrer allgemeiner Beschaffenheit zu beeinflussen. Es haben aber, nach allem Anscheine, die Granitmassen, ebenso wie manche grobkörnige basische Gesteine, der schiefrigen Umkrystallisation weit größeren Widerstand entgegengesetzt als die glimmerreichen Sedimentgneise und es ist wahrscheinlich, daß in den Strecken nördlich von Aujezd und Drahonin die parallele Streckung der porphyrischen Orthoklase, welche in biotitreichen Abarten des Granites bis zur knotigen Flaserung werden kann, nicht durch nachträgliche Einflüsse, sondern durch die ursprüngliche Krystallisation unter Druck entstanden ist. In den Randapliten aber, mit denen der Granit durch Übergänge verbunden ist — biotitarmer lichterrote Gesteine mit Turmalin in Quarznestern oder mit vereinzelt Granaten, welche die Talgehänge bei Aujezd, knapp angrenzend an die Glimmerschieferzone bilden ist — Muscovit mit den gleichen Merkmalen sekundärer Entstehung aus Kalifeldspat wie im Zweiglimmergneis reichlich ausgeschieden; ja, es scheint, daß ein Teil der grobschuppigen Muscovit-

<sup>1</sup> Beispiele plastischer und krystalloblastischer Gesteinsumformung, Mittlgn. der geolog. Ges. Wien, Bd. II, 1909, p. 250.

und Zweiglimmergneise, die sich von dem genannten Gebiete nordwärts erstrecken, aus solchen Randapliten hervorgegangen ist.

#### Entstehung der Glimmerschieferzone.

Für die Deutung der Zone der Muscovitgneise und Glimmerschiefer ist die Lagerung im großen mindestens ebenso maßgebend wie die Einzelheiten der mikroskopischen Beobachtung.

Der parallele Verlauf dieser mit den moravischen Grenzen sagt deutlich, daß die Umformung bedingt und abhängig ist von der Nähe und dem Umriß der moravischen Kuppeln. Gesteigerte Streßwirkung hat an die Stelle der moldanubischen Gneise die moldanubischen Glimmerschiefer gesetzt.

Die regelmäßige Konkordanz der neu aufgeprägten Parallelstruktur mit den Umrissen und Zwiebel-schalen der beiden moravischen Kuppeln ruft zunächst den Anschein hervor, daß der einseitig gerichtete Streß, welcher die Umformung bewirkte, von diesen Kuppeln selbst ausging. In einem späteren Kapitel sind die Gründe zusammengefaßt, aus denen sich ergibt, daß die moldanubische Scholle über die bereits vorhandenen moravischen Wölbungen hinwegbewegt wurde und daß die Intrusion der moravischen Batholithen älter ist als die Überschiebung. Erst diese Bewegung hat die Umformung der moldanubischen Sedimentgneise zu Glimmerschiefern bewirkt.

Es hat hier »rückschreitende Metamorphose« stattgefunden. Becke<sup>1</sup> bezeichnet als »Diaphtorite« Gesteine, die aus Gneisen und Glimmerschiefern hervorgegangen sind und denen Struktur und Mineralbestand von gewöhnlichen Phylliten und Serizit-Chloritschiefern, das ist die Merkmale der oberen Umwandlungsstufe aufgeprägt wurden. Auch in der moldanubischen Glimmerschieferzone wurden typomorphe Bestandteile einer höheren Umwandlungsstufe auf Kosten der Minerale der tiefsten Temperaturzone gebildet. Die Neubildung gehört aber nicht den obersten sondern den mittleren Umwandlungsstufen an. Der Vorgang hat sich offenbar in größeren Rindentiefen abgespielt und in diesem Sinne bezeichnete ich die Zone der Zweiglimmergneise und Glimmerschiefer als Tiefendiaphtorit.

Die verschiedenen Gesteine reagierten in verschiedener Art und in verschiedenem Grade auf die Streßwirkung in der Tiefe; am stärksten die sedimentären Gruppen, weniger stark die Orthogneise; manche basische Massen sind unverändert geblieben. Die Umwandlung ist fast durchwegs ohne Zertrümmerung der Bestandteile allein durch krystalloblastische Neubildung vor sich gegangen. In den seltenen Fällen, in denen man Kataklyse beobachtet, wie in manchen Amphiboliten, ist sie durch spätere örtliche Einwirkung entstanden.

#### B. Glimmerschiefer von diaphtoritischem Habitus und deren Entstehung (Phyllitgruppe früherer Beschreibungen).

Äußere Merkmale: undeutlichere Krystallisation, verbogene flaserige Aggregate der Glimmer an Stelle der wohlentwickelten Schüppchen im Glimmerschiefer, auch uneben schmierige Beschaffenheit der Schieferungsflächen, die auch in phyllitartige Fältelung übergehen kann, im allgemeinen auch eine unreinere, etwas dunklere bleigraue Färbung, haben die früheren Beobachter veranlaßt, eine Zone von Gesteinen, welche der Schwarzawakuppel unmittelbar auflagert, als »Phyllitgruppe« vom Hauptzuge der Glimmerschiefer abzutrennen. Aber alle Beobachter stimmen darin überein, daß sich der Übergang zwischen beiden Gesteinsgruppen ganz allmählich vollzieht und eine scharfe Grenze nicht gezogen werden kann.

Zunächst sei hervorgehoben, daß ein großer Teil der in den Karten von Tausch der »Phyllitgruppe« zugewiesenen Gesteine eigentlich nach allgemeinem Gebrauch als Glimmerschiefer zu bezeichnen wäre. Hier hat offenbar nur das Bestreben, den Unterschied gegen die besser ausgebildeten Glimmerschiefer und Gneisglimmerschiefer mit ebenflächigen, unverbogenen Glimmerschüppchen hervorzuheben, zu der Bezeich-

<sup>1</sup> F. Becke, Über Diaphtorite, Mittlgn. der Wiener Mineralog. Gesellschaft, 1909, Nr. 45, p. 17, in Tschermak's Mineralog. petrogr. Mittlgn., Bd. XXVIII, Heft 4.

nung »Phyllit« geführt. Die Unterschiede werden am auffallendsten, wenn die Glimmer kleinfältelig zerstoßen, nicht mehr weiß glänzend sind, sondern im ganzen eine graue Farbe mit matterem Schimmer angenommen haben. Entgegen den Angaben anderer Autoren muß ich feststellen, daß Granat und oft auch Turmalin den Gesteinen der Phyllitgruppe durchaus nicht fehlen und manchmal in den Gesteinen bis an den Rand des Bittescher Gneises (zum Beispiel bis Doubravnik und Nedwietitz) in gleicher Ausbildung vorhanden sind wie im grobschuppigen Glimmerschiefer. Immer stehen die Gesteine dieser sogenannten Phyllitgruppe weit ab von den oben beschriebenen moravischen Phylliten (siehe p. 23 [563]). Auch sie gehören so wie die Glimmerschieferzone, mit der sie innig verknüpft sind, zur moldanubischen Scholle: auch die bezeichnenden Begleitgesteine, graphitführende Marmore, dunkle Amphibolite, Serpentine usw. bleiben dieselben.

In dem dreieckförmigen Gebiete von Oels-Swojanow und auch in den beiden anschließenden Streifen gegen Kunststadt im Osten und gegen Nedwieditz im Westen bleibt die mineralogische Zusammensetzung der verschiedenen Schieferarten im allgemeinen die gleiche wie in der benachbarten Glimmerschieferzone (siehe Taf. III) dazu kommen aber Neubildungen und sonstige Merkmale, welche eine echt diaphtoritische Umwandlung, ein Hinaufrücken der Gesteine in die obersten Umwandlungsstufen anzeigen.

Granaten und Turmaline sind in ihrer Ausbildung nicht verschieden von denen der Glimmerschiefer und oft kann man noch die Sonderung der kräftigen Muscovitstrahlen von den Quarzfeldspatlagen mit den lose eingestreuten Biotitschuppen gut beobachten. Im allgemeinen sind aber die farblosen Glimmerschüppchen kleiner, mehr verbogen und zerfasert als im Glimmerschiefer.

In Schliften von verschiedenen Gesteinsproben aus der Strecke zwischen Öls und Veselka sieht man häufig längere, chloritisch umgewandelte Streifen oder Haufwerk von Chloritschuppen, in den toten Winkeln der vom Glimmer augenartig umflossenen Granaten. Auch größere, wohl ausgebildete Pakete von neugebildetem Ripidolith oder Reihen von Epidot und Zoisitkörnern (zum Beispiel Przedmesti) in biotitreichen Streifen sind in manchen Schliften nicht selten.

Den äußerlich phyllitischen Charakter dieser Gesteine bestimmen aber nicht diese sekundären chloritischen Umwandlungen, sondern die größere Feinheit der gefältelten Glimmerschüppchen, unter denen der dunkle Glimmer immer mehr zurücktritt.

In besonders fein gefältelten Schiefen, in denen der serizitähnliche Glimmer häufig durch kohlige Stäubchen bleigrau gefärbt ist, treten keine Merkmale diaphtoritischer Umwandlung äußerlich hervor. Man sieht hier keinen Chlorit und keine verflöbten Reste größerer Glimmerschuppen. Solche Gesteine finden sich fast stets unmittelbar am Rande der moravischen Aufwölbung, seltener in dünnen Zwischenlagen der grobschuppigen Schiefer. Überhaupt sind die Gesteine in der unmittelbaren Nachbarschaft des Bittescher Gneises (somit im tiefsten Liegenden des moldanubischen Schieferkomplexes) stets am feinsten gefältelt und dem äußeren Ansehen nach am wenigsten metamorph. Dies ist besonders deutlich in einem schmalen Saume am Ostrande der Schwarzawakuppel bei Železny, nordöstlich von Tischnowitz. Aber auch noch im nördlichen Teile der Thaykuppel wird das gleiche beobachtet. Wo die Straße Rakschitz—Lissnitz (südlich von Mährisch-Kronau) die moravische Grenze quert, ist ein nur wenige Schritte breiter Streifen von phyllitisch-brüchigen Gesteinen eingeschaltet. Am Krepitzbache südlich von Stiegnitz keilen diese Phyllite allmählich aus, während sich auch der Glimmerschieferzug sehr verschmälert. Hier findet man noch viele Stücke von grauem gefältelten phyllitartigem Schiefer, neben plattigem Amphibolit.

Auch noch in den westlichen Gebieten, wo der Glimmerschieferzug im allgemeinen grobschuppiger bleibt, habe ich sehr schmale, aber ausgesprochen phyllitische Spuren im Liegenden des Zuges angetroffen, und zwar südlich von Pomitsch bei Frain, westlich von Wappoltenreith mit Glimmerschiefer und plattigem Quarzit wechsellagernd, an der Straße Klein-Haselberg—Messern; diese Gesteine sind durchwegs reich an kohligen Stäubchen und treten auf in Verbindung mit graphitischen Lagen. (Übrigens stellen sich auch in den Sedimentgneisen in der unmittelbaren Nachbarschaft der Graphitlinsen manchmal phyllitartige Schmitzen ein, wie zum Beispiel an der Straße von Frain nach Landschau.)

Trotzdem diese Gesteine in ihrer äußeren Beschaffenheit und auch in den Hauptzügen des mikroskopischen Bildes wie in der feinen Fältelung der Glimmerstreifen ganz den Eindruck von wenig meta-

morphen Phylliten machen, sind Anzeichen vorhanden, daß auch sie aus den Glimmerschiefern durch diaphoritische Umwandlung hervorgegangen sind. So kann man vor allem häufig erkennen, daß ein Teil des farblosen Glimmers aus Biotit entstanden ist. Nicht immer, aber in manchen Vorkommnissen sieht man noch verschwommen blaßbraune Flecken und Streifen in den farblosen Glimmerflasern; häufig sind limonitische Flecken und braune Erzstreifen. Oft durchziehen scharf gezeichnete dunkelbraune Linien, vielleicht von gelblichbraunem, durchsichtigem Hof gesäumt, wellig und schief durchschneidend die feinflaserige Parallelstruktur; sie sind als eisenschüssiger Belag aufzufassen, der auf Gleitflächen parallel zur Schieferung, vermutlich aus den nun gebleichten Glimmern ausgeschieden wurde.

Das Auftreten von großen Granaten in phyllitartigen Gesteinen an verschiedenen Stellen der moravischen Grenze wurde bereits erwähnt. Disthen in ähnlicher Größe und Ausbildung wie in dem Glimmerschiefer fand ich neben Granat und kleinen Turmalinsäulchen zum Beispiel in dem dunkeln, stark kohligem, feingefälten Serizitschiefer nächst der Wiska-Mühle an der Straße Kunststadt — Braslawitz am Ostrande der Schwarzawakuppel. Die farblosen Krystalle enthalten ziemlich scharf begrenzte Wolken von kohligem Staub, sind stark verbogen und zertrümmert und an den ausgefransten Rändern und auf quer durchsetzenden Spalten in feinschuppigen Serizit aufgelöst.

Ganz lichte serizitische Gesteine begleiten im Hangenden die Kalke an der moravischen Grenze bei Železny (nordöstlich Tischnowitz); auch sie haben äußerlich vollkommen den Habitus von Serizitphyllit. Unter dem Mikroskop sieht man in dem quarzreichen Gestein große, durchlöchernde Granaten und in der feinkörnigeren Masse große, zerstoßene Schuppen von farblosem Glimmer. Braune Erzstreifen in manchen Glimmerschuppen lassen vermuten, daß auch hier teilweise entfärbter Biotit vorliegt; wäre die Zertrümmerung noch weiter vorgeschritten, so wären auch diese Reste einer gröberen Struktur verschwunden und das Gestein würde auch unter dem Mikroskop nur mehr für einen feinschuppigen Serizitphyllit gelten können.

Es scheint mir vor allem bemerkenswert, daß in allen Gesteinsproben dieser Art, sowohl in den lichten Schiefen als auch in der durch kohlige Substanz dunkel gefärbten, der Rutil nicht in der den Phylliten zukommenden Form kleiner Nadelchen auftritt, sondern in der gleichen Ausbildung und Größe wie in den Glimmerschiefern; nämlich in Form unregelmäßiger Körner oder kurzer Säulchen von brauner Farbe mit einer durchschnittlichen Länge von etwa 0.2 mm. Vereinzelt Gruppen von Sagenitnadelchen dürften als Ausscheidungen aus den nun umgewandelten Biotiten aufzufassen sein.

Turmaline fand ich allerdings in diesen Gesteinen niemals in der makroskopischen Größe wie in manchen Glimmerschiefern; sie sind in Form sehr blaß gefärbter, bläulicher oder graubrauner Säulchen mit ungleicher Färbung an den Enden und oft mit Gruppen kohligter Einschlüsse allgemein verbreitet; sie sind allerdings auch in den Sedimentgneisen und manchen Lagen der Glimmerschieferzone nicht vollkommener entwickelt.<sup>1</sup>

Es ergibt sich somit, daß die als äußere Phyllite (Phyllitgruppe noch Tausch und Rosiwal) unterschiedenen Gesteine zum großen Teile der moldanubischen Glimmerschieferzone anzuschließen sind als ein schmaler Saum im Liegenden, unmittelbar im Dache der moravischen Aufwölbungen, in welchem die Umwandlung in der Richtung auf eine obere Temperaturzone unter Streß noch weitergeführt worden ist als in den Glimmerschiefern. Auch diese Gesteine zeigen eigentliche Kataklase nur in geringem Maße und sind durchaus nicht mit den Myloniten an den Dislokationen in geringsten Tiefen zu verwechseln. Die Umwandlung ist auch hier im wesentlichen durch Neukrystallisation kleinschuppiger Massen unter Auf-

<sup>1</sup> Um mich zu vergewissern, ob die dunkle Farbe der spärlichen serizitischen »Phyllite« an der Grenze zwischen dem Glimmerschiefer und Bittescher Gneis im südlichen Teile der Thayakuppel nicht von etwa aus dem Glimmer ausgeschiedenen Erzpartikeln herrührte, ersuchte ich Herrn Vorstand des chemischen Laboratoriums der k. k. geologischen Reichsanstalt C. Eichleiter um Untersuchung des Kohlenstoffgehaltes in einem feingefälten Serizitphyllit von der Straße Klein-Haselberg — Dornau bei Horn (Niederösterreich). Er bestimmte 1.45% C in dem Gestein. Auch Ätzversuche am ungedeckten Schriff ergaben ein negatives Resultat und ließen die dunklen Flocken als Kohlenstoffpartikelchen erkennen. Ich sage an dieser Stelle Herrn C. Eichleiter meinen besten Dank für seine freundliche Bemühung.

zehrung und Bleichung größerer Glimmerindividuen erfolgt. Daher rührt die große Ähnlichkeit mit Phylliten, die aus tonigen Sedimenten unter ähnlichen mechanischen Einflüssen in der gleichen Temperaturzone entstanden sind.

### C. Echte Phyllite und moldanubische Einfaltungen im Dache der Schwarzawakuppel.

Aber nicht für alle Schiefervorkommnisse des moravischen Daches kann die eben angegebene Deutung unbedingt gelten. Auch echte Phyllite treten stellenweise im Hangenden des Bittescher Gneises auf. An vielen Punkten sind die Grenzverhältnisse der rasch wechselnden Gesteinszonen wegen mangelhafter Aufschlüsse nur schwer zu bestimmen. Glimmerschiefer und Phyllite scheinen in mannigfacher Weise miteinander verbunden und der anscheinende Übergang von Diaphthorit nach Glimmerschiefer und Phyllit wirkt verwirrend.

In der östlichen Grenzzone der Schwarzawakuppel in der Umgebung von Lissitz, insbesondere im Tiergarten und am Wege zur Schießstätte, sieht man zum Beispiel zwischen vorherrschend phyllitischen Gesteinen einen raschen Wechsel von gneisartigen Gesteinen, Biotitschiefern und Amphiboliten; dazu kommen noch Linsen von grünlichem Kalksilikatfels in grobkristallinem Marmor mit Tremolit, ferner auch Knollen mit Garben von federkiel dickem Skapolith, rotem Feldspat und grünlichem Aktinolith, eine charakteristisch moldanubische Gesteins- und Mineralgesellschaft, welche dafür spricht, daß auch die begleitenden »Phyllite« noch in die moldanubische Serie und zu den Diaphthoriten nach Glimmerschiefer gehören.

Man wird sich aber schwer zu einer gleichen Auffassung entschließen für die weiter im S an der Straße nach Sczechow und bei Lacznow auftretenden grauen, dünnblättrigen, zum Teil gefalteten Gesteine, welche von grauen, graphitischen Kalken begleitet sind, wenn man auch, außer dem Fehlen der oben erwähnten Einlagerungen, ein entscheidendes Unterscheidungsmerkmal nicht namhaft machen kann.

Auch hier sind die gestreckten, farblosen Glimmerfasern teilweise aus Biotit hervorgegangen. Turmalin und Zirkon finden sich in der gleichen Ausbildung wie in obigen Gesteinen, Rutil dagegen nach bisherigen Beobachtungen nicht immer und dann in Form noch kleinerer Körnchen. Die Stellung dieser vorwiegend aus sehr feinschuppig gestrecktem Serizit und Quarz bestehenden Gesteine muß vorläufig unsicher bleiben.

Dagegen stelle ich die gröberschuppigen, grünlichen Phyllite im Schotterbruch am Waldrand westlich von der Drahtstiftenfabrik Drnowitz (nördlich Lissitz) noch zum moravischen Komplex.

Das Gestein besteht aus fleckig-grünlichem Biotit mit viel Chlorit und farblosem Glimmer; Quarz ist relativ spärlich vertreten. Ziemlich auffallend sind rundliche und gestreckte Körnchen von Plagioklas (Albit), zum Teil mit farblosen Schüppchen. Sie erinnern an die klastischen Reste, welche häufig in moravischen Phylliten angetroffen werden. Kleines Körnerhaufwerk, in Gruppen reichlich im Gestein verstreut, gehört zum Titanit. Zirkon und Apatit finden sich in der gewöhnlichen Ausbildung; Calcitadern und limonitische Ausscheidungen.

Durch die grünschieferartigen Einlagerungen (nicht Amphibolit, wie in den moldanubischen Diaphthoriten) und durch die Schwerspatadern,<sup>1</sup> welche auf parallelen NS-Klüften das Gestein durchsetzen, sind weitere Merkmale der Zugehörigkeit zum moravischen Gebiet gegeben. Ein Serpentinvorkommen südlich von diesem Punkte an der Straße Lissitz—Lhotka wird bereits wieder für moldanubisch zu erklären sein.

Die Grenzen verlaufen hier ohne Zweifel recht unregelmäßig. Die anderwärts so gleichförmige, im großen Bogen verlaufende Auflagerung der moldanubischen Schiefer auf dem moravischen Gewölbe scheint in diesen Strecken in hohem Grade gestört. Man müßte nach den Umrissen im großen hier etwa nordsüdliches Streichen erwarten. Die erwähnten moravischen Phyllite bei Drnowitz streichen WNW—OSO mit 35 bis 40° SSW-Fallen. Die Gesteine im Tiergarten und bei der Schießstätte von Lissitz streichen zum Teil im gleichen Sinne, zum Teil wie die Phyllite bei Lacznow gegen ONO—WSW mit OSO-Fallen. Weiteren Detailuntersuchungen muß die Entscheidung überlassen bleiben, ob es möglich sein wird, die Gesteinstypen bestimmter abzugrenzen und den Aufbau vollkommen zu entwirren, ob die moravische Grenze, wo sie von Kunstadt her gegen SSO streichend bei Braslawitz sich der Boskowitz Furche nähert, tatsächlich gegen S umbiegt oder nicht vielmehr von der Bruchlinie am Rotliegenden durchschnitten wird

<sup>1</sup> Siehe p. 32 [572] Anmerkung.

und der Grenzbogen weiter nach O ausgreifend zu ergänzen wäre. Die moravischen Phyllite von Braslawitz und Drnowitz scheinen sich hier an die Stelle der phyllitischen Randdiaphtorite einzuschieben.

Im Gebiete des Bittescher Gneises und der inneren Phyllite bei Lhotka-Lissitz, Bedrzichau, Brumow und Kuntschinow gewahrt man bereits große Unregelmäßigkeiten im Streichen und Abweichungen vom regelmäßigen Kuppelbau. Der nordwestlich streichende Gesteinszug von Lissitz ist offenbar eine quer-gestellte Einfaltung der moldanubischen Hülle im Dache der Aufwölbung, ähnlich wie die gleich zu besprechenden Vorkommnisse von Krzowy und Groß-Bittesch. Im O, jenseits der Bruchlinie, mag der Ansatz dieses zungenförmigen Vorsprunges an den zusammenhängenden Glimmerschiefermantel zu denken sein, verdeckt durch das Rotliegende und verworfen durch die Boskowitzter Furche.

Südlich von Bukowitz ist der phyllitische Streifen sehr eingeengt und echte Glimmerschiefer, begleitet von weißen Marmoren, treten nahe heran an den Bittescher Gneis. In dem Randprofil am Südabhang zwischen Železny und Lomnitschka folgen auf die kurze Strecke von etwa 300 m von O nach W, das ist vom Hangenden zum Liegenden, mit ziemlich steilem Fallen gegen OSO (45 bis 50°) zuerst grobschuppige Zweiglimmergneise, darunter weißer Marmor mit Tremolit,<sup>1</sup> graphitisch gebändert, begleitet von Glimmerschiefer und graphitischen Bänken (aus diesem Horizont vom Nordabhang des Hügels stammen die p. 50 [590] erwähnten weißen Serizitschiefer mit Granaten) mit dem von Tausch erwähnten Durchbruch von Olivindiabas.<sup>2</sup> Zu unterst am Westrand der Kuppel liegen grünliche und graue, feinschuppige Biotitphyllite und einige Bänke von grauem, ziemlich krystallinischem Kalkstein. Diese beiden letzten Gesteine dürften bereits zum moravischen Gebiete gehören.

Dem Bittescher Gneis der weiteren Umgebung von Groß-Bittesch, von Krzischinkau und Krzowy westwärts bis zur Grenze bei Jassenitz sind zahlreiche breitere und schmalere Streifen von ähnlicher Beschaffenheit wie die erwähnten Gesteine bei Lissitz (p. 51 [591]) eingeschaltet. Es sind graue phyllitische Gesteine, wechselnd mit plattigen Biotitschiefern, mit Einlagerungen von Amphibolit, plattigem Quarzit, Graphitlinsen und weißem Marmor mit Tremolit: die bezeichnende Vergesellschaftung der moldanubischen Sedimentgruppen; hier ist aber, wie es scheint, die teilweise phyllitische Beschaffenheit eine ursprüngliche und nicht durch nachträgliche Umwandlung erworben.

#### D. Zusammenfassung.

Folgendes sei als Hauptergebnis obiger Ausführungen noch einmal wiederholt: Die Glimmerschieferzone und der äußere Zug der sogenannten Phyllitgruppe sind keine selbständigen stratigraphischen Stufen, sondern Teile der moldanubischen Scholle; sie sind durch nachträgliche Umkrystallisation unter gesteigerte Streßwirkung durch Ausbildung schieferholder Minerale (insbesondere Muscovit) entstanden. Als eine mächtige Gleitungszone mit neu aufgeprägter Parallelstruktur liegen sie konkordant auf den moravischen Aufwölbungen. Diese Gesteine sind jedoch keine Mylonite, sie zeigen zumeist keine ausgesprochene mechanische Zertrümmerung; die Umformung hat sich unter krystalloblastischer Neubildung und Krystallisationsschieferung vollzogen, so daß neue vollkrystalline Schiefer entstanden sind. Ja, man muß annehmen, daß die gesteigerte Bewegung der Massen gesteigerte Zirkulation der Lösungen zur Folge hatte, so daß die Bildung größerer Krystallindividuen, insbesondere der Muscovite, Granaten, Turmaline und zum Teil auch der Albite, in den Glimmerschiefern begünstigt wurde. Wie durch das Umrühren in einer Lösung wurde der chemische Austausch der Stoffe gefördert. In der unmittelbar aufliegenden Zone, namentlich in den nördlichen Teilen des Gebietes, kommt wieder die mechanische Einwirkung in höherem Maße zur Geltung und führt zur stellenweisen Zertrümmerung größerer Individuen und unvoll-

<sup>1</sup> Der Kalkbruch wird gequert von einer Störung, die von einer anthigenen Marmorbreccie mit rotem Bindemittel erfüllt wird und von gellroten Klüften durchzogen ist. Vielleicht sind jüngere Störungen im Zusammenhang mit der Ausbildung der Boskowitzter Furche beteiligt an der Einengung des Glimmerschieferbandes in dieser Strecke.

<sup>2</sup> L. c., p. 311.



kommener Entwicklung der neugebildeten Bestandteile. Es wird sich unten zeigen, daß noch weiter im N jenseits der Bóskowitzer Furche wahre Diaphtorite und Verruschelungszonen den Rand der moldanubischen Überschiebung kennzeichnen.

In der Gesteinsbeschaffenheit und deren Beziehungen zu den Lagerungsverhältnissen im Großen; in der Zunahme des weißen Glimmers in dem moldanubischen Gestein mit der Annäherung an die moravische Grenze, in der Umstellung der Parallelstruktur zugleich mit zunehmender Schieferigkeit, in der strengen Anlehnung der sogenannten Phyllitgruppe und der Glimmerschiefer an die moravischen Aufwölbungen kommt der tektonische Einfluß im großen auf die Umformung der moldanubischen Gesteine von granoblastischen zu lepidoblastischen Strukturen am deutlichsten zum Ausdruck.

