

Das Südende der Thayakuppel.

Von Leo Waldmann.

Mit zwei geologischen Uebersichtskärtchen im Text.

Die südliche der beiden moravischen Aufwölbungen, die sogenannte Thayakuppel, begleitet den Ostrand der böhmischen Masse von Mähr.-Kromau an nach Süden und endigt verschmälert bei Schönberg am Kamp.

Unweit davon weit abseits von anderen ähnlichen Ablagerungen liegt auch der lange bekannte Rotliegendlappen von Zöbing.

Es schien einer besonderen Untersuchung wert, wie hier die moravischen Gesteine zwischen den moldanubischen enden, und ob dies in irgendeiner tektonischen Beziehung zu dem Auftreten der kleinen Rotliegendscholle steht.

Außer der älteren wichtigen Arbeit von J. Čížek¹²⁾ *) beschäftigt sich nur die Arbeiten von F. Mocker²⁴⁾, F. E. Sueß⁸⁾, F. Reinhold^{9, 10)} und F. Becke¹³⁻¹⁵⁾ mit diesem Gebiet. Hinsichtlich der Unterscheidung und des Verhältnisses von moravisch und moldanubisch muß auf die Schrift von F. E. Sueß: „Die moravischen Fenster“⁸⁾ verwiesen werden. In dieser wird auch die Diendorfer Störung als teilweise Südgrenze der moravischen Züge angeführt und ihre mögliche Verbindung mit der Boskowitz Furche erwogen. Weitere Fortschritte hat die Karte von F. Reinhold¹⁰⁾ gebracht. Einige Unstimmigkeiten gegenüber der Darstellung von F. E. Sueß⁸⁾ sollen hier geklärt werden. Auch wird versucht, das jüngst von F. Becke¹⁵⁾ entdeckte, bisher schwer verständliche Vorkommen von Bittescher Gneis knapp oberhalb Zöbing in das Ganze einzufügen. Naturgemäß mußten zur Aufklärung vieler Fragen auch andere Teile der Thayakuppel herangezogen werden.

Uebersicht.

Das hier behandelte Gebiet wird durch zwei Störungen, der von Diendorf am Walde und der von Falkenstein in drei Schollen von verschiedener Gesteinsgesellschaft zerlegt:

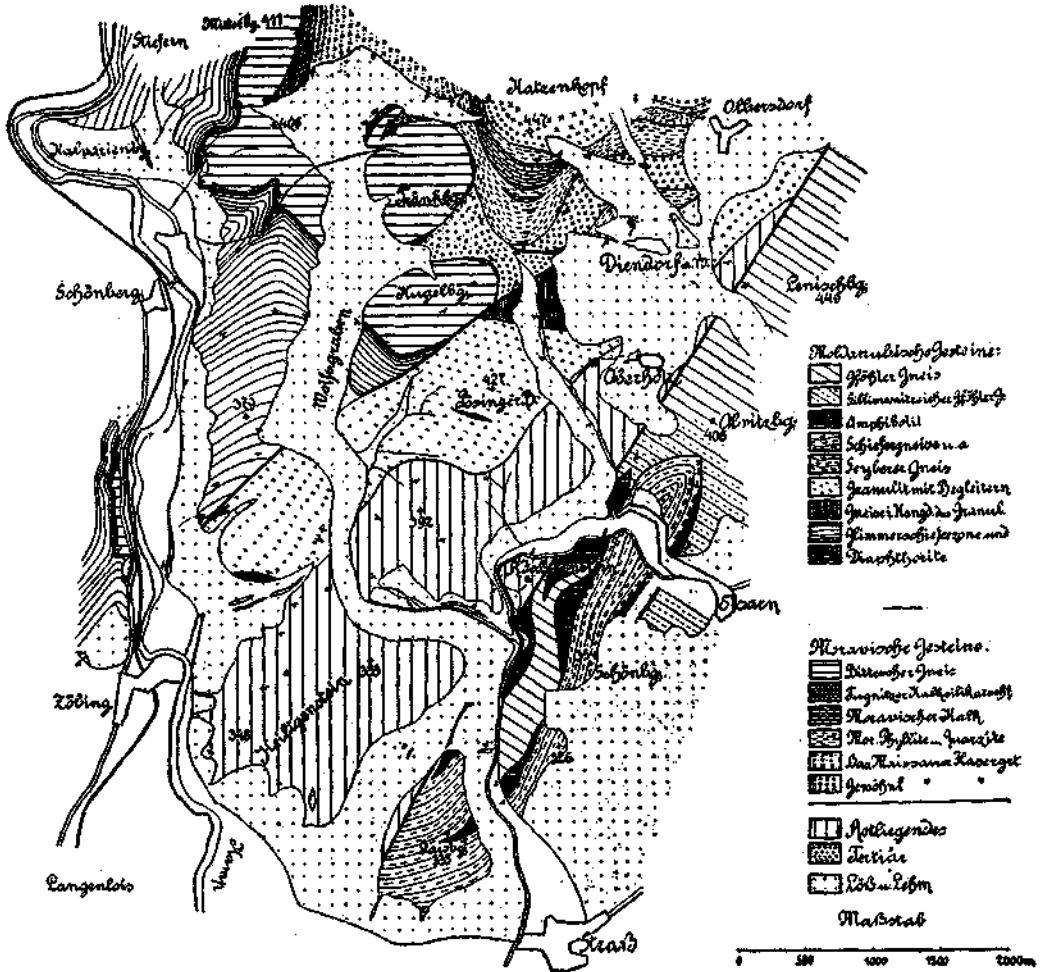
1. Die östliche Scholle von Elsarn enthält mannigfaltige moldanubische Gesteine.

*) Die Ziffern verweisen auf das Schriftenverzeichnis.

2. Die mittlere keilförmige Diendorfer Scholle besteht aus Granulit mit Einfaltungen verschiedener Gneise und dem auflagernden Rotliegenden.

3. Die nordwestliche Scholle von Schönberg am Kamp enthält das hinabtauchende Ende der moravischen Thayakuppel (Bittescher Gneis) mit dem aufliegenden Mantel von Glimmerschiefern und Schiefergneisen.

Fig. 1.



Hier wird zunächst das Rotliegende besprochen, dann die jüngeren Ablagerungen und der Reihe nach die kristallinen Gesteine der einzelnen Schollen.

Das Rotliegende und die jüngeren Ablagerungen.

Das Rotliegende reicht vom Lenischberge bis zum Heiligenstein, grenzt im Osten an die \pm geradlinige Störung von Falkenstein und liegt im Nordwesten auf dem moldanubischen Grundgebirge.

Konglomerate, Arkosen, Sandsteine, Schieferletten (Brandschiefer) folgen in zahlreichen, leicht gebogenen Reihen übereinander. Die Achse

dieser kleinen Verbiegungen (Falkental) fällt mit 30° — 50° gegen Süden. An der Störung (Feste Falkenstein) streichen diese Bildungen gleichsinnig mit ihr. Die Schichten stehen fast senkrecht, gegen Westen zu stellt sich zuerst West-, schließlich das gewöhnliche OSO-Fallen in diesem Abschnitt ein. Entsprechend ändert sich auch das Streichen. Der Grad der Verbiegungen ist abhängig von der Nähe der Störung und hängt meines Erachtens mit ihr ursächlich zusammen.

Unter den Geröllen der Konglomerate herrschen weitaus die der Granulite vor (an der Nordgrenze oft mehr als kopfgroß), dann erst kommen Gerölle von Quarz, Amphibolit, Granitgneis, Schiefergneis, rotem Hornstein. . . . Sie rühren nur von Gesteinen her, die heute im anschließenden Granulitgebiet vorkommen. Es fehlen Gföhlergneise und die Schiefergneise aus deren Liegendem, ebenso moravische Gesteine und solche der Glimmerschieferzone. Größe und Abrollungsgrad der Gerölle sind recht verschieden, kantige Stücke sind nicht zu finden. Das Bindemittel in den Konglomeraten ist bald arkosenartig, bald quarzig, bald sandig oder sandig-tonig. Auch wechselt die Größe des Kornes. Durch Zurücktreten der Gerölle führen die Konglomerate über in verschiedenkörnige Arkosen und Sandsteine, durch Zunahme des tonigen Mittels in Schieferletten, ohne daß allen diesen Gesteinen Gerölle vollständig fehlten. In Verbindung mit den Brandschiefern treten in Zöbing schmale, oft knollige Einlagerungen von dunklen unreinen Kalken auf, die von Čžžek auch bei der Ruine Falkenstein gefunden worden sind. Die Farbe des Rotliegenden ist meist graugrün bis bräunlich, selten rotbraun. Pflanzenreste (*Walchia piniformis* u. a.) beschränken sich derzeit auf einige verstreute Brandschieferlagen in Zöbing (Verzeichnis der Versteinerungen bei J. Čžžek¹²⁾, C. v. Ettinghausen¹⁹⁾ und D. Stur¹⁸⁾ und bei Falkenstein mit ähnlicher Ausbeute. Sie sind schlecht erhalten.

