

I. Aufsätze und Mitteilungen.

Der Südrand der Böhmisches Masse.

Von L. Kölbl (Wien).

(Mit 1 Textfigur.)

Inhaltsverzeichnis.

- I. Die moldanubische Scholle.
 - Das Granitgebiet.
 - Die kristallinen Schiefer der moldanubischen Scholle.
 - 1. Die Granulite.
 - 2. Die Gföhler Gneise.
 - 3. Der Granodioritgneis.
 - 4. Die basischen Gesteine.
 - 5. Die Paragesteine.
 - Die Intrusionsfolge der moldanubischen Scholle.
 - Die Tektonik der moldanubischen Scholle.
 - Allgemeine Fragen.
 - II. Das moravische Gebirge.
 - Der Thayabatholith und seine Hülle.
 - Die moravische Deckenfolge.
- Verzeichnis der wichtigeren Schriften.

Zu den interessantesten Gebieten des variszischen Grundgebirges gehört ohne Zweifel der südliche Teil der Böhmisches Masse, der im wesentlichen die nördlich der Donau gelegenen kristallinen Teile von Nieder- und Oberösterreich umfaßt und der in direktem Zusammenhange steht mit dem Bayrischen Walde. Hier trennt, wie dies F. E. SUESS (50) schon vor Jahren zeigte, eine der bedeutendsten Störungslinien Mitteleuropas, die aber merkwürdiger Weise bisher wenig allgemeine Beachtung gefunden hat, zwei Gebiete voneinander, die ihrer kristallinen und tektonischen Fazies nach in schärfstem Gegensatze stehen: Die moldanubische Scholle im Westen und das moravische Gebirge im Osten. Manch irrige Meinung ist über diese beiden Gebirgsteile, die sich von der Donau bis nach Schlesien verfolgen lassen, in den verschiedenen zusammenfassenden Arbeiten über die Geologie Mitteleuropas verbreitet und nur bei wenigen Geologen finden diese für die regionale Geologie des außeralpinen Europa höchst bedeutungsvollen Erscheinungen jene Beachtung und Bewertung, die ihnen zukommt.

Es soll daher im Folgenden versucht werden, eine kurze Übersicht über den derzeitigen Stand der geologischen Arbeiten in diesem Gebiete zu geben, wobei außer den vorliegenden Arbeiten auch manche noch nicht veröffentlichte Beobachtung herangezogen wurde.

I. Die moldanubische Scholle.

Der weitaus größere Teil der südlichen böhmischen Masse gehört der moldanubischen Scholle an. Als allgemeine Kennzeichen können für die Zone etwa folgende gelten.

Granitintrusionen besitzen besonders in den westlicheren Teilen weite regionale Verbreitung. Die kristallinen Schiefer, unter denen sowohl Abkömmlinge von Erstarrungsgesteinen als auch solche von Sedimenten vertreten sind, sind ihrem Mineralbestande nach als Katagesteine zu betrachten. Spuren tektonischer Umformung lassen alle diese Katagesteine erkennen. Von einigen jüngeren Störungen abgesehen, wurden aber die Vorgänge der Deformation von der Kristallisation aller Gemengteile überdauert, so daß die Gesteine der moldanubischen Zone, mit Ausnahme der Granite, als präkristalline Tektonite zu betrachten sind.

Der letzte gestaltende Vorgang, der die ganze Scholle betroffen hat, war, wie dies F. E. SUESS eingehend dargelegt hat (56), die Intrusion der großen Granitmassen. Unter dem Einflusse der von den Granitkörpern ausgehenden Durchwärmung fand seiner Anschauung nach die letzte Umkristallisation der Gesteine des Moldanubikums statt, durch welche die tektonische Fazies dieser Gesteine in weiten Gebieten verwischt und schwer kenntlich wurde. F. E. SUESS erblickt in diesen Gebieten daher typische Stücke der „Zone der Intrusions-tektonik“ (56).

Was die Lagerung der kristallinen Schiefer in dem niederösterreichischen Teile betrifft, so zeigt sich trotz mancher lokalen Abweichung ein regionales SW—NO Streichen, welches im allgemeinen den Umrissen des großen Granitmassives im Westen entspricht.

Das Granitgebiet.

Recht dürftig sind unsere derzeitigen Kenntnisse über das eigentliche Granitgebiet. Wenn wir von einigen örtlich begrenzten Untersuchungen absehen, sind wir für diese große südböhmische Granitmasse immer noch auf die alten Aufnahmearbeiten aus dem vorigen Jahrhundert angewiesen. Eine regionale geologische und petrographische Untersuchung der Granite fehlt.

Allerdings hat sich gerade in jüngster Zeit dank der CLOOSSchen „Granittektonik“ das allgemeine Interesse dieser Zone zugewendet. H. CLOOS (7, 8) hat die wichtigsten Ergebnisse der von ihm und seinen Schülern durchgeführten Untersuchungen bei Hauzenberg veröffentlicht und eine genaue Darstellung der Ergebnisse ist nach seinen Ausführungen (9) demnächst zu erwarten¹⁾. Dieser Umstand, und die

¹⁾ Die mittlerweile erschienene Arbeit über die Plutone des bayrischen Waldes konnte nicht mehr berücksichtigt werden.

Absicht, diese Übersicht hauptsächlich auf die österreichischen Teile zu beschränken, mag eine kürzere Fassung der folgenden Ausführungen rechtfertigen.

Zunächst sei hervorgehoben, daß im bayrischen Walde sowohl in dem Granitgebiete als auch in den kristallinen Schiefnern die gleichen Gesteinstypen angetroffen werden, wie sie in den unmittelbar östlich anschließenden Teilen des oberösterreichischen Mühlviertels und in den noch weiter östlich gelegenen Teilen des niederösterreichischen Waldviertels auftreten. An der Zugehörigkeit aller dieser Gebiete zu dem großen geologischen Körper der moldanubischen Scholle kann daher kein Zweifel bestehen.

Allerdings weichen die Beobachtungen, die eine von F. E. SUESS (53) geführte Exkursion in den bayrischen Wald anstellen konnte, beträchtlich von dem bisherigen CLOOSSschen Berichte ab, ein Umstand, der, wie sich auch noch aus dem Folgenden ergeben wird, hauptsächlich auf die gänzlich verschiedene Beurteilung der Gesteine zurückzuführen sein dürfte.

In dem Granitgebiete des oberösterreichischen Mühlviertels haben die in den letzten Jahren anlässlich des Baues der großen Wasserkraftwerke ausgeführten Druckstollen (Partensteinwerk und Rannawerk) wertvolle Einblicke in den inneren Bau des Granitmassives geschaffen (26) und schließlich sind unsere Kenntnisse auch für die in Niederösterreich gelegenen Teile des Granitmassives etwas erweitert worden (33, 16, 12, 41).

Ist auch heute eine genaue Gesamtdarstellung des Südböhmischen Granitstockes noch nicht möglich, so gestatten die vorliegenden Beobachtungen dennoch einige Hauptpunkte hervorzuheben.

Unzweifelhaft läßt sich zunächst ein älterer von einem jüngeren Granite trennen. Dies konnten die Untersuchungen so ziemlich aller Autoren feststellen.

Der ältere Granit zeigt nach den bisherigen Beobachtungen im allgemeinen die wechsellvollere Zusammensetzung. Meist ist er grobporphyrisch entwickelt, wobei die Orthoklaskristalle bis zu 14 cm groß werden können. Das Mengenverhältnis der Gemengteile kann beträchtlichen Schwankungen unterliegen, schlierig differenzierte Partien sind weit verbreitet und wurden von den oberösterreichischen Stollenbauten in prachtvoller Ausbildung angefahren. Unter den verschiedensten Namen, Kristallgranit, A-Granit, Randporphyr usw. begegnen wir diese älteren Granite in den Arbeiten früherer Zeit.

Häufig zeigen diese älteren Granite eine flaserige Textur. Ohne Zweifel sind manche dieser Flaserungen als primär zu betrachten; andere gehen jedoch auf eine nachträgliche mechanische Umformung der Granite zurück und in vielen Fällen überdecken sich beide und es hat eine kataklastische Umformung der primär geflaserten Granite stattgefunden.

Der komplexe Charakter dieser Erscheinungen verlangt eine gründliche petrographische Untersuchung, um im Einzelfalle ein begründetes Urteil über die Art des parallelen Gefüges abgeben zu können.

Nur selten sind aber diese Untersuchungen wirklich durchgeführt worden und darauf ist die Verwirrung zurückzuführen, die bei der Bezeichnung dieser Gesteine in jüngster Zeit Platz gegriffen hat. In unserem Gebiete hat besonders CLOOS nicht scharf zwischen geflaserten Graniten und wirklichen Gneisen unterschieden und nur auf Grund dieser Verwechslungen kommt er zur Anschauung, daß man in dem Gebiete zwischen Passau und Linz an Stelle des auf den Karten verzeichneten Granites enorme Areale von „Gneis“ antrifft (7).

Ich habe an anderer Stelle auf das Unzutreffende der CLOOSschen Behauptungen hingewiesen (30) und möchte hier nur hervorheben, daß alle diese älteren Granite (nach CLOOS Gneise) die richtungslos körnigen sowohl als auch die primär geflaserten, deutliche Erstarrungsstrukturen erkennen lassen. Wir sind daher nicht berechtigt, diese Gesteine als Gneise, oder gar Granitgneise, d. h. als kristalline Schiefer, zu bezeichnen. Der Name Flasergranit, eventuell noch Gneisgranit, obzwar es sicher besser wäre diesen Namen ganz fallen zu lassen, käme diesen Gesteinen etwa zu. Auf die Zonen, in denen diese Gesteine unter deutlichen Erscheinungen der Kataklase umgeformt wurden, soll weiter unten noch eingegangen werden.

In den randlichen Teilen dieser älteren Granite sind oft größere Schollen von Sedimentgneisen eingeschaltet, die zum Teil innig mit granitischen Stoffen durchtränkt sein können. Übergänge zu Perlgnenisen und ähnlichen Gesteinen werden von verschiedenen Gegenden beschrieben und lassen den Granitkontakt durchaus nicht überall als eine scharfe Grenze erscheinen. Ja LIMBROCK (33) geht so weit, daß er auch die flaserigen Granite als Mischgesteine deutet, da man seiner Anschauung nach schon in der Flasertextur ein Anzeichen des hybriden Charakters der betreffenden Gesteine erblicken kann.

In diesen älteren, grobporphyrischen, z. T. geflaserten Graniten stecken nun sowohl im bayrischen Walde als auch in Nieder- und Ober-Österreich verschieden große und verschieden geformte Körper eines jüngeren, meist gleichmäßig körnig ausgebildeten Granites.

Meist sind diese Typen mit Lokalnamen belegt worden, wie Hauzenberger Granit, Plöckinger Granit, Mauthausener Granit u. a. Allen ist aber die lichte, meist gleichmäßig mittelkörnige Beschaffenheit gemeinsam, die schon durch ihre gleichbleibende Zusammensetzung, durch den Mangel schlieriger Differenziationen größeren Stiles einen bemerkenswerten Gegensatz bildet zur Gesellschaft des älteren Granites. Einschlüsse, die aber selten besondere Größe erreichen, sind aus allen Verbreitungsgebieten dieses jüngeren Granites bekannt geworden.