Man wird sich den Vorgang in seiner Gesamtheit vielleicht folgendermaßen vorstellen können: In großen Rindentiefen wurde ein Komplex von Sedimenten, basischen Ergüssen und älteren Intrusivkörpern zur Serie der moldanubischen Gneise und Schiefer umgewandelt und zugleich durchdrungen von mächtigen granitischen Batholithen. Erst später erfolgte die tektonische Bewegung. Langsam gleitend wurde die gewaltige Scholle emporgetragen; unter dem Einfluß dieser Bewegung wurde noch in großer Tiefe die Umbildung von Kalifeldspat und Biotit zu Muscovit eingeleitet; die Umwandlung vollzog sich in einer breiten Zone und am intensivsten in den unmittelbar dem moravischen Gebirge auflagernden Teilen. In geringeren Tiefen mag die Bildung der phyllitartigen Diaphtorite erfolgt sein; vielleicht sind hier auch noch weniger metamorphe Teile der moldanubischen Scholle im moravischen Dache eingefaltet worden und haften geblieben, während nachrückend aus immer größeren Tiefen zunächst die Serie von Glimmerschiefern, dann die Gneise samt den Granitstöcken darüber hinweggleiten mußten. So erklärt sich die scheinbar verkehrte Schichtfolge, auf die schon Čížek im niederösterreichischen Waldviertel aufmerksam gemacht hat, und so erklärt sich die Konkordanz des moldanubischen Daches mit dem Bau der moravischen Fenster.

Die Gleitung hat sich, wie es scheint, vorwiegend auf den Paraschiefern vollzogen, die Sedimentgneise wurden hauptsächlich von der Umwandlung in Glimmerschiefer ergriffen, aber auch die Orthogneise haben unter Umwandlung in Zweiglimmergneise eine neue schuppige Parallelstruktur erhalten. Wie bereits erwähnt wurde, verschmälert sich der Saum phyllitartiger Diaphtorite allmählich immer mehr gegen S, ist am mittleren Rande der Thayakuppel nur mehr in Spuren vorhanden und südlich von Horn grenzen überall die grobschuppigen Glimmerschiefer unmittelbar an den Bittescher Gneis. Gegen S steigert sich auch die Metamorphose innerhalb der moravischen Wölbungen immer mehr, das ist aus der Beschreibung der Übergänge in den einzelnen Zonen der moravischen Sedimente ersichtlich geworden. Hier hat sich der Vorgang der Überschiebung in größerer Tiefe vollzogen; es ist nicht zur Ausbildung der phyllitischen Gesteine gekommen und es sind keine Anzeichen von Einfaltungen solcher Gesteine hier mehr vorhanden. Beide großen Grundgebirgsgebiete (moravisch und moldanubisch) befanden sich hier in größerer Rindentiefe als im N. Die Steigerung der Metamorphose, die Größenzunahme der Krystallindividuen vollzieht sich ganz allmählich im gesamten Grundgebirge, von N gegen S. Außerdem findet eine allmähliche Verschiebung der Gesteinszusammensetzung statt vom Rande der großen moldanubischen Granitstöcke westwärts quer über die moldanubische Grenze; die Cordieritgneise und Körnelgneise werden abgelöst von den biotitreichen Plagioklas- und Sedimentgneisen, diese wieder von den Glimmerschiefern; im blastoporphyrischen Bittescher Gneis finden sich noch große Porphyroblasten von Muscovit und immer undeutlicher wird die Krystallisation in den inneren moravischen Phylliten bis zu den serizitischen und kataklastischen Kwetnitzgesteinen.

---

## VIII. Fortsetzung der moldanubischen Gesteine gegen NO, jenseits der Boskowitzter Furche.

### 1. Im Westen der Olmützer Ebene.

An die Wölbung, welche im Norden bei Oels die Schwarzawakuppel umhüllt, lehnen sich noch im Osten zwischen Kunstadt, Krzetin und Lettowitz, in den Lücken der enormen Transgression entblößt, Glimmerschiefer mit Amphibolit und schuppige Muscovitgneise; sie behalten im allgemeinen den Charakter der Glimmerschieferzone bei und sind ebenso wie die Amphibolite und Serpentine von Lettowitz zum östlichen Flügel der moldanubischen Scholle zu rechnen. Tietze beschreibt im allgemeinen nördliches und nordöstliches Streichen und wechselndes Fallen dieser Gesteine zwischen Lettowitz und Brüßau. Weiter östlich erfolgt eine Unterbrechung des zusammenhängenden krystallinischen Gebietes; nur Inseln bleiben sichtbar unter den Sandsteinen des Rotliegenden, im Graben der Boskowitzter Furche und unter der Kulmdecke, welche sich jenseits des Grabens bis an die Olmützer Ebene und an das Marchtal bei Müglitz und Hohenstadt erstreckt.

Hier sind die feinschuppigen Biotitschiefer und feinkörnigen Gneise mit Amphibolitlagen bei Mährisch-Trübau, ebenso auch die graphitführenden Schiefer nördlich von Bodelsdorf<sup>1</sup>, und gewiß die Granatglimmerschiefer mit den Pegmatiten, Ophicalciten und Amphiboliten, und mit den Graphitbauen bei Schweine unweit Müglitz zur schiefrigen Randzone der moldanubischen Scholle zu rechnen.<sup>2</sup> Einige Begehungen haben mich dies gelehrt und ferner auch, daß bei Wessely (NW-Ecke des Kartenblattes Olmütz) der Glimmerschiefer mit silikatführenden Marmorlagen, nordwestlich fallend, von phyllitartigen Gesteinen unterteuft werden, die den diaphoritischen Gesteinen unter den Glimmerschiefern bei Swojanow und Oels gleichen.

Wo weiter im S im Netztal und bei Kladek<sup>3</sup> wieder älteres Gebirge zum Vorschein kommt, befindet man sich bereits außerhalb der moldanubischen Scholle. Die Bittescher Gneise, Devonkalke und Phyllite daselbst und das eigentümliche devonische Fenster bei Dreibuchen im NW des Glimmerschieferzuges von Schweine—Braunöhlütten werden weiter unten besprochen.

Lipold<sup>4</sup> erkannte bereits, daß das Marchtal zwischen Hohenstadt und Müglitz, als eine bedeutsame Störungszone zwei Gebirgsmassen von verschiedenem Bau trennt, und Bukowski<sup>5</sup> beschrieb ausführlicher den Gegensatz der von NW vom böhmischen Kamme her und der von NO vom hohen Gesenke her an der Marchlinie zusammentreffenden krystallinischen Gesteinszüge. Nicht nur der Bau, sondern auch die Gesteinsbeschaffenheit ist zu beiden Seiten der Marchlinie völlig verschieden. Von dem östlichen dieser beiden Gebiete wird später die Rede sein.

Die erwähnten Glimmerschiefer von Schweine und Lexen streichen zwar nordöstlich so wie das sudetische Gebirgsstück jenseits der March. Es wäre aber irrig, sie mit diesem im Untergrund unter der Kulmdecke verbinden zu wollen. Die Gesteine sind verschieden und so wie der kleine Aufbruch von granatführendem, schiefrigem Muscovitaplit bei Aujezd südwestlich von Müglitz, nehmen sie allem Anschein nach gegenüber den NW-streichenden Gesteinen jenseits der Kulmdecke von Müglitz dieselbe Stellung ein wie der Saum von Glimmerschiefer gegenüber den inneren moldanubischen Gesteinszügen mit abweichendem Streichen.

<sup>1</sup> E. Tietze, Die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Landskron und Gewitsch, Jahrb. der geolog. Reichsanst., 1901, p. 654.

<sup>2</sup> Tietze gibt hier Phyllit an, erwähnt aber den glimmerschieferartigen Habitus der Gesteine. — F. Kretschmer, Die nutzbaren Minerallagerstätten Westmährens, Jahrb. der geolog. Reichsanst., 1902, p. 355, gibt eine genaue Beschreibung dieser Gesteine nach Prof. Becke.

<sup>3</sup> Tietze, Die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Olmütz, Jahrb. der geol. Reichsanst., 1893, p. 517 u. f.

<sup>4</sup> M. V. Lipold, Geologische Arbeiten im nordwestlichen Mähren, Jahrb. der geolog. Reichsanst., 1859, p. 235.

<sup>5</sup> G. v. Bukowski, Nachträge zu den Erläuterungen des Blattes Mährisch-Neustadt—Schönberg, Verhandl. der geolog. Reichsanst., 1905, p. 648.

Im N des Kulmgebietes von Müglitz-Müräu treten krystallinische Gesteine anderer Beschaffenheit zutage, die sogenannten »Wackengneise« von E. Tietze und Bukowski.

Es sind Biotitgneise, übergehend in Biotitphyllite; ehemalige Grauwacken, in denen die Spuren klastischer Struktur noch kenntlich sein sollen. Sie werden von mächtigen Amphibolitmassen begleitet, in welchen Kretschmer noch Reste von Diabasstruktur erkannt hat.<sup>1</sup> Seiner Schlußfolgerung, daß demzufolge die ganze Schichtserie bei Müglitz dem Devon zuzuzählen sei, kann ich — übereinstimmend mit Petraschek<sup>2</sup> — nicht folgen. Diabase sind in älteren paläozoischen Gesteinen überhaupt sehr verbreitet, so auch im mittelböhmischem Silur, und durchaus kein besonderes Kennzeichen für Devon. Die devonischen Sedimente im O der March zeigen andere Beschaffenheit und sind in anderer Weise metamorphosiert als die Gesteine bei Müglitz. Vermutlich sind die zahllosen, scharf begrenzten Bänke von dunklem Amphibolit in den moldanubischen Schiefern und Kalken größtenteils ehemalige Diabaslager und -gänge.

Gegen Hohenstadt und insbesondere auch weiter nordwärts darüber hinaus vollzieht sich ein Übergang in höher metamorphe Gesteine, in wahre Biotitgneise, zunächst in gröberkörnige, den Plagioklasgneisen des Waldviertelgebietes vergleichbar, und fernerhin in körnig-flaserige Gneise mit hornblendereichen Schlieren, welche den schiefrigen und flaserigen Rand- und Übergangszonen der moldanubischen Amphibolgranitite im S gleichzustellen sind (siehe p. 9 [549]).

Bukowski und Petraschek erwähnen Lagen von Amphibolgranitit.

Die Gesteine vom rechten Marchufer können nordweststreichend weithin verfolgt werden bis in das Adlergebirge. Petraschek hat den Zusammenhang dargetan und die mannigfachen Gesteine des Gebietes von Nachod, Neuhradek und Deschney eingehend beschrieben.<sup>3</sup> Er erkannte eine Serie von Glimmerschiefern mit Kalkeinlagerungen im Liegenden, darüber die Phyllite und Gneisphyllite, welche Tietze's Wackengneisen von Hohenstadt entsprechen; sie werden, wie es scheint, diskordant überlagert von der Grünschieferserie, einer Gruppe von metamorphen basischen Effusiv- und Intrusivgesteinen, Diabasen und Gabbros, begleitet von Quarzit und tonschieferähnlichem Phyllit.

Mehrere Granitintrusionen, jünger als die Faltung und die Hauptmetamorphose, mit nur geringfügigen Kontaktwirkungen durchdringen die Schiefer des Adlergebirges. Als langgestreckter Gesteinszug ist der graue Biotitgranit von Cudowa beiläufig im Schichtstreichen den Schiefern eingefügt. Petraschek verweist auf die ähnliche Lage der zum Teil hornblendeführenden Granitite von Kunwald und Rokitnitz und unweit Geiersberg in der südöstlichen Fortsetzung der Schieferzüge. Er ist der Ansicht, daß sie derselben Intrusion angehören wie die ausgedehnten, zumeist schiefrigen Amphibolgranitite und Perlgneise im Gebiete von Schildberg und Hohenstadt. Von dem gleichen Stammagma wären sowohl die Amphibolgranitite wie die von John beschriebenen tonalitartigen Gesteine und Quarzdiorite<sup>4</sup> von Chudoba (bei Schildberg) und Hakelsdorf als auch die grauen Granitite von Deschney abzuleiten. Auch die von Hinterlechner<sup>5</sup> beschriebenen Amphibolgranitite von Lukawitz und Studanka bei Reichenau werden hier angeschlossen und ein Zusammenhang mit den im einzelnen oft vielfach differenzierten Hauptmassen von Amphibolgranitit der moldanubischen Scholle im Süden kann mit der gleichen Berechtigung vorausgesetzt werden.

Ohne Zweifel wurden die Sedimente und alten Ergüsse in dem ganzen vom Adlergebirge quer zum Marchtal herabstreichenden Gebirgszug in weit geringerem Grade verändert als in der südlichen moldanubischen Region. Das reichliche Auftreten der dunklen Glimmer in plagioklasreichen Gneisen deutet aber

<sup>1</sup> F. Kretschmer, Die nutzbaren Minerallagerstätten Westmährens, Jahrb. der geolog. Reichsanst., 1902, p. 370.

<sup>2</sup> Petraschek, Die krystallinen Schiefer des nördlichen Adlergebirges, Jahrb. der geolog. Reichsanst., 1909, p. 520.

<sup>3</sup> Hierher gehören wohl auch die von Hinterlechner beschriebenen Phyllitgneise und Phyllite vom Rande der Amphibolgranitite der Umgebung von Reichenau, Jahrb. der geolog. Reichsanst., 1904, p. 601.

<sup>4</sup> C. v. John, Über die sogenannten Hornblendegneise aus der Gegend von Landskron und Schildberg und von einigen anderen Lokalitäten Mährens, Verhandl. der geolog. Reichsanst., 1897, p. 189.

<sup>5</sup> Hinterlechner, Beiträge zur Kenntnis der geologischen Verhältnisse Ostböhmens (das krystalline Gebiet bei Reichenau a. d. Kn.), Jahrb. der geolog. Reichsanst., 1904, p. 598.

auf eine Metamorphose in demselben Sinne, noch mehr die Übergänge in flaserige und körnig-schlierige Injektionsgneise am Rande gegen den schiefrigen Amphibolgranitit. Ich halte den ganzen Zug vom Adlergebirge bis zum Marchtal bei Müglitz und Hohenstadt für ein nachträglich gestörtes Stück der moldanubischen Scholle, welches jedoch, nur von kleineren Granitmassen durchdrungen, nicht so tief eingetaucht war zwischen die großen Batholithen und durch diese nicht so sehr aus dem einheitlichen Streichen gelenkt wurde, wie die Gneise und Schiefer im Süden.<sup>1</sup>

## 2. Im Westen der Ramsaulinie.

Der Zug vom Adlergebirge wird im N schiefwinkelig abgeschnitten an der Störung von Buschin. Sie fällt mit einem Seitentälchen der March, in welchem das Dörfchen Buschin liegt, zusammen. Schon Lipold war es aufgefallen, daß hier die von NNO heranstreichenden Züge von Glimmerschiefer und Amphibolit unvermittelt abbrechen.<sup>2</sup> Bukowski hat die Störung in neuerer Zeit genauer beschrieben und im Kartenblatt Mährisch-Neustadt ersichtlich gemacht. Tietze konnte den auffallenden Wechsel der Streichungsrichtungen an dieser Linie im Kartenblatt Landskron—Mährisch-Trübau verfolgen. Sie bleibt bis an den Rand der Kreide in der Neissesenke sichtbar.

Im Norden dieser bemerkenswerten Linie erscheinen wieder Gesteine und Gesteinskomplexe von typisch moldanubischem Charakter; und von hier an bleibt die Ostgrenze der moldanubischen Scholle wieder im Zusammenhange sichtbar. Von der Beschaffenheit der Grenze und der östlich anschließenden Gebirgsmassen soll erst weiter unten die Rede sein.

In dem Gebiete nördlich der March bei Platsch und Waltersdorf traf ich lichte Biotitgneise vom Habitus der Gföhler Gneise und körnig-flaserige Gneise in schlieriger Mengung mit Amphibolitmassen; letztere besonders ausgedehnt, häufig mit aplitischen Lagen; im ganzen eine Vergesellschaftung von Gesteinen, die zum Beispiel jenen bei Vöttau oder Raabs an der mährisch-niederösterreichischen Grenze vollkommen gleichzustellen ist.

Aus der Umgebung von Mährisch-Altstadt—Goldenstein beschrieb Kretschmer die typisch moldanubischen Gesteine: die graphitführenden Kalklager in Verbindung mit granitführenden Glimmerschiefern, Zweiglimmerschiefern, plattigen Quarziten, Serpentin und ausgedehnten amphibolitischen Gesteinen von wechselnder Beschaffenheit.<sup>3</sup>

Der mannigfache Wechsel von granatführendem Glimmerschiefer und Zweiglimmergneis mit Amphibolitlagen, die Zahl und Mächtigkeit der letzteren hält an bis in das Bielen- und Reichensteiner Gebirge in Preußisch-Schlesien.<sup>4</sup>

Im Süden in der Nähe der March und bei Altstadt treten noch weitere Analogien des Gebirgsbaues mit der südlichen moldanubischen Scholle auffallend hervor; die Gneismassen nehmen zu an Glimmer mit der Annäherung an die Ostgrenze des Gebietes, die wie dort von einer parallel streichenden, westwärts unter die Gneise einfallenden Glimmerschieferzone begleitet wird. Im W gegen das Innere der großen krystallinischen Scholle schwenken abermals die Gesteinszüge mit wechselndem Streichen nach verschiedenen Richtungen ab. Dies wird bereits in dem kleinen Gebiete, das Kretschmer bei Altstadt kartographisch dargestellt hat, ersichtlich.

## 3. Reichensteiner und Bielengebirge und die Kuppen der Ebene.

Guckler<sup>4</sup> beschrieb das Abschwenken der Glimmerschieferzüge an der Reichsgrenze zwischen Fichtlich und Spitzberg gegen SW und W mit NW- und N-Fallen von dem N und NW streichenden Grenzsäume

<sup>1</sup> Petraschek hält auch noch die jüngste der Schieferserien des Adlergebirges, die Grünschiefergruppe, für älter als Silur, vielleicht sogar vorcambrisch; sie sind verschieden von den vorwiegend grobklastischen cambrischen Sedimenten im Eisengebirge.

<sup>2</sup> M. V. Lipold, *Jahrb. der geol. Reichsanst.*, 1859, p. 235. — Bukowski, *Verhandl. der geolog. Reichsanst.*, 1892, p. 327, und ebenda, 1905, p. 648.

<sup>3</sup> F. Kretschmer, *Die Graphitablagerung bei Mährisch-Altstadt—Goldenstein*, *Jahrb. der geolog. Reichsanst.*, 1897, p. 21 bis 56.

<sup>4</sup> J. Guckler, *Das Reichensteiner und Bielengebirge*, *Jahrb. der geolog. Reichsanst.*, 1897, p. 157 bis 198.

bei Setzdorf. Aus den zahlreichen Einzelbeobachtungen Guckler's ergibt sich auch, daß die Gneis- und Schieferzüge im großen Ganzen in nördlicher und nordnordöstlicher Richtung über den Kamm des Reichensteiner und Bielengebirges hinwegstreichen, im einzelnen aber häufig von dieser Richtung abbiegen, im O zwar vorwiegend westlich einfallen, streckenweise aber auch mit entgegengesetzter Neigung zu unregelmäßigen Mulden und Sätteln umgeformt sind. Glimmerschiefer mit Zweiglimmergneis kehren neben den vorherrschend flaserigen Biotitgneisen auch im Westen im Reichensteiner Gebirge wieder; die weiteren Begleitgesteine, Hornblendeschiefer und Hornblendegneise, silikatführende Marmore begleitet von Graphit, Amphibolgranitit und vereinzelt Serpentine und Gabbros, ergänzen die typisch moldanubische Serie; sie gleicht aber weniger denen der inneren südlichen Teile, sondern mehr jenen mit vorherrschendem, grobschuppigem Zweiglimmergneis, wie sie etwa im Gebiete von Bistritz und Stiepanau von dem breiten Zuge der Grenzglimmerschiefer gegen Ingrowitz an der böhmisch-mährischen Grenze und weiterhin gegen Swratka nordwestlich abshwenken.

Ziemlich einförmige Zweiglimmergneise, zum Teil granitisch, beherrschen auch weiter im Süden mit fast meridionalen Streichen<sup>1</sup> das Gebiet des Spiegeltzer Schneeberges jenseits der Kalkzüge im Marchtale nördlich von Grulich.

An den Gneis des Spiegeltzer Schneeberges grenzt im Osten Glimmerschiefer und Amphibolit, und dann zieht, wie Rosiwal angibt, die Fortsetzung der oben erwähnten Flaser- und Perlgneise von Blaschke, überggehend in einen amphibolgranititähnlichen Gneistypus, über Altstadt zum Saalwiesenberg an der Reichsgrenze. Sie schließen wieder westfallend an den Amphibolit-, Zweiglimmergneis- und Glimmerschieferzug, welcher die graphitführenden Kalke von Goldenstein enthält.

Eine ähnliche Zusammensetzung zeigt jenseits der paläozoischen Auflagerung zwischen Salzbrunn und Silberberg das Gneisgebiet des Eulengebirges;<sup>2</sup> zu den Biotit- und Zweiglimmergneisen mit Graphit und Einlagerungen von Serpentin gesellen sich hier auch noch granulitartige Gesteine und fibrolith- und cordieritführende Gneise; der Gesamtcharakter des Gebietes wird hiedurch den moldanubischen Gebieten im Süden noch ähnlicher. Auch häufiger unvermittelter Richtungswechsel, wie ihn D a t h e beschrieb, wenn er durch scharfe Umbiegungen und nicht durch Brüche bedingt ist, kann ebenfalls als eine für die moldanubischen Gneisgebiete bezeichnende Eigenheit hervorgehoben werden.

Nach den vorliegenden Beschreibungen zweifle ich nicht, daß die Kuppen in der schlesischen Ebene die Fortsetzung derselben Grundgebirgsmasse sind, welche der große Randbruch im Eulengebirge und im Reichensteiner Aebirge durchschneidet. Hieher gehören zunächst die Berggruppe von Strehlen, die aus NS streichenden, zum Teil fibrolithführenden Gneise mit Quarzitbänken besteht und von Granit durchbrochen wird, ferner alle westlichen Gneiskuppen von Niemptsch bis Schweidnitz, mit den Serpentin nördlich von Wartha und die Berge nördlich von Frankenstein bis zu der aus Granit, Gabbro und Serpentin aufgebauten Masse des Zopten südlich von Breslau (siehe Karte I).

#### 4. Übersicht.

Das ganze vielfach zerstückelte und durch jüngere Gräben unterbrochene Grundgebirge von St. Pölten südlich der Donau bis zum Zopten in der schlesischen Ebene muß trotz seiner mannigfachen Zusammensetzung, trotz des etwas wechselnden Charakters im großen als Einheit betrachtet werden; die ursprüngliche Mischung der Sedimente ist überall sehr ähnlich. Bezeichnend sind die graphitführenden Marmore und auch die Lager von Amphibolit, ferner die reichlich eingestreuten basischen Intrusionen und der im großen gleichbleibende Typus der Tiefenmassen. Die südlichsten Gebiete zeigen den oben angegebenen Charakter der tiefsten Umwandlungsstufen in reinsten Ausbildung.

<sup>1</sup> Rosiwal, Verhandlungen der geolog. Reichsanst., 1903, p. 9.

<sup>2</sup> E. Kalkowsky, Die Gneisformation des Eulengebirges, Habilitationsschrift, Leipzig 1878. — F. M. Stapff, Aus dem Gneisgebiete des Eulengebirges, Jahrb. der preuß. geolog. Landesanst., 1883, p. 529, und E. D a t h e, Über die Gneisformation am Ostabfalle des Eulengebirges, ebenda, 1886, p. 188.

Schon in den nördlichen Teilen der großen süd moldanubischen Scholle bei Ingrowitz und Swratka findet man Zweiglimmergneise in größerer Ausdehnung und nicht allein auf eine östliche Randzone beschränkt. Sie gewinnen neben reinen Biotitgneisen nach allgemeinere Verbreitung im N im Gebiete des Spieglitzer Schneeberges und im Reichensteiner Gebirge; es hat den Anschein, wie wenn die große moldanubische Scholle in dem Maße, als die batholithischen Intrusionen an Umfang abnehmen, in seichtere Umwandlungsstufen hinaufrücken würde. Noch weniger verändert ist die an Brüchen quer eingeklemmte Zone vom Adlergebirge bis zum Marchtale bei Hohenstadt; hier sind in den phyllitischen Gneisen noch klastische Spuren nachweisbar und die grünen Gesteine noch als uralitisierte und chloritisierte Diabase kenntlich. Aber auch hier bewegt sich die Metamorphose im großen in derselben Richtung, wie in der südlichen moldanubischen Scholle und es finden Übergänge statt von Sedimentgneisen zu Biotitflasergneisen und schiefrigen Amphibolgranititen von echt moldanubischem Typus.

## IX. Das Hohe Gesenke („silesisches Grundgebirge“).

### 1. Grenze gegen das Devon im Osten.

Das krystallinische Gebiet des Altvater, Kepernik und der Urlichkuppe wird im Westen scharf begrenzt von der Ramsaulinie und geht nach Osten hin unbestimmter über in die weniger metamorphen Schiefer, Quarzite und Grauwacken, Diabase und Grünschiefer des Devon. Einige Grundlinien seines Baues sind dank der Arbeiten von Römer, Camerlander, Becke, Bukowski und Kretschmer bisher bekannt geworden; aber eine vollkommene Enträtselung seiner Struktur, eine sichere Deutung der einzelnen metamorphen Schieferkomplexe wird ganz besonderen Schwierigkeiten begegnen. Im Untergrunde der prächtigen Wälder, welche die Gehänge überkleiden, trifft man nur selten anstehendes Gestein, kaum irgendwo bedeutendere Felsen; nur auf den Heiden und Wiesenflächen der äußerst flach gerundeten Höhen befinden sich ausgedehntere steinige und blockreiche Gebiete, auf denen sich der Zusammenhang und das Streichen der Gesteinszüge auf größere Strecken verfolgen läßt.

Nach dem Eindrucke, den ich auf einigen Durchquerungen des Gebietes im Jahre 1909 erhielt, erschien es mir zweifelhaft, ob es je gelingen werde, zu entscheiden, ob ein den in ähnlichem Grade metamorphen zentralalpinen Gebieten analoger Faltenbau und Schuppenbau das Ganze beherrscht, etwa vergleichbar der alpinen Grauwackenzone am Semmering. Es fehlen hier fast alle Anhaltspunkte, die anderwärts durch Fossilien gegeben werden. Die gleichen Horizonte sind, wie es scheint, an verschiedenen Stellen in ungleichem Grade umgewandelt und die verschiedenartigen Schichtglieder des Devon treten in metamorphem Zustande mit älteren krystallinen Gesteinen in enge Wechsellagerung, ohne daß es möglich wäre, die Art des Verbandes festzustellen.

Bukowski (l. c., p. 655) wies insbesondere darauf hin, daß manche Gesteine des Unterdevon durch ihre krystallines Gepräge sich gewissen Sorten des Chloritgneis so sehr nähern, daß eine Verwechslung leicht stattfinden kann, und betonte ausdrücklich, daß in dem bedeckten Terrain eine scharfe kartographische Abgrenzung der Gesteinszüge meist unmöglich sei.