Die einzige Beschreibung dieser Ablagerungen stammt von J. Čžžek¹²⁾. Er hat auch einige Beiträge zur Arbeit C. v. Ettinghausens¹⁹⁾ geliefert, der die Pflanzenreste zuerst, wenn auch unrichtig, bestimmt hat. D. Stur¹⁸⁾ hat diese Bildungen ins Perm verlegt.

Das Rotliegende von Zöbing ist ausschließlich eine Festlandsbildung, doch sind es weder reine Flußablagerungen noch Bergsturzmassen. Gegen erstere spricht der Mangel einer Sichtung der Gerölle und des Kornes nach der Größe; Gerölle von verschiedener Größe häufen sich fast in allen Bildungen zu mächtigen, rasch auskeilenden Bänken, außerhalb deren sie an Menge zurücktreten. Ähnliches gilt für das Vorkommen grobkörniger Arkosen in den feinkörnigen. Bei Bergsturzmassen hätte man auch eckige Bruchstücke zu erwarten. Das Ganze macht den Eindruck eines mächtigen, verfestigten Geröllebreies, wie er durch Wolkenbrüche zustande kommt, wobei der in den langen Zwischenzeiten gebildete Schutt zusammengeschwemmt wurde. Die tonigen Bestandteile und Pflanzenreste haben sich zuletzt abgesetzt. Die daraus entstandenen, wenig mächtigen, zum Teil feinsandigen glimmerigen Brandschiefer führen daher keine oder nur ausnahmsweise Gerölle. Die gute Erhaltung der Feldspate zeugt für eine niederschlagarme Witterung. Derlei gibt es nach

Johannes Walther²⁰⁾ in den regenarmen Gebieten. Die von v. Lozinski²²⁾ ausgesprochene Ansicht, daß das Rotliegende durch „glaziale Fernwirkung“ entstanden sein könnte, trifft daher hier nicht zu.

Verwandt durch ähnliche Bildungsweise ist das von F. E. Sueß²⁾ eingehend beschriebene Permkarbon von Rossitz. Nach der Herkunft der Gesteinsbestandteile unterscheidet er in den oberkarbonen Ablagerungen:

1. das Balinkakonglomerat, bestehend aus moldanubisch-moravischen Geröllen, und

2. das Rokytinakonglomerat, das sich aus sudetischen Gesteinen zusammensetzt: Kulm, Devon.

Diese Zweiteilung läßt sich auch in den Hangendschichten, dem Rotliegenden, verfolgen. Nach der Gesteinsherkunft gehört das Zöbinger Perm der Gruppe des Balinkakonglomerates an. Auf die tektonischen Beziehungen wird später eingegangen.

Das marine Tertiär von Olbersdorf, Diendorf am Walde, Oberholz, Bösendürnbach, Elsarn, Wiedendorf hat zuletzt F. X. Schaffer²³⁾ genau behandelt; ein weiteres dem Diendorfer ähnliches Vorkommen liegt auf der Zöbinger Seite des Heiligensteins (320 m Seehöhe): weiße, resche Quarzsande mit Rotliegend- und Grundgebirgsgeröllen sowie Tongallen. Getier und Gestein ändern sich gesetzmäßig mit der jetzigen Seehöhe. Alle diese Ablagerungen sind wohl nur Faziesausbildungen. An mehreren Stellen liegen auf Tertiär, Perm, Kristallin verschiedene Kalk- und Quarzgerölle, die dem Tertiär gänzlich fehlen. Ihre Herkunft ist noch nicht geklärt.

Das kristalline Grundgebirge.

Nach Bau und Gestein gliedert sich das kristalline Grundgebirge in das moldanubische und moravische. Sie sind durch eine Schubfläche getrennt, an der das moldanubische in Diaphthorite („Glimmerschieferzone“) umgewandelt ist³⁾. Die neuere Kenntnis des Waldviertler Grundgebirges verdankt man den Arbeiten von F. Becke¹³⁻¹⁶⁾ R. Grengg¹¹⁾, A. Himmelbauer¹⁷⁾, L. Kölbl²⁸⁾, A. Marchet²⁹⁾, F. Mocker²⁴⁾, F. Reinhold⁸⁻¹⁰⁾, F. E. Sueß¹⁻⁷⁾, B. Sander²⁵⁻²⁶⁾ und K. Hinterlechner^{31, 32)}.

Das moldanubische Grundgebirge zerfällt hier durch die Störungen von Diendorf am Walde und Falkenstein in die oben erwähnten drei Schollen:

I. Die Scholle von Elsarn.

Zu oberst liegt im Strassertal der Gföhler- oder Mühlbachergneis (F. Reinhold) mit seinen basischen Begleitern*) (Anorthositamphibolit und Bronzitiserpentin). Sie bilden eine kleine, gelappte und selbst wieder gewellte Tauchfalte (Falkenstein). Sie

*) A. Marchet²⁹⁾ hat auf Grund von Analysen ihre Zugehörigkeit zum Gföhlergneis hervorgehoben. Der innige geologische Verband spricht entschieden für diese Auffassung.

ist aber nur eine Verzweigung einer großen liegenden, deren Muldenbau schon F. Reinhold¹⁰⁾ bekannt war. Bezüglich der Lagerung passen sich die liegenden, stark gefalteten Schiefergneise den hangenden Orthogneisen im Streichen und Fallen an. Am Kontakt ist der äußerlich sonst fast granitisch körnige, aber stets kristalloblastische Gföhlergneis gut geschiefert. Kennzeichnend für die großen Falten ist das feine Korn und die ausgezeichnete Schieferung in den verschmalerten Schenkeln bei den Amphiboliten und dem Gföhlergneis, grobes Korn und geringer Schieferungsgrad in den verdickten Faltenkernen. Die Serpentine zeigen nur Unterschiede in der Schieferigkeit. Nördlich und südlich der Kirche von Elsarn reichert sich in den Gföhlergneisen der Sillimanit besonders stark in der Nachbarschaft der Schiefergneise an. Er und der Biotit ordnen sich auf der Schieferungsfläche in gewundenen Streifen. In der kleinen Tauchfalte selbst ist der Sillimanit nur an der Abzweigung vorhanden. Gegen Osten zu nimmt er ab, mit Beginn des Westfallens steigt er wieder (bei Zemling).

Auffällig ist das Verhalten der Schiefergneise. Ihr Korn wird gegen den Gföhlergneis rasch größer, die Faltung wird lebhaft, besonders am Kontakt; Linsenbau (B. Sander) gut ausgeprägt.

Dabei wird auch die Struktur mannigfaltiger. Große Biotitschuppen bedecken den Hauptbruch in dicken Häuten, aber auch als Flecken und Putzen; im Längsbruch sind sie in Lagen oder Linsen angereichert, die oft noch Scharniere von Falten zeigen; ähnliches gilt von dem weißen Quarz-Feldspatgemenge. Die Biotitschuppen umwinden augenartig zerdrückte große Knollen von hellen Gemengteilen. Alles deutliche Spuren ehemaliger lebhafter Gefügebewegungen (B. Sander). Aehnliche Korngröße und Gefüge in den biotitarmen und -reichen Lagen und Schmitzen sprechen dafür, daß beide derselben Metamorphose unterworfen waren. Durchgreifende Lagerung fehlt diesen weißen Linsen und Lagen. Für Assimilationsprodukte des Gföhlergneises können sie mangels an Uebergängen nicht gelten. Die Adern Reinholds stehen aber den ebengenannten Lagen und den Adern der Marmore und Amphibolite fremd gegenüber. Die Marmore in diesen Gneisen sind nur als Linsen entwickelt, häufig von Apliten und Pegmatiten durchzogen, die meist zerbrochen und ausgeschmiert sind, (oft mit einem kalksilikatischen Reaktionssaum gegen den Marmor). Aber nirgends greifen diese roten Adern auf die umgebenden groben Schiefergneise über; sie sind von ihrer Wurzel abgequetscht worden. Die Winkel dieser im Innern häufig graphitisch gebänderten feinkörnigen, randlich grobkörnigen Marmore sind in langgezogenen Kalksilikatstreifen ausgezogen. Unmittelbar am Kontakt gegen den Amphibolit des Gföhlergneises sind größere Linsen des Amphibolits gleichförmig den grobschuppigen gepreßten Schiefergneisen eingelagert, durchzogen von rötlichen, wohlgeschiefert, gefalteten, granulitartigen Apliten; in ihnen schwimmen mannigfach verdrehte Brocken und Fetzen von Amphibolit. In diesen großen Amphibolitlinsen sind solche von Marmor eingezwängt und mit den Amphiboliten innig geknetet. An den Amphibolit grenzen sie mit einem grünen Reaktionssaum. Die Umwandlungerscheinungen am Serpentin in der Nachbarschaft der kieselsäurereichen Gföhlergneise sind bereits von F. Reinhold