Nur diese jüngeren Granite bezeichnet CLOOS als „Granite“. Und nun finden wir es auch verständlich, daß er, von dieser An-

schauung ausgehend, im ganzen südböhmischen Granitgebiete von Passau bis Linz Granite nur vereinzelt angetroffen hat, während das gesamte Nebengestein dieser jüngeren Nachschübe unter der irreführenden Bezeichnung „Gneis“ scheinbar einen scharfen Gegensatz bildet.

Wie schon F. E. SUESS (53) dargelegt hat, haben wir in diesen jüngeren Graniten saure Nachschübe in dem großen Granitkörper zu erblicken. Ihre Lagerungsform ist naturgemäß nie jene eines Batholithen, ihre Ortsstellung, die in bezug auf den älteren Granit in verschiedener Weise erfolgen konnte berührt aber das ganze „Batholithenproblem“ in keiner Weise.

Wir besitzen derzeit keine Anhaltspunkte dafür, wie groß der zeitliche Zwischenraum zwischen den beiden Granitintrusionen war. Besonders groß dürfte er aber, worauf LIMBROCK (33) hingewiesen hat, nicht gewesen sein. Allerdings vertritt CLOOS in der Batholithenfrage eine andere Auffassung: „Aber für die Intrusionsform und Art einer Schmelzmasse kommt wirklich zunächst nur sie selbst in Frage und jede andere, wenn auch nur wenig ältere, ist Nebengestein“. Läßt man auch die CLOOSsche Anschauung gelten, so liegt in ihr doch die große Gefahr, geologisch zusammengehöriges auseinander zu reißen und daran weitgehende geologische Folgerungen zu knüpfen, wie dies die Arbeiten von CLOOS zeigen.

Darf es uns wundern, wenn ein so weit ausgedehnter Granitkörper nicht aus einem Gusse entstanden ist und wenn seine genaue Durchforschung ihn selbst und seine Geschichte zu gliedern vermag? Wir müssen, wollen wir den bisher bekannten Tatsachen nicht Gewalt antun, sowohl die älteren, mannigfach differenzierten Granite, als auch die jüngeren Nachschübe zu einem großen geologischen Körper vereinigen. Trotz einer möglichen zeitlichen Gliederung bleibt diesem Körper die geologische Einheitlichkeit gegenüber dem benachbarten Gebiete der kristallinen Schiefer gewahrt.

Kurz sei noch der Ganggefölgenschaft dieser Granite Erwähnung getan. Wir können keine Beobachtungen anführen, die etwa darauf hinweisen würden, daß der ältere und der jüngere Granit seine eigene Ganggefölgenschaft gehabt hätte. Vielmehr sind alle Gänge beiden gemeinsam. Wir kennen Aplite, Pegmatite und verschiedenartige Typen der lamprophyrischen Ganggesteine (Glimmerdiorit-Porphyrite, Pilitkersantite, Dioritporphyrite usf.), deren in Gang befindliche Untersuchung durch A. KÖHLER sicher mancherlei interessante Aufschlüsse bringen wird.

Nur auf einige Beobachtungen, die LIMBROCK (33) an Ganggesteinen des westlichen Waldviertes machen konnte, sei noch hingewiesen.

LIMBROCK beobachtete an Plagioklasen seiner Ganggesteine inverse Zonenstrukturen und zieht aus dem Auftreten dieser Erscheinung,

die sonst nur auf kristalline Schiefer beschränkt ist, weitgehende geologische Schlüsse. Aber bei allen seinen Beispielen handelt es sich nicht um inverse Zonenstrukturen wie sie bei kristallinen Schiefen

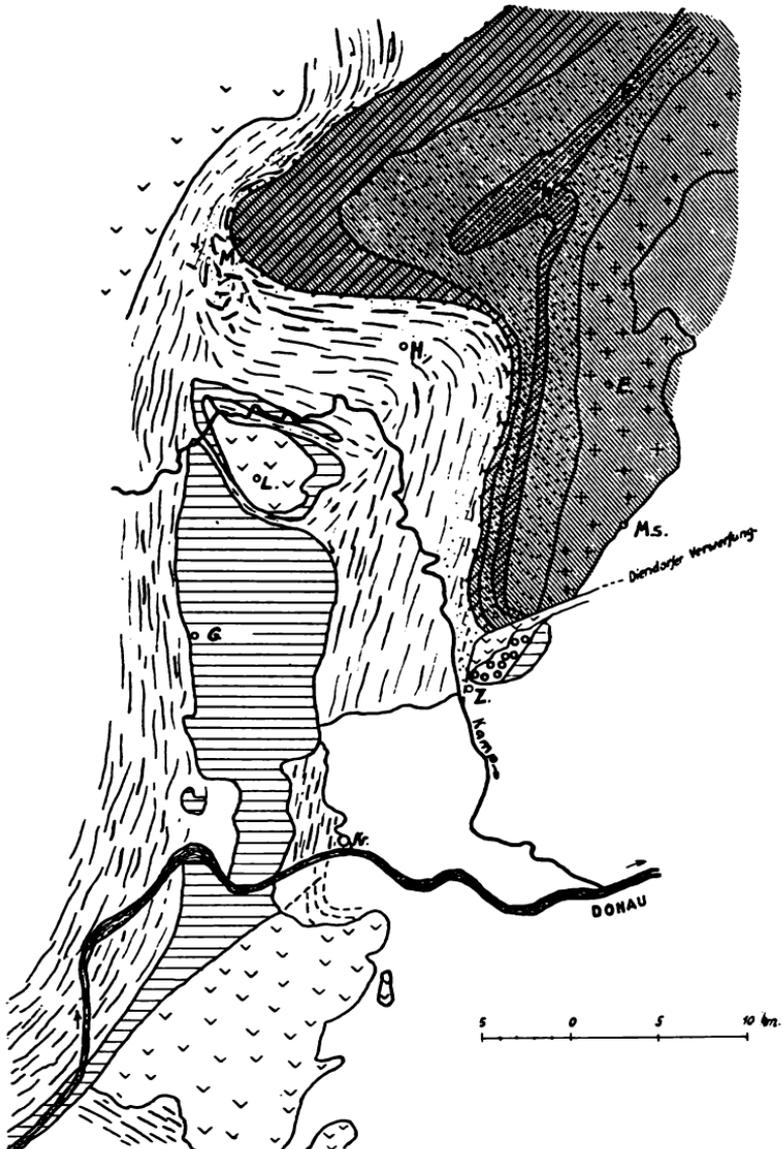


Fig. 1. Vereinfachte Skizze der moldanubischen Überschiebung in Niederösterreich.

Kr. = Krems, G. = Gföhl, Z. = Zöbing, L. = St. Leonhard,
 Ms. = Maissau, E. = Eggenburg, H. = Horn, M. = Messern,
 W. = Weitersfeld, P. = Pleissing.

Erklärung der Gesteine nebenstehend

auftreten, sondern um basische Rekurrenzen, die an Plagioklasen von Erstarrungsgesteinen häufig zu beobachten sind. Da diese Erscheinungen nicht mit jenen der kristallinen Schiefer ident sind, fallen auch die von LIMBROCK aus diesen Zonenstrukturen gezogenen geologischen Schlüsse weg.

Weite Verbreitung besitzen in dem Granitgebiete junge Störungszonen, als deren bekanntester Vertreter der Pfahl anzuführen ist.

Auch hier weichen unsere Anschauungen von jenen, die CLOOS geäußert hat, ab. CLOOS (7, 8) erblickt in dem Pfahl eine alte Wurzelzone, aus der zuerst Magmen gefördert wurden, die dann, nach der Erstarrung der Magmen, durch den fortwirkenden Druck zerpreßt wurden.

Wir können auch diesen Erscheinungen nicht gerecht werden, wenn wir unsere Beobachtungen nur auf eine, wenn auch große derartige Störungzone beschränken. Wir finden zahlreiche, dem Pfahl parallele Störungszonen in Oberösterreich, sowohl im älteren als auch im jüngeren Granit (26), wir finden die gleichen Erscheinungen in dem großen Granitgebiete von Niederösterreich, wo sie KÖHLER eingehend geschildert hat (16). Zahlreich sind die Zerrüttungszonen, an denen keinerlei Anzeichen von einer Magmenförderung zu beobachten sind, und die Anlage der Störungszonen sowie die Art der an ihnen erfolgten Gesteinsumformung sprechen sehr zugunsten einer gleichzeitigen Entstehung des gesamten Störungssystems. Hierzu kommt noch, daß die Störungszonen nicht auf das Granitgebiet allein beschränkt sind, sondern sich in vollkommen autonomer Weise auch in das Vorland fortsetzen.

CLOOS neigt der Ansicht zu, daß es sich hier um Rindenstücke handelt, die seit den ältesten Zeiten als Störungszonen fungiert haben. In früheren Zeiten wäre an diesen Zonen Magmen gefördert worden, später hätte sich der Charakter der Störung geändert und eine bloße Mylonitisierung der Gesteine wäre eingetreten. Eine Betrachtung des ganzen Granitgebietes aber, soweit es uns heute möglich ist, läßt klar

	Moldanubische Gesteine:		Moravische Gesteine (dunkel schraffiert):
	Granulit		Thayabatholith
	Gföhler Gneis und Granitgneis		Bittescher Gneis
	Verlauf der Paragneiszüge u. ihrer Einlagerungen		Orthogneiszüge der Pleissinger Orthogesteinsdecke
	Glimmerschieferzone		Serie der Paragesteine
	Moldanubische Überschiebung		Perm von Zöbing

erkennen, daß alle diese Störungen nichts mehr mit dem inneren Bau der moldanubischen Scholle zu tun haben.

Die Lagerungsverhältnisse am Südrand des Kristallin zeigen, daß die Störungen ein postkretacisches Alter besitzen und F. E. SUESS (53) hat darauf hingewiesen, daß die NW—SO verlaufenden Störungen dem Systeme der Karpinskischen Linien angehören, die in ganz Mitteleuropa verbreitet sind und an denen der alte variskische Bau zerstückelt wurde. In gleicher Weise ist das zweite System der Störungen (NNO—SSW) in Mitteleuropa weit verbreitet. Beide Störungssysteme sind der Ausdruck von jungen Spannungen, denen ganz Mitteleuropa ausgesetzt war. Beziehungen zu dem inneren Bau des variszischen Gebirges bestehen nach unseren derzeitigen Kenntnissen keine.

Die kristallinen Schiefer der moldanubischen Scholle.

Eine überaus mannigfach zusammengesetzte Gesteinsgesellschaft tritt uns in den kristallinen Schiefen der moldanubischen Scholle entgegen.

Umgewandelte Sedimentgesteine liegen in den verschiedenartigen Schiefergneisen (BECKE), den Marmoren, Augitgneisen, graphitführenden und -freien Quarziten, einem Teil der Amphibolite vor uns, während als Abkömmlinge von Orthogesteinen die Granulite, Granitgneise, ein Teil der Amphibolite, die Serpentine zu betrachten sind, Vermehrt wird diese Gesteinsgesellschaft durch die oft schwer zu deutende Gruppe der Mischgesteine, deren richtige Natur erst in jüngster Zeit erkannt wurde.

Zu den für die Geologie des niederösterreichischen Waldviertels wichtigsten Problemen, deren Beantwortung in neuerer Zeit versucht wurde, gehört die Frage nach der Stellung, welche die Granulite einnehmen, nach der Bedeutung der Orthogneise vom Typus Gföhl (kurz Gföhler Gneise genannt) und nach jener der basischen Gesteine, die häufig als Begleiter der Granulite und Gföhler Gneise auftreten. Diese Gesichtspunkte sollen für die folgenden Ausführungen leitend sein.