Da das Unterdevon im Gebiete von Frankstadt und am Fichtlingpasse an seinen Grenzen mit verschiedenen Gliedern der krystallinischen Serie in Verbindung tritt, schließt Bukowski auf eine diskordante Auflagerung. Nachträgliche Faltungen haben in einigen breiteren und schmäleren Zügen den Chloritgneis in antiklinalen Durchbrüchen emporgehoben, so insbesondere in einem größeren Zuge von Deutsch-Liebau gegen Altendorf bei Römerstadt. An der inneren Grenze aber, im Gebiete des Fichtlingpasses, am Haidstein, bei Schweine und Deutsch-Liebau bis an das Marchtal verzeichnet Bukowski's Karte westliches Einfallen der unterdevonischen Schiefer unter die Glimmerschiefer und Gneise des Teßtales. Er hält die Erklärung »nicht gleich für ganz unberechtigt, daß hier eine später wiedergefaltete große Aufschiebung vorliegt«, und übereinstimmend sagt Schirmeisen, daß in dem Gebiete von Frankstadt bis Aussee die jüngeren Gebilde,

im SO unter die krystallinen Gesteine einfallen und daß man es mit vielfach gegen SO überkuppelten Falten zu tun habe.<sup>1</sup>

Camerlander<sup>2</sup> erwähnt Westfallen von Gneis und Phyllit am Leierberg östlich vom Altvater, doch herrscht in diesem Gebiete Ostfallen vor. Er beschreibt ferner wiederholte Wechsellagerung von Gneis mit Phylliten und Quarzit, die er zum Unterdevon stellt, in der Umgebung von Karlsbrunn und weiter südlich an verschiedenen Stellen im oberen Kesseltale, am Bachofen und bis in die Nähe des Fichtlingpasses. Bukowski hält es am wahrscheinlichsten, daß auch hier verwickelte Einfaltungen und Einpressungen vorliegen.

Becke<sup>3</sup> erwähnt, daß die Teßgneise oberhalb Warnsdorf nordwestliches Einfallen beibehalten bis nahe an die Grenze, dort aber südöstlich umbiegen unter das auflagernde Unterdevon. Die Umbiegung wird aber verschleiert durch die beständig gegen NW gerichtete Cleavage, die auch noch in den devonischen Phylliten anhält.

Am Peterstein zwischen dem Altvater und der Hohen Heide neigt sich die Bankung des Chloritgneises ostwärts unter die unmittelbar benachbarten Tonschiefer, und nördlich von Karlsbrunn fällt das Devon wieder ostwärts, auch hier anscheinend dem Gneis auflagernd.

An der Linie Gabel-Waldenburg durchschneidet nach Becke ein Querbruch die Einfaltungen metamorpher, vermutlich devonischer Sedimente und amphibolisierter Ergüsse im Gneis des Altvatergebietes; jenseits des Bielatales sind grobkörnigere und granitische, zum Teil feinschiefrige, aber stets hochgradige diaphotritische Gneise im Waldgebiet der Urlichkuppe weithin ausgebreitet; sie haben so wie die Randgneis im Süden den Habitus der Chloritgneise angenommen.

Die schiefrigen Biotitgneise des Altvatergewölbes gehen nach Becke's<sup>3</sup> Darstellung in der Nähe der Grenze gegen das Devon und auch in einer Zone, welche an die genannte Verwerfung des Bielatales angrenzt, über in zum Teil epidotführende Chloritgneise und Phyllitgneise. Es sind ebenfalls typische Diaphorite, mit kataklastischer Zertrümmerung aus verschiedenen Gesteinstypen entstanden. Mit ihnen zugleich wurden auch die angrenzenden devonischen Sedimente und Ergüsse zu Phylliten und Grünschiefern metamorphosiert.

An der Grenze bei Würbenthal, wo vom Dürrberge bei Einsiedel durch Kalfar's Funde und Römer's<sup>4</sup> Beschreibung die fossilführenden unterdevonischen Quarzite vom Dürrberge bei Einsiedel bekannt geworden sind, und in den nördlichen Strecken gegen Zuckmantel wird zwar steile und stark gestörte Schichtstellung des Devon an der Grenze gegen die krystallinen Gesteine, aber im allgemeinen östliches Abfallen angegeben. Aber auch hier kann es sich im großen nicht um eine normale Auflagerung handeln.

Als ich vor kurzem das Gebiet in Begleitung einer Studienexkursion des geologischen Institutes der Universität Wien besuchte, wurde ich vom Herrn Oberförster Peschek in Buchbergsthal bei Würbenthal freundlichst zu einem zweiten von ihm entdeckten Fundpunkte unterdevonischer Fossilien geführt. Etwa 800 *m* westlich der Grenze des zusammenhängenden Devongebietes an den Abhängen der sogenannten Raubersteine in den Forstgebieten des Urlich befindet sich, soweit man nach der Blockausstreung im steilen Waldgehänge schließen kann, eine etwa 500 *m* breite Einlagerung von weißem, plattigem, etwas glimmerigem Quarzit in den sogenannten Chloritgneisen (Granitdiaphoriten) des Gebietes. Er enthält deutliche Abdrücke von *Grammysia* und andere Bivalvenspuren. Komplizierte Verfaltungen von Unterdevon und krystallinen Gesteinen müssen auch hier stattgefunden haben.

<sup>1</sup> F. Schirmeisen, Geognostische Beobachtungen in den Sudetenausläufern zwischen Schönberg und Mährisch-Neustadt Zeitschr. des mährischen Landesmuseums, Brünn 1901.

<sup>2</sup> Verhandlungen der geolog. Reichsanst., 1886, p. 299 bis 300, und 1889, p. 260.

<sup>3</sup> F. Becke, Vorläufiger Bericht über den geologischen Bau und die krystallinen Schiefer des hohen Gesenkes (Altvatergebirge), Sitzungsber. der kais. Akademie der Wissenschaften, Wien, Math.-nat. Cl. Bd. CI., 1892, p. 294.

<sup>4</sup> F. Römer, Über die Auffindung devonischer Versteinerungen auf dem Ostabhange des Altvatergebirges, Zeitschr. der deutschen geolog. Ges., 1864, p. 579.

Das wechselnde Einfallen an der Grenze, ebenso wie das Auftreten einer Zone mit den Merkmalen einer Metamorphose in geringer Tiefe, welche ebenso die Gneise wie die benachbarten Sedimente ergriffen hat, deuten auf einen komplizierten tektonischen Verband zwischen dem sicheren Devon und dem Grundgebirge des Altvater. Spätere Untersuchungen werden vielleicht entscheiden, ob, wie Bukowski annimmt, bloß komplizierte Verfallungen des Grundgebirges mit dem transgredierenden Devon stattgefunden haben oder ob die genannte diaphoritische Zone durch ausgedehntere Bewegungsflächen bedingt ist, welche das zusammenhängende Kulm- und Devongebiet im O und die krystallinischen Gebiete des Hohen Gesenkes im W als größere Einheiten voneinander scheiden.

## 2. Hochschar-Kepernikgneis.

Den Aufbau der zentralen Teile des Hohen Gesenkes, die Gruppe des Hochschar und des Altvater, hat Becke in klarer Übersicht dargestellt. Es sind im wesentlichen zwei Gneisgewölbe mit auflagernden und eingefalteten Schieferzügen (siehe Profil auf Taf. I).

Regelmäßig und einfach gebaut ist das Gewölbe des Hochschar-Kepernik westlich vom Rotenbergpasse. Ziemlich glimmerarmer Granitgneis mit kurzen Biotitfasern und erbsengroßen, selten bis haselnußgroßen Orthoklasaugen bildet den Kern des Gewölbes. Gegen den Rand zu werden die Gneise feinkörniger, mehr ebenschiefrig und reicher an Muscovit. Die Orthoklasaugen treten auffallender hervor und die Gesteine auf den Höhen zwischen Hochschar und Kepernik, mit dem seidenglänzenden knotigen Hauptbruche, gleichen sehr vielen typischen Vorkommnissen des oben beschriebenen Bittescher Gneises.

Mit unregelmäßig ausgelappten Grenzen legt sich auf den Gneis die Schieferhülle. Sie umfaßt ihn im NO bei Freiwaldau vollständig und ummantelt in ziemlicher Mächtigkeit die gegen SO und NW hinabtauchenden Flügel des Gewölbes. In der mannigfachen Gesteinsserie überwiegen grobschuppige, hellflaserige Glimmerschiefer mit Staurolith und Granat, und Andalusit auf Quarzlinen.

Dazu kommen verschiedene Einlagerungen von Quarzit mit graphitischen Schiefen, plattige, biotitreiche Gneise, Hornblendegesteine, augitführende Calcitgesteine und krystallinische Kalke. Lager von lichtigem, feldspatreichem Flasergneis zweigen als schiefrige Apophyren von den gleichartigen Randgesteinen des Zentralgewölbes ab oder sind selbständig der Schieferhülle eingeschaltet.

Die Staurolithglimmerschiefer sind kein stratigraphischer Horizont; ihre Entwicklung aus der Schieferhülle steht mit dem Gneiskontakt im Zusammenhang. Es wird weiter unten noch gezeigt, wie im NW Flügel der Schieferhülle die Metamorphose mit der Entfernung von der Gneisgrenze abnimmt.

Die Kepernikgneise erstrecken sich noch weit gegen SW über das von Becke beschriebene Gebiet hinaus. In ziemlich granitischer Ausbildung, mit kurzen schwarzen Biotitfasern, meist ohne lichten Glimmer und ohne die kataklastische Schieferung, werden sie an der Straße von Primiswald nach Neu-Ullersdorf und weiter südlich bei Wüstseibersdorf, Beckengrund und Geppersdorf angetroffen. Aber weiterhin wird der Zug immer mehr eingeengt durch Granatglimmerschiefer und schiefrige Biotit- und Zweiglimmergneise mit Amphibolitlagen. Das Gesteinsgemenge dieser Art, wie man es in zahlreichen Blöcken bei Stollenhau antrifft, gleicht weniger der Schieferhülle im N und erinnert durch die Mischung seiner Typen mehr an die moldanubische Glimmerschieferzone im W.

Für eine schiefrige Modifikation in der südlichen Fortsetzung des Granitgneises möchte ich auch die plattig brechenden, dünnschiefrig-kleinaugigen Gneise halten, welche Bukowski bei Eisenberg an der March als Chloritgneise kartierte. Als glimmerarme Ausbildung derselben Gneismasse, in der die Feldspat-Augen weit seltener und, wenn vorhanden, noch kleiner werden, ist der östlich anschließende Zug bei Rabenau, Bukowski's »heller, glimmerarmer, zum Teil granulitischer Gneis« zu betrachten.

Hieran schließt gegen O, mit gleichsinnigem Einfallen den Gneis steil westwärts unterteufend, ein breiter Zug von granatführendem Glimmerschiefer, mit schmalen Bänken von krystallinischem Kalk und quarzitischen Streifen, aber ohne amphibolitische Einlagerungen.



Nach Kretschmer<sup>1</sup> sind die Glimmerschiefer und Gneisglimmerschiefer bei Mährisch-Schönberg auch stellenweise staurolithführend und als Fortsetzung der Schieferhülle der Kepernikgneise anzusehen. Nach Bukowski's Darstellung fallen hier allerdings die Glimmerschiefer unter den Gneis ein; die Schieferhülle müßte hier durch eine nachträgliche Faltung umgewendet worden sein. Eine Reihe von Kalksilikatlinsen: Augit-, Amphibol-, Zoisit-, Skapolith- und Prehnitfelse, die in einer nordsüdlichen Linie von Reigersdorf über Hermesdorf gegen Blauda angeordnet sind, stellt Kretschmer zu den Kontaktprodukten des »Gneislakkolithen«. Sie sind zumeist dem »Orthobiotitaugengneis« unmittelbar eingelagert und von zahlreichen Pegmatitgängen durchsetzt. Bukowski brachte das Kalksilikatgestein von Blauda mit den jüngeren Intrusionen von Biotitgranit in Zusammenhang, welche die Gneise und Glimmerschiefer bei Mährisch-Schönberg durchbrechen. V. Neuwirth<sup>2</sup> verglich sie mit den noch später zu erwähnenden schönen Kontaktlagerstätten, die bei Friedeberg in Österreichisch-Schlesien einer Granitmasse ähnlich jener von Schönberg eingelagert sind. Diese treten jedoch nach Kretschmer in typischen Pegmatiten auf, sie sind durch Resorption im granitischen Magma entstanden und genetisch verschieden von den lagerförmigen Kalksilikathornfelsen im Gneis westlich von Mährisch-Schönberg.

Jenseits der Linie des Rotenbergpasses erheben sich in weit unregelmäßigerer Auffaltung, als das Kepernikgneisgewölbe, die Gneise des Teßtales. Die intensive Fältelung im kleinen mit vielgewundenen Quarzlagen, wie man sie an vielen Blöcken im Teßtale wahrnimmt, bringt den Gegensatz besonders zum Ausdruck. Nach Becke sind sie im allgemeinen ärmer an Feldspat als die Kepernikgneise und besonders reich an beiderlei Glimmern an den Rändern der Aufwölbung.

Sie werden besonders dünnstiefrißig gegen SO, gegen den Altvater. Die Biegungen im kleinen sind oft verhüllt durch die steil nach NW fallende Fältelungscleavage und gegen die Devongrenze werden diese Gesteine, wie oben erwähnt wurde, diaphoritisch und bilden zum Teil den sogenannten Chloritgneis.

Nach Bukowski setzen sich die dunkelgrauen, feingeschiefernten Teßgneise südwärts fort bis an den Haidstein bei Rudelsdorf, wo sie nordsüdlich streichend und mit zahlreichen Einlagerungen von Amphibolit an die devonischen Phyllite grenzen. Sie sind hier wie anderwärts von zahlreichen pegmatitischen Adern durchsetzt und nehmen Chlorit und Amphibol auf.<sup>3</sup>

Die Chloritgneise im Gebiete des Kartenblattes Mährisch-Neustadt—Schönberg sind gewiß nicht nur diaphoritische Modifikationen der Teßgneise. Auch andere Gneistypen, wie serizitische Augengneise mit Krystalloblasten von Serizit, Orthogneise, vielleicht verwandt den schieferigen Formen der Kepernikgneise, deren ursprünglicher Biotit zumeist in Chlorit verwandelt wurde, und serizitische Gneise, Chlorit und Epidot führende Schiefermassen, auch Gesteine mit massiger Struktur (bei Ehlend, Bladensdorf und Rohle im Gebiete südlich von Mährisch-Schönberg) treten nach Bukowski hier auf; in vielen dieser Gesteine ist grobgranitische Struktur noch sehr gut erhalten, wie zum Beispiel am Pelankaberge bei Rohle. Es werden erst systematische petrographische Untersuchungen notwendig sein, um die Abgrenzung der verschiedenen Gneisgruppen gegeneinander festzustellen, welchen hier durch spätere Bewegungen gemeinsame Merkmale aufgeprägt wurden, und deren Verhalten zu den besser unterschiedenen Gneis- und Schiefergruppen im W.

### 3. Schieferzug vom Uhuberge und Chloritgneise.

Zwischen den beiden zusammenhängenden Gneisgewölben, jenes des Kepernik-Hochschar und jenes des Teßtales, ist eine Gruppe von Schieferzügen eingeschaltet. In der Nähe des erwähnten Querbruches von Waldenburg-Gabel, am Uhuberge und am kleinen Seeberg, sind es kohlige Phyllite und phyllitähnliche

<sup>1</sup> F. Kretschmer, Die Petrographie und Geologie der Kalksilikatfelsen in der Umgebung von Mährisch-Schönberg, *Jahrb. der geolog. Reichsanst.*, 1908, p. 527; A. Scheit, Der Kalksilikatfels von Reigersdorf bei Mährisch-Schönberg, *Jahrb. der geolog. Reichsanst.*, 1910, p. 115.

<sup>2</sup> V. Neuwirth, Die Kontaktminerale von Blauda, *Zeitschr. des mährischen Landesmuseums*, 1907, Bd. VII, 1. Heft, p. 125.

<sup>3</sup> Erläuterungen zur geologischen Karte. Bl. Mährisch-Neustadt und Schönberg, Wien 1905.

gefältelte Glimmerschiefer mit Quarzit und Amphibolit; sie fallen nach Becke's Darstellung gegen NW und tauchen unter eine Bank von Kepernikgneis. Aus Becke's Profil ersieht man (s. Profil Taf. I), daß der Kepernikgneis nicht einen einfachen, ungestörten, gewölbeförmigen Lakkolithen bilden kann; er hebt sich im S nochmals empor und die auflagernde Schieferhülle von Staurolithglimmerschiefer im Kontakt nimmt sattelförmige Lagerung an. Ein Zug von dichtem, grünem Kalksilikatfels, westlich über dem Rotenbergpaß, gehört vielleicht demselben kontaktmetamorphen Horizont an wie die erwähnten Kalksilikatfelse bei Mährisch-Schönberg. Darüber folgt zwischen Bründlheide und Rotenbergpaß noch eine kleine Partie phyllitischer Gesteine; Becke verbindet sie durch einen hypothetischen Luftsattel mit jenen Gesteinen.

Ein Gneislager zwischen beiden Phyllitzügen ist stark gefältelt, führt in der Nähe der Waldenburger Störung Chlorit, der weiter gegen S ganz durch Biotit verdrängt wird. Es fehlt hier zunächst in diesen Schiefen Staurolith, aber gegen Winkelsdorf zu werden sie höher krystallinisch und nehmen Staurolith und Granat auf.

Schon bei Zöptau wurden die Teßgneise von mächtigen Amphibolitmassen begleitet; im O, im Tale oberhalb Wernsdorf und nach Bukowski weiter im S in der Nähe des Fichtlichpasses bilden die Teßgneise zusammen mit Amphiboliten, Hornblende-Epidotschiefen und Aktinolithschiefern eine geologische Einheit. Sie umschließen im W staurolith- und granatführende Glimmerschiefer und Quarzite. Die Serie streicht in gleichbleibender Beschaffenheit, steil nordwestlich fallend, fort bis Zautke an der March. Erst am Rande des Marchtales und, wie man annehmen muß, unweit der Grenze gegen die moldanubische Scholle, wendet sich das Streichen ziemlich unvermittelt gegen SO. Sowohl Bukowski als auch Schirmeisen<sup>1</sup> geben an, daß in dieser Gegend die Glimmerschiefer allmählich in den Chloritgneis übergehen; nach Schirmeisen kann auch keine scharfe Grenze nachgewiesen werden zwischen dem grobporphyrischen Chloritgneis mit vielen Quarzlinsen und den devonischen Schiefen.

Bukowski (l. c., p. 644) läßt es unentschieden, ob dieser ausgedehnte Zug von Glimmerschiefer, Gneis und Quarzit, vom Mittelstein bis zum Marchtal als die höher metamorphe Fortsetzung des Phyllitzuges vom kleinen Seeberge aufzufassen sei. Die Frage wird sich entscheiden, wenn die neue Aufnahme des dazwischen liegenden Gebietes zur Veröffentlichung gelangt.

Denselben Zug unterbrechen die auffallenden Massen dunkler Hornblendegesteine des Gebietes von Zöptau mit ihren Eisenerzen und den berühmten Mineralfundstätten. Becke und Schuster<sup>2</sup> beschreiben hier bereits die großenteils zu Amphiboliten umkrystallisierten dioritischen und gabbroiden Massengesteine, in denen aber streckenweise spätere dynamische Veränderung in höherem Niveau zur Bildung von Epidot und Chlorit und zur Zertrümmerung der Feldspate geführt hat. Eine ausführliche Beschreibung des Gebietes aus jüngster Zeit verdanken wir F. Kretschmer.<sup>3</sup> Er unterscheidet in dem gestreckten Stocke, welcher dem Glimmerschiefer und Chloritgneis mit einer Maximalbreite von 4·4 km und 10 km Länge eingeschaltet ist, randliche Lager von massigem Hornblendegabbro, plattige Gabbroamphibolite und feinkörnige Gabbroschiefer, welche einen Kern von Dioritgneis umgeben. Die massige Struktur wird in den schiefrigen Abänderungen durch die granoblastische Struktur verdrängt. Kretschmer betrachtet die Masse als einen ursprünglich gewölbeförmigen Intrusivkörper, der durch nachträglichen Tangentialschub zu isoklinalem NO-Fallen umgewendet wurde.

Nach Rosiwal<sup>4</sup> setzt sich der Zug von Waldenburg in einem Streifen von Phyllit, Tonschiefer und Quarzit fort, der nordostwärts über den Nordabfall des Geiersbergrückens und Reihwiesen gegen Zuck-

<sup>1</sup> K. Schirmeisen, Geognostische Beobachtungen in den Sudetenausläufern zwischen Schönberg und Mährisch-Neustadt, Zeitschr. des mährischen Landesmuseums, Brünn 1901.

<sup>2</sup> F. Becke und M. Schuster, Geologische Beobachtungen im Altvatergebirge, Verhandl. der geolog. Reichsanst., 1887, p. 109.

<sup>3</sup> F. Kretschmer, Das metamorphe Diorit- und Gabbromassiv in der Umgebung von Zöptau, Jahrb. der geolog. Reichsanst., p. 53 bis 180.

<sup>4</sup> Verhandl. der geolog. Reichsanst., 1899, p. 20.

mantel streicht. Dort werden die Gesteine dieses Zuges den als sicheres Devon erkannten Tonschiefern bereits recht ähnlich.

Daran schließt sich im Westen, wie es scheint, in derselben Linie des Streichens wie die Hornblendegesteine von Zöptau ein ausgedehntes Gebiet von ähnlichen mannigfachen Amphibolgesteinen, ebenfalls begleitet von Strahlsteinschiefern, Biotit- und Talkschiefern. Es läßt sich von Reihwiesen durch die Wälder an der Ostseite der Biela bis zum Urlsberge bei Waldenburg verfolgen. Die Goldkoppe bei Freiwaldau bilden wieder Glimmerschiefer mit verschiedenen Einlagerungen.

Den Gesteinen der Urlichforste vom Koberstein bei Reihwiesen bis zum Oppatale bei Würbental ist wieder der allgemeine diaphtoritische Charakter der Chloritgneiszone aufgeprägt. Die gemeinsamen Merkmale dieser Zone sind, wie bereits oben gesagt wurde, erst durch nachträgliche Einwirkungen erworben worden. Ebenso wurde bereits auf die verschiedene Herkunft dieser Gesteine hingewiesen. Ein großer Teil der Chloritgneise im Süden, im Kartenblatt Mährisch-Schönberg, sind protoginähnlich umgewandelte Granite. Kretschmer<sup>1</sup> gab ein Bild von der Mannigfaltigkeit dieser Zone im Gebiet östlich von Zöptau; sie umfaßt, dort neben verschiedenen Modifikationen der Teßgneise, Chlorit-, Serizitschiefer und Quarzite unter anderem auch grobkörnige Augengneise, Turmalin und Muscovitpegmatite, Amphibolite, Uralitdiabase und konglomeratische Zwischenlagen.

In den Urlichforsten sind es vorwiegend grobkörnig-granitische Gesteine, dazwischen auch schiefrige Biotitgneise und grobe Augengneise (Koberstein); auch sie haben die stumpfgrüne, matte Färbung und die unrein diaphtoritische Beschaffenheit der Gesteine angenommen, die unter dem Namen Chloritgneis zusammengefaßt werden.

Ein augenfälliges Merkmal fast aller Gesteine sowohl der alten Eruptivmassen als auch der Schiefer edimentärer Herkunft, in der ganzen Zone von der Marchebene bis Reihwiesen bleiben die eingestreuten Muscovite, welche sich als Tafeln oder Schuppen oder als dünne verbogene Häute auf den Schieferungsflächen oder auch auf der Verwitterungsoberfläche des Gesteins durch den Glanz auffallend bemerkbar machen.

Bei Zöptau fallen nach Kretschmer die Chloritgneise unter die Teßgneise und Amphibolite ein. So entspricht die Chloritgneiszone, wie schon Becke festgestellt hat, keinem bestimmten Altershorizont, sondern ist in ihrer Verbreitung und Ausbildung offenbar durch tektonische Vorgänge im großen bedingt. Sie steht in engerer Beziehung zu den weniger metamorphen devonischen Sedimenten, umfaßt aber ohne Zweifel auch veränderte Gesteine, die höheren Temperaturzonen entstammen. Nach einer Andeutung Rosiwal's (l. c.) gehen auch die Teßgneise an der Biela bei Waldenburg in Chloritgneise über.

So bestehen die krystallinen Gesteine des Hohen Gesenkes im großen ganzen aus zwei Gneisgebieten, zwischen die eine wechselnd breite Zone eingeschaltet ist, in der schiefrige Gesteine, und zwar im N Phyllite, im W und S Glimmerschiefer vorherrschen. Die Einlagerungen von Hornblendegesteinen in der Schieferzone schwellen ebenso im S bei Zöptau wie im N bei Freiwaldau zu mächtigen zusammenhängenden Massen an.

Durch eine jüngere tektonische Bewegung ist in einer östlichen Grenzzone gegen die wenig metamorphen devonischen Sedimente die diaphtoritische Umwandlung verschiedener Glieder der krystallinen Serie zu Chloritgneisen erfolgt. Gebirgsbewegung hat diese Zone erzeugt, ebenso wie die Zone der moldanubischen Glimmerschiefer, aber unter ganz anderen Bedingungen. Ob auch diese diaphtoritische Zone große Bewegungseinheiten: das Devongebiet im O und das silesische Grundgebirge, voneinander trennt, werden spätere Untersuchungen zu entscheiden haben. Aber auch der Komplex des silesischen Grundgebirges enthält sicherlich devonische Gesteine.

Es sei aber gleich hier erwähnt, daß noch weit im W an der ganzen Linie von Eisenberg bis in die Nähe von Friedeberg der Rand des silesischen Grundgebirges gegen die moldanubischen Glimmer-

<sup>1</sup> Jahrb. der geolog. Reichsanst., 1911, p. 155.

schiefer von einem Saume wenig metamorpher Gesteine begleitet wird. Es sind tonschieferartige Phyllite mit Kalken. Erstere gehen bei Goldenstein über in die Staurolithglimmerschiefer der Schieferhülle über dem Kepernikgneis.

Bei Lindewiese und in den zahlreichen Zügen bis Setzdorf und Friedeberg enthalten sie auch häufig Bänke von weißem Marmor. Die obersten Kalkzüge aber, knapp an der Glimmerschiefergrenze bei Spornhau und Lindewiese, sind hell- oder dunkelgrau bis schwarz, feinkörnig bis dicht und, wie schon Becke erkannte, von den Devonkalken, wie sie im O die Tonschiefer und Quarzite begleiten, nicht zu unterscheiden. Von dieser Zone wird noch weiter unten die Rede sein.

#### 4. Vergleich des silesischen und moravischen Grundgebirges.

Aus dem Gesagten wird bereits ersichtlich sein, daß das silesische Grundgebirge andere Gesteine und anderen Bau aufweist als die moravischen Aufwölbungen.

Die krystallinischen Schiefer umfassen hier einen größeren Umfang in der Skala der Metamorphose. Zonen von Granatglimmerschiefer und Zweiglimmergneis mit Kalksilikatfels, wie sie sonst dem äußeren Rande der moldanubischen Scholle eigen sind, ziehen von Schönberg nordwärts und gehen nach Becke am Uhustein und Kleinen Seeberg über in kohligen Phyllit und Quarzit. Beide Extreme wird man in den moravischen Gebieten vermissen und ebenso die dioritischen Gesteine und Amphibolite der Gebiete von Zöptau und Freiwaldau; die basischen Feldspate dieser Gesteine sind unter den Umwandlungsbedingungen des moravischen Gebietes nicht erhaltungsfähig. Staurolith und Andalusit, die Kontaktminerale der Schieferhülle des Kepernikgneises, sind dort noch niemals gefunden worden.