erwähnt worden. Diese Ausbildung der Schiefergneise im Liegenden der Gföhlergneise hat F. Becke in der Wachau Seyberergneise¹³⁾ genannt.

Der Kalkspat des Marmors ist stark kataklastisch, die roten Adern in einzelne Stücke aufgelöst; Feldspat und Quarz zertrümmert, durch Kalkspat wieder verheilt. Der saure Oligoklas wolkig, Kalifeldspat und Quarz schiffgranitisch verwachsen. Der Graphit ist in der Umgebung der Adern angereichert, sie plastisch umfließend; Uebergengenteile: Titanit und Tremolit. Kein Reaktionsaum wohl infolge Fehlens von Mineralisatoren (starker Graphitgehalt!); auch die Kalkspatgrundmasse ist äußerst feinkörnig.

Es ist bemerkenswert, daß diese roten Aplite in den Kalken granitisch-körnig, in den Amphiboliten und in den Linsen innerhalb der Seyberergneise schiefrig sind. Sie fehlen außerhalb der Seyberergneise, in diesen sind sie aber auch nur in der Nähe des Kontaktes. Nie habe ich ein Uebergreifen dieser Aplite aus den Linsen auf das Nebengestein feststellen können. Doch deutet das ganze Gepräge und das Auftreten dieser Adern auf ihre vortektonische Herkunft vom Gföhlergneis. An den Schenkeln der Tauchfalte zwischen Elsarn und Falkenstein ist die Seybererzone nicht so schön entwickelt wie bei der Elsarner Kirche, gering ist ihr Auftreten im Kerne dieser Falte auf dem Gaisberg; hier treten Verknetungen zurück. Dasselbe gilt von den Gefügebewegungen, dafür treten körniger Gabbro (F. Reinhold)¹⁰⁾ und bunte, dichte Kalksilikatfelse in der Nachbarschaft des Amphibolits und Serpentin auf. Möglicherweise sind es alte Kontaktgesteine der Gföhlergneismasse, die im Kerne der Falte vor Vernichtung geschützt waren. Aus anderen Teilen des Waldviertels sind noch bessere Umformungen und Verknetungen in den Liegendenschiefern des Gföhlergneises beschrieben worden von F. Becke^{13, 14)}, A. Himmelbauer¹⁷⁾ und F. E. Sueß⁶⁾: Zerreißen von Apliten und Amphiboliten und Verknetung mit Marmor; Th. Fuchs²³⁾ hat abgequetschte Scharniere von Falten eines an Biotit reichen Gneises im Marmor von Spitz beschrieben. Schon B. Sander²⁵⁾ hat auf die starke vorkristalline Gefügebewegung und Umfaltung von Gesteinen im Liegenden des Gföhlergneises aufmerksam gemacht. Alle diese Angaben sprechen für eine Ueberschiebung der Gföhlergneismasse auf die Schiefergneise, die Seyberergneise wären dann vorkristalline Mylonite, was F. E. Sueß⁴⁾ schon vor mehreren Jahren vermutet hat. Der Wechsel des Sillimanitgehaltes in den Gföhlergneisen erklärt sich meines Erachtens aus verschieden hohem Einsaugen von Al_2O_3 aus den Sedimentgneisen infolge verschieden starker Beanspruchung bei der Ueberschiebung. Alte oder jüngere Einschmelzung macht diesen Wechsel nicht begreiflich. Für eine Intrusion der Gföhlergneismasse an Ort und Stelle konnte ich keine Beweise erbringen.

Die Kalksilikatfelse vom Gaisberg enthalten ein gänzlich durchsichtiges, zerlapptes Gemenge von rotem Granat, grünem Diopsid ($\rho > \nu$), optisch anomalem Vesuvian: gezont, schwach doppelbrechend (vom Zoisit sich nur durch das Zurücktreten der Spaltrisse unterscheidend), muskovitisiertem Skapolith, Kalzit, Titanit.

2. Die Scholle von Diendorf am Walde.

Strukturell zeigen die Gföhlergneise nördlich von Elsarn aber auch im Mineralbestand durch das stärkere Auftreten von Granat und

durch das Zurücktreten der Biotitschüppchen Uebergänge in den Granulit. Beide treten am Lenischberge durch die Störung von Falkenstein unmittelbar aneinander. Nähere Untersuchungen der so mannigfaltigen Granulite fehlen noch. Das Streichen ist im allgemeinen ONO—WNW mit verschieden steilem S-Fallen, stellenweise biegt dieses nach N sattelförmig um.

Ohne scharfe Grenze sind sie mit den nur undeutlich geschieferten Granitgneisen F. Beckes¹⁴⁾ vergesellschaftet, in denen Granat, Disthen oder Sillimanit gänzlich zurücktreten, Amphibolite, Serpentin.

Eingefaltet in diese Granulite ist eine ganze Reihe von Ortho- und Paragesteinen: grobkörnige, an Granat und Biotit reiche Schiefergneise mit antiperthitischem, saurem Plagioklas; feinkörnige Graphitmarmore mit Diopsid und Skapolith; Quarzite; Granulite; Orthoaugengneise mit großen vorkristallin zerdrückten Mikroklinen, saurem Oligoklas, langem, ganz unregelmäßig zerlapptem Quarz mit regelmäßig angeordneten Einschlüssen von Granat, Biotit, der die Mikrokline lidartig umgibt; Granatamphibolite; gröberkörnige graphitfreie Marmore mit roten, runden, nichtkataklästischen Adern und einem Kalksilikatsaum, sonst gleich denen von Elsarn. Solche Aderkalke treten nördlich von Zöbing und auf dem Pösingerberg auf.

Die Uebergänge zwischen Granulit, Granitgneis und Gföhlergneis sprechen für die Zusammengehörigkeit dieser drei zu einer geologischen Einheit. Dem ganzen Gepräge nach zeigen die dem Granulit eingefalteten, ziemlich stark gepreßten Paragneise manche Aehnlichkeit mit den Gneisen am Gaisberg. Mit den Seyberergneisen lassen sie sich aber strukturell nicht vergleichen. Auch dies spricht nicht für die Kontaktgesteinsnatur der Seyberergneise. Es ist wohl möglich, daß diese Sedimentgneise, wenigstens zum Teil, den Sedimentmantel der Granulit-Gföhlergneismasse darstellen, der im Liegenden der Schubmasse mit dem Schiefergneis verknüchtet ist. Eine Abgrenzung und Trennung der verknüchteten Gesteine ist gegenwärtig nur zum Teil möglich.

3. Die Scholle von Schönberg am Kamp.

In scharfem Gegensatz in Mineralbestand und Struktur stehen die Gesteine der Glimmerschieferzone zu den hochkristallinen übrigen moldanubischen Gesteinen. Sie sind angepaßt den tektonischen Bewegungen in geringerer Rindentiefe, und zwar im Mineralbestand vor allem durch die Epidot-Zoisitminerale, Hornblende, Muskovit, Chlorit, zum Teil Granat u. a., strukturell durch bessere Schieferigkeit auch in Gesteinen, die arm an schieferholden Gemengteilen sind. Häufig tritt auch Streckung hinzu.