1. Die Granulite.

Die Meinung über Entstehung und Stellung der Granulite unseres Gebietes ist noch geteilt. Während LIMBROCK (32) in den Granuliten primäre Gesteine erblickt, die ihre heutige Struktur unmittelbar bei der Erstarrung erworben haben und die keine nennenswerte Umwandlung nach der Erstarrung mehr mitgemacht haben, sind die anderen im Waldviertel arbeitenden Geologen und Petrographen sich wohl darüber einig, daß die Granulite kristalline Schiefer sind, die ihren jetzigen Habitus einer postmagmatischen Umwandlung verdanken.

F. E. SUESS (56) hat betont, daß Mineralbestand und Struktur, Verteilung und Anordnung der Stoffe offenbar unter den gleichen

Einflüssen entstanden sind, wie in den den Granuliten benachbarten Sedimentgneisen. Para- und Orthogneise des Waldviertels sind durch die gleiche metamorphe Fazies ausgezeichnet, verdanken also ihr heutiges Gepräge einer Umkristallisation im festen Zustande. An dieser wichtigen Auffassung über die metamorphe Natur der gesamten moldanubischen Gesteinsserie muß festgehalten werden, auch in bezug auf die noch zu erwähnenden Typen, die als Mischgesteine erkannt wurden.

Wie F. BECKE (6) wiederholt betonte, ist für die Granulite der geringe Wassergehalt außerordentlich bezeichnend. Hierdurch unterscheiden sie sich grundlegend von den Gföhler Gneisen, die immer reich an fluiden Stoffen sind. Die Eigentümlichkeiten des Mineralbestandes, wie das reichliche Auftreten des Granates an Stelle des Biotites, die feinkörnige Struktur, das Fehlen der Pegmatite, dürften nach F. BECKE auf diese Wasserarmut zurückzuführen sein. Allerdings muß hervorgehoben werden, daß vollkommen biotitfreie Granulite, die eigentlichen „Weißsteine“, im Waldviertel nur vereinzelt vorkommen.

Wichtig erscheint die Frage, ob die Wasserarmut der Granulite eine primäre Eigentümlichkeit dieser Gesteine war, oder ob sie erst sekundär bei der Metamorphose erworben wurde. Der Vergleich mit den jüngeren, an fluiden Stoffen reicheren Gföhler Gneisen, die Tatsache, daß bei der Katametamorphose allgemein eine Kornvergrößerung durch Sammelkristallisation zu beobachten ist, legen nebst manchen anderen Beobachtungen den Schluß nahe, daß die Armut an Mineralisatoren eine primäre Eigenschaft der Granulite gewesen sein dürfte.

Allerdings hat WALDMANN (6) auf die Möglichkeit einer sekundären Entstehung der Wasserarmut hingewiesen. Er denkt hierbei an eine Veränderung des Granulites im Kontakte durch die jüngeren Granite unter den Verhältnissen der unteren Tiefenstufen und vergleicht die Eigentümlichkeiten des Granulites wie Wasserarmut, Struktur, Bänderung, mit ähnlichen Erscheinungen, die bei Kontakthornfelsen auftreten.

An allen Stellen aber, wo eine Beeinflussung des Granulites durch die jüngeren Orthogesteine sich nachweisen läßt, erfolgt sie, wie sich zeigen läßt (27), in einer Weise, die eine derartige kontaktmetamorphe Umwandlung recht unwahrscheinlich erscheinen läßt. Auch das Auftreten und die Verbreitung der Granulite im Vergleich zu jener der Orthogesteine spricht gegen eine derartige Auffassung.

Ganz besonderes Interesse verdienen die biotitreichen Partien im Granulite, die von einer feinen Bandstreifigkeit alle Übergänge zu schlierigen, oft unregelmäßig begrenzten Stellen erkennen lassen. In unserem Gebiete haben sich LIMBROCK (32) und KÖHLER (19) in neuerer Zeit mit diesen Erscheinungen näher beschäftigt.

Unabhängig voneinander kamen beide zur Anschauung, daß diese Stellen nur als „hybrid“ zu deuten sind, daß also in jenen biotit-

reichen Stellen Mischgesteine zwischen Sedimentmaterial und dem granulitischen Magma vorliegen. Beweisend sind für diese Deutung allerdings in erster Linie die Beobachtungen im Felde. An manchen Stellen, besonders immer in der Nähe der Granulitgrenze gegen die Paragesteine, lassen sich diese biotitreichen Partien bis zu richtigen Schiefergneisen verfolgen, an anderen Stellen läßt die abweichende Mineralgesellschaft, das reichliche Auftreten von Graphit, nach KÖHLER wohl kaum einen Zweifel darüber zu, daß wir es mit hybriden Gesteinen zu tun haben. Typische Skizzen über derartige Stellen hat LIMBROCK (32) in seiner anregenden Arbeit gegeben.

Den Vorgang der Mischung hat man sich, wie KÖHLER (19) betonte, wohl so vorzustellen, daß das Granulitmagma seinerzeit in die Schiefergneise eindrang, wobei in erster Linie an eine mechanische Aufblätterung zu denken sein dürfte, während erst später ein chemischer Ausgleich erfolgte. Daß diese Mischung in erster Linie Gesteine mit Paralleltexur betrifft, hat LIMBROCK in seiner wiederholt erwähnten Arbeit ausgeführt, bezüglich des Mischungsvorganges selbst scheint er aber mehr an Aufschmelzungserscheinungen zu denken.

Verfolgt man nun eine sicher als Mischgestein erkannte Stelle gegen das Innere des Granulitkörpers zu, so wird es ungemein schwer, die hybriden Teile abzugrenzen. Die Aufblätterung des Schiefergneiseinschlusses schreitet immer weiter fort und schließlich gelangt man ohne eine nur halbwegs scharfe Grenze zu den zart gebänderten und gestreiften Granuliten, die im Waldviertel nahezu der herrschende Granulittypus sind.

Diese Unmöglichkeit einer scharfen Abgrenzung hat nun manche Forscher verleitet, den ganzen Granulit als Mischgestein zu betrachten. Aber abgesehen davon, daß sich durch eine Mischung nur schwer die ungeweine Zartheit und Beständigkeit der Bandstreifigkeit erklären ließe, — wo berechtigter Verdacht eines hybriden Granulites vorliegt, zeigt sich immer eine deutliche Unregelmäßigkeit in der Biotitanreicherung — sei noch auf eine andere Schwierigkeit, die in den Verhältnissen im großen gelegen ist, hingewiesen.

Die Zusammensetzung der Schiefergneisserie ist im Waldviertel recht mannigfaltig. Immer wieder und besonders in jenen Teilen, die dem Granulite benachbart sind, trifft man Zwischenlagerungen von größeren oder kleineren Marmorkörpern, Augitgneisen oder Quarziten. Es wäre nun außerordentlich unwahrscheinlich, daß bei einer Mischung großen Stiles nicht auch eine Schiefergneispartie aufgeblättert worden wäre, die etwa eine Marmorlinse eingeschaltet gehabt hätte. Nie hat man aber im Waldviertel, auch nicht in den ganz großen Granulitkörpern, Beobachtungen gemacht, die auf derartige Erscheinungen hinweisen würden.

Wir dürften daher dem heutigen Stande unseres Wissens wohl am meisten Rechnung tragen, wenn wir das von KÖHLER und

LIMBOCK nachgewiesene Vorkommen granulitischer Mischgesteine im Waldviertel betonen, eine Deutung des ganzen Granulites als hybrides Gestein aber ablehnen.

Eigentümlich sind die Lagerungsverhältnisse der Granulite. Während die kleineren Vorkommen den Paragneisen konkordant eingeschaltet sind, wurde für das große Granulitvorkommen des Dunkelsteiner Waldes von TERTSCH (58) ein kuppelförmiger Bau beschrieben. Allein neuere Untersuchungen (29) konnten das Unrichtige dieser Behauptungen aufzeigen und nachweisen, daß der Granulitkörper des Dunkelsteiner Waldes eine verhältnismäßig wenig mächtige Einschaltung zwischen den Schiefergneisen bildet. Hält man sich vor Augen, daß auch für den Granulit von Wanzenau und von Blumau die flache Lagerung bezeichnend ist, so bieten uns die niederösterreichischen Granulite ein Lagerungsbild von verhältnismäßig wenig mächtigen, aber horizontal weit ausgedehnten Körpern bzw. Decken.

Behält man diese geologischen Gesichtspunkte im Auge, so erscheint die Meinung, die F. E. SUESS in eingehender Weise vor kurzem (56) über die Granulite geäußert hat, von Wichtigkeit. F. E. SUESS erblickt in den Granuliten umgewandelte Ergußgesteine, Lagergänge oder Lakkolithen, vergleichbar etwa den Porphyrkörpern nördlich von Prag, die nach den Beschreibungen von KETNER oft mit einer Mächtigkeit bis 500 m in die Schiefer des Präkambriums eingeschaltet vorkommen.

Sprechen auch die Lagerungsverhältnisse sehr zu Gunsten dieser Deutung der Granulite, so wurde von petrographischer Seite als gewichtiger Einwand auf das häufige Zusammenvorkommen der Granulite mit pyropführenden Serpentinien hingewiesen. F. E. SUESS wies aber darauf hin, daß diese Vergesellschaftung wohl häufig, aber durchaus nicht, was Anordnung oder Mengenverhältnis betrifft, gesetzmäßig zu sein scheint. Er betrachtet vielmehr diese Gesteine, die immer scharf gegen den Granulit begrenzt erscheinen, als nachträgliche schlotförmige Intrusionen, als basische Nachschübe in die sauren Ergüsse, wie sie etwa in den Euganeen angetroffen werden. Manche Struktureigentümlichkeit der Granulite, das Vorkommen der Mischgesteine, die Bandstreifigkeit, die Wasserarmut, die Lagerungsverhältnisse würden durch diese Deutung eine einfachere und ungezwungene Erklärung finden, wengleich auch eine endgültige Entscheidung erst von neueren Untersuchungen zu erwarten sein wird.

Die kurzen Erörterungen über den derzeitigen Stand des Granulitproblems im niederösterreichischen Waldviertel können nicht geschlossen werden, ohne die nachträglichen Umwandlungen zu erwähnen, die zahlreiche Granulite betroffen hat.

Deutlich und an sehr vielen Stellen nachweisbar ist die Beeinflussung des Granulites durch einen postgranulitischen Intrusions-

körper. LIMBOCK (32), der die nahe der Granitgrenze gelegenen Granulitkörper von Marbach-Granz studiert hatte bezeichnet diesen Vorgang als „Vergneisung“ des Granulites. Er führt diese Durchtränkung des Granulites auf den Granitbatholithen im Westen zurück.

Überblickt man jedoch den gesamten moldanubischen Bau, so läßt sich das Irrige dieser Anschauung leicht erkennen. Nicht der Granit, sondern die postgranulitische Intrusion des Gföhler Gneis-Magmas hat den Granulit beeinflußt (27). In schöner Weise zeigen dies die Verhältnisse bei Ebersdorf an der Donau, gleiches hat WALDMANN vom Engabrunner Haag und aus der Gegend von Gmünd beschrieben.