Massig-kurzflaserige Granitgneise, etwa wie sie bei Geppersdorf oder Märzdorf im Kern des Kepernikgewölbes auftreten, werden im Bereiche des Bittescher Gneises kaum angetroffen werden. Dort sind die Gesteine recht allgemein und gleichmäßig in knotig-serizitische Augengneise umgewandelt worden, wie sie hier nur im äußeren Mantel des Gewölbes, besonders zwischen Hochschar und Kepernik, zur Ausbildung gelangt sind.

Noch auffallender sind die Unterschiede im Bau der beiden Gebiete. Das Gefüge des silesischen Grundgebirges ist weit mannigfacher gegliedert und durchaus nicht so einheitlich wie die moravischen Aufwölbungen. Es wurde oben gezeigt, wie in regelmäßiger Folge über den moravischen Batholithen die gleichen Gesteinshüllen, Schiefer, Kalke und Bittescher Gneis, ebenso in der Thayakuppel wie in der Schwarzawakuppel wiederkehren. In den Sudeten sind verschiedene eruptive Gneismassen aneinandergepreßt und Schieferzüge in dieselben eingeschaltet. Ostwärts treten die Gesteine in enge, noch nicht vollkommen aufgeklärte Verbindung mit den wenig metamorphen devonischen Sedimenten und Grünsteinen. Solche Übergänge und Beziehungen gibt es nicht in den moravischen Gebieten. Nur nahe am Westrande des silesischen Grundgebirges kann man eine Gruppe von Kalkzügen zusammenhängend verfolgen vom Marchtal bis zur schlesischen Ebene bei Friedeberg, vergleichbar den zusammenhängenden moravischen Kalkzügen. Während aber die moravischen Kalke in dem ganzen Gebiete ihrer Verbreitung vom Manhartsberg bis nahe an die böhmisch-mährische Grenze unter den Bittescher Gneis hinabtauchen, gehören die grauen Kalke der Ramsaulinie zur Schieferhülle, welche gewölbeartig dem Kepernikgneis auflagert.

Trotz dieser und anderer wichtiger Unterschiede werden doch beide Gebiete durch eine Anzahl gemeinsamer Eigenarten und insbesondere durch gemeinsame Gegensätze gegenüber dem Bau und den Gesteinen der moldanubischen Scholle miteinander verbunden.

Die Umwandlung der Randgneise des Kepernikgewölbes ist genau in demselben Sinne erfolgt wie im Bittescher Gneis und viele Handstücke des letzteren gleichen ganz den serizitischen Augengneisen vom Gebiete des Hochschar und Kepernik. Phyllitische und grünschieferartige Gesteine, zum Teil mit glimmerigen grauen und weißen Marmoren, sind beiden Gebieten gemeinsam.

Auch im silesischen Grundgebirge fehlen alle echt moldanubischen Gesteinstypen, wie feinkörnige Biotitgneise (Gföhler Gneise), Granulite, Cordieritgneise, Serpentine u. a.; auch in der nachträglichen Um-

wandlung der dioritischen Amphibolite des Gebietes von Zöptau zu chloritischen Gesteinen und Talkschiefern findet eine Annäherung statt an die höheren Umwandlungsstufen mit vorwiegend dynamischer Einwirkung.

Beide Gebiete können in bezug auf die Beschaffenheit und Anordnung der Gesteinszüge, nach Art der Einschaltung von schiefrigen Falten zwischen Gneisgewölben, den alpinen krystallinischen Gebieten verglichen werden.

Silesisch und moravisch sind somit zwar untereinander verschieden, gehören aber ohne Zweifel im großen zu der gleichen, von der moldanubischen Scholle wohl geschiedenen Gebirgsmasse. Obwohl der Vergleich beider Gebiete im einzelnen noch genaueren Studiums bedarf, will ich hier den Eindruck nicht verhehlen, daß mir der Unterschied zwischen moravisch und silesisch im wesentlichen darauf zu beruhen scheint, daß die moravischen Gebiete von einer einheitlicheren umwandelnden Einwirkung ergriffen und in dem gesamten äußeren mächtigeren Mantel, auf eine nahezu gleiche Stufe der Metamorphose gebracht worden sind, während die krystallinen Schiefer des silesischen Gebietes in mehr ursprünglicherer Form erhalten geblieben sind. Die moravischen Gesteine wurden durch die moldanubische Überschiebung vollkommen überwältigt und in hohem Grade gleichmäßig ausgewalzt. Die Sudetengesteine waren, wie sich gleich zeigen wird, nicht vollkommen überlagert; die ursprüngliche Gesteinsbeschaffenheit ist dort mit geringeren Veränderungen erhalten geblieben; neben höher krystallinen Gesteinen finden sich Diaphtorite und der gleichen tektonischen Einheit gehören auch die fossilführenden Quarzite und die wenig veränderten Tonschiefer und Kalke des Devons im Osten an.

## 5. Silesische und moravische Granite.

Obwohl diesbezügliche genauere Untersuchungen noch fehlen, gestattet doch der gegenwärtige Überblick schon zu sagen, daß sich der erwähnte Gegensatz gegenüber der moldanubischen Scholle auch auf die Tiefengesteine bezieht, welche an verschiedenen Stellen nachträglich in die silesischen Schiefer und in die älteren granitischen Gneise eingedrungen sind.

Es ist hier vor allem zu nennen das recht ausgedehnte Granitgebiet von Friedeberg nördlich von Freiwaldau mit seiner nördlichen Fortsetzung unter der schlesischen Ebene bis über Ottmachau hinaus; ferner der kleine Granitaufbruch am Erzberg bei Marschendorf, nördlich von Zöptau<sup>1</sup> und die Granite von Mährisch-Schönberg und Blauda.<sup>2</sup> Es sind zumeist graue, feinkörnige Biotitgranite, selten auch mit Muscovit, nur ausnahmsweise treten porphyrische Varietäten im Friedeberger Granitstock auf.<sup>3</sup> Sowohl im Schönberger Gebiet als auch bei Friedeberg umschließt der Granit häufig mächtige Biotitschlieren und teilweise aufgelöste, schiefrig-blättrige Gneiseinschlüsse, die dann wieder von Pegmatiten reichlich durchsetzt sind; zu den Einschlüssen in Granit gehören auch die bekannten mineralreichen Kalksilikatfelse vom Gotthausberg bei Friedeberg<sup>4</sup> und von Blauda bei Mährisch-Schönberg.<sup>5</sup>

Es fehlen vor allem in dem ganzen Gebiete die für die weite moldanubische Region so bezeichnenden Stücke von grobporphyrischem Granitit und Amphibolgranitit. Dagegen bin ich geneigt, noch die entfernteren Granitvorkommnisse der Olmützer Ebene nach ihrer Beschaffenheit mit den erwähnten Intrusionen in Beziehung zu bringen.

<sup>1</sup> Becke und Schuster, Verhandl. der Geolog. Reichsanst., 1887, p. 112.

<sup>2</sup> Bukowski, Verhandl. der Geolog. Reichsanst., 1892, p. 329.

<sup>3</sup> Mägerstein, Geologische Verhältnisse des nordwestlichen Schlesiens, Jahresber. der landwirtschaftl. Landesmittelschule zu Oberhermsdorf pro 1887/88.

<sup>4</sup> Rosival, Verhandl. der Geolog. Reichsanst., 1906, p. 141.

<sup>5</sup> Kretschmer deutet dieselben allerdings als Kontaktprodukte des Granitgneises. Die Petrographie und Geologie der Kalksilikatfelsen in der Umgebung von Mährisch-Schönberg. Jahrb. der Geolog. Reichsanst., 1908, p. 527 bis 572. Siehe auch V. Neuwirth, Die Kontaktminerale von Blauda. Zeitschrift des mährischen Landesmuseums, 1907, Bd. VII, p. 125.

Der Aufbruch von Krtschman am Ostrande der Olmützer Ebene ist nach Camerlander ein pegmatitischer oder schrifgranitischer Muscovitgranit mit viel weißem Mikroklin;<sup>1</sup> verschieden von den sonstigen Granitvarietäten der mährisch-schlesischen Sudeten und bemerkenswert wegen des Fehlens der sonst in Pegmatiten so häufigen Begleitminerale. Dieses Vorkommen muß nach meiner Ansicht mit großer Wahrscheinlichkeit als eine örtliche Abänderung, eine saure, gangförmige Abscheidung der größeren, in der Tiefe verborgenen Granitmasse angesehen werden. Der Glimmerschiefer in der Nähe des Granits wäre nach Camerlander nicht als Biotitschliere im Granit, sondern als ein Stück alten Grundgebirges aufzufassen. Es finden sich nach Tietze hier sowohl feinkörnige als auch grobkörnige Varietäten.

Im Westen der Olmützer Ebene bei Andersdorf treten wieder mittelkörnige Biotitgranite auf; mit ihren weißen und rötlichen Feldspaten sind sie verbreiteten Abarten der Brünner Intrusivmasse sehr ähnlich. Die südlich davon als Gneis kartierten Vorkommnisse möchte ich nach Handstücken, welche mir Herr Stud. P. Altar überbrachte, als schiefrige Schlieren im Granit betrachten, wie sie nicht selten und in großer Ausdehnung in der Brünner Intrusivmasse auftreten.

Es mag vorläufig unentschieden bleiben, ob die ausgedehnte Brünner Intrusivmasse im S demselben Magmaherd und der gleichen Eruptionsepoche zuzurechnen ist wie die jüngeren sudetischen Granitdurchbrüche. Trotz der Mannigfaltigkeit der Gesteinstypen, die in der Brünner Masse von sauren granitischen bis zu basischen quarzfreien Dioriten schwankt, läßt sich eine gewisse Verwandtschaft nicht verkennen.

Camerlander bemerkte ausdrücklich das Fehlen von Turmalin in dem pegmatitartigen Granit von Krtschman bei Olmütz. Auch sonst wird meines Wissens Turmalin unter den Gangmineralen der Sudetengranite nicht erwähnt.<sup>2</sup> Diese Eigenheit scheint das nördliche Sudetengebiet und die Brünner Intrusivmasse in denselben Gegensatz zu bringen zur moldanubischen Scholle wie die moravischen Gebiete.

Auch dort fehlt bis auf örtliche Ausnahmen der charakteristische Schörl auf den Pegmatitgängen (p. 12 [552]).

Die moravischen Batholithen liegen aber, um eine neuere Bezeichnung von Lepsius zu gebrauchen,<sup>3</sup> konkordant unter den moravischen Aufwölbungen; die Granite der Sudeten durchbrechen diskordant die älteren Gneise und Schiefer; sie umschließen bei Friedeberg Schollen von Gneis und metamorphen Kalk mit Vesuvian, Wollastonit und Granat. Am Abhang von Gräfenberg gegen Freiwaldau steigert sich die Häufigkeit eckiger Trümmer von Hornblendegesteinen in den aplitischen Ausläufern des Friedeberger Granits bis zur Bildung wahrer Eruptivbreccien. Die gleiche Lagerungsform kann nach den häufigen Einschlüssen von eckigen Schollen und Trümmern von Diorit, von Kalksilikatfels und hornfelsähnlichen Glimmergneisen für die Granite der Brünner Masse angenommen werden. Abgesehen von den sekundären diaphoritischen Quetschzonen sind ausgesprochen schiefrige Abarten in nennenswerter Ausdehnung unter den Graniten der Brünner Masse nicht bekannt.<sup>4</sup> Die den moravischen Batholithen analogen Tiefengesteine im O der Boskowitz Furche sind entweder in höheren Niveaus erstarrt als jene, oder späteren dynamischen Einwirkungen, die dort zur Schieferung der Hangendteile geführt haben, nicht unterworfen gewesen.

Diese Unterschiede lassen aber die Merkmale der Verwandtschaft des moravischen mit dem silesischen Grundgebirge umso deutlicher hervortreten; hierzu gesellt sich noch, als entscheidendes Merkmal der Zugehörigkeit beider Gebiete zu einer größeren und komplizierter gebauten Gebirgsmasse, ihr

<sup>1</sup> Camerlander, Geologische Aufnahmen in den mährisch-schlesischen Sudeten. Jahrb. der Geolog. Reichsanst. 1890, p. 187.

<sup>2</sup> Kretschmer beschreibt turmalinführende Pegmatite vom Radkersberg bei Philippsthal, bemerkt jedoch, daß dieselben nicht zum Gangfolge des Erzberger Granites gehören; auch turmalinführende Pegmatitgänge im Chloritgneis sollen älter sein. Jahrb. der Geolog. Reichsanst., 1911, p. 172 und 160.

<sup>3</sup> Geologische Rundschau, 1912, Bd. III, p. 1.

<sup>4</sup> Die serizitisch-schiefrigen Quetschzonen, wie sie insbesondere in der Nähe der Randbrüche am Mistkogel und z. B. nördlich von Misslitz entwickelt sind, kommen hier natürlich nicht in Betracht.

gleichartiges tektonisches Verhalten gegenüber der moldanubischen Scholle. So wie die moravischen Fenster tauchen auch die krystallinen Gesteine des Altwatergebietes an allen sichtbaren Grenzen unter die moldanubischen Gesteine hinab. Freilich sind auch hier die Einzelheiten der Lagerung an der Überschiebung des Ramsausattels verschieden von denen an den moravisch-moldanubischen Grenzen im S.

## 6. Die Überschiebung an der Ramsaulinie.

Schon im Jahre 1897 hat F. Kretschmer die Überschiebung der höher krystallinen Komplexe von Zweiglimmergneis, Glimmerschiefer, Amphibolit und graphitführenden Marmoren über einer weniger krystallinen Serie von Kalken mit kohligem Phylliten und Quarziten in einem Kärtchen des Gebietes von Goldenstein am Mittelbordwasser samt Profil aufs deutlichste ersichtlich gemacht.<sup>1</sup> Die weniger krystalline Serie stellte er mit Anschluß an Becke's Meinung zum Devon. In der Tat gleichen die Kalke und Schiefer in ihrer petrographischen Ausbildung vollkommen den als Devon erkannten Gesteinen im O des silesischen Grundgebirges und manchen Vorkommnissen am Rande der Olmützer Ebene. Sie fallen mit flachem Winkel westwärts unter die moldanubischen Gesteine; und vom Mittelbordwasser durch den Ort Goldenstein westwärts ansteigend, trifft man zweierlei Kalke; über dem wenig metamorphen dunklen Devonkalk folgt fast unmittelbar der weiße, graphitführende, moldanubische Marmor.

Schon in der relativ kleinen Fläche, welche die Karte Kretschmer's zur Darstellung bringt, kommt der Unterschied im Verlauf der Gesteinszüge in beiden Gebieten deutlich zum Ausdruck. Die wechselvolle moldanubische Schichtfolge mit den auskeilenden Marmorzügen ist mit mancherlei Windungen im einzelnen zu einer Mulde zusammengebogen. Dagegen behalten die Züge von Phyllit, Kalk und Glimmerschiefer im Hangenden des Kepernikgneises gleichmäßiges Streichen, im Gebiet des Kärtchens und auch darüber weit hinaus. Sie treten aber in ihrem weiteren Verlauf an ihrer westlichen Grenze mit verschiedenen moldanubischen Gesteinen, bald mit Glimmerschiefern, bald mit Amphiboliten in Berührung.

Becke<sup>2</sup> hat die innige Verbindung der granat- und staurolithführenden Glimmerschiefer mit dem Dache des Kepernikgneises und deren allmählichen Übergang in undeutlicher krystallinische und zuletzt tonschieferartige Phyllite beschrieben. Ebenso deutlich ist die Abnahme der metamorphosierenden Einflüsse mit der Entfernung vom Gneisgewölbe an den Kalkeinlagerungen zu erkennen, deren an verschiedenen Stellen drei bis vier in konkordant-paralleler Lagerung gezählt werden können.

Die innersten östlichsten Züge, wie sie im Orte Spornhau und in den Steinbrüchen am Sandurlich nächst der Bahn bei Ober-Lindewiese aufgeschlossen sind, bestehen aus ziemlich grobkörnigen Marmoren, blaugrau, etwas glimmerig, verschwommen gebändert; manchmal bituminös mit spärlichen graphitischen Spuren, aber ohne eigentliche Graphitflötze; oft werden sie in Lagen grobkörnig, rein weiß, moldanubischen Marmoren ähnlich, aber ohne die bezeichnenden Kalksilikatminerale; so z. B. in den Steinbrüchen am Fichtenstein bei Oberlindewiese (III in Fig. 3).

An diesen innersten Kalkzug schließt sich zumeist noch gegen W ein Streifen von dünn-schieferigem, serizitischem Gneis. Bei Lindewiese folgt in einer Entfernung von zirka 1 km auf das erste das zweite Kalklager (II). Es ist mit weniger grobem Korne krystallin, aber häufig von lichten Calcitadern reichlich durchsetzt oder örtlich in anthigene Breccien aufgelöst, in denen dunklere, eckige Trümmer mit feinerem Korn in regenerierten; gröberen Marmor eingebettet sind.

Über dunklen, feingefalteten Phylliten liegt das oberste dritte Kalklager (bei Lindewiese auf C. 709 zwischen Bogenberg und Nesselkoppe) (I in Fig. 3). Auf der ganzen Strecke bis Goldenstein kann es mit gleicher Beschaffenheit knapp unter den moldanubischen Glimmerschiefern verfolgt werden. Es ist feinkrystallinisch bis dicht, dunkel, am wenigsten metamorph und im Äußern nicht zu unterscheiden von den fossilführenden Devonkalken der Olmützer Ebene. Doch habe ich, ebenso wie die früheren Beobachter, vergeblich nach Fossilspuren in dieser wenig veränderten Kalkbank gesucht.

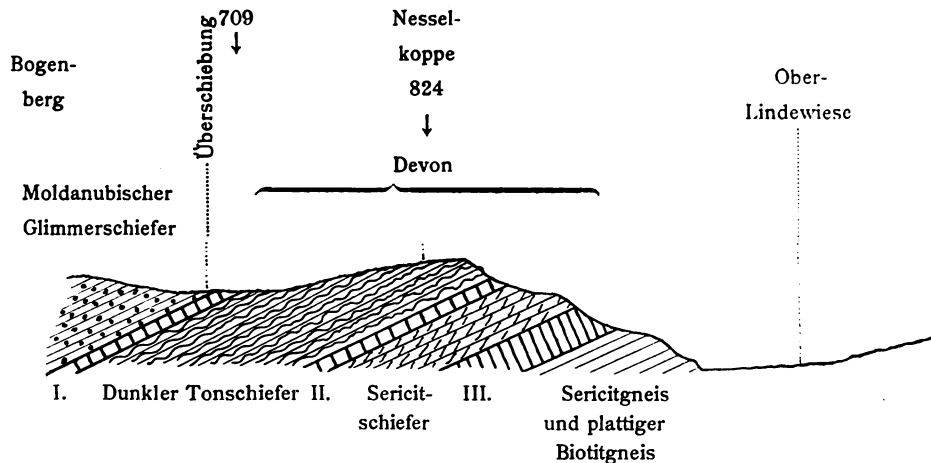
<sup>2</sup> F. Kretschmer, Die Graphitablagerung bei Mährisch-Altstadt-Goldenstein, Jahrb. d. Geolog. Reichsanst., 1897, p. 1.

<sup>3</sup> F. Becke, Vorläufiger Bericht über den geologischen Bau und die krystallinischen Schiefer des Hohen Gesenkes (Altwatergebirge), Sitzungsberichte der kaiserl. Akademie der Wissensch., Wien 1892, Bd. 101, p. 290.

Zu beiden Seiten des Tales von Oberlindewiese, an den Abhängen des Sandurlich und der Nesselkoppe, kann man das Hinabtauchen der mit zirka 40° westfallenden Kalk- und Schieferbänke unter die moldanubischen Höhen mit großer Deutlichkeit überschauen (Fig. 3).

Zur Zeit meines letzten Besuches, gelegentlich einer Studienexkursion des geologischen Institutes im April 1912, war im obersten Teil des großen Steinbruches oberhalb der Straße nördlich von Goldenstein (gegenüber der Wirtschaftsflöße) die Überschiebungsfläche auf den silesischen Kalken in einer Breite von etwa 20 Metern bloßgelegt. Die ebene Oberfläche des Kalkes fiel mit 37 bis 38° gegen WNW. Darüber lag eine gänzlich zerquetschte, an unzähligen kleinen Harnischflächen in flache, dunkelgraue, phyllitähnliche Stücke bröckelig zerfallende Gesteinsmasse, an dem Glanze der zerdrückten und ausgeschmierten Glimmerfasern leicht kenntlich als ein mylonitartiger Diaphorit nach Glimmerschiefer. Ihr entstammen offenbar rein weiße, gänzlich kaolinisierte Trümmer von Aplit im Steinbruchabraum. An der Gesteinsgrenze war dem Mylonit eine Bank hellgelber Trümmerrauchwacke in einer Mächtigkeit von etwa 1 m neben losgelösten Trümmern und Schollen derselben Masse eingeschaltet.

Fig. 3.



Profil durch die Ramsauer Überschiebung bei Lindewiese. I—III Kalklagen (siehe p. 67 [607]).

In den Steinbrüchen hinter Goldenstein sieht man im dichten grauen (devonischen) Kalkstein flach liegende unregelmäßige Einfaltungen von Phyllit; sie sind von plattig-schiefrigen, in kleine Falten gelegten Kalkpartien umgeben.

Vom Fichtenstein bei Lindewiese nordwärts verläuft die Überschiebungslinie noch eine Strecke weit geradlinig weiter. Am Ziegenrücken, nahe der Straße bei Setzdorf, biegt sie aus der nordnordöstlichen Richtung gegen NNW um. Es sieht aus, als ob die moldanubische Grenze durch eine Aufwölbung über dem hier eingeschalteten Granit von Friedeberg in der Projektion seitlich verschoben würde. Die Kalke werden zwischen dem sich im O ausbreitenden Granit und den moldanubischen Gesteinen im W auf einen schmälere Streifen zusammengedrängt und höher krystallinisch. In diesem Zuge liegen die Steinbrüche von Setzdorf, Sorge, Wildschütz und Sörgsdorf in blaugrauem oder weißem, grobkrystallinischem Marmor, der stellenweise außer lichtem Glimmer noch etwas Graphitschüppchen und kleine Tremolitsäulchen enthält.

Die Teilung der Kalkzüge des Ramsausattels am Granit von Friedeberg in einen westlichen Ast gegen Setzdorf und Wildschütz und einen östlichen Ast zu den großen Marmorbrüchen bei Saubsdorf und Kunzendorf, ferner die Einschlüsse von Marmor im Granit, insbesondere die erwähnten Kontaktgesteine am Gotthausberg, erweisen aufs deutlichste den jüngeren Durchbruch und dessen Einfluß auf die Tektonik; demnach ist die höhere Marmorisierung und der Gehalt an Tremolit in den Kalken bei Setzdorf auf die Nähe des jüngeren Granits zurückzuführen.



Mit geringen Unregelmäßigkeiten setzt der Phyllitstreifen von Goldenstein nahezu geradlinig südwärts fort und gelangt mit einer Breite von etwa 1 km und nur mit einer einzelnen Bank von grauem krystallinischem Kalk bei Eisenberg an das Marchtal. Camerlander hat ihn beschrieben und faßt ihn als isoklinal westfallende Einfaltung jüngerer Gesteine im Gneis und Glimmerschiefer auf.<sup>1</sup> Bukowski erkannte aber die Verschiedenheit der höher krystallinen Gesteine zu beiden Seiten des Phyllitzuges, ebenso wie zu beiden Seiten des Marchtales<sup>2</sup> und spricht von »der mutmaßlichen Überschiebungslinie bei Eisenberg a. M. mit dem eingeklemmten entweder paläozoischen oder algonkischen Phyllitstreifen«.

Im Marchtale wird der sichtbare Überschiebungsrand durch die von NW her streichende Störung von Buschin (siehe p. 56 [596]) schief abgeschnitten. Das Marchtal, welches von nun an die Grenze bildet, behält zunächst noch die Richtung dieser Störungslinie bei. Bei Lesche und Raabe begleitet den Ostrand der Marchniederung auf einige Kilometer ein Zug von grauem oder graublauem, plattig gebändertem krystallinischem Kalkstein. Er fällt im großen zirka 60° gegen W mit Knickungen, Faltungen und Zertrümmerungszonen im einzelnen. Bukowski erkannte hier mit Recht die verschobene Fortsetzung der an der Störung von Buschin plötzlich endigenden Kalkzüge von Eisenberg. Er vermutete, daß die Störung, welche zwei Gebirgssysteme mit verschiedenem Streichen scheidet, unter dem Marchtal fortsetzt.

Die Störung von Buschin muß jünger sein als die moldanubische Überschiebung, welche von ihr durchschnitten wird. Ich vermute, daß durch sie ein bogenförmiges Stück des überschobenen Daches westlich vom Marchtale zur Absenkung gebracht wurde, so daß im S und W der March die Glimmerschiefer, welche sonst allgemein an der Basis der überschobenen Scholle liegen, nicht mehr sichtbar sind, sondern nur die höheren Teile der Scholle, bestehend aus Amphibolgranititen, Körnelgneisen mit amphibolitischen und relativ wenig veränderten, manchmal grauwackenartigen Sedimentgneisen. Erst südlich von Müglitz bei Schweine kommen die granatführenden Glimmerschiefer mit Kalk und Graphit wieder zum Vorschein.

Die Störung von Buschin beeinflusst, wie es scheint, auch noch das Streichen des silesischen Grundgebirges jenseits der March. Die Glimmerschiefer bei Zautke an der Mündung des Teßtales, ebenso die Chloritgneise und Kalke bei Lessnitz und Raabe wurden nach Bukowski's Darstellung durch sie aus der südwestlichen in die südsüdöstliche Richtung umgebogen. Auch hier tauchen die Gesteine mit südwestlichem Fallen unter die moldanubische Scholle hinab.<sup>3</sup>

Den Zusammenhang zwischen moravischem und silesischem Grundgebirge unterbricht somit vor allem das an der Störung von Buschin quer versenkte moldanubische Schollenstück, welches größtenteils unter der Kulmdecke im W der Marche Ebene verborgen bleibt. Die in der Oberflächengestaltung weit auffälligere Boskowitz Furche übt hier keinen so entscheidenden Einfluß aus, denn noch jenseits derselben finden sich typisch moravische Gesteine.

## 7. Moravische und devonische Gesteine im Osten der Boskowitz Furche (zwischen Neu-Türnau und Konitz).

Als unregelmäßig verstreute Inseln tauchen aus der Olmützer Ebene und den westlich anschließenden Kulmgebieten Devonkalke zum Teil in Verbindung mit Diabas; die Klippe vom Rittberg bei Czelechowitz ist als reicher Fossilfundpunkt lange bekannt. Die Vorkommnisse weiter im W bei Brzezina, Ludmirau und im Siroka(Netz)tal sind stellenweise ziemlich krystallinisch und haben bisher keine Fossilien geliefert; niemand zweifelt aber, daß sie ebenfalls dem Mitteldevon angehören.

<sup>1</sup> Verhandl. der Geolog. Reichsanst., 1890, p. 217.

<sup>2</sup> Jahrb. der Geolog. Reichsanst., 1905, p. 643.

<sup>3</sup> Jahrb. der Geolog. Reichsanst., 1905, p. 649.

Sie treten hier in inniger Verbindung mit Gesteinen auf, welche moravische Typen wiederholen, und die nordwestlichsten Vorkommnisse grenzen an die moldanubische Scholle. Aus diesem Zusammentreffen ergeben sich wichtige Anhaltspunkte für die Altersdeutung und die Beziehung des Grundgebirges zum fossilführenden Devon, trotzdem die Aufbrüche des älteren Gebirges unter der transgredierenden Kulmdecke unregelmäßig und unzusammenhängend sind und eine detaillierte Untersuchung des Gebietes in Hinsicht auf die hier im besonderen in Betracht kommenden Fragen noch durchzuführen sein wird.