Die sauren Orthoaugengneise sind fast nur strukturell von den Gföhlergneisen verschieden: Feinkörnigkeit, gerade Streifen von Biotitschüppchen auf den Schieferungsflächen, gegenüber den verbogenen des gröberkörnigen Gföhlergneises von Elsarn. Mit ihnen treten Zoisit führende Amphibolite auf (Loisberg nach F. Becke^{13, 14)}, dann stark geschieferte, zum Teil in Strahlstein umgewandelte Serpentine (Schönberg). Diese Umwandlung erfolgt in der Nachbarschaft

des Amphibolit, ähnlich wie im Kremstal (A. Marchet²⁰). Veränderungen an den Tremoliten in den Serpentinien hat F. Becke schon vor langer Zeit aus der Umgebung von Schönberg beschrieben.

Viel durchgreifender ist die mineralogische Veränderung bei den feldspatarmen, aber biotit- und sillimanitreichen Schiefergneisen; sie läßt sich besonders gut nördlich des Granulits von Zöbing verfolgen. Das Korn wird gröber, die Glimmerschüppchen größer. Der Biotit entfärbt sich zu Muskovit*), gleichzeitig reichert sich der Granat an, bedingt durch den höheren Al_2O_3 -Gehalt (Sillimanit). Strukturell ist der Vorgang ähnlich der Bildung der Seyberergneise.

Die an Biotit armen und \pm sillimanitfreien plagioklasreichen Schiefergneise ähneln äußerlich den feinkörnigen Orthogneisen, doch tritt Granat- und Muskovitbildung gegenüber den an Biotit und Sillimanit reichen Schiefergneisen ganz zurück. Je ärmer ein Schiefergneis an Plagioklas und reicher an Biotit und Sillimanit ist, desto leichter geht die Umwandlung vor sich und desto ähnlicher ist dann das Gestein einem petrographisch definierten Glimmerschiefer. (Was im Waldviertel gewöhnlich als Glimmerschiefer bezeichnet wird, ist in den meisten Fällen kein „Glimmerschiefer“, sondern ein feldspatführendes, \pm glimmerschieferähnliches Gestein; ein solches ist auch der Glimmerschiefer von Breitenreich, der lediglich ärmer an Plagioklas**) und reicher an Al_2O_3 als der Kremser Schiefergneis ist.) Abgesehen von einer randlichen Muskovitimpregnation am Kontakt treten sillimanitfreie Schiefergneise allenthalben ohne besondere mineralogische Aenderungen in Wechsellagerung mit granatführenden, \pm glimmerschieferähnlichen Gneisen auf: Krems (Becke¹⁴), Stiefern (Reinhold⁸): Plagioklas: Biotit \sim 1:1, Sillimanit fehlt!), Schönberg. Die mineralogischen Unterschiede in beiden Gesteinen sind lediglich ursprünglich, wie schon F. Becke¹⁴) hervorgehoben hat. Da aber der Schiefergneis bei der Diaphthorese strukturell und mineralogisch verschiedene Gesteine liefert, ist der Umfang dieses Begriffes zu weit. Die Aenderung des Mineralbestandes bei den Al_2O_3 ärmeren Schiefergneisen erfolgt erst am Bittescher Gneis (Chloritisierung von Biotit und Granat).

Orthoaugengneis vom rechten Kampufer zwischen Schönberg und Zöbing im Hangenden des Bittescher Gneises: In einem feinkörnigen, \pm granoblastischen Grundgewebe von Quarz, saurem Plagioklas, Mikroklin stecken linsenförmig zerdrückte größere langgeschwänzte Mikrokline, seltener saure Plagioklase und flache linsenförmige Korngemenge von Quarz. Die großen Feldspate sind randlich gekörnt, Mikroklin auch myrmekitisiert. Feinschuppiger Biotit überzieht die Schieferungsfläche in geraden Streifen. Uebergemengteile: Titanit, Sillimanit, lagenartig auch etwas Hornblende.

Orthoaugengneis aus dem Loistal: ist etwas reicher an Plagioklas und Biotit; die großen Mikrokline sind in langgestreckte Linsen zerdrückt und in gleich orientierte Stücke zerteilt, die gegeneinander verschoben sind und dabei Teile des Biotitkranzes eingezwängt haben. Der Schutt der Augen ist ein granoblastisches Gemenge von Quarz und Mikroklin, während Biotit und Oligoklas

*) Dies und die Muskovitisierung des oft vorhandenen Kalifeldspates waren schon F. E. Sueß⁵) und L. Kölbl²⁵) bekannt.

**) \sim $\frac{1}{6}$ des Gesteins; ein ursprünglicher Kalifeldspatgehalt (nicht selten in Schiefergneisen, fehlt aber denen des Kremstales) drückt unter sonst gleichen Verhältnissen (Feldspat: Biotit) die Ca O-Menge herab.

gänzlich zurücktreten. Um ein solches geknetetes Feldspatauge legen sich Flasern von muskovitisiertem Biotit und Linsen von Quarz. Frischer, rehbrauner Biotit ist den Augen fern. Das granoblastische Grundgewebe besteht aus Quarz, Plagioklas (20–25% *An*), Kalifeldspat und Biotit. Spärliche Uebergemengteile: Epidot, Turmalin, Sillimanit.

Diese Gesteine hat K. Hinterlechner²²⁾ mit dem Bittescher Gneis in ursprünglichen Zusammenhang gebracht und ihm gleichgesetzt, doch haben sie mit ihm nur den Begriff Feldspatauge gemein. Um so größer ist ihre Aehnlichkeit mit den Angengneisen F. Beckes von Stein, Schönberg—Plank; nur führen diese etwas mehr Sillimanit. Schon Becke hat ihre geologische Zugehörigkeit zur Gruppe des Gföhlerngneises betont¹⁴⁾, sie sind lediglich seine tektonische Fazies, damit stimmt auch ihre Gesteinsgesellschaft.

Feinkörniger, heller, an Biotit armer Schiefergneis (Plagioklasgneis) aus dem Wolfsgraben: Plagioklas (15–20% *An*) und Quarz bilden ein ± granoblastisches Gemenge länglicher Körner mit eingeschalteten Linsen und Lagen von geregeltm Quarz (α || der Schieferung), dessen Körner miteinander verzahnt sind. Zerdrückte Gangausfüllungen zerfallen in dütenförmig ineinandergreifende Quarzstücke, deren längerer Durchmesser \perp zur Schieferung ist; || zur Schieferung verläuft in manchen größeren Quarzlinsen eine schmale, leicht verbogene, sehr feinkörnige Zone von Quarz, Plagioklas und Biotit, in anderen Fällen stoßen die Quarzkörner der Linse an einer leicht gekrümmten Linie scharf voneinander ab. Wahrscheinlich handelt es sich hier um die letzten Spuren einer starken vorkristallinen Bewegung. Der feinschuppige Biotit überzieht in schmalen, geraden Streifen die Schieferungsflächen; gewöhnlich ist er chloritisiert. Uebergemengteile: Titanit, Chloritpsedomorphosen (Granat?). Dieses Gestein liegt sehr nahe der Ueberschiebungsgrenze. Es ist, wie zu erwarten war, kein Glimmerschieferähnliches Gestein geworden.

Chemisch verwandt mit diesem ist wohl der biotitarmer Schiefergneis des Gaisberges. Er unterscheidet sich lediglich durch geringere Schieferigkeit und einen kleinen Granatgehalt; sein Plagioklas hat ebenfalls 15–20% *An*. Beiden fehlt der Kalifeldspat.

Die Gesteinsgesellschaft in der Glimmerschieferzone ist sehr mannigfaltig: Granatglimmerschiefer und ähnliche ± Plagioklas führende Gesteine, Quarzite ± Graphit, verschiedene Marmore von sehr wechselnder Korngröße und Metamorphose, verschiedene lagenartige Kalksilikatgneise, Orthogneise von wechselnder Basizität, geäderte Gneise usw. Allen gemeinsam ist das vollständige Fehlen einer nachkristallinen Kataklase und Zunahme der Diaphthorese gegen den Bittescher Gneis zu. Reststrukturen und dergleichen deuten auf lebhaft vorkristalline Gefügebewegungen. Daß mit der Bildung der Granatglimmerschiefer und verwandter Gesteine Gefügebewegungen Hand in Hand gingen, hat L. Kölbl²³⁾ gezeigt.