Zahlreiche Gefügebewegungen, die aber durchwegs von der Kristallisation überdauert werden, begleiten diese Vorgänge und legen Zeugnis ab von tektonischen Umformungen, denen Teile der Granulite unterworfen waren.

Nicht immer lassen sich die einzelnen vorgranitischen Bewegungen in gleicher Weise trennen, wie dies WALDMANN (66) aus der Gegend von Gmünd beschrieben hat. WALDMANN konnte zeigen, daß vor der Intrusion des Granulites Bewegungen vor sich gingen, die zur Ausbildung von Ultratiefenmyloniten führten. Diese Umformung wurde von der Intrusion von Pyroxenamphiboliten überdauert. Nach der Intrusion des Granulitmagma fanden abermals Umformungen statt, die wieder zu ultratiefenmylonitischen Granulitgneisen führten. Diese Bewegungen wurden nun ihrerseits von der Intrusion der alkalireichen, leichtbeweglichen Stoffe überdauert, die zur Ausbildung der Gföhler Gneise führten.

Wichtig ist es, daß durch WALDMANN auch im nördlichen Teile des Waldviertels die Altersverschiedenheit des Granulites und Gföhler Gneises festgestellt werden konnte, wobei sich bemerkenswerte Anhaltspunkte dafür ergaben, daß zum mindesten ein Teil der Pyroxenamphibolite älter als die Granulite sind.

2. Die Gföhler Gneise.

Eine Reihe von Orthogneisen granitischer Zusammensetzung (z. T. Injektionsgneise) werden unter diesem Namen zusammengefaßt, nach dem Hauptverbreitungsgebiete bei Gföhl in Niederösterreich. Der „Gföhler Gneis“ (F. E. SUESS) ist ident mit dem „Zentralen Gneis“ der älteren BECKE'schen Beschreibung des niederösterreichischen Waldviertels.

Von den Granuliten unterscheiden sich die Gföhler Gneise dadurch, daß sie reich sind an fluiden Stoffen und daß sie einer jüngeren Phase der Intrusiongeschichte angehören. Auch sie sind aber nicht als schiefrig erstarrte granitische Intrusionen zu deuten, sondern sie müssen als richtige kristalline Schiefer betrachtet werden.

Das Vorhandensein der Mineralisatoren drückt sich in Mineralbestand und Gefüge aus. Neben Mikroklinmikroperthit, etwas Plagioklas und Quarz tritt Biotit in kleinen Flasern auf. Pegmatitische Schlieren sind wiederholt zu beobachten und können zu größeren pegmatitischen Körpern werden, die unscharf gegen das Nebengestein begrenzt sind. Immer sind die Gföhler Gneise gröber körnig als die Granulite, in den randlichen Partien zeigen sie meist ein unruhiges, wirr gefälteles Bild.

Übergänge zwischen Granuliten und Gföhler Gneisen wurden in den verschiedenen Arbeiten wiederholt erwähnt und stammen aus einer Zeit, wo man beide Gesteine für altersgleich hielt. In allen jenen Fällen handelt es sich entweder um Granulite, die von den Gföhler Gneisen nachträglich beeinflußt (vergneist nach LIMBROCK) wurden oder um Konvergenzerscheinungen. In den randlichen Partien eines größeren Körpers von Gföhler Gneis kommen öfter Partien vor, die allem Anscheine nach ärmer an Mineralisatoren gewesen sein dürften (Örtliches Entweichen?). An diesen Stellen wird das Gestein dann gerne feinkörnig, Granat tritt häufiger auf, und es tritt eine Ähnlichkeit mit manchen granulitischen Gesteinen auf. Hier handelt es sich aber nur um lokal entwickelte Ähnlichkeiten, nie um Übergänge in richtige Granulite.

Zahlreiche geologische und petrographische Beobachtungen haben zur Erkenntnis geführt, daß der Gföhler Gneis nicht immer als reines Orthogestein zu betrachten ist (27). Übergänge zu Schiefergneisen sind namentlich an der Westgrenze schon von HIMMELBAUER (6) beobachtet worden, und auch durch mikroskopische Studien ließ sich die zum Teil sicher hybride Natur des Gföhler Gneises nachweisen (27).

Auch hier besteht, ebenso wie bei den Granuliten, die schwierig zu beantwortende Frage, ob nur Teile oder der ganze Gföhler Gneiskörper Mischgesteine sind. Auch hier müssen zur Entscheidung in erster Linie die Verhältnisse im Großen herangezogen werden. Wir beobachten im Inneren des Gneiskörpers eine sehr gleichmäßige Beschaffenheit, die randlich häufig zu beobachtenden unruhig gefälteleten von Feldspatschwänzchen durchzogenen Teile treten auffallend zurück, nie zeigt sich eine größere Scholle von Schiefergneis oder größere Partien hybrider Gesteine in den inneren Teilen. Dies und die schon bei den Granuliten erörterten allgemeinen Verhältnisse scheinen meines Erachtens darauf hinzuweisen, daß nur die randlichen Teile des Gföhler Gneis-Körpers als zum Teil hybrid aufzufassen sind.

Der Vorgang der Durchmischung ist hier leichter vorstellbar als bei den Granuliten. Die alkalireichen, leicht beweglichen Stoffe drängen längs der Schieferungs- bzw. Schichtfugen ein und hatten auch hier wahrscheinlich zuerst eine mechanische Aufblätterung zur Folge. Die großen Körper der heutigen Gföhler Gneise sind durchwegs nur größere Linsen, die in den Paragesteinen eingelagert sind und die

randlich häufig in sie übergehen. Die einzelnen Züge von Orthogneisen, die im Osten der großen Gneismasse von Gföhl in neuerer Zeit von CH. BACON (1) studiert wurden, sind kleinere Nachschübe von im wesentlichen gleicher Entstehung.

Daß bei dieser Art der Entstehung die Lagerung der größeren Linsen von Gföhler Gneis nicht immer streng konkordant ist, sondern daß sie häufig mit einer leichten Diskordanz die Serie der Schiefergneise durchsetzen, ist weiter nicht verwunderlich.

Allerdings darf hierbei nicht außer Acht gelassen werden, daß die primären Lagerungsverhältnisse durch spätere tektonische Vorgänge verwischt wurden. Auch im Schlibfildle deuten, worauf F. BECKE (6) schon aufmerksam gemacht hat, verschiedene Zerbrechungserscheinungen und Struktureigentümlichkeiten darauf hin, daß diese Gesteine noch nach der Erstarrung zahlreichen Umformungen unterworfen waren.

Altersgleich mit der Ortsstellung der Gföhler Gneise dürfte die starke Durchaderung der Paragneise in ihrem Liegenden sein. F. BECKE (6) hat diese Adergneise in ihrer typischen Ausbildung als „Seyberer Gneise“, nach dem Seyberer Berg bei Weißenkirchen in der Wachau, bezeichnet. Ebenfalls dem gleichen Zeitabschnitte dürfte die Durchaderung mancher Amphibolite angehören, die sich an verschiedenen Stellen beobachten läßt.

Alle diese Erscheinungen führen dazu, eine weitere Phase in der geologischen Geschichte des Waldviertels zu erkennen, die erst nach der Ortsstellung der Granulite eintrat und die im wesentlichen in einer intensiven Durchdringung einzelner Teile mit alkalireichen, leicht beweglichen Stoffen bestand.

LIMBROCK (33), der wie erwähnt die Gföhler Gneise als primäre Erstarrungsgesteine betrachtet, hat gleichfalls die geologische Zusammengehörigkeit der Ausbildung der Adergneise, der Mischgesteine vom Typus des Gföhler Gneises, erkannt. Er bringt die Durchtränkung der moldanubischen Gesteinsserie mit diesen Stoffen mit dem Granitmassiv im Westen in Zusammenhang und stellt diese Vorgänge in die Aplitisationsphase des Granites. Dem gegenüber wäre aber zu bemerken, daß es sich in den vorliegenden Gesteinen um richtige kristalline Schiefer handelt und daß die von dem Granite herstammenden Aplitite und Pegmatite sich von allen moldanubischen kristallinen Schiefen deutlich trennen lassen. Eine Vereinigung der Phase der Durchaderung mit der Aplitisationsphase des Granites vereinigt zwei Stadien der Entwicklung, die zweifelsohne zeitlich zu trennen sind und nicht zusammengehören.

3. Der Granodioritgneis.

Eine besondere Stellung nehmen in der Gesteinsfolge der moldanubischen Scholle Orthogneise ein, die F. BECKE (3) erstmalig be-

schrieben hat und die ihrer Zusammensetzung nach als „Granodioritgneise“ bezeichnet werden müssen. Wir verdanken den Arbeiten A. MARCHETS (35) eine Untersuchung dieser Gesteine und ihrer basischen Begleiter der Fleckamphibolite.

Im Gegensatz zu den Gföhler Gneisen ist der herrschende Feldspat in den Granodioritgneisen ein Plagioklas von einem mittleren Anorthitgehalt von 30⁰/. Biotit und auch Hornblende bilden die dunklen Gemengteile.

Besonders bemerkenswert ist bei den Granodioritgneisen die stete Vergesellschaftung mit einer charakteristischen Amphibolart, mit den Fleckamphiboliten. Diese Amphibolite besitzen weiße, rundlich begrenzte Feldspatflecken, die bis 5 cm groß werden können. A. MARCHET (35) hat gezeigt, daß diese Flecken aus großen porphyrischen Plagioklaseinsprenglingen hervorgegangen sind. Relikte der ursprünglichen anorthitreichen Plagioklase sind im Innern des granoblastischen Aggregates der Flecken gelegentlich noch anzutreffen.

Die Art des Zusammenvorkommens von Granodioritgneis und Fleckamphibolit ist derart, daß hier ohne Zweifel eine Differentiation anzunehmen ist. Dies hat A. MARCHET beobachtet (35), und die Neuaufnahme dieser Gebiete konnte diese Anschauungen nur bestätigen (28).

Mischgesteine konnten bei den Granodioritgneisen nie beobachtet werden.

Die Altersstellung dieser Gesteine ist noch unsicher. Es läßt sich nach den bisherigen Beobachtungen kein Urteil bilden, wie das zeitliche Verhältnis zur Ortsstellung der Granulite oder des Gföhler Gneises ist. Die von diesen beiden Typen jedoch verschiedene Art der Ortsstellung, und die durch die innige Vergesellschaftung mit den Fleckamphiboliten bedingte Sonderstellung weist ihnen aber jedenfalls einen besonderen Platz zu.

4. Die basischen Gesteine.

Eine Fülle basischer Gesteinstypen ist aus dem moldanubischen Teil des niederösterreichischen Waldviertels bekannt geworden. Die Arbeiten von A. MARCHET (34, 35) haben in neuerer Zeit über diese Gesteine wertvolle Aufklärungen gebracht.

Schon F. BECKE (6) hat darauf aufmerksam gemacht, daß in der Vergesellschaftung der verschiedenen Typen mit den Orthogneisen eine gewisse Gesetzmäßigkeit zu herrschen scheint.

Er wies darauf hin, daß der Granulit häufig von einem Pyrop-Olivinfels bzw. dem daraus hervorgegangenen Serpentin begleitet werde, während in der Gesellschaft des Gföhler Gneises nie Pyrop führende Serpentine gefunden wurden. An ihre Stelle tritt dort der Bronzit-Olivinfels, wobei häufig Anomit, Strahlstein und Antophyllit auf Kosten des Olivinfelses gebildet wurde.