Auch die genauen Karten von Tietze, Blatt Olmütz und Blatt Landskron—Mährisch-Trübau, wurden zu einer Zeit abgefaßt, als auf derartige petrographisch-tektonische Probleme, wie sie erst durch Erfahrungen in entfernteren Gebieten angeregt worden sind, noch nicht eingegangen werden konnte. Das Kartenblatt Búsau—Gewitsch, in welchem vor allem die hier zu besprechenden Vorkommnisse gelegen sind, ist bisher noch nicht im Druck erschienen. Die höchst eingehenden Beschreibungen Tietze's<sup>1</sup> lieferten mir aber treffliche Anhaltspunkte zur Abrundung und Vervollständigung meiner eigenen, allerdings nicht reichlichen, Beobachtungen und zur Eintragung der Linien in die Kartenskizze (Karte III).

Der meist glimmerarme, manchmal an helleren Glimmerblättchen reichere Gneis, der sich nach Tietze's Darstellung (l. c., p. 368) auf den Höhen westlich vom Netztale ausbreitet, ist, wie ich mich bei Brzezinek überzeugen konnte, ein serizitisch-kleinaugiger Gneis und ohne Zweifel zum Bittescher Gneis zu stellen. Er fällt hier gegen W und liegt, wie Tietze ebenfalls ausdrücklich hervorhebt (l. c., p. 371), auf dunklen, mattglänzenden Schiefen, von Tietze, wohl mit Recht, zum Devon gestellt.

Es herrscht hier volle Übereinstimmung mit den Lagerungsverhältnissen in den moravischen Fenstern, insofern auch dort der Bittescher Gneis allenthalben von Phyllit unterteuft wird. Doch sind die Gesteine von Netz, weit weniger glimmerig als selbst die am wenigsten veränderten moravischen Phyllite (wie etwa bei Laschanko oder Radoschkow), fast schon als Tonschiefer zu bezeichnen.

Mehrere Kalkeinlagerungen, zum Teil mangelhaft aufgeschlossen, begleiten die Schiefer des Netztales. Aus Tietze's genauer Beschreibung (l. c., p. 371 f.) sind die Einzelheiten zu entnehmen, an die ich nach meinen Beobachtungen noch einige vergleichende Bemerkungen anknüpfen kann. Bald unter dem Bittescher Gneis folgen bei Brzezinek dunkle, graue, plattige, feinkörnige, krystalline, vielfach gewundene Kalke; an ihren Rändern wechseln sie in glimmerigen Lagen mit dem benachbarten Phyllit. Sie sind den grauen Kalken des moravischen Hauptzuges im Hangenden der Phyllite der Schwarzawakuppel gleichzustellen.

Etwa 1 km im Netztal aufwärts enthält der Schiefer eine weitere Kalkeinlagerung von anderer Beschaffenheit, weniger krystallin, zum Teil rötlich und grau in manchen Lagen. Das massig gebankte Gestein nimmt namentlich in der Nähe der Grenze gegen die Schiefer eine mehr körnig krystalline, plattigschiefrige Beschaffenheit an. Tietze vermutet einen Zusammenhang dieses Aufschlusses mit einigen Kalkvorkommnissen in dem nördlich anschließenden Waldgehänge und an der Straße von Brzezinek nach Kladek. Mich erinnern die roten Partien dieser Kalke in ihrer Beschaffenheit an manche Kalke der Kwetnitzaserie, insbesondere jene von Stiepanowitz und am Odrabach (siehe p. 32 [572]); dunkle, gebänderte Lagen mahnen an die Kalke von Skalitz.

Ein dritter Kalkzug ist zu Anfang des von Kladek zum Netztal herabführenden Waldtales in einem großen Steinbruch aufgeschlossen. Das meist recht dunkle, graue, seltener bläuliche, dichte Gestein gleicht, wie Tietze hervorhebt, vollkommen den Devonkalken des benachbarten Olmützer Gebietes. Mechanische Umgestaltung überwiegt auch hier. Neukrystallisation spielt eine geringere Rolle. Der Steinbruch erschließt ein breites Gewölbe von massigem über mehr schiefrig gebanktem, in Lokalfalten gelegtem Kalk. Massige Partien sind zwischen schiefrigen eingequetscht; zahlreiche ausgeschmierte Harnischflächen und auch

<sup>1</sup> E. Tietze, Die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Landskron und Gewitsch, Jahrb. der Geolog. Reichsanst., 1901, p. 317 bis 723.

weiß geäderte Zertrümmerungszonen durchziehen das Gestein; graphitische Anflüge finden sich auf Schichtfugen, wie im Devonkalk bei Goldenstein.

Weiter im Osten folgt in schwer zu klärendem Zusammenhang mit den eben besprochenen Schiefeln das Phyllitgebiet von Kladek. Es sind zumeist fein gefaltete, wenig metamorphe, lichte, auch schwarze, tonschieferartige Phyllite, in denen Quarzkonglomerate mit serizitischem Bindemittel in der ganzen Erscheinungsweise und auch in der Art der Metamorphose lebhaft an die Quarzkonglomerate der Kwetnitzaserie (siehe p. 31 [571]) erinnern. Sie finden sich in zahlreichen Blöcken im Dorfe Kladek und an einigen Stellen zwischen dem Phyllit und grauem, etwas krystallinischem Devonkalk, der sich im SO bei Ludmirau und Jessenetz, begleitet von einer größeren Diabasmasse, weithin ausbreitet. Beim Jägerhaus Jalovcze, nördlich von Ludmirau, fand ich diese Gesteine mit Phyllit anstehend an der Grenze gegen den Devonkalk und begleitet von rötlichen, unreinen, zum Teil auch grauen, schiefrigen Kalken, welche ebenfalls manchen Begleitgesteinen der Kwetnitzakonglomerate ähnlich sind.

Tietze<sup>1</sup> kartierte diese Bildungen als Unterdevon und verglich sie mit dem weniger metamorphen Quarzkonglomeraten und Sandsteinen an der Basis der Devonkalke vom Rittberg und bei Grügau in der Olmützer Ebene.

Nach seinen genauen Angaben setzen sich die devonischen Kalke und Schiefer in vereinzelt Aufschlüssen zwischen Kulm und Rotliegendem von Brzezinek nordwärts fort gegen Brohsen und Neu-Rowen. Dabei vollzieht sich eine Umbiegung im Streichen aus der nördlichen in die ostwestliche Richtung. Südlich von Neu-Rowen, am Abhang des Straßnitzer Berges, liegt nach Tietze (l. c., p. 381) nordfallend glimmerreicher Gneis auf Quarzit und dunklem Kalk »in überkippter Lagerung«, ebenso wie an der Westflanke des Netztales (siehe p. 70 [610]).

Der moravische Gneis kann hier aber nur sehr geringe Mächtigkeit besitzen; denn die graphitführenden »Phyllite« und Urkalke bei Neu-Rowen und östlich davon am Sikoraberge sind ohne Zweifel bereits moldanubisch. Sie gehören demselben Komplex an wie die Granatglimmerschiefer mit Graphitlagern von Schweine und Lexen südlich von Müglitz (siehe p. 54 [594]).

Im großen ganzen wiederholt sich also hier die Lagerungsfolge der moravischen Fenster, wenn auch einzelne Glieder der normalen Folge stark reduziert sind. Als Hangendes müssen auch hier die moldanubischen Gesteine im N angenommen werden, unter welche der Kalk und der Bittescher Gneis südlich von Neu-Rowen einfallen. In der Schichtfolge des Netztales sieht man, ebenso wie in zahlreichen Profilen im S — ich verweise insbesondere auf das Profil bei Ober-Dannowitz gegen Skalitz in der Thayakuppel (siehe p. 28 [568]) — unter dem Bittescher Gneis eine Serie von Gesteinen hinabtauchen deren Metamorphose gegen unten abnimmt. Dies kommt besonders deutlich in den einzelnen Kalklagern zum Ausdruck. Die grauen krystallinischen Kalke von Brzezinek waren den moravischen Kalken von Ober-Dannowitz vergleichbar; die schiefrigen Kalke in der Mitte des Netztales sind in den dunklen Lagen denen von Skalitz, in den roten unreinen Partien manchen Kalken des Kwetnitzakomplexes ähnlich. Die Devonkalke folgen weiter im SO in ähnlicher Lage und Beschaffenheit wie die Kalke von Kodau in dem Profil Ober-Dannowitz—Skalitz.

Die Lage der serizitischen Quarzkonglomerate hat insofern eine gewisse Analogie mit der Lagerung der Kwetnitzagesteine, als sie zusammen mit dem Devonkalk am weitesten nach Osten gerückt, vermutlich den tiefsten Teilen eines nach W fallenden Deckenkomplexes angehören.

Das Umschwenken des Streichens der Bittescher Gneise vom Netztal gegen Neu-Rowen aus N gegen OW erinnert an die bogenförmige Umrandung der moravischen Fenster.

Aber noch viel weiter im N, wo unter der unvollständigen Kulm- und Kreidedecke zusammenhängendes moldanubisches Gebiet erwartet werden sollte, unweit Bodelsdorf, verzeichnet Tietze's Karte (Blatt Landskron—Mährisch-Trübau) Devonkalke neben Phyllit. Ich habe diese Stelle in Begleitung von Dr. L. Kober und stud. P. Altar besucht. Es ergab sich folgendes: Devonkalk etwas krystallinisch, steht

<sup>1</sup> E. Tietze, Die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Olmütz, Jahrb. der Geolog. Reichsanst., 1893, p. 518.

in ziemlicher Ausdehnung an am Westabhang des Grabens zwischen dem Nordende von Bodelsdorf und dem Gehöfte Dreibuchen. Die südöstlich anschließenden Schiefer in dem Graben gleichen ganz den wenig serizitischen Tonschiefern des Netztales. Was aber im W, im nördlichen Teile des Dorfes als Phyllit verzeichnet ist, sind unverkennbare phyllitähnliche, kleinbröcklige, dunkle Diaphtorite nach Glimmerschiefer; ihnen gehört der Graphitschurf von Bodelsdorf an. Die Fläche, welche Tietze hier als Phyllit kartierte, mit der ausdrücklichen Bemerkung, daß dieser Name im gegebenen Falle einem Sammelbegriff sehr mannigfaltiger Gesteine entspricht, umfaßt somit zwei sehr verschiedene Gesteinsarten und wird in nordost-südwestlicher Richtung entzweitgeteilt von der moravisch-moldanubischen Grenze.

Nahe unter der oberen Kante des erwähnten Grabens bot zur Zeit unseres Besuches ein kleiner Bruch bemerkenswerte Aufschlüsse. Im Liegenden befand sich intensiv gefalteter und gebänderter, ziemlich krystallinischer, dunkler Kalk, der weiter gegen unten in feinkörnigeren, massigeren Kalk übergeht. Die Biegungen des Kalkes wurden von einer horizontal bloßgelegten Fläche abgeschnitten; das Material unmittelbar im Kontakt war lettig verschmiert, darüber folgten in einer aufgeschlossenen Höhe von etwa 2 m, nicht leicht zu bestimmende, gänzlich verruschelte, hochgradig brüchige, diaphtoritische Gesteine. Sie enthalten dunkle Lagen von feinschiefrig-phyllitischer Beschaffenheit und undeutlich umgrenzte, zertrümmerte Lagen von dunklem krystallinischem Kalk. In schöner Deutlichkeit war hier die ost-weststreichende und nordfallende Überschiebungsfläche höher krystalliner Gesteine über dem Devonkalk bloßgelegt.

Das moldanubische Gebiet wird somit jenseits des Glimmerschieferzuges Schweine—Neu-Rowen nochmals von einem kleinen Fenster durchbrochen. Aber die im Netztal bereits sehr verschmälerten typischen moravischen Gesteine sind hier nicht mehr sichtbar, sie scheinen gänzlich auszuweichen und die moldanubischen Glimmerschiefer liegen hier unmittelbar auf Devonkalk, ebenso wie an der Überschiebung der Ramsaulinie (p. 68 [608]).

---

## X. Die moldanubische Überschiebung.

Die moravischen Aufwölbungen sind unvollkommen umrahmte Fenster unter der überschobenen moldanubischen Scholle.

Die beiden Regionen moldanubisch und moravisch enthalten verschiedene Serien von Sedimenten, die voneinander räumlich getrennt entstanden sein müssen. Ein gleicher Gegensatz herrscht bezüglich der nachträglichen Intrusionen; nirgends greifen die Eruptivmassen oder Gänge des einen Gebietes auf das andere über.

Jedes der beiden Gebiete hat später seine besondere Geschichte durchgemacht; jedem der beiden verschiedenartigen Formationskomplexe wurde in durchgreifender und einheitlicher Weise eine besondere Metamorphose, eine besondere Struktur im kleinen und eine besondere Umgestaltung der Gesteinskörper im großen aufgeprägt.

Nach unseren gegenwärtigen Vorstellungen über die Metamorphose der Gesteine müssen wir annehmen, daß die moldanubischen Gesteine bei höherer Temperatur, vermutlich unter dem Einfluß der großen granitischen Batholithen, umkrystallisiert sind. Die Umformung der moravischen Schiefer ist dagegen nach ihrer Analogie mit den krystallinischen Zonen der Alpen vorwiegend unter dem Einfluß tangentialer Bewegungen erfolgt.

An allen sichtbaren Grenzen tauchen die moravischen Gesteine mit wechselnd steilem Winkel unter den moldanubischen Saum hinab. Es ist überall eine scharfe Grenze, niemals eine Vermengung der Gesteinstypen oder eine Intrusion der moravischen Gneise in das Dach zu beobachten.

Die abnormalen Lagerungsverhältnisse, das Hinabtauchen weniger metamorpher Gneise und phyllitischer Gesteine unter die Glimmerschiefer und höher metamorphe Gneise kann nicht durch örtliche

Absenkungen oder lokale Überschiebungen erklärt werden. Der regelmäßige Bogen, in welchem die moldanubischen Glimmerschiefer den Südrand der Schwarzawakuppel bei Oslawan und den Nordrand bei Oels umfassen, ebenso wie die Reste des ostfallenden Gegenflügels bei Tischnowitz, lassen sich nur durch die Vorstellung erklären, daß einst das ganze Gewölbe von der moldanubischen Scholle überdeckt war und erst später durch Erosion bloßgelegt wurde.

Zur gleichen Erkenntnis führen die moldanubischen Reste im O der Thayakuppel jenseits der Diendorfer Verwerfung (p. 36 [576]).

Der Mißlitzer Horst, bestehend aus Glimmerschiefer, Granulit und Amphibolit, die Glimmerschiefer und Amphibolite von Rausenbruck bei Znaim, die Glimmerschiefer von Frauenberg am Schmiedabache sind Stücke des Daches, das einst über die ganze Aufwölbung ausgebreitet war; sie sind infolge der späteren Absenkung erhalten geblieben. Ihre Parallelstruktur ist gegen O oder SO geneigt, wie das von den Resten einer östlichen Umrahmung der Kuppel zu erwarten ist. Die Fortsetzung der Diendorfer Verwerfung durchschneidet das Südende der Thayakuppel bei Schönberg am Kamp und tief unter den moldanubischen Gneisen und Amphiboliten, welche bei Wagram an der Donau zutage treten, mögen noch moravische Gesteine verborgen sein.

Eine weitere Bestätigung für die Auffassung der gegenseitigen Lagerung der moldanubischen und moravischen Komplexe wird durch die Überschiebung an der Ramsaulinie gegeben (p. 67 [577]). Dort kann man die Überschiebung der moldanubischen Scholle über ein anders geartetes krystallinisches Gebirge, das sich in manchen Eigenheiten ebenso wie die moravischen Gebiete dem alpinen Baue nähert, auf eine Strecke von nahezu 50 km mit großer Klarheit verfolgen.

Die moravischen Kuppeln sind Fenster am Joch, der Lage nach vergleichbar dem lepontinischen Tauernfenster unter der ostalpinen Decke. Hier wie dort ist die Überschiebungsdecke über die entgegengesetzten, aufgewölbten Gneiskuppeln mit ihren Schiefermänteln hinweggeglitten. Doch ist die moldanubische Überschiebungsdecke eine weit ausgedehntere, einheitlichere Scholle, welche aus tieferen Teilen der Erdrinde, ohne Anzeichen einer einheitlichen tangentialen Bewegung einer »Bathosphäre« (siehe p. 10 [550]) entammt. Sie hat in ihren oberen Teilen während der großartigen Bewegung die Züge ihres Baues und die Gesteinsbeschaffenheit bewahrt; ihre Basis wurde zu Glimmerschiefern mit konkordanter Anlagerung an die moravischen Gewölbe umgeschleift.

Das entgegenstehende Hindernis, welches die antiklinale Lagerung der überschobenen Scholle hervorrief, dürften die widerstandsfähigeren moravischen Batholithen in der Tiefe unter den Schiefermänteln gewesen sein. Es scheint, daß die kleine Granitmasse von Friedeberg am Westrand des silesischen Grundgebirges in ähnlicher Weise gewirkt hat wie die moravischen Batholithen im großen. Auch dort wurde die Form der Überschiebungsfläche durch den widerstandsfähigeren Kern in der Schiefermasse beeinflusst. Die Aufwölbung wird im Kartenbilde (Karte I) ersichtlich durch das Abschwenken des Überschiebungsrandes gegen W, welcher vor dem Friedeberger Granitstocke ausweicht.

Die moravischen Aufwölbungen sind wieder aus mehreren Überschiebungsdecken in zwiebelschaliger Überlagerung aufgebaut, welche sich ähnlich wie im Simplongebiet oder in den lepontinischen Fenstern der Ostalpen als Komplexe von Gneis-, Kalk- und Schieferzügen auf weite Strecken mit großer Gleichförmigkeit verfolgen lassen. Unter dem Bittescher Gneis, der streckenweise auch phyllitische Einfaltungen enthält, folgt zumeist das moravische Kalkband, darunter in verschiedenem Grade metamorphe tonige Sedimente, Grünsteine und Quarzite; sie enthalten auch Wiederholungen der Kalkbänke, aber in weniger krystalliner Ausbildung.

Im südlichen Teile der Thayakuppel wechseln auf weite Strecken in enger Folge Phyllite und Glimmerschiefer mit serizitischen Gneisen und Flasergraniten: Einfaltungen oder nachträglich ausgewalzte Intrusionen im Dache des Batholithen, etwa wie die Schollen der Schieferhülle, die Becke im Hangenden

der Ankogelmasse in den Radstädter Tauern beschrieben hat<sup>1</sup> und wie sie ähnlich aus vielen alpinen Gneissmassiven bekannt sind.

In der Schwarzawakuppel aber taucht noch unter den schieferigen Graniten des Schwarzawa-Batholithen eine weitere Decke hervor; es sind die Kwetnitzgesteine, die bei niedersten Temperaturen mechanisch veränderte Gesteinsgruppe der ganzen moravischen Serie, dichte bis feinkrystalline Kalke, Quarzkonglomerate mit serizitischem Bindemittel und kataklastisch zertrümmerte Granite ohne Anzeichen einer schieferigen Erstarrung.

Der Bittescher Gneis hat sich gegenüber der Faltung vollkommen passiv verhalten. Als gleichartige, aber wechselnd mächtige Decke liegt er schiefrig ausgewalzt auf den moravischen Kalken, etwa wie die Gneisdecken des Simplon über den mesozoischen Einfaltungen.

Im silesischen Grundgebirge sind die höheren Decken der moravischen Fenster, soweit man die Sachlage bisher beurteilen kann, nicht mehr vorhanden. Die Decke des Bittescher Gneises ist im Netztales südöstlich von Mährisch-Trübau bereits sehr verschmälert (p. 71 [611]); unweit nördlich, bei Bodelsdorf, liegen die moldanubischen Diaphorite nach Glimmerschiefer bereits unmittelbar auf den wenig krystallinen Kalken, die unbedenklich als Devon zu bezeichnen sind. Es sind Kalke von genau der gleichen Beschaffenheit wie jene, die an der Ramsaulinie bei Goldenstein unmittelbar unter der Überschiebungslinie liegen.

Nach diesen Lagerungsverhältnissen sollte man annehmen, daß sich zwischen die moldanubische Scholle und die silesische Gesteinsserie gegen S der Bittescher Gneis und die höheren moravischen Decken einschieben und daß die Vertretung der silesischen Gesteine im S erst an der Stelle der am wenigsten metamorphen Kwetnitzserie oder noch tiefer zu erwarten wäre.

Der ausgedehnte, zum Teil massig-granitische Thayabatholith ist aber sicherlich autochthon. Es muß vorläufig unentschieden bleiben, ob im S die Schiefer des silesischen Grundgebirges durch die sich immer mehr ausbreitenden granitischen Gesteine im Thayabatholithen und in der Brünner Intrusivmasse verdrängt werden und ob in den Kalken und Phylliten unmittelbar über dem Batholithen nachträglich mechanisch umgeformte Vertreter der silesischen Schiefergesteine enthalten sind.

Die schieferigen Abarten des Kepernikgneises, der serizitischen Augengneise vom Hochschar und Kepernik werden dem Bittescher Gneis zum Verwechseln ähnlich. Dennoch kann der Kepernikgneis nicht als ein Vertreter des Bittescher Gneises angesehen werden. Er bildet kein deckenförmiges Lager, sondern eine Kuppel mit granitischem Kern und mit meist nur spärlicher Entwicklung von Serizit auf den Druckflächen.

Die Kalke unter der Ramsaulinie, welche höchstwahrscheinlich den tieferen moravischen Kalkzügen entsprechen, liegen nicht wie in dem moravischen Fenster unter dem Gneis, sondern liegen ihm auf, als ein Glied des kontaktmetamorphen Daches. Ihre marmorartig-krystalline Beschaffenheit erhielten sie durch den Einfluß des Granites und während in den moravischen Fenstern die Metamorphose gegen innen in den tieferen Decken abnimmt, liegen an der Ramsaulinie die am wenigsten veränderten Kalke und Tonschiefer zu oberst, unmittelbar unter der Überschiebungsfläche.

Die moravischen Gesteine waren jedenfalls vollkommen überdeckt von der moldanubischen Überschiebungsscholle; dies beweisen die Reste des Gegenflügels im Osten (p. 36 [576]). Beim silesischen Grundgebirge war dies nicht der Fall; dies beweist die Art der Anlagerung der devonischen Sedimente und der Übergang in seichte Diaphorite im O (p. 63 [603]). Hier ist keine Spur eines Gegenflügels vorhanden. Es scheint, daß die silesischen Gneise und Schiefer zur Zeit der moldanubischen Überschiebung wesentlich an Ort und Stelle geblieben sind, während der Bittescher Gneis und ein Teil der moravischen Schiefer zu Decken über den autochthonen Batholithen umgelagert wurden.

<sup>1</sup> F. Becke, Bericht über die Aufnahmen am Nord- und Ostrand des Hochalpmassivs, Sitzungsberichte der kaiserl. Akademie der Wissensch., Bd. 57, 1908, p. 371 bis 404.

Vielleicht ist auf die größere und allgemeinere Bewegung und Belastung unter der mächtigen Überschiebungsdecke, die sich in der Umformung der Gesteinskörper zu einheitlichen Decken kundgibt, auch die einheitliche Metamorphose der moravischen Gesteine zurückzuführen und ebenso auch das Verschwinden der Minerale, welche nicht unter das Volumgesetz fallen, wie Staurolith und Andalusit. So wäre es auch verständlich, warum keine den Amphiboliten Zöptaus analoge Gesteine mit basischen Plagioklasen in der moravischen Zone erhalten geblieben sind.

Im großen zeigen die beiden Gebiete, moldanubisch und moravisch, volle Selbständigkeit des gesamten Bauplanes und der tektonischen Richtungen. Ein scheinbarer Übergang findet aber statt in der Glimmerschieferzone, die einerseits petrographisch aus den moldanubischen Gneisen hervorgeht und dieselben Einlagerungen enthält wie diese, andererseits aber unter Umformung der Parallelstruktur sich konkordant dem moravischen Gewölbe anschmiegt.

Die Deutung der sogenannten »äußeren Phyllite«, welche im Liegenden aus den Glimmerschiefern hervorgehen und dem Bittescher Gneis in der Schwarzawakuppel und im Norden der Thayakuppel auflagern, ist mir noch nicht in befriedigender Weise gelungen. Ein Teil derselben, wie die granatführenden Schiefer bei Nedwieditz, die disthenführenden Gesteine an der Straße—Kunstadt Braslawitz sind weitere Stadien in der Richtung echter diaphoritischen Umwandlung aus Glimmerschiefer (p. 48 [588]).

Bei anderen Gesteinsgruppen, wie die unzweifelhaft moldanubischen Einfaltungen im Dache des Bittescher Gneises bei Groß-Bittesch und Krzowy und einem Teile der Phyllite bei Swojanow mit den grauen Kalken, ist eine solche Deutung minder wahrscheinlich. Hier scheinen weniger metamorphe Sedimente von phyllitischem Habitus, die aber ohne Zweifel ebenfalls der moldanubischen Masse angehören, unter dem grobschuppigen Glimmerschiefer und mit diesem durch Übergänge verbunden erhalten geblieben zu sein.

Vielleicht kann das Gebiet nördlich von Müglitz (p. 55 [595]) Anhaltspunkte darbieten zum Verständnis dieser Lagerungsverhältnisse. Dort treten Gesteine des moldanubischen Komplexes in verhältnismäßig geringer Umwandlung auf. Die sogenannten Wackengneise von Hohenstadt sind, wie erwähnt, phyllitische, manchmal grauwackenartige Gesteine mit noch kennbaren klastischen Resten. Sie setzen sich fort in den phyllitartigen Granatglimmerschiefern, die bei Mährisch-Trübau inselartig aus den jüngeren Sedimenten hervorragen. Gegen Süden tauchen sie anscheinend unter die Glimmerschiefer und Gneise hinab. Vermutlich sind hier eingeklemmte Reste, weniger metamorpher moldanubischer Schiefer, während der Bewegung der Hauptscholle auf dem moravischen Gewölbe haften geblieben. Sie keilen gegen Süden immer mehr aus und verschwinden vollkommen im südlichen Teile der Thayakuppel.

Der gegenwärtige Umriss der moravischen Fenster und der Überschiebungsrand an der Ramsaulinie sind durch die Erosion bedingt und geben durch ihre Lage und Verlauf keinen Aufschluß über die Richtung, in welcher die große Schubscholle gewandert ist. Die Strukturlinien des moravischen und des silesischen Grundgebirges deuten auf Zusammenschub in der Richtung NW—SO und W—O.

Vom Manhartsberg unweit der Donau bis in die schlesische Ebene, auf eine Strecke von mehr als 250 km ist, wenn auch mit Unterbrechungen, die Überschiebung der moldanubischen Tiefenscholle über ein Gebirge von alpinem Bau nachweisbar. Die Breite der Überschiebung in ostwestlicher Richtung beträgt in den moravischen Fenstern mindestens 40 bis 50 km, wahrscheinlich jedoch weit mehr.

Die Erscheinung ist einheitlicher und großzügiger als die alpinen Überschiebungen, denn über einer Folge von metamorphen Decken liegt noch eine mächtige, ungeteilte Scholle, die in ihren höheren Teilen die ursprüngliche, in größerer Tiefe, unter hohen Temperaturen, erworbene Struktur unverändert beibehalten hat. Sie kann vielleicht in ihrer Bewegungsart dem hypothetischen »traîneau écraseur« der Dinariden verglichen werden, welcher, nach Termier über die Alpen hinweggleitend, die Auswalzung zu flachen Deckfalten bewirkte.