Die Kalksilikatgneise sind in dem Tälchen, das vom Trenkberg gegen Schönberg zieht, gut aufgeschlossen: Die lichten Lagen entsprechen im allgemeinen den an Biotit freien Plagioklasgneisen (Schiefergneisen), sie führen dafür etwas Kalifeldspat. In einem feinkörnigen, granoblastischen Plagioklas-Quarzgemenge stecken größere Körner von Plagioklasantiperthit (15–20% *An*), Kalifeldspat in größeren Stücken (fehlt im Grundgewebe) nur in der Nachbarschaft der dunkleren Hornblende-Granatlagen. Gegen die Plagioklasgneislagen reichern sich in den dunkleren Lagen der Granat, auch Zoisit, feine Hornblendenädelchen an; größere Hornblenden treten hier zurück. Kalifeldspat ist schon in größerer Menge vorhanden, aber noch immer überwiegt das Plagioklas-Quarzgemenge die übrigen Bestandteile, wird aber in den dunklen Lagen selbst von Hornblende und Granat, auch Zoisit stark zurückgedrängt. Unter den hellen Gemengteilen ist der Kalifeldspat hier recht häufig, freilich gänzlich von schönem Myrmekeit aufgezehrt. Uebergemengteile: Titanit, Epidotorthit.

Vorkristalline Umformung ließ sich in den hellen Lagen (Plagioklasgneis) nur an den zerrissenen Apatiten feststellen. An den übrigen Gemengteilen

hat die Kristalloblastese die Spuren gänzlich verwischt. Viel besser lassen sich die vorkristallinen Gefügebewegungen in den hellen Linsen und schmalen Lagen innerhalb der dunklen verfolgen. Die großen Plagioklasantiperthite sind in einzelne, oft stark verdrehte Stücke aufgelöst, die randlich gekörnt, oft weit verschleppt sind. Myrmekit zieht ihnen die Kalifeldspatsubstanz heraus. Umgeben sind sie von einem feinkörnigen granoblastischen Schutt: von saurem Plagioklas und Quarz. Stellenweise sind auch Teile der Umgebung mit in die Linsen hinein verarbeitet. Um das langgeschwänzte Trümmerwerk legen sich Hornblende, seltener lange, dünne Quarzstreifen. Auffällig ist das Verhalten von Hornblende und Granat in den dunklen Lagen, besonders wenn sie als stark gepresste Linsen in den Plagioklasgneislagen stecken. Die oft großen Hornblenden sind zerteilt, stark gegeneinander verschoben, randlich zernadelt; die dazwischenliegenden Räume von einem Schutt feiner Hornblendenädelchen und Quarz ausgefüllt. Nur im Winkel der mehr widerstandsfähigen Granaten sind sie etwas verschont geblieben. Auch der Granat ist, wenn auch nicht so sehr, in einzelne Stücke aufgelöst und verschleppt worden. Ebenso sind die großen Zoisite randlich zerfranst und zerrissen worden. In den besonders stark umgeformten Teilen des Gesteins kommt es dort, wo Hornblende und Granat unmittelbar aneinanderliegen, unter Aufzehrung von Granat und Hornblende zur Bildung von Biotit, Zoisit und Quarz unter Mitwirkung der durch Myrmekitisation freigewordenen Kalifeldspatsubstanz. Der ursprüngliche Gehalt an Kalifeldspat reichert sich mit der Zunahme der dunklen Gemengteile an, Hand in Hand schreitet auch die Myrmekitisation vor; schließlich tritt der Myrmekit in den dunklen Lagen ganz an die Stelle des Kalifeldspates. Der ganzen Struktur nach zu schließen, waren Granat und Hornblende zum Teil auch Zoisit schon vor der letzten Umformung vorhanden. Mit der Faltung des Gesteines stehen Gefügebewegung und die erwähnten Umwandlungserscheinungen in unmittelbarem Zusammenhange. Die kleinen Hornblendenädelchen in lichterem, an Granat reichen Lagen dürften wohl infiltriert worden sein. Junge Querrisse sind von einem groben Albit-Mikroklingemenge ausgefüllt. Die dunklen Hornblende-Granatlinsen in den reinen Plagioklasgneislagen sind, wie Scharniere und ausgequetschte Mittelschenkel von liegenden Fältchen zeigen, tektonischen Ursprungs. Die auffallende, tausendfache Wechsellagerung ist also teils tektonisch (Linsenbau nach B. Sander), teils aber tatsächlich ursprünglich, wie aus mineralogischen Uebergängen zwischen manchen Lagen zu schließen ist.

In anderen Lagen tritt reichlich Biotit in Büscheln und Kränzen um größere Epidote (opt. —; Achse A: $\rho < \nu$, Achse B: $\rho > \nu$) und Oligoklasen. In geringer Menge sind etwas myrmekitische Mikroklinmikroperthite; die spärliche blaugrüne Hornblende zerstückelt, verschleppt, innig mit Biotit und Epidot verwachsen (wohl Verdrängungserscheinung). Uebergangsteil: Titanit.

Im selben Tälichen treten verknüpft mit anderen Diaphthoriten, geäderte, diaphthoritische, biotitführende Plagioklasgneise (Schiefergneise) auf, stark gepresst, gestreckt, leicht gefältelt. Der Mineralbestand außerhalb der Ader setzt sich zusammen aus Quarz, Plagioklas (15–20% An), Biotit (in Umwandlung in Chlorit und Muskovit begriffen), Mikroklin, zum Teil muskovitisiert, nur in wenigen größeren Körnern; das Grundgewebe besteht ausschließlich aus Plagioklas und Quarz. Uebergangsteil: Turmalin. Die großen Feldspate, hauptsächlich Plagioklas, randlich stark gekörnt, in lange Schwänze mit einem sehr feinkörnigen Plagioklas-Quarzgemeenge ausgezogen und lidartig umgrenzt von Chlorit und Muskovit. In der Nähe der Ader bildet Quarz ein feinkörniges, linsen- oder fleckenartiges Gemenge mit ähnlicher Orientierung wie die Ader. Diese, vorzugsweise aus Quarz bestehend, ist gewunden. Die Einschlüsse, Plagioklas und Biotit, sind in Streifen ausgezogen. Möglicherweise sind die Quarzflecken außerhalb der Ader Imprägnationen. Mit dem Bittescher Gneis haben diese Adern nicht das geringste zu tun; dem widerspricht schon das ganze diaphthoritische Gesteinsgepräge.

Gegen den Bittescher Gneis zu verlieren die Kalksilikatgneise den ursprünglichen oder neugebildeten Biotit durch Bildung von Chlorit und Muskovit. Es sind dann feinkörnige Diaphthorite mit Chlorit- und Muskovithäuten auf den Schieferungsflächen. Sie sehen den ursprünglich Sillimanit- und Kalifeldspat-freien diaphthoritischen Schiefergneisen recht ähnlich. Die biotitfreien, Kalifeldspat führenden

Plagioklasgneise gehen in dünnstiefrige Serizitschiefer mit Muskovitporphyroblasten über, die manchen Bittescher Gneisarten äußerlich ziemlich gleichen. Die Umwandlung von Granatglimmerschiefern und nahe verwandter Gesteine in granatfreie phyllitähnliche Diaphthorite hat schon L. Kölbl²⁶⁾ ausführlich beschrieben. Manche Gesteine aus der Zone der diaphthoritischen Glimmerschiefer werden in der Nähe des Kontaktes mit Bittescher Gneis durch Phyllitisierung²⁷⁾ ursprünglich verschiedener Gesteine einander äußerlich recht ähnlich. Unmittelbar auf dem gelblichweißen Bittescher Gneis selbst liegen an den meisten Stellen durchschnittlich $\frac{1}{4}$ — $\frac{1}{2}$ m mächtige dunkelblaugraue stark zerknitterte phyllitähnliche Diaphthorite. Der Kontakt ist überall scharf; nirgends greift Bittescher Gneis ins moldanubische Nebengestein über.