Hat man aber Gelegenheit, die Grenzen gegen das Orthogestein zu studieren, so findet man sie immer sehr scharf ausgebildet.

Reaktionssäume wurden beobachtet, nie sind aber schlierige Übergänge zu beobachten, und alle diese Serpentine machen den Eindruck von mitgerissenen, meist unregelmäßig rundlich begrenzten Körpern. Da sie, worauf F. E. SUESS hingewiesen hat, auch außerhalb der Orthogneiskörper auftreten, scheint ihnen doch eine Selbständigkeit zuzukommen: ich betrachte sie als älter als die Orthogesteine, von welchen sie m. E. mitgerissen, bzw. eingeschlossen wurden.

Auch in dem Auftreten der Amphibolite scheinen gewisse Gesetzmäßigkeiten in bezug auf ihre Vergesellschaftung mit den Orthogneisen zu bestehen.

So treten in der Nachbarschaft der Gföhler Gneise immer die einfach zusammengesetzten körnig-streifigen Amphibolite auf, während in der Nähe der Granulite Diallag- und Pyroxen-Amphibolite angetroffen wurden (6, 11). Außer diesen Typen sind aber noch Amphibolite gabbroider Herkunft bekannt, die keinerlei Beziehung zu irgend einem Orthogestein erkennen lassen (6, 34, 35).

Diese ohne Zweifel eigentümliche Verteilung der Amphibolite führte die petrographischen Bearbeiter dieser Gesteine dazu, jedem Orthogneis bestimmte Amphibolittypen als die ihm eigentümlichen Differentiationsprodukte zuzuweisen.

Es ist wohl klar, daß die ganzen moldanubischen Orthogesteine letzten Endes der gleichen magmatischen Provinz entstammen. Eine unmittelbare Zusammengehörigkeit läßt sich jedoch geologisch nur für den Granodioritgneis und Fleckamphibolit beweisen. Alle anderen Amphibolite verhalten sich, wie ich zeigen konnte (27), den Orthogneisen gegenüber als vollkommen selbständige geologische Körper, und diese Selbständigkeit wird durch die übrigen Amphibolite, die keinerlei Beziehung zu einem Orthogneis zeigen, nur gestützt.

Wie ist aber dann die erwähnte Verteilung der Amphibolite zu deuten? Die Verhältnisse im Kamptale können hier zur Klärung beitragen.

Der Granulit von Wanzenu St. Leonhard zeigt in seiner Nachbarschaft einen Diallag-Amphibolit, dessen Sonderstellung von F. BECKE schon frühzeitig erkannt wurde. Dort wo dieser Amphibolit in die Nachbarschaft des Granitgneises kommt, geht er über in den gewöhnlichen körnig-streifigen Amphibolit, wie er als Begleiter des Gföhler Gneises bzw. des Granitgneises charakteristisch ist.

Bedenkt man nun, daß alle neueren Untersuchungen zeigen konnten, daß der Gföhler Gneis (resp. hier der Granitgneis) jünger ist als der Granulit, dann liegt die Vermutung nahe, daß der Gföhler Gneis bei seiner Ortsstellung den Diallag-Amphibolit schon angetroffen hat und ihn in den körnig-streifigen Amphibolit umgewandelt hat.

Dies scheint bei der Zusammensetzung des Gföhler Gneises und bei der beschriebenen Art seiner Ortsstellung nicht verwunderlich. Die Amphibolite in seiner Nachbarschaft wären demnach nicht als

Differentiationsprodukte zu betrachten, sondern sie sind älter als der Gföhler Gneis und hätten ihm nur ihre Umwandlung zu verdanken.

Wie das Verhältnis der Amphibolite zu den Granuliten ist, kann mit Sicherheit nicht angegeben werden. Berücksichtigt man jedoch die Untersuchungen WALDMANNs, dann kann es keinem Zweifel unterliegen, daß zum mindestens ein Teil der Amphibolite älter als der Granulit ist.

5. Die Paragesteine.

Überaus wechsellagernd ist die Serie der Paragesteine der moldanubischen Scholle zusammengesetzt. Die hauptsächlichste Verbreitung besitzen Biotit-Plagioklas Gneise, die F. BECKE als Schiefergneise bezeichnete. Sie sind bald feinkörnig, bald grobflaserig ausgebildet und können beträchtliche Schwankungen in ihrer Zusammensetzung zeigen. Im Kontakt gegen den Granit sind sie in Cordieritgneise umgewandelt.

Wechsellagernd mit den Schiefergneisen treten Marmore, Augitgneise, verschiedene Quarzite und Para-Amphibolite auf. Graphitführung in dieser Zone ist häufig.

Die Schieferung der Paragneise verläuft parallel zu den Zwischenlagen von Marmoren usw. und außerdem finden wir häufig senkrecht zu ihr einen Wechsel in der Zusammensetzung der Gesteine. Diese Erscheinungen deuten darauf hin, daß die Schieferung eine Abbildung der ehemaligen Schichtung ist.

Auf die besondere Stellung, die den Glimmerschiefern in dieser Serie zukommt, soll noch zurückgekommen werden.

In allen Gesteinen der Paraserie sind häufig Zeichen starker tektonischer Umformung zu erkennen. Die Aufschlüsse längs der Donau zeigen beispielsweise prachtvolle Faltenbilder, doch liegen nicht immer echte Faltungen vor, sondern in manchen Fällen verdanken diese Faltenbilder ihre Entstehung einer Verschiebung an einer Schar von Gleitflächen, wie dies von W. SCHMIDT in anderen Gebieten gezeigt wurde.

Alle Umformungen der Gesteine wurden jedoch von der Kristallisation der Gemengteile überdauert.

Die Intrusionsfolge der moldanubischen Scholle.

Überblickt man die verschiedenen sauren und basischen Orthogesteine der moldanubischen Scholle, so läßt sich trotz mancher noch bestehender Unsicherheit eine gewisse Altersfolge schon erkennen.

Von den sauren Gesteinen ist die Ortsstellung der Granulite die älteste. Die basischen Gesteine sind zum Teil sicher älter, zum Teil vielleicht jünger als die Granulite. Nicht als Differentiationsprodukte, sondern als mitgerissene Massen werden hier die im Granulit eingeschlossenen Serpentine betrachtet.

Jünger als die Ortsstellung des Granulites und der basischen Gesteine erfolgt dann die Ortsstellung des Gföhler Gneises (Granitgneises) und gleichzeitig die Ausbildung der Ader- bzw. Mischgneise. Basische Gesteine, die etwa jünger als der Gföhler Gneis wären, sind vorläufig nicht bekannt.

Unsicher bleibt noch die zeitliche Einordnung des Granodioritgneises und des schlierig mit ihm verbundenen Fleckamphibolites.

Als letzter und jüngster geologischer Vorgang muß dann die Ortsstellung der großen Granitkörper und ihrer Ganggefolgschaft erblickt werden.

Läßt man den Granodioritgneis und seinen Begleiter wegen der erwähnten Unsicherheit vorläufig beiseite, so ergibt sich folgende Gliederung des magmatischen Geschehens in der moldanubischen Scholle:

- Ortsstellung der Serpentine und Amphibolite
- " " Granulite
- " von Amphiboliten??
- " des Gföhler Gneises, Ausbildung der Adergneise
- (alle Gesteine umgeprägt in kristalline Schiefer)
- Ortsstellung der älteren Granite
- " " jüngeren Granite
- Ganggesteine.

Die Tektonik der moldanubischen Scholle.

Die bedeutungsvollste tektonische Linie im Bau des östlichen Teiles der Böhmisches Masse ist die Grenze der moldanubischen Scholle gegen das moravische Gebirge im Osten.

F. E. SUESS (46 ff.) hat als erster die tiefgreifende Verschiedenheit dieser Gebietsteile erkannt und die Beurteilung der Lagerungsverhältnisse und der Gesteinsfazies führten ihn zur Erkenntnis, daß die moldanubische Scholle über das moravische Gebirge überschoben wurde.

Wenn auch von mancher Seite die tektonische Wertung der kristallinen Schiefer völlig verkannt wurde und die großzügige Überschiebung mangels gründlicher tektonischer Schulung nicht nur in unserem Teile, sondern auch in dem klassisch aufgeschlossenen Gebiete in Schlesien nicht gesehen werden konnte (z. B. LEPSIUS, HINTERLECHNER u. a.), so haben doch alle neueren Untersuchungen die Richtigkeit der moldanubischen Überschiebung nachweisen können.

Alle moldanubischen Gesteine tragen, wie bereits erwähnt wurde, die Merkmale typischer Tektonite an sich. Sucht man denjenigen tektonischen Vorgang, zu welchem diese Bewegungen korrelat sind, so erkennt man, daß sie sich alle einem großen Bewegungsvorgang zuordnen lassen — einer Bewegung der moldanubischen Scholle nach Osten.

Sowohl im Kleinen wie auch im Großen lassen sich diese Verhältnisse deutlich nachweisen. Die Faltenbilder der verschiedenen Gneise zeigen, worauf F. BECKE besonders im Donautale aufmerksam gemacht hat, immer einen flach fallenden Westschenkel und einen steil fallenden Ostschenkel. In den Seyberer Gneisen, in den Gföhler Gneisen, zeigt sich häufig eine deutliche Bewegung nach Osten.

Sehr schön zeigt sich aber im Großen, an dem Verlaufe der einzelnen Gesteinszüge, die unter Druck erzwungene Anpassung an die moravische Kuppel im Liegenden.

Alle Gesteinszüge, die Schiefergneise, die Amphibolite, die Marmore, zeigen bei der Annäherung an die moravische Grenze das gleiche charakteristische Verhalten. Sie werden in Schollen und Linsen aufgelöst, zersplittern und werden unter den Zeichen stärkster Durchbewegung gezwungen, sich dem Dache der Kuppel im Liegenden anzuschmiegen. F. E. SUESS (48) konnte dies am Verlaufe von Marmorzügen in unzweideutiger Weise dartun und die Studien im Gebiete der moravischen Grenze im Nordwesten von Horn (23) ergaben das gleiche. Auch der Verlauf der Gesteinszüge im Süden der Donau am Nordrande des Dunkelsteiner Granulites (29) läßt den Anschnitt der moldanubischen Überwölbung über die moravische Kuppel in klarer Weise erkennen.

Aber auch in der Ausbildung der einzelnen Gesteine zeigt sich mit der Annäherung an die moravische Grenze eine Veränderung. Die dem Überschiebungsvorgang korrelierten Differentialbewegungen hatten einen regeren Stoffaustausch auf neuen Gleitbahnen zur Folge, und wie F. E. SUESS (50) schon vor Jahren zeigte, bildete sich in allen chemisch geeigneten Gesteinen reichlich Muskovit. Aus den Schiefergneisen im Westen werden mit Annäherung an die Überschiebungsbahn grobschuppige, glimmerreiche Gneise der Mesozone, die Glimmerschieferzone der SUESSschen Synthese. Schrittweise (50, 23) läßt sich diese Gesteinsumwandlung verfolgen, verlagerte Reliktstrukturen in Granaten beweisen die während des Wachstums erfolgten Bewegungen und die häufige Größenzunahme der Gemengteile legt Zeugnis ab von dem regen Stoffumsatz, der herrschte. Unmittelbar an der Überschiebungslinie selbst kann in einzelnen Fällen eine weitere Diaphthorose dieser Gesteine eintreten, die bis zur Ausbildung phyllitartiger Gesteine führen kann (23).