Unsere Vorstellungen von dem Bau der großen Kettengebirge und auch die Lehren von der Gesteinsmetamorphose werden durch die großartige Bloßlegung eines tiefen Gebirgsbaues im mährisch-niederösterreichischen Grundgebirge in mancher Hinsicht ergänzt und in besonderer Weise beleuchtet.

## XI. Vergleich mit anderen Überschiebungsgebieten.

Es ist nicht allzu lange her, daß das Gebiet des Simplon in den Schweizer Alpen ganz allgemein als regelmäßiges Gewölbe einer konkordanten Serie altkrystallinischer Gesteine angesehen wurde. Erst die Durchteufung des Tunnels und die Untersuchungen in den umgebenden Gebieten haben die außerordentliche Komplikation des Gebirgsbaues klargemacht. In fünffacher Folge wechseln sehr flache Isoklinalfalten von mesozoischen Sedimenten mit Antiklinalen oder flachen Überfaltungsdecken des krystallinischen Grundgebirges; von Süden sanft ansteigend und gegen Norden wieder hinabtauchend, formen sie das Gewölbe. Am Rande des Aarmassives werden sie durch Rückstau wieder steil emporgerichtet.<sup>1</sup>

So bestehen ohne Zweifel auch die moravischen Fenster aus einer Reihe von flachen Überfaltungsdecken, in denen Orthogneis mit kalkigen und tonigen Paraschiefern wechselt. Die tieferen Batholithen sind als autochthon ihrer Lage nach vielleicht dem wenig veränderten Verampiogranit zu vergleichen; den überfalteten Decken von zweiglimmerigem Orthogneis, Antigoriogneis und Lebedungneis entspräche etwa der Bittescher Gneis

Wie in den Alpen ist auch hier die scheinbar einfache flache Lagerung das Ergebnis der weitgehendsten Dislokation in tangentialer Richtung. Die flach gestreckten Kleinfalten in den Kalken bei Pernegg (siehe p. 38 [578]) können neben anderen als Argument angeführt werden, so wie die von Wilckens beschriebenen Faltungerscheinungen aus dem Adulamassiv,<sup>2</sup> das in früherer Zeit als erstaunlich regelmäßiges, breites Gewölbe beschrieben worden ist.

Über die gestreckten Deckfalten des lepontinischen Systems wurde auf einer großen Überschiebungsfläche das ostalpine System als einheitliche Masse hinwegbewegt. Ihr zusammenhängender Westrand erstreckt sich vom Berninagebiet bis in den Rhätikon. Die mannigfach zusammengesetzte krystallinische Grundscholle unter den mesozoischen Sedimenten ist besonders mächtig in der Silvretta, im Berninagebirge und in den Schiefern und Gneisen der Ötztaler Masse. In gewölbeartiger Aufbiegung treten unter der ostalpinen Scholle im Engadiner Fenster die lepontinischen Bündnerschiefer hervor und schon westlich der Brennerlinie beginnt der Zug der Tauerngesteine. Das langgestreckte Fenster, in welchem Gneis und krystallinische Schiefer des lepontinischen Systems ähnlich wie im Simplon- und Tessinergebiete in flache Tauchdecken umgeformt und innig verquickt sind mit den Tauerndecken, bietet wieder manche Vergleichspunkte mit den moravischen Fenstern.

Mit einer Länge von 160 *km* bis in die Gegend von Gmünd in Steiermark sicher erschlossen, übertrifft das Tauernfenster an Ausdehnung jedes einzelne der moravischen Fenster; es erreicht aber nicht die Dimensionen des gesamten bloßgelegten moravischen Gebietes vom Manhartsberge bis Oels an der böhmisch-mährischen Grenze. Auch das Tauernfenster galt einst als das Muster eines regelmäßig-symmetrischen Gewölbes. Die Zentralgneise, die man nun in fünf gesonderte Stöcke innerhalb der Schieferhülle zerlegt, galten als die aktiven Eruptivmassen in der Hebungsachse des Gebirges. Sie bieten manche bemerkenswerte Vergleichspunkte mit den moravischen Batholithen. Es sind ebenso wie diese den Tonaliten in chemischer Hinsicht nahestehende Granite. Die schiefrige Ausbildung ist im Thayabatholithen weniger verbreitet als in den alpinen Zentralkernen, aber sie nimmt wie dort immer mehr zu gegen den Rand und wie dort ist eine sichere Feststellung der Grenze gegen die Schieferhülle oft nur schwer durchzuführen. Hier und dort scheint neben einer örtlichen ursprünglichen piëzokrystallinen Flaserung, welche durch die parallele Lage der dunklen Bestandteile gekennzeichnet ist, eine zweite Parallelstruktur, gekennzeichnet durch die serizitische Flaserung, die kataklastische Zertrümmerung der größeren Bestandteile —

<sup>1</sup> C. Schmidt, Über die Geologie des Simplongebietes und die Tektonik der Schweizer Alpen, *Eclogae geol. Helvetiae*, Vol. IX, Nr. 4, p. 484.

<sup>2</sup> Über Faltung im Adulagebirge, *Neues Jahrb. für Mineralogie etc.*, Bd. I, 1910, p. 79.



oft auch begleitet von krystalloblastischer Umformung des Grundgewebes — dem Gesteine durch mechanische Einwirkung nach der Verfestigung — sei es durch den Druck des nachströmenden Magmas, sei es durch den Druck der auflastenden Decken — aufgeprägt. Hier wie dort sieht man höhere Krystallinität und Durchaderung der Schieferhülle in der Kontaktzone. Hier und dort fehlen die typischen Minerale der plutonischen Metamorphose, wie Andalusit, Cordierit und Staurolith und die Neubildung der Minerale folgt dem Volumgesetz.

Über der Schieferhülle der moravischen Batholithen liegt aber an Stelle der mesozoischen Tauerndecken das Gewölbe des Bittescher Gneises, wie schon gesagt, vergleichbar den leontinischen Gneisdeckfalten.

Die zusammenhängende ostalpine Decke beginnt zumeist, namentlich in der südlichen Umrandung, mit mächtigen Massen von Granatglimmerschiefer. Sie sind häufig in der unmittelbaren Auflagerung zu phyllitartigen Diaphtoriten zerdrückt und auf die Gesteine vom Katschberg über der Schieferhülle der Ankogelmasse hat bekanntlich Becke zunächst den Begriff Diaphtorit gegründet.<sup>1</sup> In bezug auf das Fenster im Liegenden nehmen somit diese Glimmerschiefer eine ganz ähnliche tektonische Stellung ein, wie jene der moravischen Umrandung, welche ebenfalls, insbesondere in den nördlichen Gebieten im unmittelbaren Kontakt mit den moravischen Gneisen, einer weiteren diaphtoritischen Umwandlung anheimgefallen sind.

Die moldanubischen Glimmerschiefer sind jedoch selbst eine Art Tiefendiaphtorit, hervorgegangen aus moldanubischen Gneisen (p. 47 [587]). Das Verhältnis der Glimmerschiefer an der Basis der ostalpinen Scholle zu den begleitenden Schiefergneisen und Granitgneisen wird erst festzustellen sein.

Überhaupt herrscht kein so durchgreifender petrographischer Gegensatz zwischen der ostalpinen Grundscholle und den leontinischen Gneisen und Schiefen. Es greifen noch tonalitische Massen reichlich ein in die ostalpine Unterlage und die eingeschalteten und mitbewegten Massen von älterem, granitischem Gneis haben in mancher Hinsicht eine ähnliche Umwandlung erfahren, wie der Bittescher Gneis.

Abgesehen von den Rändern der jüngeren granitischen Durchbrüche ist die Umwandlung nirgends in die Zonen jener hohen Temperaturen hinabgerückt, in welcher der Mineralbestand der moldanubischen Scholle entstanden ist.<sup>2</sup>

Auch in den Schiefen der moravischen Fenster ist die Umkrystallisation viel weiter vorgeschritten als in jenen der Tauerndecken. Dort ist jede Fossilspur verwischt, während hier auch stellenweise die stratigraphischen Horizonte durch Belemniten, Gyroporellen, Crinoidenstielglieder und ähnliche calcitische Skelettreste festgestellt werden konnten.

Über den ostalpinen, krystallinischen Grundsollen folgt bald die in weitere Decken gegliederte sedimentäre Serie vom Silur bis in die jüngere Kreideformation mit den Deformationen, wie sie durch die heftigen Bewegungen in der Nähe der Oberfläche erzeugt werden.

Die moldanubische Masse aber, soweit sie hier zunächst in Betracht kommt, zeigt in ihren höheren Teilen keine Umformung der Gesteine, keine tangential Faltung, welche auf die Bewegung während des Überschiebungsvorganges zurückgeführt werden könnte. Sie wurde als einheitliche Masse bewegt.

Die moldanubisch-moravische Überschiebung hat sich in viel größeren Tiefen der Erdrinde, in einem weit gewaltigeren Gesteinskörper, gegensätzlichere Gesteinsmassen übereinanderbringend und somit auch in größeren horizontalen Dimensionen vollzogen, als jene Überschiebungen, die uns der Bau der Alpen gegenwärtig erkennen läßt.

Das ausgedehnteste bekannte Überschiebungsgebiet ist wohl jenes der Caledoniden. Mit großer Gleichartigkeit läßt sich die Zone der Decken in den skandinavischen Hochgebirgen auf 1400 km ver-

<sup>1</sup> Über Diaphtorite, Mitteil. der Wiener Mineralog. Ges., Tschermak's Min.-petrog. Mitteil., Bd. XXVIII, 1909, Heft 4, und Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wissensch., Bd. 58, 1909, p. 1064. Die Diaphtorite von der Katschbergstraße gleichen vollkommen vielen Typen der Diaphtoriten der sogenannten Phyllitgruppen am Rande der Schwarzawakuppel.

<sup>2</sup> Die Gesteine der Ivreazone sowie jene der westalpinen älteren Massive kommen hier natürlich nicht in Betracht.

folgen. Die Überschiebungsbreite erreicht zumeist 40 bis 100 *km*, im südlichen Jämtland nach Törnebohm selbst 140 *km*.<sup>1</sup> Auch hier liegen die mächtigen flachen Decken auf relativ wenig veränderten Sedimenten, deren silurisches und kambrisches Alter durch einige Fossilfunde erwiesen ist.

Aus verschiedenen Gesteinen bauen sich die überschobenen Decken auf. Hier sind unter anderen zu nennen die relativ wenig metamorphen Sedimente der Sevegruppe, wie die mächtigen Gabbromassen von Jotunheimen und die flache Syenitscholle im Sarekgebirge; dazu kommen noch ausgedehnte Decken von höher metamorphen krystallinischen Schieferen; bald sind es vorwiegend umgewandelte Eruptivgesteine, wie in der höchsten Decke des Sarekgebirges, der sogenannten Amphibolitscholle, bald ausschließlich metamorphe Sedimente, wie die einförmigen grobflaserigen Glimmerschiefer in der obersten Decke des Torneaträsk.<sup>2</sup>

Auch hier sind aus tieferen Zonen stammende Schiefer auf flacher Bahn über wenig veränderte Sedimente hinwegbewegt worden. Die krystallinen Massen in den höchsten Decken sind nach der Beschreibung oft intensiv gefaltet und haben wohl ihre Struktur im großen, wie auch ihre petrographische Beschaffenheit aus tieferen Zonen der Erdkruste mitgebracht. Es werden übrigens in diesen höheren Überschiebungsmassen, in der Amphibolitscholle des Sarekgebirges und in den Glimmerschiefern am Torneaträsk von Hamberg und von Holmquist noch weitere Teildecken vermutet.<sup>3</sup>

An den Überschiebungsgrenzen ist allenthalben bedeutende mechanische Zertrümmerung erfolgt. In der Syenitscholle des Sarekgebirges erreichen die Produkte der »Druckmetamorphose« an der Überschiebungsbasis Mächtigkeiten bis zu 50 und 100 *m* (»in situ Breccien« nach Hamberg). Die Metamorphose in dieser Zone steht aber nach den Beschreibungen von Holmquist und Hamberg noch durchaus unter dem Zeichen der typischen Kataklyse mit verbogenen Feldspaten, zerdrückten Quarzen und vorwiegender Mineralneubildung nach dem Volumgesetz (Albit, Zoisit, Hornblende, manchmal auch Biotit). Die Abbildungen der »kakiritisierten« oder mylonitisierten Syenite bei Holmquist (l. c.) mit der Neubildung von Serizitfasern gleichen ganz dem Bilde der zerdrückten Granite der Kwetnitza aus der tiefsten der moravischen Decken, in der wie gesagt wurde, im Gegensatz zu den höheren Decken eigentliche krystalloblastische Umwandlung nicht stattgefunden hat.

Die Silurgesteine im Liegenden der harten Syenitscholle haben durch die Bewegung viel weniger gelitten als diese selbst. Sie sind nach Hamberg nur auf eine geringe Breite, auf höchstens 10 bis 12 *m*, zu Scherben zerdrückt worden. Auch dies scheint mir darauf hinzudeuten, daß die mylonitische Beschaffenheit der Syenitscholle nicht an Ort und Stelle, sondern in einem Gebiete noch größerer Belastung und während der Wanderung erworben wurde. Eine intensivere Durchwärmung der Gesteine hat während der Bewegung nicht stattgefunden.

Mylonitische Zertrümmerung an bewegten granitischen und syenitischen Tiefenmassen ist als Begleiterscheinung großer Überschiebungen wiederholt beschrieben worden.<sup>4</sup> Ich kenne aber aus der bisherigen Literatur kein Beispiel, an welchem sich so klar wie im mährisch-niederösterreichischen Grundgebirge erkennen läßt, daß die Bewegung zwischen zwei völlig krystallinen Gebirgsmassen in jener Tiefe vor sich gegangen ist, in welcher an die Stelle der kataklastischen Zertrümmerung vollkommen bruchlose, krystalloblastische Umwandlung tritt.<sup>5</sup>

<sup>1</sup> A. E. Törnebohm, Grunddragen af det centrale Skandinaviens Bergbyggnad, Svenska Vetenskaps Akademiens Handlingar, Bd. 29, N. 5, Stockholm, 1896.

<sup>2</sup> A. Hamberg, Gesteine und Tektonik des Sarekgebirges nebst einem Überblick der skandinavischen Gebirgskette, Geolog. Fören., Stockholm, Förhandl. 1910, Bd. 32, p. 681 bis 724.

<sup>3</sup> Holmquist, Die Hochgebirgsbildungen am Torneaträsk in Lappland, Geolog. Föreningen i Stockholm, Förhandl., 1910, Bd. 32, p. 913 bis 981. — W. v. Seidlitz, Das Sarekgebirge in Schwedisch Lappland, Geolog. Rundschau, Bd. II, 1911, p. 25.

<sup>4</sup> W. v. Seidlitz, Über Granitmylonite und ihre tektonische Bedeutung, Geolog. Rundschau, Bd. I, 1910, p. 188.

<sup>5</sup> Eigentliche mylonitische und diaphoritische Umwandlung hat im Verlauf der Bewegung auch noch den »Tiefendiaphorit« ergriffen und die Mylonite über dem Devonkalk an der Ramsaulinie und die »phyllitartigen Gesteine« über dem Schwarzawabatholithen erzeugt.

## XII. Bemerkungen zur Metamorphose der moravischen Gesteine.

Aus dem Studium der Lagerungsverhältnisse des mährisch-niederösterreichischen Grundgebirges im großen ergeben sich einige Lehren über die Metamorphose, die aus der Beobachtung örtlicher Kontakte und aus dem Studium der Dünnschliffe allein kaum zu gewinnen wären.

Wie oben ausführlich beschrieben wurde, nehmen die Granite des Thayabatholithen gegen den Rand und gegen das Dach zu immer mehr schiefrige Textur an. Zweierlei Schiefrigkeit scheint manchmal übereinander geprägt. Die parallele Lagerung der dunklen Glimmer, wie sie am Granitrande bei Eggenburg und bei Theras beobachtet wird, mag zum Teil schon während der Erstarrung im Kontakt mit tonigen Sedimenten durch Piezokrystallisation oder durch aufblätternde Impregnation und Resorption entstanden sein, wenn auch die schwarzen Biotite zumeist nachträglich zerdrückt und zerflasert wurden. Manchmal können zweierlei Generationen von Biotit beobachtet werden (p. 20 [560]): größere sechsseitig umgrenzte Tafeln mit Ausscheidungen von Sagenit und kleinere Schüppchen ohne diese; die letzteren sind bereits in paralleler Lagerung krystallisiert. Oft ist die Abtrennung der biotitreichen Flasergranite schwierig von den im Kontakt angrenzenden Biotitschiefern. Die Schieferung der letzteren muß zur Zeit der Intrusion bereits vorhanden gewesen sein, denn sie wird von den eingedrungenen aplitischen Adern parallel und winkelig durchschnitten (p. 8 [548]).

Größeren Anteil an der Parallelstruktur des Granitmantels hat aber die zweite Art der Schieferung, begleitet von stärkerer Kataklyse, Serizit auf Gleitflächen, Bildung von Schachbrettalbit, Saussuritisierung, Umformung der Biotite, stellenweise krystalloblastische Erneuerung der feineren Grundmasse unter Bildung von Albit, Zoisit und Serizit. Sie wurde ohne Zweifel dem bereits erstarrten Granite aufgeprägt und hat ihn zonenweise sogar in weißen, seidenglänzenden, dünn-schiefrigen Serizitgneis umgewandelt, wie im Gebiete von Eggenburg gegen Maissau und in den breiten Randzonen NW und NO von Znaim. Die Reste der Granitstruktur sind freilich wohl immer noch im Mikroskop nachzuweisen. Durch den gleichen, vorwiegend mechanischen Vorgang wurden die Kontaktschiefer zum größten Teile in flaserige zweiglimmerige, serizitische oder chloritische Phyllite umgeformt.

Auch die jüngere, rein dynamische Parallelstruktur begleitet konkordant den Umriß des Batholithen bei den alpinen Zentralkernen.<sup>1</sup> Ich kann aber nicht annehmen, daß sie den äußeren, bereits verfestigten Teilen des Batholithen durch andauernden Intrusionsdruck des nachdrängenden Magmas aufgepreßt wurde. Denn die Parallelstruktur bleibt vollkommen gleichartig mit strenger Einhaltung der parallelen Richtungen nicht nur in dem ganzen Schiefermantel, sondern auch in der ganzen mächtigen Decke des Bittescher Gneises. Sie wird durch die regelmäßige Bankung dieser Augengneise und die Streckung der Bestandteile im kleinen noch schärfer betont als innerhalb des Batholithen und seines Schiefermantels. Den extremsten Ausdruck erlangt die konkordant schiefrige Ausbildung des Gewölbes erst in der Unterlage der moldanubischen Scholle, in den grobschuppigen Granatglimmerschiefern; das ist erst über und außerhalb der moravischen Kuppeln.

Es ist nicht denkbar, daß ein Intrusionsdruck vom Kerne des Batholithen aus quer durch die Decke des Bittescher Gneises mit zunehmendem Effekte und mit gesteigerter Mineralneubildung bis in das moldanubische Dach fortgepflanzt wurde. Man beachte hierbei noch, daß der äußere Rand des großen, zwiebelschaligen Gewölbes nicht durchwegs parallel mit dem Rande des Batholithen verläuft, sondern bei Messern in gleichmäßig geschwungenem Bogen weit ausgreift gegen Westen (siehe Karte Taf. II), daß in dem Gebiete östlich von diesem Bogen in der Umgebung von Pernegg die Kalke und Schiefer flache Lagerung annehmen und selbst östlich gegen den Granitrand einfallen. Die horizontale Schieferung durchschneidet die flachen spitzwinkeligen Falten im Kalke von Pernegg (p. 38 [578]). Sie wurde dem Gestein erst

<sup>1</sup> Vgl. Becke's Beschreibung des Hochalmkernes, Sitzungsber. kais. Akad. Wiss., Wien, 1906, Bd. 65, p. 1693.

während oder nach der Faltung aufgeprägt und verläuft hier durchaus nicht parallel mit der steilen einfallenden Granitgrenze weiter im O.

Man sieht vielmehr, daß die Schieferung vom äußeren Rande des großen Gewölbes gegen das Innere, gegen den Kern des Batholithen allmählich abklingt, während zugleich die Minerale der höheren Temperaturzonen immer mehr zurücktreten und an die Stelle der Krystallisationsschieferung immer mehr die schiefrige Kataklyse tritt; auch sie wird am schwächsten in den tiefsten und innersten Teilen des Batholithen. Am vollkommensten und gleichmäßigsten ist, wie gesagt, die Parallelstruktur in den grobschuppigen Granatglimmerschiefern und Zweiglimmergneisen der Glimmerschieferzone ausgeprägt. Ihre Bildung aus moldanubischen Gneisen in der Pressungszone zwischen beiden Massiven unter völliger Umkrystallisation und Neubildung »schieferholder« (Becke) Minerale in grober Ausbildung wurde oben besprochen (p. 41 [581]). Die Orthogneise zeigen hierbei weit geringere Tendenz zur Glimmerbildung als die tonerdereichen Paragneise. Die Glimmerschieferzone oder, wie man auch sagen kann, die muscovitreiche Zone am moldanubischen Rande, grenzt sich vollkommen scharf ab von dem moravischen Bittescher Gneis, klingt aber ganz allmählich aus gegen W und NW in die eigentlichen moldanubischen Gneise.

Die Glimmerschiefer müssen ihre Parallelstruktur und ihren Mineralbestand bei höheren Temperaturen erworben haben als die Gneise im Liegenden. Biotit ist unzerdrückt; er ist zugleich mit der Ausbildung der Krystallisationsschieferung entstanden.

In den oberen Komplexen des Bittescher Gneises herrscht noch die Tendenz zur Bildung großer Porphyroblasten von Muscovit (p. 13 [553]), selten auch zur Bildung von Biotit, vermutlich Anklänge an die Vorgänge, welche den Granatglimmerschiefer erzeugt haben.

Im übrigen ist das Lager des Bittescher Gneises ein treffliches Beispiel homogener mechanischer Umformung eines gewaltigen Gesteinskörpers. Jedes einzelne Feldspatauge der enormen Masse ist zerdrückt, das Grundgewebe wohl größtenteils krystalloblastisch erneuert, aber mit erhaltenen Biotit-schüppchen und mit Resten von Mörtelstruktur (blastoporphyrische Struktur).

An die Bittescher Gneise schließen in der Thayakuppel die glimmerschieferartigen Granatphyllite; sie gehen gegen N stellenweise in serizitische, chloritische und tonschieferartige Phyllite über (p. 24 [564]). Klastische Reste sind im Mikroskop noch häufig zu sehen.

Am deutlichsten kommt die Abnahme der Metamorphose gegen innen in den Kalklagern zum Ausdruck und am wenigsten krystallin ist der innerste Kalkzug bei Selletitz im NO der Thayakuppel.

Die Kontaktgesteine an der Grenze zwischen Bittescher Gneis und Kalk, die Fugnitzer Kalksilikatschiefer, verdienen hier nochmals besondere Erwähnung (siehe Beschreibung, p. 28 [568]). Zwei Erklärungsmöglichkeiten bieten sich zunächst für dieses höchst eigenartige, feinstreifige, krystalloblastisch-schiefrige Gemenge von Orthoklas, Quarz, Hornblende, Zoisit und Augit. Man könnte eine unmittelbare Kontaktwirkung des schiefrig erstarrten Gneises, eine Piëzokontaktmetamorphose im Sinne Weinscheink's oder eine spätere Verschieferung eines ursprünglichen Kontaktgesteines annehmen.

Die erwähnten allgemeinen Gründe sprechen gegen eine Intrusion des Bittescher Gneises als mächtiges Lager. Eine solche könnte natürlich erst nach der moldanubischen Überschiebung erfolgt sein, aber es bliebe dann die ungleiche Metamorphose im Hangenden und im Liegenden und insbesondere der Mangel eines eigentlichen pyrogenen Kontaktes und die Metamorphose in relativ geringer Temperatur der Gesteine im Liegenden des mächtigen Lagers unerklärt. Weder im Hangenden noch im Liegenden des Gneises zweigen Gänge ab in die Nachbargesteine.

Größere Wahrscheinlichkeit hat die zweite Annahme, daß die Fugnitzer Schiefer durch spätere krystalloblastische Umformung eines Kontaktgesteines entstanden sind. Sie würde die größere Menge von Mineralen erklären, welche dem pyrogenen Kontakt fremd sind, wie Zoisit, Albit und Hornblende, und vor allem stimmt mit ihr überein die gleichmäßig feinkörnige, krystalloblastische Struktur des Gesteines. Die orthoklasreichen Lagen könnten als umgeformte aplitische Adern angesehen werden. Die Körner von

Augit könnten aber nach ihrer Stellung in der krystalloblastischen Reihe (p. 29 [569]) kaum als Relikte eines früheren Mineralbestandes gelten.

Beide Annahmen wären aber nicht imstande, die Tatsache zu erklären, daß die Fugnitzer Schiefer nur in der Thayakuppel und auch hier nur von Ober-Dannowitz an südwärts nachgewiesen werden konnten und sichtlich mächtiger und typischer werden in dem Maße als auch die krystallinischen, Kalke an Korngröße zunehmen und sich im Sinne einer allgemeiner Steigerung der Temperaturwirkung gegen S allmählich an Stelle der Phyllite die gröberschuppigen Granatglimmerschiefer einstellen.

Es scheint mir diesem Umstande zufolge noch die weitere Annahme der Erwägung wert, daß auch die Fugnitzer Schiefer erst während der Bewegung entstanden sind, ebenso wie das krystalloblastische Grundgewebe des Bittescher Gneises, dem sie in Korngröße, Gestalt und Anordnung der Bestandteile sehr ähnlich sind. Ich bin geneigt anzunehmen, daß während der Gleitbewegung in der Nachbarschaft des Kalkes Carbonatlösungen in den Gneis difundieren konnten, welche zur Bildung von Hornblende, Augit und Zoisit in dem orthoklasreichen Gestein geführt haben. Befremdend bleibt freilich zunächst das Auftreten von Augit unter diesen Verhältnissen, doch glaube ich nicht, daß sein Auftreten unbedingt an pyrogenen Kontakt gebunden sein muß; und die Annahme, daß die zu seiner Bildung nötigen Temperaturen im Süden der Thayakuppel erreicht wurden, kann nicht von vornherein abgelehnt werden.<sup>1</sup>

Die verkehrte Lagerung der metamorphen Schiefer in den moravischen Kuppeln, die Abnahme der Metamorphose von außen gegen innen, beziehungsweise von oben gegen unten, kommt am schärfsten zum Ausdruck in dem Hervortreten der serizitischen Konglomerate, Phyllite und kataklastischen Granite der Kwetniza unter den Flasergraniten des Louczkatalles, dem tiefsten Gliede der moravischen Serie in der Schwarzawakuppel.

Die Metamorphose in den moravischen Gesteinen kann nicht allein durch die Belastung unter den gegenwärtig sichtbaren Decken hervorgerufen worden sein; denn die Gesteine mit vollkommenerer Krystallisation und den Anzeichen der Umwandlung bei höherer Temperatur nehmen nun die höhere Lage ein. Sie müssen ihre gegenwärtigen Merkmale zum Teil bereits in größeren Tiefen während der Bewegung erworben haben.