Die Schubfläche selbst ist gefaltet. Ihr passen sich die Gesteine der Glimmerschiefer sehr gut an, zeigen selbst noch liegende Falten, deren Stirne, Schenkel und Muldenumbiegung stark gefaltet sind. Die Achsen dieser Faltenwellen, die mit der Streckung des Bittescher Gneises gleichsinnig N 60° O verlaufen, fallen durchschnittlich 20—30° gegen WSW ein. Das Streichen der Schieferung biegt im Bittescher Gneis nach NO um, wie schon F. Reinhold^{9, 10)} erkannt hat. Unweit der Ueberschiebungslinie äußern sich die Bewegungsspuren im Moldanubischen nicht nur im wachsenden Grad der Faltung bis zum ausgeprägten Linsensbau (wie es sowohl im Großen als auch im Handstück deutlich zu erkennen ist), sondern auch in der dadurch bedingten Stärke der Diaphthorese. Diese Faltung, die mit den Umrissen des Fensterrandes oder besser mit der allgemeinen Gestaltung des Moravischen gesetzmäßig verknüpft ist, erlischt nach oben; dies hat auch L. Kölbl²⁸⁾ bei Messern beobachtet. In der Glimmerschieferzone stellen sich auch Bewegungshorizonte ein, an die eine selbständige Diaphthorese ohne besondere Rücksicht auf die Entfernung des Bittescher Gneises gebunden ist: schmale Glimmerschiefer-ähnliche Gesteine werden unter Mitwirkung der mächtigen, verhältnismäßig starreren Plagioklasgneise phyllitisiert, Mormor in den Kernen dieser Gneise zerdrückt, grobkörnig, zopfartig verdreht und sind dann mit dicken chloritischen Häuten überzogen. Südlich von Schönberg ist statt des Mittelschenkels von liegenden Falten von Quarzit eine 1—2 dm breite Scherzone, ausgefüllt mit Quarzitlinsen, die mit einer Chloritschmiere verbacken sind.

Auf dem rechten Kampufer und NO von Schönberg lassen sich die Verknüftungen im Hangenden des Bittescher Gneises gut verfolgen. Die Augengneise, die geäderten Gneise und die Amphibolite sind von den weiter oben im Hangenden liegenden Massen linsenförmig abgequetscht, mit chloritreichen Marmoren, diaphthoritischen Glimmerschiefer-ähnlichen Gesteinen usw. verknüft; die glatten buckligen Trennungsflächen dieser Gesteine sind mit einer dicken chloritisch-graphitischen Schicht bedeckt. Je näher die Ueberschiebungslinie, desto ausgeprägter der Linsensbau. Nach B. Sanders²⁷⁾ Ausdrucksweise haben Ausarbeitung und Umfaltung einer älteren Schieferung stattgefunden, verknüft mit Linsensbau und Diaphthorese im unmittelbaren Zusammenhang mit der Ueberschiebung.

Am rechten Kampufer taucht der Bittescher Gneis als Fenster auf; auch hier fällt er im Westen unter die Glimmerschieferzone, deren Bau ähnlich dem des Schönberger Tälchens ist. Im Joche dieses Fensters fließt der Kamp; auf der linken Kampseite fallen die schon wenig diaphthoritischen moldanubischen Gesteine knapp nördlich der Diendorfer Störung nach Osten, das Südende des Bittescher Gneises wird durch eine kleine, unbedeutende Störung abgeschnitten; schon F. Becke¹⁵⁾ hat eine solche hier vermutet. Bittescher Gneis zertrümmert, Schieferung und Seidenglanz undeutlich. Die Aehnlichkeit mit Bittescher Gneis hat schon A. Himmelbauer¹⁷⁾ erkannt, erst F. Becke¹⁶⁾ ihn diesem gleichgestellt.

Die nach Südwesten eintauchenden Falten sind im Loistal gut aufgeschlossen. Uebrigens geht aus dem Kärtchen A. Marchets²⁹⁾ sowie aus eigenen Beobachtungen deutlich hervor, daß die beiden Amphibolitzüge nördlich von Zöbing, zwischen die sich das Fenster des Bittescher Gneises einschiebt, sich zu einem Sattel auf dem Loisberg vereinigen, unter den der Bittescher Gneis hinabtaucht; den halbdomeförmigen Bau des Loisberger Amphibolits hat schon F. Becke^{13, 14)} erkannt. Mit einer Störung hat diese Lagerung keinen Zusammenhang.

Die Achse dieser Falten und Gesteinszüge verläuft gleichsinnig mit der ONO—NO-Streckung des Bittescher Gneises (Schönberg, Zöbing: Achsengefälle $\sim 30^\circ$ SW—WSW), damit erklärt sich auch das ONO—NO-Streichen des Lengfelder Glimmerschiefers.

Die übrigen moravischen Gesteine.

Unter dem Bittescher Gneis liegen an der Straße Schönberg—Oberholz die Fugnitzer Kalksilikatschiefer, die mit den wenig kristallinen moravischen Kalken vergesellschaftet und durch alle Uebergänge mit ihm verknüpft sind. Beide liegen allerdings in wechselnder Mächtigkeit unter dem Bittescher Gneis des Trenkberges und Kugelberges.

Die moravischen Paragesteine sind bisher nur von F. E. Sueß⁸⁾ untersucht worden. Vereinzelt finden sich bei F. Mocker²⁴⁾ und F. Reinhold^{9, 10)} und F. Becke^{13, 15)} sowie neuestens bei B. Sander^{25, 26)}. Eine eingehende Beschreibung des Bittescher Gneises von Messern hat jüngst L. Kölbl²⁸⁾ geliefert.

Das Liegende der Kalke setzt sich aus Serizitquarziten und Serizitschiefeln verschieden metamorphen Phylliten zusammen, seltener aus serizitischen Arkosen. Diese Gesteine können einander bis zu einem gewissen Grade ersetzen.

Die Unterlage aller dieser Gesteine ist endlich der mannigfaltige, \pm verschieferte Maissauer Granit^{24, 9—10)}. Seine dioritisch-tonalitische Abart ist die „basische Einlagerung von gneisartiger Struktur“ F. Reinholds^{9—10)}, der auch die Grenzgesteine von Theras (F. E. Sueß⁸⁾) angehören. Ebenso sind die östlich des Trenkberges und Kugelberges von F. Reinhold^{9—10)} als Bittescher Gneis ausgeschiedenen Gesteine Arten des Maissauer Flasergranits. In dieser Gegend ist er stark geschiefert, stellenweise gefältelt, sogar stengelig. Reste der Erstarrungsstruktur wurden nur in engster Nachbarschaft

mit den Fugnitzer Kalksilikatschiefern gefunden (S des Mitterberges) es sind wenig veränderte Reste in der Amphibolitfazies des Maissauer Granits; vielfach ist er von ihnen durch ein schmales Phyllitband getrennt. Mit Zunahme der Verschieferung wird die grüne Hornblende in den mikroklinreichen Arten durch Biotit und Epidot verdrängt. In anderen wie auf dem Kugelberg fehlte schon ursprünglich die Hornblende, daher ist es auch nicht zu einer Epidotbildung gekommen. Diese Uebergänge lassen sich nach Südosten und Osten vom Mitterberg aus gut verfolgen.

Vermutliche Reste eines ehemaligen Kontaktmantels sind spärlich: Kalksilikathornfelse von Kühnring, F. E. Sueß⁹⁾, F. Reinhold¹⁰⁾, Biotitphyllite aus dem Latiental (F. Mocker²⁴⁾ und verwandte Biotitphyllite östlich von Grübern.

Der Fugnitzer Kalksilikatschiefer von Schönberg ist ein lichtgrünes, feinkörniges, schön geschiefertes Gestein, bestehend aus Kalzit, Mikroklin, Plagioklas (basischer Oligoklas 25—30% An), Quarz, Stengeln von durchsiebter, grüner Hornblende, reichlich Epidot (A: $p < v$, B: $p > v$, —), Augit fehlt; Schiffe von Maltersbach, Ober-Höflein, Waschbach, Fugnitz, Nöderndorf, die mir Herr Professor F. E. Sueß zur Verfügung stellte, zeigen folgende Gesetzmäßigkeiten: Die Menge des diopsidischen Augits ist abhängig von der Menge des Epidots (Klinozoisits). Bei sehr geringen Mengen oder vollständigem Fehlen des Epidots (Klinozoisits) tritt der Augit in selbständigen Körnern und Säulchen neben grüner Hornblende auf. Bei Zunahme von Epidot (Klinozoisit) verschwindet er als selbständiger Gemengteil; er ist dann stets mit der Hornblende verwachsen, kataklastisch verbogen, fetzenförmig, zeigt wellige Auslöschung; bei noch größerem Epidotgehalt ist er nur mehr in wenigen kleinen Fetzen parallel mit der Hornblende verwachsen. Schließlich verschwindet er ganz. Mit der Abnahme des Augitgehaltes nimmt auch der Anorthitgehalt des stark invers zonar gebauten Plagioklases ab: basischer Andesin \longrightarrow basischer Oligoklas in der Hülle, basischer Oligoklas \longrightarrow Oligoklas im Kern; dagegen wächst der Pistazitgehalt des Klinozoisits.