Gegen die Möglichkeit einer Umwandlung der moldanubischen Schiefergneise in Glimmerschiefer im Zusammenhange mit tektonischen Vorgängen wurden von F. BECKE (6) Bedenken chemischer Natur geltend gemacht.

F. BECKE ist geneigt, den Unterschied der Schiefergneise und Glimmerschiefer auf primäre Sedimentunterschiede zurückzuführen. Es ist wohl sicher anzunehmen, daß in der Gesteinsserie der Schiefergneise ein Wechsel von mehr tonigen und tonig-sandigen Sedimenten

ursprünglich vorhanden war, der dann bei der Ausbildung der kristallinen Schiefer von Bedeutung wurde. Mancher zu beobachtende Wechsel zwischen glimmerreicheren und glimmerärmeren Lagen in der Serie der Schiefergneise findet auf diese Weise eine zwanglose Deutung. Die regionale Neubildung von reichlich Muskovit, in allen chemisch hierzu geeigneten Gesteinen (z. T. auch im Bittescher Gneis im Liegenden der Überschiebung) zeigt aber, wie F. E. SUESS (51) betonte, eine deutliche Abhängigkeit von den tektonischen Vorgängen, die auf eine bestimmte Verbindung von Streß und Temperatur hinweisen.

Das Hauptgewicht beim Beurteilen dieser Vorgänge ist wohl darauf zu legen, daß beim Gleiten der moldanubischen Scholle über das moravische Gebirge die Schiefergneise mit den Merkmalen der Katazone umgeprägt wurden in muskovitreiche lepidoblastische Gesteine der Mesozone. Nicht immer sind diese Gesteine im streng petrographischen Sinne Glimmerschiefer, da ja häufig noch ein Feldspatgehalt vorhanden ist. Auf die regionale tektonische Bedeutung dieser Mesogesteine hat F. E. SUESS (52) erst kürzlich neuerdings aufmerksam gemacht.

Auch LIMBROCK (33), der von ganz anderen Anschauungen ausgehend im Moldanubikum Studien angestellt hat, kommt zur Ansicht, daß die moldanubische Scholle gegen das moravische Gebirge zu bewegt wurde. Allerdings erblickt er in den tektonischen Vorgängen nur ein Anpressen der moldanubischen Scholle gegen das Moravische und sieht in den Glimmerschiefern ein Produkt der Piezometamorphose im Sinne WEINSCHENKS.

Gegen diese Anschauungen sprechen aber gerade in unserem Gebiete verschiedene Beobachtungen, die uns zeigen, daß die moldanubische Scholle hier das moravische Gebirge zur Gänze überdeckt hat.

Im nördlichen Teile der Thayakuppel zeigte F. E. SUESS (50, 56), daß in dem Horste von Mißlitz im Nordosten von Znaim der Gegenflügel der moldanubischen Scholle noch erhalten ist, wodurch sich eine vollständige Überdeckung des moravischen Gebirges durch die moldanubische Scholle ergibt. Im südlichen Teile konnte WALDMANN (60) ähnliche Erscheinungen beobachten. Er konnte zeigen, daß die moravischen Gesteinszüge tunnelartig unter die kristallinen Schiefer der moldanubischen Scholle untertauchen, und die Lagerungsverhältnisse am Nordrande des Dunkelsteiner Granulites (29) führen, wie bereits erwähnt, zur gleichen Erkenntnis.

Aus den Lagerungsverhältnissen läßt sich daher für die Thayakuppel ableiten, daß die moldanubische Scholle nicht nur an das moravische Gebirge angepreßt wurde, sondern daß sie über dasselbe überschoben wurde.

Im Inneren der moldanubischen Scholle sind in letzter Zeit verschiedenartige und auch verschieden alte Störungen bekannt geworden.

WALDMANN (64ff.) hat solche aus dem nördlichen Waldviertel beschrieben und eigene, noch nicht veröffentlichte Studien konnten sie auch im südlichen Teile des Waldviertels nachweisen. Einzelne dieser Störungen können dem Überschiebungsvorgange selbst zugeordnet werden und zeigen uns, daß bei der Überschiebung sich die moldanubische Scholle nicht als vollkommen starrer Körper verhalten hat, sondern daß auch größere Teilbewegungen auch im Inneren der Scholle vor sich gegangen sein dürften. Im ganzen ist aber unsere Kenntnis dieser Zonen noch zu lückenhaft, um die einzelnen Beobachtungen zu einem Gesamtbilde vereinigen zu können.

Schließlich sei noch erwähnt, daß der fertige moravisch-moldanubische Bau durch junge Störungen zerstückelt wurde. Diese treten meist im Landschaftsbilde recht deutlich hervor. Hierher gehört die Störung des Dunkelsteiner Waldes (58), die die Fortsetzung der von F. E. SUESS bei Melk erkannten bildet und die nördlich der Donau mit den Störungen von Diendorf, Falkenstein in Verbindung zu bringen ist, an denen noch eine kleine, eingezwängte Scholle von Perm (60) erhalten ist. Auch die aus dem Granitgebiet erwähnten jungen Störungen, die zur Bildung der Pfahlschiefer (16) führten, gehören hierher.

Allgemeine Fragen.

Wiederholt wurde in verschiedenen Arbeiten die Frage erörtert, welche Faktoren die Umwandlung der Gesteine der moldanubischen Scholle in die kristallinen Schiefer der Katazone bewirkt haben.

Nach der einen Auffassung liegt in den Gesteinen des Waldviertels ein altes, vermutlich präkambrisches Grundgebirge vor. Die Ausbildung der Katafazies der Gesteine wäre in bedeutender Rindentiefe erfolgt (Eklogitfazies) und die Intrusion der Granite, deren Alter allgemein als variszisch angenommen wird, hätte nur die Ausbildung eines schmalen Kontakthofes (Cordieritgneiszone) verursacht.

Ein viel weitgehenderer Einfluß wird von F. E. SUESS (54—56) und auch von LIMBROCK (33) den Graniten bei der Ausbildung der kristallinen Schiefer des Moldanubikums zugewiesen.

Wie bereits erwähnt wurde, faßt letzterer die Intrusion der Granite, die Ausbildung der verschiedenen Mischgneise (mit Ausnahme des Granulites) und die Anpressung des Moldanubikums an das Moravische als zusammengehörende Vorgänge auf, die seiner Ansicht nach in die Aplitisationsphase des Granites zu verlegen wären. Wie aber F. E. SUESS (56) gezeigt hat, wäre dieser an sich verlockende Gedanke einer Verbindung der Intrusion der Granite mit der moldanubischen Überschiebung nicht in der Lage, die Gesamtheit der Gegensätze zwischen moldanubisch und moravisch (verschiedene magmatische Provinz [57]) zu erklären, ebenso würde die vollständige Überdeckung des Moravischen durch das Moldanubische und die Fortsetzung der Überschiebung bis nach Schlesien unverstänlich bleiben.

F. E. SUESS betrachtete in älteren Arbeiten die moldanubische Scholle als einen Teil einer Bathosphäre, in der die Umwandlung der Gesteine erfolgte. Die Verhältnisse in Mittelböhmen weisen jedoch auf eine geringe Rindentiefe der Umwandlung, wenn auch bei höheren Temperaturen hin, und F. E. SUESS faßte neustens die bezeichnenden Merkmale dieser Art der Metamorphose in dem Begriff der „Intrusionstektonik“ zusammen.

Regionale Verbreitung der großen Granitkörper, posttektonische Umkristallisation der Gesteine unter Temperaturverhältnissen der Katazone, wobei aber angenommen wird, daß die Wärmezufuhr nicht durch Versenkung in große Rindentiefen, sondern im wesentlichen durch die Intrusion der Granite bedingt wurde, sind die besonderen Merkmale dieser Zone.

Von Wichtigkeit ist nach der Anschauung von F. E. SUESS (56) die Tatsache, daß die Intrusion der Granite der letzte gestaltende Vorgang in der moldanubischen Scholle war, daß vorhandene ältere tektonische Fazies durch eine regionale posttektonische Umkristallisation ersetzt wurde, die ihrerseits unter dem Einflusse der Intrusion erfolgte.

Wir dürften wohl kaum fehlgehen, wenn wir annehmen, daß jeder der in den ersten Abschnitten geschilderten magmatischen Vorgänge eine gewisse Umwandlung der Gesteine mit sich brachte, die durch die letzte Kristallisation alle überdeckt wurden.

Für die Intrusionstektonik ist es aber, wie F. E. SUESS hervorhob, nicht wesentlich, ob die moldanubischen Paragesteine zur Zeit der Granitintrusion schon in metamorpher oder ganz oder zum Teil noch in sedimentärer Fazies vorlagen. Ebenso wenig von Bedeutung wäre das stratigraphische Alter, wengleich auch F. E. SUESS der Ansicht zuneigt, daß in den kristallinen Schiefen der moldanubischen Scholle die Serie des mittelböhmischen Barrandiens in Katafazies enthalten ist.

Würden künftige Untersuchungen den Beweis für diese Vermutungen erbringen können, dann wäre die moravisch-moldanubische Grenze gleichzeitig eine bedeutungsvolle Faziesgrenze des Devon.

II. Das moravische Gebirge.

Ein gänzlich anders geartetes Stück Grundgebirge bietet sich dem Geologen dar, der im südlichen oder östlichen Teile der böhmischen Masse die Grenze der moldanubischen Scholle gegen das moravische Gebirge zu überschreitet.

Während in den nördlichen Teilen der moravischen Zone seit der grundlegenden SUESSschen Arbeit neue Untersuchungen nicht durchgeführt wurden, verdanken wir im südlichen Teile den Arbeiten WALDMANNs (60ff.) und PRECLIKs (38—40) wertvolle Einblicke in den Bau und die Gliederung dieses Gebirges.

Die allgemeinen Unterschiede des moravischen Gebirges von der moldanubischen Scholle sind bedeutend. Sie äußern sich, worauf F. E. SUESS wiederholt hinwies, nicht nur in der Zusammensetzung der Serie der Paragesteine, sie treten auffällig auch in dem Chemismus der großen Batholithen, in der Metamorphose der Gesteine und in der gesamten Tektonik zu Tage.

Die Serie der Sedimentabkömmlinge ist viel einfacher zusammengesetzt als jene des Moldanubikums und erinnert in manchem an die Zusammensetzung des Devons in den Sudeten. Die Batholithen der moravischen Zone gehören einer anderen Gauverwandtschaft an als jene der moldanubischen Scholle und auch in ihrer Gangfolgeerscheinung lassen sich bemerkenswerte Unterschiede verzeichnen. Die kristallinen Schiefer des Moravikums besitzen fast ausschließlich den Mineralbestand der Meso- und Epizone; Katagesteine sind nur in einzelnen protogenen Resten erhalten, meist aber auch pseudomorph umgebildet (56).

Die Gesteinsfazies steht in unmittelbarer Beziehung zur Gebirgsfazies. Ein großzügiger Deckenbau beherrscht das moravische Gebirge, der sich ohne weiteres jenem der penninischen Zone der Alpen an die Seite stellen kann. Im Gegensatz zur moldanubischen Scholle war im moravischen Gebirge die Deckenbildung und die damit verbundene Umformung der Gesteine, die von einer paratektonischen Kristalloblastese begleitet war, der letzte gestaltende Vorgang.