Man erhält den Eindruck, daß die Umkrystallisation in hervorragendem Maße durch die Bewegung der Gesteinskörper gefördert wird. Die Differentialbewegung an Gleitzonen im kleinen und im großen bringt verschiedene Bestandteile nacheinander in innige Berührung, befördert die Mischung der Stoffe und somit die Neubildung der Moleküle. Sie erreicht ihr Maximum in der Zone der Granatglimmerschiefer, in der Hauptgleitzone zwischen beiden großen Gebirgsmassen. Von hier aus klingt sie ab gegen oben und unten, und zwar rasch gegen oben in die moldanubische Scholle, welche als ein Stück der Bathosphäre emporgetragen wurde, welche während der Bewegung keine neue Belastung erfahren hat und somit in Struktur und Gesteinsbeschaffenheit unverändert bleiben konnte.

Unterhalb der mächtigen, zu einem gleichmäßig gebankten und geschieferten Körper umgeformten Granitmasse des Bittescher Gneises, an dessen Basis durch das Gleiten über den Kalkbänken vermutlich die oben beschriebenen Fugnitzer Schiefer entstanden sind, pflanzt sich die von oben her neu aufgeprägte Schieferung noch fort, quer durch die leichter bewegliche moravische Schieferzone und quer durch den geschieferten Kontakthof, bis in die äußeren Zonen des Thayabatholithen.

So führt die Betrachtung des Gebirgsbaues im großen notwendig zu der Vorstellung, daß die Regelmäßigkeit des zwiebelschaligen Gewölbes, die Konkordanz der Parallelstruktur des Granites mit den auflagernden Schiefen, der lagenförmige Wechsel von serizitischen Flasergraniten mit verschiedenen

<sup>1</sup> Ich erinnere hier an meine Beobachtungen über Neubildung von Augit durch Mischung der Lösungen am Bruchkontakte zertrümmerter Aplitgänge und Amphibolitbänke in moldanubischen Marmoren. Auch dort wurde der Augit nicht durch unmittelbaren pyrogenen Kontakt erzeugt: Beispiele plastischer und krystalloblastischer Gesteinsumformung, Mitteil. der geolog. Ges., Wien, Bd. III, 1909, p. 250 bis 277.

Schiefern im Thayabatholithen (und wohl ebenso in den alpinen Zentralkernen) nicht durch einen Druck von unten aus dem Innern der Granitmasse erzeugt, sondern von oben her aufgepreßt wurde durch den Druck und die Bewegung der über den Batholithen hinweggleitenden Decken. Dabei mögen die ursprünglichen Unregelmäßigkeiten und scharfen Ränder des Kontaktes verwischt, seitliche Intrusionen zu flachen Gneiseinlagerungen, wie die Stengelgneise von Weitersfeld, umgeformt worden sein. Kontaktminerale, welche nicht unter das Volumgesetz fallen, wie Cordierit, Staurolith und Andalusit, mußten hierbei verschwinden.<sup>1</sup>

Es ist zu vermuten, daß das silesische Grundgebirge einer anderen, tieferen Decke angehört als die moravischen Kuppeln. Es enthält weniger veränderte Kalke; jenen der tiefsten moravischen Decke, der Kwetniza vergleichbar. Dennoch sind die Unterschiede zwischen moldanubisch und silesisch nicht so scharf und durchgreifend, wie zwischen moldanubisch und moravisch. Im silesischen Grundgebirge findet man noch Anklänge an die thermische Metamorphose, Reste ursprünglicher Erstarrung in den basischen Massen von Zöptau mit Granatglimmerschiefer und Biotitgneise den moldanubischen ähnlich.

Es wurde oben gesagt, daß die krystallinischen Gesteine des silesischen Grundgebirges eine ursprünglichere Beschaffenheit aufweisen als die moravischen Fenster (p. 64 [604]). Dort findet man noch basische Plagioklase und Augite in den Amphiboliten, Minerale, die einer stärkeren, dynamischen Einwirkung nicht widerstehen würden.

So wie von innen gegen außen quer durch die verschiedenen Gesteinskomplexe und Decken der moravischen Kuppeln, so vollzieht sich auch von N gegen S entlang der ganzen Ausdehnung der moravischen und moldanubischen Gesteine von Oels bis zur Donau eine allmähliche Steigerung der Temperaturwirkung und der Metamorphose, welche gleichmäßig die verschiedenen Gesteinszüge ergreift. An die Stelle der moravischen Phyllite treten ganz allmählich in der Thayakuppel die granatführenden Glimmerschiefer; die Kalke werden gröber krystallinisch und reicher an Glimmer, die Fugnitzer Kalksilikatschiefer stellen sich an der Grenze gegen den Bittescher Gneis ein. Auch die moldanubischen Glimmerschiefer werden im S gröber krystallinisch und die diaphtoritischen Randbildungen, die phyllitartigen Gesteine an der moravischen Grenze verschwinden allmählich gegen Süden. Es wurde erwähnt, daß auch die moldanubischen Sedimentgneise in einzelnen Zonen bei Hohenstadt jenseits der Boskowitzer Furche durch phyllitartige Gneise mit Resten klastischer Struktur vertreten sind.

Die Steigerung der Metamorphose gegen Süden ist im wahren Sinne regional; nicht bedingt durch örtliche Tiefenstöcke, sondern durch das Hinabrücken eines großen krystallinischen Deckensystems, zusammen mit der überschobenen Tiefenscholle in Zonen intensiverer, allgemeiner Durchwärmung.

### XIII. Weitere Beziehungen zum variszischen Bau.

Becke und Kretschmer haben den Sedimentzug vom Ramsausattel im Hangenden des Kepernikgneises dem Devon der östlichen Sudeten gleichgestellt, gestützt auf die Ähnlichkeit der Kalke und Tonschiefer und deren hier und dort gleichartige Vergesellschaftung mit Quarziten und Grünschiefern. Dieser Gesteinszug wurde von der moldanubischen Überschiebung überwältigt [p. 67 [607]]; hieraus ergibt sich das postdevonische Alter der großen Bewegung, ein Ergebnis, das noch bestätigt wird durch die jüngst erkannte Auflagerung moldanubischer Diaphtorite auf Devonkalk bei Bodelsdorf (p. 72 [612]) und das sich gut anschließt an die Vorstellung der mittelkarbonischen, respektive variszischen Epoche der Gebirgsbildung.

<sup>1</sup> Mocker vermutet in den Muscovitschuppen der Schiefer von Pseudomorphosen noch Cordierit (Tschermak's Min. Mitteil., Bd. XXIX, 1910, p. 349). Ein ähnlicher Vorgang wird hier vorausgesetzt, wie er mit überzeugender Klarheit von Granitgneisen der Moineschiefer in Rossshire beschrieben wurde. Indem an die Stelle der Hornfelsstruktur Schieferung tritt, verschwinden Andalusit, Chiasolit und Pyroxen. Ersterer wird häufig durch Cyanit ersetzt; zugleich stellt sich reichlich Muscovit ein. Clough, Crampton u. Fleth. The Augen-Gneiss and Moine-Sediments of Ross-Shire, Geolog. Magazin, London, Dec. V, Vol. VII, 1910, p. 337.

Schwieriger wird die Entscheidung der Frage sein, ob die gesamte Serie der moravischen Sedimente dem Devon zuzurechnen ist. Es liegen, wie wiederholt erwähnt wurde (p. 27 [567]), in der Thaya-kuppel zwei, in der Schwarzawakuppel drei Folgen verschiedenartiger moravischer Kalke übereinander. Die untersten, am wenigsten krystallinen sind die Kalke der Kwetnitzta und von Stiepanowitz (p. 31 [571]), sie sind vergesellschaftet mit serizitischen Phylliten und Konglomeraten. Ganz ähnliche Gesteine treten in nahe Beziehungen zu den Devonkalken bei Kladek (p. 71 [611]). Eine Gleichstellung der Kwetnitzagesteine mit den ebenfalls aus Kalk, Schiefer und Granit bestehenden Inseln im Kulmgebiete und in der Ebene von Olmütz scheint naheliegend. Jene wurden unter Last der Überschiebungsdecken kataklastisch zertrümmert während diese unbedeckt und weniger verändert geblieben sind.

Die anderen Kalklagen gehören höheren Decken an. Die dunklen Kalke des mittleren Bandes werden an manchen Stellen, wie bei Selletitz, den devonischen Kalken noch ähnlicher, als die lichten und zum Teil roten Kalke von Stiepanowitz in der Kwetnitzaserie.

Die Deutung, daß auch die höher krystallinen Kalke, Phyllite, Quarzite und Grünschiefer im Hangenden dem Devon angehören, scheint mir weit wahrscheinlicher, als die Annahme einer zweiten sedimentären Serie ähnlicher Zusammensetzung, aber von anderem geologischen Alter.

Einige Schwierigkeiten stellen sich vorläufig der Deutung aller silesischen und moravischen Sedimente als Devon entgegen; sie scheinen mir aber nicht von entscheidendem Gewichte. Es sind die folgenden:

Bukowski beschrieb, wie die Glimmerschieferzüge in der Fortsetzung der Phyllite vom Seeberg im Altvatergebirge, in denen Becke eingefaltetes Devon vermutete, unter das sichere, weit weniger metamorphe Devon am Haidstein und bei Schönthal hinabtauchen.<sup>1</sup> Seine Aufnahmen im Kartenblatte Mährisch-Neustadt—Schönberg zeigen, wie am Rande der Marche Ebene bei Lesche und Raabe (östlich von Hohenstadt) die grauen Kalke, die verschobene Fortsetzung des Kalkzuges vom Ramsausattel, nur durch einen schmalen Saum von Chloritgneis, getrennt bleiben von den Ausläufern des ostsudetischen Devons, den Quarziten und Schiefen vom Hohen Rücken und von Dubitzko.

Es scheint in der Tat zunächst schwierig, die beiden verschiedenartigen Gesteinszüge, welche hier von O und W konvergierend fast unmittelbar aneinandertreten, in einen stratigraphischen Horizont zu vereinigen.

Eine ähnliche Schwierigkeit zeigt sich in der Annäherung der sudetischen Devonkalke an die moravischen Kalke entlang der Boskowitz Furche. Am Ostrande des großen Grabens sind zwischen den ober-carbonen Konglomeraten und der Brünner Intrusivmasse auf der ganzen Strecke von Boskowitz bis Hosterlitz zahlreiche Reste von Devonkalk eingeklemmt.<sup>2</sup> Bald sind es nur faustgroße Blöcke, wie in der Verwerfungskluft bei Budkowitz, bald tischgroße Blöcke, wie beim Bahnhofe Mährisch-Kromau oder bei Neslowitz, bald aber auch mehrere Kilometer lange Züge, vergesellschaftet mit Kulm, wie bei Eichhorn-Bittischka oder bei Kodau. Die Kalke sind stellenweise fossilführend, dicht, nur auf Adern gröber krystallinisch (siehe Karten Taf. I—III).

In der Gegend südlich von Tischnowitz nähern sich diese Ausläufer der ostsudetischen paläozoischen Sedimente bis auf 4 km den in ihrer petrographischen Beschaffenheit sehr verschiedenen glimmerigen Marmoren des moravischen Hauptzuges mit ihren Phylliteinlagerungen. Sie bleiben von den fossilführenden Devonkalken bei Czebin und Malostowitz nur durch den Graben der Boskowitz Furche getrennt. Der petrographische Gegensatz zwischen den unveränderten Devonkalken und den moravischen Epimarmoren (p. 27 [567]) diesseits und jenseits der Boskowitz Furche kann, wegen der geringer Entfernung, als ein Argument gegen die Einreihung beider in einen stratigraphischen Horizont geltend gemacht werden.<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Bukowski, Jahrb. der geolog. Reichsanst., 1905, p. 644.

<sup>2</sup> Die Tektonik des Steinkohlengebietes von Rossitz und der Ostrand des südböhmischen Grundgebirges, Jahrb. der geolog. Reichsanst., 1907, p. 182.

<sup>3</sup> Dieser Gegensatz hat auch Camerlander bestimmt, seine Ansicht über das devonische Alter des Kwetnitzagesteines wieder aufzugeben.

Noch näher rücken die moravischen Kalke an den Devonkalk und Kulm bei Kodau und Hosterlitz in der Nordostecke der Thayakuppel; hier fehlen die Sedimente des Rotliegenden und Obercarbon, welche weiter im N den Graben ausfüllen und zwischen beiden Gesteinszügen bleibt nur ein schmaler Streifen von Löß und Tertiär, welcher die trennende Verwerfung verhüllt. Allerdings sind hier insbesondere die inneren moravischen Kalkzüge bei Ober-Dannowitz und Skalitz sehr wenig metamorph und den devonischen Kalken auch äußerlich recht ähnlich (siehe p. 28 [568]).

Eine dritte Schwierigkeit für die Entscheidung der Altersfrage der moravischen Sedimente steht im Zusammenhange mit der noch strittigen Frage nach dem Alter der Brünner Intrusivmasse. Die Identität der Granite des Thayabatholithen mit den Gesteinen im Süden der Brünner Intrusivmasse läßt Gleichzeitigkeit beider Intrusionen vermuten. Der Thayabatholith ist jünger als seine moravische Schieferhülle; Kontakt und Durchäderung sind unverkennbar, trotzdem sie streckenweise durch nachträgliche Dynamometamorphose verwischt wurden. Dagegen soll nach Rzehak die Brünner Intrusivmasse älter sein als das Devon. Als entscheidender Beweis für diese von ihm seit langer Zeit vertretene Ansicht gilt ihm ein Fund vom Südrand des Haidenbergsteinbruches bei Brünn; es ist ein Stück von rotem Granit, das allseits von devonischem Kalkstein umschlossen wird.<sup>1</sup>

Doch scheinen mir auch durch diese dreierlei Einwände die Wahrscheinlichkeitsgründe, welche für das devonische Alter der moravischen Sedimente sprechen, nicht endgültig widerlegt.

Die tektonischen Verhältnisse der Sudeten sind jedenfalls viel komplizierter, als Bukowski noch 1905 annahm. Konkordanz der Schieferung gibt in einem Gebirge, bei dem die neueren Erfahrungen über die alpine Tektonik zur Anwendung kommen müssen, keinen Anhaltspunkt für die ursprüngliche Lagerung der Gesteine, zumal wenn krystallinische Gesteine überdies mit verkehrter Lagerung in Betracht kommen, wie an den erwähnten Hügeln am Rande der Marcheplane. Hier können nach unseren gegenwärtigen Vorstellungen leicht Zonen von gleichem geologischen Alter aber mit verschiedenen Charakteren der Metamorphose nahe aneinandergebracht worden sein.

Ebenso würden zur Beurteilung der Annäherung von Devonkalk und moravischem Kalk bei Tischowitz die tektonischen Verhältnisse im großen heranzuziehen sein. Die Boskowitz Furche ist kein einfacher Graben, ihr Ostrand kein einfacher Bruch und keine Gruppe einfacher Senkungen. Die eigentliche Natur dieser ganz gewaltigen Störung entzieht sich, so weit ich urteilen kann, vorläufig noch unserer Erkenntnis. Auf der ganzen Strecke von Gewitsch bis Misslitz, wo der Randbruch unter der Ebene verschwindet, sieht man zu beiden Seiten der großen Dislokation verschiedene Gesteine und verschiedenen Bau. Die Gesteine mit dem Habitus der sudetischen Außenzone, Kulm und wenig verändertes Devon, sind noch in der Verwerfung eingeklemmt, treten aber nirgends auf die Westseite über.

Nirgends sieht man, daß sich ein Gesteinszug quer über die Grabensenkung fortsetzt. Südlich von Gewitsch erscheint kein moldanubisches Gestein mehr an der Ostseite des Grabens. Der regelmäßige Bogen der Schwarzawakuppel zwischen Oslawan und Tischowitz wird gleichsam glatt durchschnitten. Ebenso finden die südoststreichenden Züge von Glimmerschiefer bei Kunstadt keine Fortsetzung jenseits des Grabens. Das Gewölbe der Schwarzawakuppel konnte unmöglich an der Ostseite geradlinig begrenzt sein. Es sieht aus, wie wenn hier ein Stück des Gebirges fehlen würde, als ob es weggeschnitten und herausgenommen wäre.

Nur die Brünner Intrusivmasse entspricht, wie gesagt, zum Teil der massigen Ausbildung des Thayabatholithen jenseits des Grabens. Aber auch hier sind wesentliche Unterschiede namhaft zu machen. Die Brünner Granite zeigen nur spärlich schiefrige, schlierige oder gebankte Ausbildung.<sup>2</sup> Sie enthalten massenhaft eckige Blöcke und Schollen von Diorit.<sup>3</sup> Ein schiefriger Mantel ist nicht bekannt,<sup>4</sup> was allerdings

<sup>1</sup> A. Rzehak, Das Alter der Brünner Eruptivmasse, Zeitschr. des mähr. Landesmuseums, Brünn, Bd. XII, 1912, p. 93.

<sup>2</sup> Die »Syenitschiefer«, welche Tietze von Wratikow anführt, werden wohl als Quetschzonen zu deuten sein. Jahrb. der geol. Reichsanst., 1901, p. 327.

<sup>3</sup> Verhandl. der geol. Reichsanst., 1903, p. 383.

<sup>4</sup> Zwischen Hlina und Eibenschütz werden mächtige Schollen von schiefrigem Diorit von Granit durchbrochen.



damit zusammenhängen mag, daß die gegenwärtig sichtbaren Grenzen hauptsächlich Bruchgrenzen sind.<sup>1</sup> Immerhin sind keine Anzeichen dafür vorhanden, daß die Brüner Masse einst von der moldanubischen Scholle überwältigt war und in ähnlicher Weise mechanisch beeinflußt wurde wie die moravischen Batholithen.

Nordsüdliche Quetschzonen und nordsüdliche Brüche, wie sie durch die Grabenversenkung der Unterdevonscholle mit dem Diabaszuge vom Babylom nördlich von Brünn besonders deutlich hervortreten (Karte Taf. III), sind bezeichnend für die Brüner Intrusivmasse, so wie überhaupt das sudetische Gebiet im O der Furche in viel höherem Grade durch jüngere Brüche zerstückelt ist als das Grundgebirge im W.

Bei dieser durchgreifenden Verschiedenheit der Gebirge zu beiden Seiten des Grabens wird es nicht gestattet sein, auf eine ehemalige Verbindung von Gesteinszügen diesseits und jenseits zu schließen. Die gleichen Gesteinskomplexe können in den beiden so gänzlich verschiedenen Gebirgstteilen verschiedene Geschichte durchgemacht haben, hier krystallinisch umgewandelt, dort wenig verändert erhalten geblieben sein.

Nur bei Wedrowitz südlich von Mährisch-Kromau treten die Gesteine der Brüner Masse und jene des Thayabatholithen nahe aneinander und bleiben nur durch spärliche tertiäre Umlagerung getrennt. Aber gerade dort sind die Thayagranite in hochgradig serizitisch-schieferige Gesteine umgewandelt (siehe Karte Taf. II). Die Bruchgrenze bleibt immer deutlich und wenig weiter südlich schiebt sich der völlig fremdartige, moldanubische Mißlitzer Horst keilförmig zwischen die beiden Intrusivkörper. Der Zug eingekelter Reste von Devonkalke vom Ostrande der Boskowitz Furche wird mit dem Kalkzuge von Kodau-Lissnitz südwestlich abgelenkt in die Diendorfer Dislokation; gerade dort kommen ihm aber die auffallend wenig veränderten moravischen Kalke von Skalitz entgegen und es scheinen die devonischen Kalke von Kodau und die moravischen Kalke von Skalitz über die Diendorfer Dislokation hinweg ineinander überzugehen.

Auch der erwähnte, anscheinend gewichtige Einwand Prof. A. Rzehak's kann mich vorläufig nicht überzeugen. Gerölle von rotem, oft aplitischem Granit aus den Konglomeraten und Sandsteinen, welche am Ostrande der Brüner Eruptivmasse in steiler Stellung die Devonkalke des Haidenberges unterteufen, sind mir seit langer Zeit bekannt. Niemals fand ich eckige Stücke und ich konnte unter diesen Gesteinen die charakteristischen Typen der Brüner Intrusivmasse nicht erkennen.

Ich stimme mit Prof. Rzehak darin überein, daß die Vorkommnisse von Kalksilikatfels bei Neslowitz und an anderen Orten im Westen der Brüner Intrusivmassen nicht unmittelbar entscheidend sind für die Altersbestimmung. Es sind zwar ohne Zweifel im Intrusivkontakt veränderte Kalke, durchdrungen von aplitischen Abscheidungsprodukten aus dem granitischen Magma; sie nehmen aber als eingeschlossene Schollen eine andere geologische Position ein als die Devonkalke, welche an jüngeren Störungen im O und W der Brüner Intrusivmasse angelagert sind. Sie sind allerdings — und auch hierin nähert sich meine Ansicht der Prof. Rzehak's (l. c., p. 110) — vergleichbar den Kalksilikatschollen in den moravischen Batholithen, wie jene von Kühnring bei Eggenburg (p. 25 [565]) oder auch denen vom Gotthausberge bei Friedeberg, welche von den moravischen Kalken respektive den Kalken des Ramsauzuges abzuleiten sind.

Aber noch weitere Momente sind zu berücksichtigen. Das sogenannte Unterdevon, bestehend aus Sandsteinen, Quarziten und Konglomeraten, begleitet durchaus nicht, wie früher angenommen wurde, als zusammenhängendes Band im Liegenden den Devonkalk; am Westrande der Masse wurde es bisher noch nicht nachgewiesen.<sup>2</sup> Am Ostrande schwillt es zunächst am Haidenberge und am Kanitzer Berge breit an und läßt wieder aus weiter gegen N; in steilen Störungen grenzt es an das kalkige Devon und es scheint durch eine andere Gruppe von Störungen mit der Brüner Masse inniger verbunden als jene, welche das kalkige Devon abgrenzen.<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Aus dem Devon- und Kulmgebiete östlich von Brünn, Jahrb. der geolog. Reichsanst., 1905, p. 31.

<sup>2</sup> Die diesbezüglichen Angaben von Tausch konnte ich auf meinen Exkursionen nicht bestätigt finden. Tausch, Jahrb. der geolog. Reichsanst., 1895, p. 339.

<sup>3</sup> Jahrb. der geolog. Reichsanst., 1905, p. 31.

Das Unterdevon am Ostrande ist nicht völlig identisch mit dem von Lelekowitz und vom Gelben, und Roten Berge in der Mitte der Brünner Intrusivmasse; dort sind Granitsandsteine mit den erwähnten Granitgeröllen häufig; hier überwiegen grobe Quarzkonglomerate, Quarzite und Quarzsandstein. Die letzteren Vorkommnisse stehen in innigem Zusammenhange mit einem nordsüdlich versenkten Streifen von Uralitdiabas; eine solche Begleitung fehlt den östlichen Vorkommnissen.

Es liegt nahe, die Diabase als unterdevonische Ergüsse anzusehen, zumal sie bei Lelekowitz nicht nur von Quarzit, sondern auch von Kalken in steil gestörter Lagerung und Druckschieferung begleitet werden. Weithin verfolgbare aplitische Gänge durchsetzen den Diabas nördlich von Medlanko und Komein unweit Brünn. In der südlichen Fortsetzung des Diabaszuges, jenseits der Tertiärbucht von Morbns, liegen die dunklen Hornblendite von Schöllschitz, ebenfalls von aplitischen Gängen reichlich durchschwärmt.<sup>1</sup>

Neuerliche Begehungen bei Schöllschitz und Morbes haben in mir immer mehr die Ansicht gefestigt, daß die Hornblendite das kontaktmetamorphe Umwandlungsprodukt des in den Granit versenkten Südendes des Diabaszuges darstellen (siehe Karte Taf. III).

Die Geröllführung der Konglomerate verschiedener Formationen bietet ja hier wie auch anderwärts in großen Gebirgen manche Eigentümlichkeiten dar, die auf große tektonische Veränderungen schließen lassen, die sich aber vorläufig noch unserer genaueren Beurteilung entziehen. So fehlt in den mächtigen Konglomeraten und Geröllagen der verschiedenen Stufen innerhalb der Boskowitz Furche jede Spur der unmittelbar benachbarten Brünner Intrusivmasse. Den ausgedehnten Kulmkonglomeraten im O von Brünn fehlen diese Gesteine ebenfalls und die Mischung der krystallinischen Gerölle entspricht nicht der Zusammensetzung des nahen Grundgebirges jenseits der Boskowitz Furche,<sup>2</sup> und ebenso fehlen nach meiner Erfahrung in den Unterdevonkonglomeraten die typischen Gesteine der Brünner Intrusivmasse.

Die Frage nach der Herkunft der Konglomeratbestandteilen, die der unmittelbaren Nachbarschaft fremd sind, ist den Rätselfragen ähnlich, die einst durch die fremden Gerölle im Flysch und in der Schweizer Nagelfluh den Geologen aufgegeben wurden, die zur Annahme des hypothetischen vindelizischen Gebirges führten, später aber durch die Erkenntnis des Deckenbaues der Alpen eine überraschende Lösung gefunden haben.

Nicht nach einem einfachen Schema werden alle diese Fragen zu behandeln sein. Man denke sich einen Gebirgsbau von ähnlicher Komplikation wie in den Alpen, in dem in verschiedenen Decken gleichalterige Formationskomplexe übereinanderliegen, wie etwa die Trias des Ortler über lepontinischen Laaser Marmoren und Bündener Schiefeln, später zerstückelt und tief abgetragen.

Schon zur Zeit des Kulm war die Hauptarbeit der Abtragung bis an das Grundgebirge vollzogen. Spätere große Bewegungen sind gefolgt; der Kulm ist neuerdings hochgradig gestört; die Transgressionen des Jura und der Oberen Kreide haben das Werk der Einebnung fortgesetzt. Zerstückelung des Gebirges an großen Verwerfungen dauert an vom Perm bis in die Kreidezeit. In vormiocäner Zeit war die mesozoische Decke größtenteils wieder abgeräumt und die miocäne Überflutung, bis über 400 m ansteigend, hat ihre Spuren in den verschütteten Tälern im nordöstlichen Mähren, in ausgedehnten Abrasionsebenen und deutlichen Staffeln mit Schotterresten im niederösterreichischen Waldviertel und im angrenzenden Mähren zurückgelassen.

Es muß fraglich erscheinen, ob sich aus den tief abgetragenen Trümmern des gewaltigen Gebirgsrumpfes die Zusammenhänge der einzelnen Teile und die Hauptlinien des Gebirgsbaues werden je in völlig befriedigender Weise ergänzen lassen. Dennoch ist es gelungen, die großen Linien des Baues in dem bis zur Tiefenwurzel abgetragenen Gebirgsrumpfe festzustellen.

Noch eine weitere Beziehung der moldanubisch-moravischen Tektonik zum variszischen Bau scheint sich darzubieten; freilich kann sie hier nur in Form einer noch recht unsicheren Hypothese zur Sprache gebracht werden.

<sup>1</sup> Vorläufiger Bericht über die geologische Aufnahme im südlichen Teile der Brünner Intrusivmasse, Verhandl. der geolog. Reichsanst., 1903, p. 384.

<sup>2</sup> Jahrb. der geolog. Reichsanst., 1905, p. 43.

Die große moldanubische Überschiebung ist jünger als Oberdevon. Die Transgression des Kulm traf aber die Lagerung zwischen moldanubisch und moravisch-silesisch, und auch die Beschaffenheit der Gesteine schon ebenso an, wie sie jetzt vorliegt. Der Kulm liegt ebenso auf Devon wie auf den moldanubischen Gesteinen und umschließt hier und dort die Bruchstücke seiner Unterlage (zum Beispiel die Basiskonglomerate auf moldanubischen Schiefen zwischen Mährisch-Trübau und Hohenstadt).