Der Fugnitzer Kalksilikatschiefer aus dem Rosental von Maltersbach zeigt alle Grade von Gefügebewegungen, die zur Vernichtung des basischen Plagioklases und des Augits geführt haben. Größere Mikrokline in Linsen zerdrückt, Quarz in schmalen Streifen (+ Regelung), oft feinkörnige Nester von Mikroklin und Quarz lidförmig umschließend, aber auch solche von Plagioklas und Klinozoisit mit spärlichen Hornblendenädelchen. Reste von Augit sind stets mit Hornblende verwachsen. Die Hornblende selbst hat seitlich schiffelförmige Fortsätze und losgerissene Fetzen. Das feinkörnige Grundgewebe setzt sich aus reichlich Klinozoisit (zum Teil Epidot), Kalzfeldspat, Plagioklas, Quarz und Hornblendenädelchen zusammen. Je stärker die Bewegung war, desto mehr ist er bestrebt, durch Sammelkristallisation größere Körner zu bilden, wobei er sich durch Aufnahme von Fe_2O_3 des Augits in einen pistazitreicheren Epidot umwandelt.

Das ursprüngliche Gestein hat demnach neben basischem Plagioklas Augit, Mikroklin, Quarz, auch Hornblende, vielleicht auch Spuren von pistazitreichem Epidot besessen. (Der Klinozoisit ist eine jüngere Bildung aus der Anorthitsubstanz usw., seine Umbildung in einen pistazitreicheren Epidot kommt in noch späteren Abschnitten der Gefügebewegung zustande.) Der Kalkspatgehalt wechselt außerordentlich, fehlt sehr häufig. Durch die Gefügebewegungen sind Augit und Hornblende zertrümmert, jener verschwindet, dafür bilden sich neue Hornblende und Epidot. Die zertrümmerte Hornblende ist kristalloblastisch erneuert; massenhafte Hornblendenädelchen weisen in dem nun kristalloblastischen Gestein auf die starke vorkristalline Bewegung. Der Kalkspat selbst mildert die Kataklastase und verstärkt die Kristalloblastese je nach seiner Menge. Die sedimentär angelegte durch Kontaktmetamorphose kristallin abgebildete Schieferung ist bei der letzten Gesteinsumprägung ausgearbeitet worden.

Die Fugnitzer Kalksilikatschiefer sind demnach Diaphthorite von Pyroxenhornblendeplagioklasgesteinen,

vermutlich ehemaligen Kontakthornfelsen. Sie sind nach F. E. Sueß^{3, 5)} unter dem Einflusse von Bewegung entstanden. Die Diaphthorese selbst steht in einem geraden Verhältnis zur Gefügebewegung. Die Bildung dieser Gesteine kann nicht durch eine Diffusion von Karbonatlösungen in Bittescher Gneis vor sich gegangen sein, dagegen spricht schon der scharfe Kontakt gegen den Bittescher Gneis. Wohl aber sind alle Uebergänge in die moravischen Kalke vorhanden, demnach handelt es sich hier lediglich um einen mehrfach umgewandelten, dolomitisch mergeligen Horizont der moravischen Kalke.*)

Quarzdioritischer Maissauer Flasergranit im Liegenden der Fugnitzer Kalksilikatschiefer: körnige Teile dieses sehr feinkörnigen, dunkelgrünen, amphibolitischen Gesteines sind nicht geschiefert. Der Plagioklas in großen Individuen mit normalem Zonenbau (Kern: basischer, Hülle: saurer Oligoklas von ~ 20% An), dementsprechend erfüllt mit Epidotkörnern. Umsäumt sind diese Plagioklase von kleinen Quarzkörnern, die wohl beim Umsatz der Anorthit-substanz bei der Epidotbildung entstanden sind. Die großen Quarzkörner sind in Kornknoten und Linsen zerdrückt. Die zonargebaute blaugrüne Hornblende (Hülle: stärker doppelbrechend, aber schwächer pleochroitisch als der Kern) ist stark durchlöchert und zerfetzt. In dem Grundgewebe von Quarz und saurem Oligoklas füllt der sehr spärliche Kalifeldspat nur die Lücken. Uebergangenteile: Titanit, Epidotorthit. Die Hornblende ist sicherlich nicht mehr ursprünglich, sondern aus einer kataklastischen anderen Hornblende entstanden. Sie selbst zeigt nicht die geringste Spur einer nachkristallinen Beeinflussung. Der Fe_2O_3 -Gehalt des Epidots ist wohl auf Rechnung der alten Hornblende zu setzen.

Gegen Osten zu gehen diese Gesteine in eine mikroklinreiche Hornblende führende Biotitfazies des saarigen Maissauergranits über (= basische Einlagerung von gneisartiger Struktur^{9, 10)}.

Die dunkelgrüne, alte Hornblende, deren blauer Ton bedeutend schwächer ist als der aus der Grenzzone der Fugnitzer Kalksilikatschiefer, ist meist auseinandergerissen, die Bruchstellen von einem Gemenge von pistazitreichem Epidot und Biotit ausgefüllt. Der Biotit greift im Verein mit dem Epidot in die Hornblende ein und zehrt sie auf. Wo Biotit und Epidot fehlen, ist diese alte Hornblende randlich parallel mit einer jüngeren, stärker doppelbrechenden, aber schwächer pleochroitischen lichten Hornblende verwachsen. Diese neugebildete Hornblende tritt auch selbständig auf, ohne Spur einer vor- oder nachkristallinen Kataklastik zu zeigen. Der epidotfreie Biotit außerhalb der Hornblende ist wohl kristalloblastisch erneuerter, ursprünglicher Gemengteil im Vergleich zu dem aus Hornblende entstandenen, von Epidot durchspickten Biotit. Die großen Mikroklinitkristalle sind entlang der Schieferung und unter 80° zu ihr in gleichorientierte längliche Stücke zerlegt, die Sprünge von einem feinkörnigen Gemenge von Quarz und saurem Plagioklas ausgefüllt; von diesem aus wird der Kalifeldspat myrmekitisiert, die freigewordene Substanz zur Biotitbildung verwendet. Die noch erhaltenen größeren älteren Plagioklase (25–30% An) sind erfüllt von Epidotkörnchen (alter Zonenbau), die Zwillingslamellen verbogen, die Körner zerteilt, stellenweise sogar in ein feinkörniges Quarz, Epidot, Plagioklasgemenge zerrieben, das von linsenförmig ausgezogenem Quarzgekörn lidartig umflossen wird. Uebergangenteile: Titanit, Epidotorthit. Die Gefügebewegung ist bezüglich des Grundgewebes und der Neubildungen vorkristallin.

Diese Hornblendebiotitfazies sieht nach einer Mitteilung des Herrn Professors F. E. Sueß den Grenzgesteinen von Theras⁹⁾ äußerlich sehr ähnlich. Bei diesen tritt noch deutliche Streckung hinzu, hervorgerufen durch vorkristallin zerflossene Biotitschüppchen und größere Biotitporphyroblasten in breiteren Streifen und länglichen Flecken; damit zeigen sie schon für das freie Auge den Uebergang

*) Mikroskopisch sehen ihnen manche Kalksilikathornfelse von Kühnring ähnlich.

in die feinkörnigen biotitreichen Abarten des Weitersfelder Stengelgneises^{3, 5)}.