Deutlich läßt sich der von den andrängenden Decken überwältigte Thayabatholith im Osten von dem Deckenland im Westen trennen.

Der Thayabatholith und seine Hülle.

Das Liegende der moravischen Decken bildet die Kuppel des Thayabatholithen. Petrographisch besteht er fast zur Gänze aus einem Biotitgranit, meist mittelkörnig ausgebildet, mit einem relativ hohen Plagioklasgehalt. In den Randpartien sind zu ihm noch granitisch-tonalitische Gesteine zu rechnen, die mit dem eigentlichen rötlichen Granit (Maissauer Granit) in Intrusionsverbände stehen und von Adern des letzteren durchschwärmt werden, wie dies WALDMANN an verschiedenen Stellen beobachten konnte.

Grobporphyrische Varietäten, die in den moldanubischen Graniten so überaus häufig sind, treten, worauf F. E. SUESS hinwies, in den Gesteinen des Thayabatholithen auffallend zurück. Kataklastisch verschieferte Partien sind besonders in den Randzonen öfter anzutreffen.

Ohne Zweifel stammen die Gesteine des Thayabatholithen und jene der Brüner Intrusivmasse aus dem gleichen Magmaherde. Sie gehören aber, wie bereits erwähnt, einer anderen Gauverwandtschaft an als die Granite der moldanubischen Scholle. Wie die Arbeiten von JOHN (57) und MOCKER (36) gezeigt haben, besteht der Haupt-

unterschied darin, daß in den moravischen Batholithen das Kalium gegenüber dem Natrium und Kalzium sehr zurücktritt. Recht deutlich tritt der Unterschied in dem Chemismus in den Gangbegleitern auf. Den Apliten des Thayabatholithen fehlt ebenso wie jenen der Brüner Intrusivmasse Turmalin fast immer, während er in den Gängen der moldanubischen Granite sehr häufig angetroffen wird.

Der Thayabatholith hatte ursprünglich einen wohl entwickelten Kontakthof. Dank der Studien von WALDMANN und PRECLIK wissen wir heute, daß in den verschiedenartigen Kalksilikathornfelsen, Biotithornfelsen, Biotitgneisen, gneisartigen Glimmerschiefern, ehemalige Kontaktgesteine zu erblicken sind, die nur durch spätere tektonische Bewegungen zum Teil aus ihrer primären Lagerung gebracht und hierbei teilweise verändert wurden.

Besonders PRECLIK (40) konnte diese Verhältnisse im Thayatale in klarer Weise erkennen.

Er zeigte, daß der im Süden noch in autochthoner Lagerung erhaltene primäre Kontakthof durch das Darübergleiten höherer Decken von dem Granite abgeschert und als liegende Antiklinale über ihn wegbewegt wurde. Schrittweise konnte PRECLIK nun verfolgen, wie im Zusammenhange mit dieser Durchbewegung die Biotitschiefer, die dort das hauptsächlichste Kontaktgestein bildeten, durch Diaphthorose in Chloritschiefer umgewandelt wurden.

Bemerkenswert ist es, worauf WALDMANN (61) aufmerksam machte, daß die vermutlich devonischen Gesteine der moravischen Serie, auch wenn sie, wie bei Olbersdorf, unmittelbar auf dem Granite liegen, keinerlei kontaktmetamorphe Umwandlung zeigen.

Bewahrheitet sich das devonische Alter dieser Gesteine, dann ist nach WALDMANN die Intrusion des Thayabatholithen älter als Devon und älter als die moldanubische Überschiebung. Die heutige Konkordanz ist nicht primär, sondern erst bei der Deckenbildung erworben worden (Transportierte Konkordanz, HEIM).

Die moravische Deckenfolge.

Das Gebiet zwischen dem Thayabatholithen im Osten und der moldanubischen Scholle im Westen ist Deckenland.

F. E. SUESS (50) hat diesen Deckenbau grundsätzlich schon vor Jahren erkannt, und die neueren Arbeiten von WALDMANN und PRECLIK lieferten das Material für eine genauere Analyse dieses Baues.

Die Orthogneiszüge dieses Gebietes bilden nach den Anschauungen von WALDMANN und PRECLIK die Kerne einzelner Deckfalten, die von den mannigfaltigen Paragesteinen ummantelt werden. Liegend- und Hangendschenkel der einzelnen Deckfalten sind in fast allen Fällen vorhanden, trennende Paragneissynklinalen oft verdünnt und auch vollkommen ausgequetscht. Differentialfaltungen und Quer-

wölbungen sind nachgewiesen worden und verursachen eine weitgehende Komplikation des Gebirgsbaues, dessen Auflösung umso schwieriger ist, als oft weite Strecken von jüngeren Sedimenten bedeckt werden.

Reichhaltig und intensiv verfaltet und verschuppt ist die Serie der Paragesteine. WALDMANN konnte zeigen, daß in dieser Serie Altkristallin vorhanden ist, das im wesentlichen aus den Resten ehemaliger Kontaktzonen der Orthogesteinskörper bestehen dürfte. Staurolithglimmerschiefer, Biotithornfelse, Kalksilikatgesteine, Linsen von graphitführenden Marmoren gehören diesem Altkristallin an.

Neben diesen Gesteinen des Altkristallins treten in der Serie der Paragesteine bleigraue, grüne Phyllite, Sericitphyllite, Sericitquarzite, Konglomeratphyllite, Arkosen, wenig metamorphe Tonschiefer, moravische Kalke auf, Gesteine, die sich schon in der Art ihrer Metamorphose deutlich von dem Altkristallin unterscheiden. Interessant ist es, daß die Züge der moravischen Kalke nie Kalksilikate enthalten und nie von pegmatitischen oder sonstigen Gängen durchsetzt werden. Diese Folge der moravischen Gesteine gleicht in ihrer Zusammensetzung der devonischen oder vordevonischen Serie bei Brünn.

Die mit der moravischen Deckenbildung verbundene Metamorphose hat beide Gesteinsfolgen in der Art ihrer Umwandlung einander genähert. Die Gesteine des Altkristallin durch destruktive Metamorphose (Diaphthorese) und die weniger metamorphen durch konstruktive Metamorphose.

Die tektonische Analyse des moravischen Deckenlandes führte WALDMANN und PRECLIK zur Erkenntnis, daß die Gesteinsfolge unter dem Drucke der über sie hinweggleitenden moldanubischen Scholle im großen in zwei liegende Falten (Decken) umgeformt wurde. Jede dieser beiden tektonischen Einheiten ist in sich wieder unterteilt, verschuppt, die Liegende in stärkerem Maße als die Hangende, aber die Zweiteilung im Großen konnte nicht verwischt werden.

Über den Thayabatholithen und seine zum Teil autochthone, zum Teil abgescherte und verschuppte Kontaktzone folgt als tiefere tektonische Einheit die „Pleißinger Orthogesteinsdecke“ (PRECLIK).

Die Orthogesteinskerne dieser Decke zeigen in ihrer Zusammensetzung eine größere Mannigfaltigkeit als der Thayabatholith. Es treten granodioritisch-tonalitische Gneise, Granit-, Dioritgneise, die sich nach Süden in die Weitersfelder Stengelgneise fortsetzen, auf. Auch die von REINHOLD auf der Waldviertelkarte (6) ausgeschiedene „Basische Einlagerung von gneisartiger Struktur“ gehört hierher.

Im Gebiete der Weitersdorfer Stengelgneise konnte WALDMANN eine Zweiteilung durch eine Synklinale von Paragneisen nachweisen. Nach Norden zu erfolgt eine stärkere Zusammenpressung und die trennende Syncline wird schließlich vollständig ausgequetscht. In den Biotitschiefeln und Quarziten im Westen von Pleißing dürften nach den Untersuchungen von PRECLIK (40) ihre letzten Reste zu erblicken sein.

Im einzelnen zeigt diese Einheit eine komplizierte Verschuppung und Verfaltung mit den verschiedenen Paragesteinen, aus welcher sich die starke Durchbewegung dieser Zone erst so recht deutlich entnehmen läßt.

Über dieser Zone liegt als hangendste tektonische Einheit des moravischen Deckenkörpers die „Decke des Bittescher Gneises“ eine Einheit, die als solche ungemein deutlich hervortritt

Diese Decke besteht fast ausschließlich aus Bittescher Gneis (nach Groß Bittesch in Mähren), einem Gestein, welches zu den charakteristischsten der moravischen Zone gehört (50, 23).

Petrographisch ist der Bittescher Gneis ein porphyrischer, blastomylonitisch umgeformter Granit, der in außerordentlich gleichförmiger Weise über die verwickelt gebaute Zone in seinem Liegenden bewegt wurde.

Sowohl im Schlicke als auch im Großen läßt sich seine starke Auswalzung erkennen. Orthoklas und Biotit sind protogene Reste. Ersterer ist zerdrückt, zu Linsen ausgezogen und bildet die häufig von Serizitströmen umflossenen Augen. Der Biotit wurde zerstoßen und in Lagen auseinander gezogen, wodurch die Gesteine ein charakteristisches bandstreifiges Aussehen bekommen. Muskovit ist typomorph. Er entsteht gerne in den Streckungshöfen der Orthoklasaugen und bildet immer in der Schieferung liegende Porphyroblasten. Besonders gegen die Bahn der moldanubischen Überschiebung hin tritt er häufiger auf.

Auch der Gesteinskörper als solcher läßt die Zerrungen und Auswalzungen erkennen. Wie F. E. SUESS zeigte, ist der ganze Bittescher Gneis in linsen- oder scheiterförmige Teilkörper zerlegt, wie dies unter anderem von stark durchbewegten alpinen Gneisen bekannt geworden ist. Häufig sind kleinere Einschaltungen von Amphibolit oder Biotit-schiefer. Reste mit erhaltener richtungslos körniger Struktur kommen vor, sind jedoch immer nur von der inneren Seite bekannt geworden, nie jedoch aus der Nähe der moldanubischen Überschiebung.

Auch die Decke des Bittescher Gneises wird durch eine Zwischenlagerung von Kontaktgesteinen, wie WALDMANN zeigte (62, 67), in zwei Teile unterteilt.

Die Hülle des Bittescher Gneises ist zum Teile erhalten. Ihr gehören als wichtigstes Gestein die Fugnitzer Kalksilikatschiefer an, die heute allgemein als umgewandelte Kontaktgesteine des Bittescher Gneises betrachtet werden. Sie begleiten ihn mit großer Regelmäßigkeit und bilden den sicher nachgewiesenen Liegendschenkel der Decke des Bittescher Gneises. In ihrem Liegenden folgen dann schon die Phyllite und weniger metamorphen Kalke der tieferen tektonischen Einheit.

Der Hangendschenkel des Bittescher Gneises konnte mit Sicherheit bis jetzt nicht nachgewiesen werden. Dies wird verständlich, wenn wir uns vor Augen halten, daß er ja mit der moldanubischen

Überschiebung zusammenfällt und seine Gesteine daher der stärksten Umformung unterworfen waren. Immerhin ist es nicht ausgeschlossen, daß manche Phyllite, die unmittelbar im Hangenden des Bittescher Gneises von manchen Stellen her bekannt sind und die immer zur Glimmerschieferzone gerechnet wurden, solche verquetschte Reste des Hangendschenkel bilden.

Zum Schlusse sei noch kurz auf das Verhältnis der einzelnen Orthogneise zueinander und zu dem Thayabatholithen hingewiesen.