Dagegen werden sichere oder mutmaßliche Gesteine des sudetischen Devons niemals im Gebiete der moldanubischen Scholle angetroffen. Sie schließen sich enge an das Faltenystem des moravisch-silesischen Grundgebirges und gehören ohne Zweifel der gleichen großen tektonischen Einheit an, welche von der moldanubischen Scholle überschoben wird.

Das Devon der Sudeten mit den grammysienführenden Quarziten und der sandig-tonigen Facies des Unterdevons mit den Stringocephalen- und Clymenkalken des Mittel- und Oberdevon der Umgebungen von Olmütz und von Brünn schließt sich bekanntlich enge an die Entwicklung im rheinischen Schiefergebirge.

Völlig fremd steht ihm die Ausbildung des Devon in Mittelböhmen gegenüber, wo das Unterdevon in fossilreicher kalkiger Entwicklung konkordant den bitumenreichen Orthocerenkalken des Obersilur auflagert und wo sich bereits im oberen Mitteldevon sandige Sedimente mit Anzeichen von Landnähe einstellen, das Oberdevon dagegen nicht vertreten ist.

Es kann als sicher angenommen werden, daß die Sedimente des mittelböhmischen Silur-Devons, insbesondere die mannigfache Serie der Kalke, die dunklen, bitumenreichen Kalke von  $E_2$ , die rein weißen Kalke von  $F_2$ , die häufig kieseligen oder mergeligen Knollenkalke der Stufen  $G_1$  und  $G_3$  in den moravischen Serien nicht enthalten sind. Die moravischen Kalkzüge sind weit einförmiger, wohl auch weniger mächtig, es fehlen ihnen die Vertreter der in den Obersilurkalken von Mittelböhmen so häufigen Einlagerungen von Diabas.

Hinterlechner hat wiederholt die Ansicht vertreten, daß in dem moldanubischen Gneis auch metamorphe silurische Gesteinszüge vertreten seien.<sup>1</sup> Er stützt sich hierbei insbesondere darauf, daß gewisse dunkle Schiefer des Eisengebirges, die er mit J. Jahn zum Untersilur stellt, gegen Süden in der Nähe des Granites in graphitische Schiefer übergehen, und ist geneigt, alle die zahllosen Graphitvorkommnisse in den moldanubischen Gneisgebieten sowohl im O als auch im W des großen mittelböhmischen Granitstockes für Kennzeichen silurischen Alters zu betrachten. Ich muß gestehen, daß mich die Ausführungen Herrn Dr. Hinterlechner's nicht überzeugen. Dennoch möchte ich mich gegenüber der Annahme, daß in den moldanubischen Gesteinen silurische Sedimente böhmischer Facies enthalten sind, nicht gänzlich ablehnend verhalten.

Das moldanubische Gebiet enthält eine ähnliche Mannigfaltigkeit der Sedimente wie das böhmische Silur-Devon; die Plagioklas-, Cordierit- und Fibrolithgneise werden von Grauwacken und Tonschiefern abzuleiten sein. Übergänge in augitführende Gesteine, ehemalige mergelige oder kohlige Zwischenlagen sind häufig; dazu kommen die zahllosen mächtigeren oder schwächeren Bänke von Quarzit und Graphitquarzit. Insbesondere sind die carbonatischen Gesteine in weit mannigfaltigeren Mischungen vertreten als im moravischen Gebiete. Neben rein weißen Marmoren findet man Gesteine mit wechselndem Gehalt an Kalksilikatmineralen und zahlreiche Linsen und Einlagerungen, und auch ausgedehnte Züge von Augitgneis und anderen Kalksilikatgesteinen. Es scheint nicht ausgeschlossen, daß die weitverbreiteten graphitführenden Marmore ein Umwandlungsprodukt sind der dunklen bituminösen Kalke der obersilurischen Stufe  $E_2$ . Die Bitumina wurden dabei wegen ihrer leichteren Beweglichkeit bei der Umkrystallisation örtlich angereichert oder zu streifigen Entmischungshäuten als zarte Graphitbänderung im Marmor abgesondert.

<sup>1</sup> Siehe insbesondere K. Hinterlechner, Über metamorphe Schiefer aus dem Eisengebirge in Böhmen, mit chemischen Analysen von C. v. John, Verhandl. der geolog. Reichsanst., 1910, p. 337, und Geologische Mitteilungen über ostböhmische Graphite und ihre stratigraphische Bedeutung für einen Teil des krystallinen Territoriums der böhmischen Masse, Verhandl. der geolog. Reichsanst., 1911, p. 366.

Die zahllosen, wechselnd mächtigen Bänke von Amphibolit in den graphitischen Marmoren und den begleitenden Sedimentgneisen wären als die Umwandlungsprodukte der gleich zahlreichen Lagergänge und Ergüsse von Diabas im Obersilur zu deuten.

Die genauen Beschreibungen des Kontakthofes von Rziczán bei Prag durch F. Katzer lassen keinen Zweifel darüber, daß zum mindesten ein Teil des großen mittelböhmischen Granitstockes jünger ist als das Untersilur.<sup>1</sup> Vorcambische Konglomerate und Tonschiefer und untersilurische Tonschiefer und Quarzite wurden in einem Kontakthof von 1 bis 4 km Breite zu Fruchtschiefern, Garbenschiefern, Chiasstolitschiefern und cordieritführenden Glimmerhornfelsen, manchmal auch zu glimmerschieferartigen Gesteinen umgewandelt. Soviel bisher bekannt ist, erfährt der Phyllit mit seiner Annäherung an den Granit<sup>2</sup> in der ganzen Grenzstrecke bis Klattau ähnliche Umwandlungen in Knollenschiefer und glimmerreichere Gesteine. Von Sulitz nordöstlich von Eule erwähnt Katzer von Granitapophysen durchbrochene Hornfessschiefer; meist ist die Umwandlungszone schmal, aber bei Klattau, weit im SW, soll die glimmerreiche und krystallinische Umwandlungszone sogar 10 km Breite erreichen.

Die von SW gegen NO gestreckten Schieferinseln im mittelböhmischen Granitstock sind zum Teile wenigstens mit ziemlicher Sicherheit als Untersilur zu erkennen. Dies gilt insbesondere für die nördlichste dieser Inseln bei Ondrzejov.<sup>3</sup> Untersilurische Gesteine wurden zu Chiasstolitschiefern, die Phyllite in dem Liegenden wurden aber in größerer Ausdehnung und vollkommener in Glimmerschiefer umgewandelt als bei Rziczán.

Überhaupt sind nach Katzer die Kontakterscheinungen in diesen Inseln metamorpher Sedimente besser ausgeprägt als am äußeren Granitrand.<sup>4</sup> Er ist der Ansicht, daß auch die großen Schieferinseln im SW von Neweklau, von Selczán und Schöneberg und von Mjrowitz zum großen Teil aus metamorphisierten Silurschichten bestehen, und er hofft, daß durch das Studium der zu cordierithältigen, glimmerreichen Kontaktschiefern umgewandelten Grauwacken der konglomeratischen und quarzitischen Einschaltungen eine genauere Gliederung möglich sein wird.<sup>5</sup>

Nach Jokély's alten Beschreibungen muß man auch weiter im S allenthalben an der Grenze Übergänge in glimmerreiche und auch gneisartige Gesteine annehmen.<sup>6</sup>

Es wurde oben die Ansicht ausgesprochen, daß die moldanubischen Gneise und Schiefer ihre gegenwärtige Struktur und Mineralbestand durch die Erwärmung zwischen aufdringenden Granitstöcken erworben haben (p. 10 [550]). Folgt man der wahrscheinlichen Annahme, daß die gleichartigen Granitmassen in Mittelböhmen und ihre satellitischen Begleiter im mährisch-niederösterreichischen Hochland der gleichen Eruptionsepoche angehören, so ist dies in postsilurischer, vielleicht erst in devonischer Zeit geschehen.

Im O und im S des großen mittelböhmischen Granitstockes waren die Gneise und Schiefer tiefer hinabgetaucht zwischen die emporquellenden Granitmassen, inniger durchtränkt von aplitischen Abscheidungen. Hochgradig erhitzt gerieten sie förmlich in Fließen und schmiegen sich nun, teils ihnen auflagernd, teils sie unterteufend, in gestreckten und bizarr gewundenen Bänken um die großen Tiefenmassen, die sich selbst im großen als ungeheuer mächtige, unbestimmt lagerhafte Intrusionen von schwankender Breite und mit verschwommenen Rändern darstellen. Die Kontaktmetamorphose wird in dieser Durchwärmungszone zur regionalen Metamorphose.

<sup>1</sup> F. Katzer, Geologische Beschreibung der Umgebung von Rziczán, Jahrb. der geolog. Reichsanst., 1888, p. 355 bis 466. — Nachträge zur Kenntnis des Granitkontakthofes bei Rziczán, Verhandl. der geolog. Reichsanst., 1904, p. 225 bis 236. — Auch A. Pelikan, Cordierithornfels aus dem Kontakthof von Rziczán, Verhandl. der geolog. Reichsanst., 1905, p. 187 bis 190.

<sup>2</sup> Siehe F. Katzer, Geologie von Böhmen, p. 637 ff.

<sup>3</sup> F. Katzer, Die isolierte Silurinsel zwischen Zwanowitz und Woděrad in Böhmen, Verhandl. der geolog. Reichsanst., 1888, p. 285 bis 288.

<sup>4</sup> Verhandl. der geolog. Reichsanst., 1904, p. 225.

<sup>5</sup> F. Slavik beschrieb die Kontaktwirkungen an Kalksteinen aus der Gegend von Beneschau. Sie sind metamorphen Schieferrn eingelagert, die Slavik in Barrande's präcambische Stufe B stellt. Wohl kennt man auch sonst einige spärliche Kalkeinlagerungen aus dieser Stufe. Bulletin international de l'Academie de Bohême, 1904, No. 12, p. IX.

<sup>6</sup> Jokély, Jahrb. der geolog. Reichsanst., 1855, p. 400.

Wenn sich die freilich noch recht unsichere Vermutung bewahrheiten sollte, daß neben älteren Para- und Orthoschiefern auch hochmetamorphe Sedimente des mittelböhmischen Silur-Devon als Sedimentgneise, graphitreiche Marmore, Kalksilikatgesteine und Quarzite über das ganze moldanubische Gebiet verbreitet sind, dann ergibt sich die bemerkenswerte Tatsache, daß die Grenze zwischen moldanubisch und moravisch zugleich auch die Grenze ist zwischen der böhmischen und der rheinischen Facies des Devon innerhalb der böhmischen Masse. Dann ist die eigentümliche geographische Situation des rheinischen Devon in den Sudeten gegenüber dem mittelböhmischen Devon bedingt durch den tektonischen Gegensatz zwischen liegender und überschobener Scholle.

Genauere Studien in verschiedenen Gebieten, insbesondere im Eisengebirge, in den Schieferinseln des mittelböhmischen Granitstockes und an dessen Grenzen, ferner vielleicht auch über die Lage der Devon- und Silurvorkommnisse von Ebersdorf in Schlesien, von Glatz, von Görlitz und im Fichtelgebirge werden vielleicht zur Entscheidung dieser Frage führen können.

Wenn außer diesen fernerliegenden Beziehungen auch noch viele wichtige Punkte der Tektonik des mährisch-niederösterreichischen und des sudetischen Grundgebirges der Klärung bedürfen, so ist dies leicht verständlich, denn die entscheidendsten Feststellungen betreff der großen moldanubisch-moravischen Überschiebung, die Deutung der verschiedenen Decken und ihrer Metamorphose, das Verständnis der Glimmerschieferzone, das Verhältnis zum Devon, konnten sich auf keine Vorarbeiten anderer Beobachter in den diesbezüglichen Fragen stützen.

Es ist zu erwarten, daß nachfolgende Beobachter vieles klären und vielleicht in manchen Punkten die Auffassung verändern werden. Das Hauptergebnis aber wird, wie ich glaube, bestehen bleiben, demzufolge den bisher bekannten großen Überschiebungsgebieten der Erde — wie den Alpen, den Caledoniden, den Apallachen, dem Wasatchgebirge — ein neues bisher gänzlich unbekanntes, durch eine besondere Eigenart ausgezeichnetes Beispiel mitten in Europa — das Gebiet der moldanubischen Überschiebung in Niederösterreich, Mähren und Schlesien — anzureihen ist.

# Inhalt.

---

	Seite
I. Grundlagen und Hauptergebnisse . . . . .	1 [541]
II. Allgemeine Umrissse . . . . .	4 [544]
III. Die moldanubische Scholle . . . . .	6 [546]
IV. Allgemeine Charakteristik der moravischen Gebiete . . . . .	10 [550]
V. Haupttypen der moravischen Gesteine und deren Verbreitung . . . . .	12 [552]
1. Bittescher Gneis . . . . .	12 [552]
(Stengelgneis von Weitersfeld) . . . . .	17 [557]
2. Moravische Granite . . . . .	17 [557]
A. Thayabatholith . . . . .	17 [557]
B. Flasergranite von Louczka und Deblin (Schwarzawabatholith) . . . . .	21 [561]
3. Moravische Paraschiefer . . . . .	22 [562]
A. Phyllite und Glimmerschiefer der beiden Hauptzüge . . . . .	23 [563]
a) Phyllite der Schwarzawakuppel . . . . .	23 [563]
b) Phyllite der Thayakuppel . . . . .	24 [564]
c) Granatglimmerschiefer von Fugnitz . . . . .	25 [565]
d) Kontaktgesteine vom Wolfsteich bei Hardegg . . . . .	25 [565]
e) Einlagerung von Schiefer im Granit bei Amelsdorf . . . . .	25 [565]
f) Züge von Schiefer im Flasergranit westlich vom Manhartsberge . . . . .	26 [566]
g) Diaphorite an der Diendorfer Verwerfung südlich vom Manhartsberge . . . . .	26 [566]
B. Kalke des Phyllitzuges . . . . .	27 [567]
C. Kontaktschiefer zwischen Bittescher Gneis und Kalk (Fugntitzer Kalksilikatschiefer) . . . . .	28 [568]
4. Kwetnitzgesteine . . . . .	30 [570]
VI. Tektonik der moravischen Kuppeln . . . . .	34 [574]
1. Gesteinsfolge . . . . .	34 [574]
2. Querbruch von Diendorf . . . . .	34 [574]
3. Thayakuppel . . . . .	36 [576]
Zug des Bittescher Gneises . . . . .	36 [576]
Moravische Phyllite und phyllitartige Glimmerschiefer . . . . .	37 [577]
Thayabatholith . . . . .	39 [579]
4. Schwarzawakuppel . . . . .	39 [579]
VII. Moldanubische Schiefer in der unmittelbaren Auflagerung über den moravischen Kuppeln . . . . .	41 [581]
A. Die moldanubischen Glimmerschiefer und deren Bildungsweise . . . . .	41 [581]
Zugehörigkeit der Glimmerschiefer zur moldanubischen Scholle . . . . .	41 [581]
Verbreitung der Glimmerschiefer und der sogenannten Phyllitgruppe . . . . .	42 [582]
Übergänge in die Gneiszone, unabhängiges Streichen . . . . .	43 [583]
Sekundäre Entstehung des Muscovits . . . . .	44 [584]

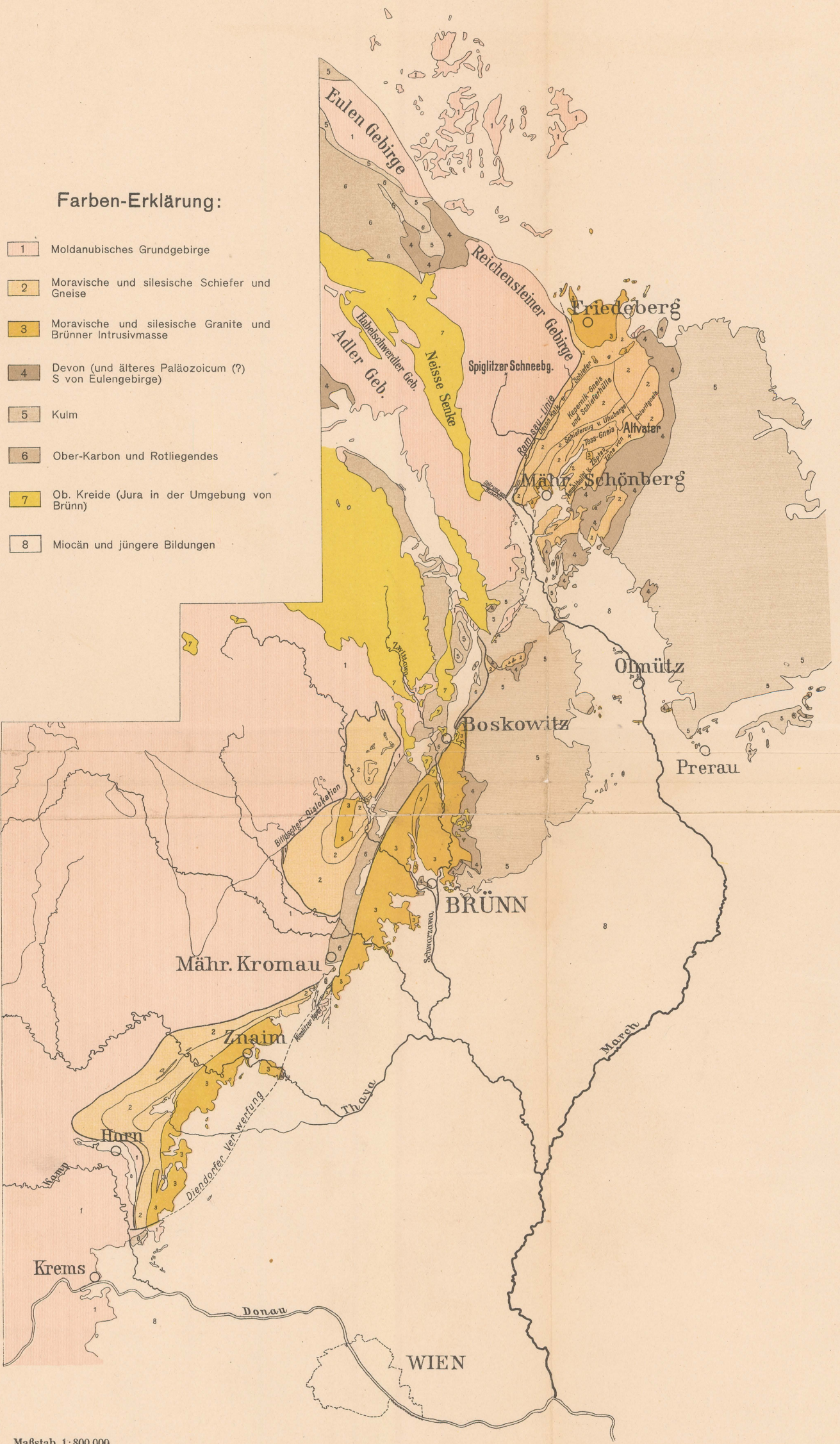
	Seite
Bänke von Zweiglimmergneis in der Glimmerschieferzone . . . . .	45 [585]
Beschaffenheit der Glimmerschiefer . . . . .	45 [585]
Begleitgesteine der Glimmerschieferzone . . . . .	46 [586]
Muscovitbildung in Randapliten moldanubischer Granite . . . . .	47 [587]
Entstehung der Glimmerschieferzone . . . . .	48 [588]
B. Glimmerschiefer von diaphoritischem Habitus und deren Entstehung (Phyllitgruppe früherer Beschreibungen)	48 [588]
C. Echte Phyllite und moldanubische Einfaltungen im Dache der Schwarzawakuppel . . . . .	51 [591]
D. Zusammenfassung . . . . .	52 [592]
VIII. Fortsetzung der moldanubischen Gesteine gegen NO, jenseits der Boskowitzter Furche . . . . .	54 [594]
1. Im Westen der Olmützer Ebene . . . . .	54 [594]
2. Im Westen der Ramsaulinie . . . . .	56 [596]
3. Reichensteiner und Bielengebirge und die Kuppen der Ebene . . . . .	56 [596]
4. Übersicht . . . . .	57 [597]
IX. Das Hohe Gesenke (silesisches Grundgebirge) . . . . .	58 [598]
1. Grenze gegen das Devon im Osten . . . . .	58 [598]
2. Hochschar-Kepernikgneis . . . . .	60 [600]
3. Schieferzug vom Uhuberge und Chloritgneis . . . . .	61 [601]
4. Vergleich des silesischen und moravischen Grundgebirges . . . . .	64 [604]
5. Silesische und moravische Granite . . . . .	65 [605]
6. Die Überschiebung an der Ramsaulinie . . . . .	67 [607]
7. Moravische und devonische Gesteine im Osten der Boskowitzter Furche . . . . .	69 [609]
X. Die moldanubische Überschiebung . . . . .	72 [612]
XI. Vergleich mit anderen Überschiebungsgebieten . . . . .	76 [616]
XII. Bemerkungen zur Metamorphose der moravischen Gesteine . . . . .	79 [619]
XIII. Weitere Beziehungen zum variszischen Bau . . . . .	82 [622]



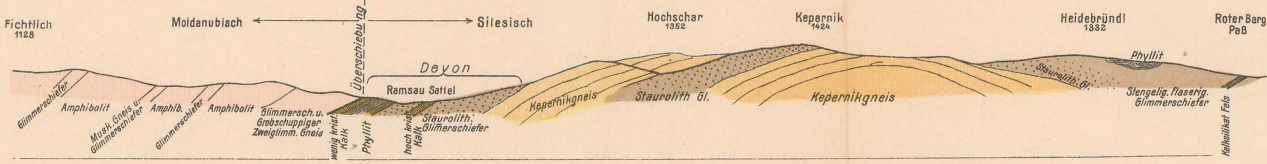
BRESLAU

Farben-Erklärung:

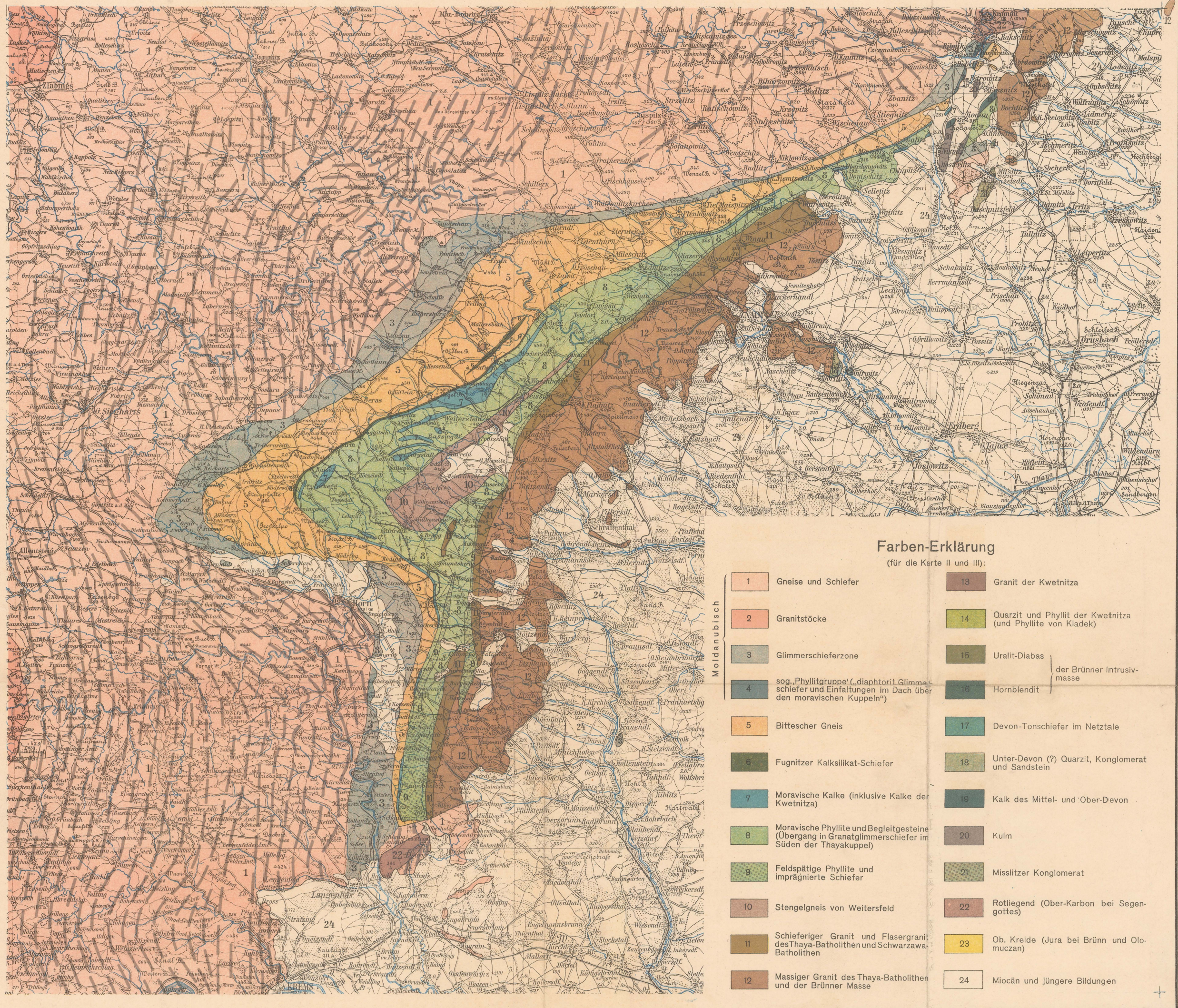
- 1 Moldanubisches Grundgebirge
- 2 Moravische und silesische Schiefer und Gneise
- 3 Moravische und silesische Granite und Brüner Intrusivmasse
- 4 Devon (und älteres Paläozoicum (?) S von Eulengebirge)
- 5 Kulm
- 6 Ober-Karbon und Rotliegendes
- 7 Ob. Kreide (Jura in der Umgebung von Brünn)
- 8 Miocän und jüngere Bildungen



Maßstab 1:800,000







**Farben-Erklärung**

(für die Karte II und III):

Moldanubisch	1	Gneise und Schiefer	13	Granit der Kwetniza
	2	Granitstöcke	14	Quarzit und Phyllit der Kwetniza (und Phyllite von Kladek)
	3	Glimmerschieferzone	15	Uralit-Diabas
	4	sog. „Phyllitgruppe“ („diaphorit Glimmerschiefer und Einfaltungen im Dach über den moravischen Kuppeln“)	16	Hornblendit
	5	Bittescher Gneis	17	Devon-Tonschiefer im Netztales
	6	Fugnitzer Kalksilikat-Schiefer	18	Unter-Devon (?) Quarzit, Konglomerat und Sandstein
	7	Moravische Kalke (inklusive Kalke der Kwetniza)	19	Kalk des Mittel- und Ober-Devon
	8	Moravische Phyllite und Begleitgesteine (Übergang in Granatglimmerschiefer im Süden der Thayakuppel)	20	Kulm
	9	Feldspätige Phyllite und imprägnierte Schiefer	21	Misslitzer Konglomerat
	10	Stengelgneis von Weitersfeld	22	Rotliegend (Ober-Karbon bei Segengottes)
	11	Schieferiger Granit und Flasergranit des Thaya-Batholithen und Schwarzawa-Batholithen	23	Ob. Kreide (Jura bei Brünn und Olo-muczan)
	12	Massiger Granit des Thaya-Batholithen und der Brüner Masse	24	Miocän und jüngere Bildungen