Die Kontaktgesteine und die Hülle der Paragesteine aller dieser Orthogesteine ist im wesentlichen die gleiche. Daraus ziehen WALDMANN und PRECLIK den Schluß, daß auch die Orthogesteine zusammengehören dürften, und beide vermuten, daß alle diese Züge mit den Thayabatholithen an der Wurzel zusammenhängen. Es liegen aber, gegen eine Vereinigung mit dem Thayabatholithen, besonders was den Bittescher Gneis betrifft, manche Bedenken vor, doch ist heute eine Entscheidung in dieser Frage noch nicht möglich.

Verzeichnis der wichtigeren Schriften.

1. CH. BACON, Moldanubische Orthogneise aus dem niederösterreichischen Waldviertel östlich vom Gföhler Gneis. Tschermaks Min.-petr. Mitt., Bd. 37, 1926.
2. F. BECKE, Die Gneisformation des niederösterreichischen Waldviertels. Ebenda, Bd. 4, 1882.
3. — —, Granodioritgneis im Waldviertel. Ebenda, Bd. 34, 1917.
4. — —, Zur Karte des niederösterreichischen Waldviertels. Ebenda, Bd. 33, 1915.
5. — —, Über das Grundgebirge im niederösterreichischen Waldviertel. C. R. du XI^e Congrès Géol. Int., Stockholm 1910.
6. F. BECKE, A. HIMMELBAUER, F. REINHOLD, R. GÖRGEY, Das niederösterreichische Waldviertel. Tschermaks Min.-petr. Mitt., Bd. 32, 1913.
7. H. CLOOS, Das Batholithenproblem. Fortschritte der Geol. u. Pal., Heft 1. Gebirger Borntreager, Berlin, 1923.
8. — —, Kurze Beiträge zur Tektonik des Magmas. I, II. Geol. Rundschau 1923.
9. L. CLOOS, Zur Kritik der Granittektonik. Centralbl. f. Min. usw., Abt. B, 1926.
10. V. GRABER, Geomorphologische Studien aus dem österreichischen Mühlviertel. Petermanns Geogr. Mitt., 1902.
11. R. GRENGG, Der Diallag-Amphibolit des mittleren Kamptales. Tschermaks Min.-petr. Mitt., Bd. 29, 1910.
12. — —, Die geologischen Verhältnisse der Umgebung des Donautales. Zeitschrift f. Bohrtechnik usw., 1926.
13. — — und F. MÜLLER, Petrographische, chemische und bautechnische Charakteristik von Gesteinen des Südendes der böhmischen Masse zwischen Ardagger, Grein, Ybbs und Amstetten. Verh. d. Geol. Bundesanst., Wien 1926.
14. K. HINTERLECHNER, Über Schollenbewegungen am südöstlichen Rande der böhmischen Masse. Verh. d. Geol. Reichsanst., Wien 1914.
15. — —, Über Schieferinjektionen aus dem Gebiete der Spezialkartenblätter Krems und Horn. Ebenda, Wien 1917.

16. A. KÖHLER, Eine Bemerkung über „Pfählschiefer“ aus dem niederösterreichischen Waldviertel. Verh. d. Geol. Bundesanst., Wien 1924.
17. — —, Mineralogisches aus dem niederösterreichischen Waldviertel. Tschermaks Min.-petr. Mitt., Bd. 36, 1924.
18. — —, Petr.-geol. Beobachtungen im südwestlichen Waldviertel. (Kurzer Tätigkeitsbericht.) Anz. der Akad. d. Wiss., Wien 1924.
19. — —, Das Granulit- und Granulitgneisproblem im südwestlichen Waldviertel. Ebenda, Wien 1925.
20. — —, Graphit in Orthogesteinen in Niederösterreich. Verh. d. Geol. Bundesanst., Wien 1925.
21. — —, Bericht über den Fortgang der petr.-geol. Untersuchungen im südwestlichen Waldviertel. Anz. der Akad. d. Wiss., Wien 1926.
22. — —, Petrographische Notizen aus dem Bayrischen Walde. Tschermaks Min.-petr. Mitt., Bd. 37, 1926.
23. L. KÖLBL, Zur Deutung der moldanubischen Glimmerschieferzone im niederösterreichischen Waldviertel. Jahrb. d. Geol. Bundesanst., Wien 1922.
24. — —, Bericht über petr.-geol. Studien im westlichen Teil des niederösterreichischen Waldviertels. Anz. d. Akad. d. Wiss., Wien 1924.
25. — —, Aufnahmebericht über Blatt Krems. Verh. d. Geol. Bundesanst., Wien 1925.
26. — —, Geologische Untersuchung der Wasserkraftstollen im oberösterreichischen Mühlviertel, mit einem techn.-geol. Beitrag von Ing. G. BEURLE. Jahrb. d. Geol. Bundesanst., Wien 1925.
27. — —, Die Stellung des Gföhler Gneises im Grundgebirge des niederösterreichischen Waldviertels. Tschermaks Min.-petr. Mitt., Bd. 38, 1925 (BECKE-Festband).
28. — —, Aufnahmebericht über Blatt Krems. Verh. d. Geol. Bundesanst., Wien 1926.
29. — —, Die geologischen Verhältnisse am Nord- und Nordwestrande des Dunkelsteiner Granulitmassives. Ebenda, Wien 1926.
30. — —, Bemerkungen zu H. CLOOS, Zur Kritik der Granittektonik. Centralblatt f. Min. usw., Abt. B, 1926.
31. — —, Aufnahmebericht über Blatt Krems. Verh. d. Geol. Bundesanst., Wien 1927.
32. H. LIMBROCK, Die Granulite von Marbach—Granz a. d. Donau. Jahrb. d. Geol. Bundesanst., Wien 1923.
33. — —, Geol.-petr. Beobachtungen im südöstlichen Teil der böhmischen Masse zwischen Marbach und Sarmingstein a. d. Donau. Jahrb. d. Geol. Bundesanst., Wien 1923.
34. A. MARCHET, Der Gabbro-Amphibolitzug von Rehberg im niederösterreichischen Waldviertel. Sitz.-Ber. d. Akad. d. Wiss. Wien, Bd. 128, 1919.
35. — —, Zur Kenntnis der Amphibolite des niederösterreichischen Waldviertels. Tschermaks Min.-petr. Mitt., Bd. 36, 1924.
36. F. MOCKER, Der Granit von Maissau. Ebenda, Bd. 29, 1910.
37. R. OSTADAL, Zur Tektonik des Granites im nordwestlichen Teil des niederösterreichischen Waldviertels. Verh. d. Geol. Bundesanst., Wien 1925.
38. K. PRECLIK, Zur Analyse des moravischen Faltenwurfes im Thayatale. (Vorläufiger Bericht.) Verh. d. Geol. Bundesanst., Wien 1924.
39. — —, Über eine im Gebiete des Thayabatholithen bei Schattau (Mähren) beobachtete Mylonitbildung. Centralbl. f. Min. usw., 1924.
40. — —, Die moravische Phyllitzone im Thayatale. Sbornik St. geolog. ustavu Csl. republiky VI, 1926.
41. E. RAUSCHER, Vorläufige Mitteilung über geologische Untersuchungen im südwestlichen Waldviertelkristallin. Verh. d. Geol. Bundesanst., Wien 1924.

42. F. REINHOLD, Pegmatit- und Aplitadern aus den Liegendenschiefern des Gföhler Zentralgneises im niederösterreichischen Waldviertel. *Tschermaks Min.-petr. Mitt.*, Bd. 29, 1910.
43. — —, Bericht über die geol.-petr. Aufnahme usw. *Ebenda*, Bd. 29, 1910.
44. B. SANDER, Bemerkungen über tektonische Gesteinsfazies und Tektonik des Grundgebirges. *Verh. d. Geol. Reichsanst.*, Wien 1914.
45. J. STADLER, Geologie der Umgebung von Passau. *Geogn. Jahreshefte* 1925.
46. F. E. SUSS, Bau und Bild der böhmischen Masse. Wien 1903.
47. — —, Das Grundgebirge im Kartenblatte St. Pölten. *Jahrb. d. Geol. Reichsanst.*, Wien 1904.
48. — —, Die Beziehungen zwischen dem moldanubischen und dem moravischen Grundgebirge in dem Gebiete von Frain und Geras. *Ebenda*, Wien 1908.
49. — —, Beispiele plastischer und kristalloblastischer Gesteinsumformung. *Mitt. d. Wiener Geol. Ges.*, 1909.
50. — —, Die moravischen Fenster und ihre Beziehungen zum Grundgebirge des hohen Gesenkes. *Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Wien*, Bd. 78, 1912.
51. — —, Bemerkungen zur neueren Literatur über die moravischen Fenster. *Mitt. d. Wiener Geol. Ges.*, 1918.
52. — —, Über die Bedeutung der sogenannten Tiefenstufen im Grundgebirge der variszischen Horste. *Tschermaks Min.-petr. Mitt.*, Bd. 38, 1925 (BECKE-Festband).
53. — —, Bericht über eine geologische Exkursion nach Hauzenberg im Bayrischen Walde. *Sitz.-Ber. d. Akad. d. Wiss. Wien*, Bd. 134, 1925.
54. — —, Der innere Bau des variszischen Gebirges. (Vorläufige Mitteilung.) *Mitt. d. Wiener Geol. Ges.*, 1921.
55. — —, Zum Vergleiche zwischen alpinem und variszischem Bau. *Geol. Rundschau* 1923.
56. — —, Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge. Berlin, Gebrüder Borntraeger, 1926.
57. C. JOHN und F. E. SUSS, Die Gauverwandtschaft der Gesteine der Brüner Intrusivmasse. *Jahrb. d. Geol. Reichsanst.*, Wien 1908.
58. H. TERTSCH, Studien am Westrande des Dunkelsteiner Granulitmassives. *Tschermaks Min.-petr. Mitt.*, Bd. 34 u. 35, 1917 u. 1922.
59. A. TILL, Über das Grundgebirge zwischen Passau und Engelhartzell. *Verh. d. Geol. Reichsanst.*, Wien 1913.
60. L. WALDMANN, Das Südende der Thayakuppel. *Jahrb. d. Geol. Bundesanst.*, Wien 1922.
61. — —, Vorläufiger Bericht über die Aufnahme des moravischen Gebietes südlich der Bahnlinie Eggenburg—Sigmundsherberg. *Anz. der Akad. d. Wiss.*, Wien 1924.
62. — —, Bericht über die geologische Aufnahme des moravischen Gebietes zwischen Eggenburg—Pernegg—Theras. *Ebenda*, Wien 1925.
63. — —, Bericht über die geologische Aufnahme des moravischen Grundgebirges nördlich von Sigmundsherberg. *Ebenda*, Wien 1925.
64. — —, Zum geologischen Bau des moldanubischen Grundgebirges auf dem Kartenblatte Gmünd nebst einigen Nachträgen. *Ebenda*, Wien 1925.
65. — —, Zum geologischen Bau des moldanubischen Grundgebirges auf dem Kartenblatte Gmünd. II. *Ebenda*, Wien 1926.
66. — —, Zum geologischen Bau des moldanubischen Grundgebirges auf dem Kartenblatte Gmünd. III. *Ebenda*, Wien 1926.
67. — —, Bericht über die geologische Aufnahme des moravischen Grundgebirges in Niederösterreich. IV. Teil. *Ebenda*, Wien 1927.