Im Orte Weitersfeld treten mit dem Biotit und Muskovit führenden, stark knotigen Stengelgneisen feinkörnige, stengelige Gneise auf, denen die großen Feldspat-Quarzknotten fehlen. Mit den knotigen Gneisen sind sie durch Uebergänge eng verknüpft. Den Hauptbruch (soweit man hier davon sprechen kann) überziehen schmale Streifen abwechselnd von feinschuppigem Biotit und Muskovit; auf dem Längsbruche sind die lichten Gemengteile in langgestreckte Linsen ausgezogen (1:50 und noch mehr). Auf dem Querbruch fällt eine außerordentlich enge Fältelung auf, die Schenkel dieser Fältelchen sind stark ausgezogen, die Kerne verdickt, selbst wieder gefältelt. Dabei zeigt es sich, daß die Stirn- und Scharnierlinien der Fältelchen stets parallel der Streckung verlaufen, die Schenkel stets mit der Schieferung des Gesteines zusammenfallen. Damit erklärt sich die häufige Abweichung von Schieferung und Streckung. Wird die Fältelung noch enger, wobei die ehemaligen Schenkel der Fältchen mitgefältelt werden, so entsteht eine ausgeprägte stengelige (Linear-) Textur; der Unterschied zwischen Haupt- und Längsbruch ist vollständig verwischt. Naturgemäß spielen die Druckverhältnisse, wie sie bei der Entstehung der Stengelgneise von F. Becke¹⁶⁾ und A. Grubemann²¹⁾ angenommen werden, eine wichtige Rolle, doch vermögen sie nicht die Stengelung unmittelbar, sondern nur auf dem Wege der Fältelung hervorzurufen. Bei den ursprünglich richtungslos körnigen Gesteinen muß aber noch eine Schieferung der Fältelung vorausgehen, wie Uebergänge in die gefältelten Gesteine zeigen. Wachstumsverhältnisse und Anordnung der schieferholden Minerale sind naturgemäß der Fältelung und damit auch den ungleichen Druckrichtungen vollständig angepaßt. Die Gemengteile (Quarz und Feldspate) bilden die Kerne (= Umbiegungen), oft als Knoten auf der Schieferungsebene entwickelt. Von den Schenkeln ist mit Ausnahme von einigen seltenen Linsen infolge vorkristalliner Zertrümmerung und starker nachträglicher Kristalloblastese meist nichts mehr zu sehen.

Weitersfelder Stengelgneis von Prutzendorf. ~|| zur Streckung: Die großen Körner von Quarz und Feldspat (Mikroclin, auch Oligoklas) in langgestreckte Linsen und Lagen zerdrückt, liegen in einem granoblastischen Grundgewebe. Durch Gefügebewegungen (Fältelung) werden diese Linsen einander nähergebracht, der Biotit dabei zerrieben und an seine Stelle tritt hier der Muskovit. Der Biotit bevorzugt anscheinend die weniger beanspruchten Stellen.

~| zu den Stengeln: In einem ziemlich feinkörnigen Quarzfeldspatbiotitgrundgewebe stecken Linsen und Scharniere von zerdrückten Quarzkörnern, die Schenkel sind meist durch die Kristalloblastese unkenntlich gemacht. In manchen dieser Quarzlinsen deutet eine feinkörnige, mineralogisch abweichende Zone, parallel zum langen Durchmesser der Linse auf das Vorhandensein zweier zusammengepreßter Schenkel oder eines zerquetschten Scharniers. Die großen Mikrocline bilden mit gleichgestaltigem Quarz die Faltenkerne (-umbiegungen). Die Schwänze sind bis auf geringe Spuren in der Nachbarschaft dieser großen Körner durch Kristalloblastese ± vollständig verwischt und vom übrigen Grundgewebe kaum mehr zu trennen.

Scherzonen, in denen die Mittelschenkel vollständig verlorengegangen sind, zeichnen sich durch besondere Anreicherung von Biotit aus; die Umbiegungen der Falten sind in der Nachbarschaft dieser Bewegungszonen gut zu beobachten. Diese leicht gewellten Scherflächen, die das Gestein schließlich in Linsen zer-

legen, sind nur an den am stärksten beanspruchten Mittelschenkeln zu treffen, den kleinen fehlen sie. Die Biotite selbst bilden die Umbiegungen kristalloblastisch ab (Abbildungskristallisation nach B. Sander²⁷).

Durch Zunahme von Plagioklas und Biotit gehen sie in die Flasergranite von Theras über.

Dasselbe wie für den Weitersfelder Stengelgneis gilt auch für den Muskovit führenden Stengelgneis östlich von Grübern. Dieses Gestein ist ein umgewandelter biotitfreier Aplit des Maissauergranits.

Die Flasergranite am Kontakt mit den Phylliten westlich vom Katzenkopf sind zwar stark gefältelt, ohne aber diesen hohen Grad der Fältelung der Stengelgneise nur annähernd zu erreichen. Die großen Körner der zerteilten Mikrokline stecken in den Faltenkernen (-umbiegungen), die langen Schwänze dagegen in den Schenkeln. Die reichlich vorhandenen Biotite (oft mit Epidot verwachsen) bilden ein Geflecht, das die Fältelung kristalloblastisch abbildet. Selbständiger Plagioklas tritt gegen den von Albitschnüren durchzogenen, randlich myrmekitisierten Mikroklin an Menge zurück. Hornblende fehlt, ist aber wohl einst vorhanden gewesen (Biotit + Epidot). Die Schwänze der Mikrokline sind inolge Bewegung nach einer Richtung hin + einseitig. Neubildung von Muskovit.

Strukturell sind diese Gesteine Uebergänge zu den stengeligen Gneisen. Sie gehen gegen Osten in dünnstriefrige nichtgefältelte Plagioklas (saurer Oligoklas) und Biotit führende Flasergranite über, die sich mineralogisch nur durch das Vorwalten des Plagioklases über myrmekitischen Mikroklin auszeichnen, Epidot ist in geringer Menge vorhanden (stets mit Biotit auftretend). Strukturell fehlt ihnen nur die Fältelung, sonst sind sie den vorigen Gesteinen gleich; ähnliche Flasergranite stehen auch bei Sachsendorf an. Neubildung von Muskovit. Uebergangsteil: Titanit.

Diese Flasergranite gehen wieder in scheinbar wenig beeinflusste Gesteine über (Kote 447). Diese zeigen große Plagioklase (Oligoklas) mit roher Andeutung einer Kristallform in einem feinkörnigen Quarzfeldspatgrundgewebe. Kalifeldspat spärlich. Chloritisierter Biotit und Muskovit umflasern die größeren, wenig umgeformten, gekörnten Feldspatkörner; Epidot fehlt gänzlich.

Die Flasergranite vom Kugelberg schließen sich diesen an, nur ist der Biotit gänzlich chloritisiert, Plagioklas: 10–15% An. Andere, zwischen Trenkberg und Kugelberg, führen mehr verglimmerten Kalifeldspat. — Strukturell sind alle diese Gesteine durch linsenförmige Gestalt der Quarze, oft einseitige Gefügebewegungen und durch das kristalloblastische Grundgewebe gekennzeichnet.

F. E. Sueß²⁸) hat 2 Arten von Flaserungen am Thayabatholithen angenommen: Die 1. ist entstanden durch „Anreicherung und Parallelordnung der Biotitschüppchen in der Nähe des Randes, übernommen aus den angrenzenden Phylliten durch Imprägnation und teilweise Resorption.“ Die 2. wird von Kataklyse begleitet. Auf die Schwierigkeiten der Annahme einer ursprünglichen Flaserung hat B. Sander²⁵) aufmerksam gemacht. Eine gesetzmäßige Beziehung zwischen dem ursprünglichen Biotitgehalt und dem Kontakte mit den Phylliten konnte nicht festgestellt werden. Bei Grübern sind Biotitphyllite mit den stengeligen aplitischen Flasergraniten vergesellschaftet.

Ebenso fehlt der Biotit der Quarzdioritfazies des Mitterberges. Der Biotitreichtum der basischen Fazies F. Reinholds und der Uebergangsgesteine von Theras ist wesentlich durch Neubildung von Biotit aus Hornblende bedingt. Vom Mitterberg gegen Osten zum Teil auch SO (soweit sich der ursprüngliche Mineralbestand aus dem gegenwärtigen ableiten läßt) gehen die Quarzdiorite in Hornblendegranitite (basische Einlagerung nach F. Reinhold^{9, 10}) über. Die dunklen Gemengteile nehmen allmählich an Menge ab, gleichzeitig tritt langsam an Stelle der Hornblende der Biotit (gefältelter Flasergranit). Schließlich verschwindet die Hornblende gänzlich. Abnahme

des Biotits führt bei den Mikroclin-reicheren zur Aplitfazies, bei den Plagioklas-reicheren zur normalen Fazies (F. Mocker). Ähnliche Uebergänge in lichte Gesteine sind auch im Weitersfelder Stengelgneis in entgegengesetzter Richtung anzutreffen. Die Grenzgesteine von Theras umfassen Quarzdiorite und Hornblendgranitite, sie gehen über in Hornblende freie Biotit-reiche und -ärmere Arten des Stengelgneises. Sie sind durchaus nicht an den Kontakt mit den dortigen Biotitgranatglimmerschiefern gebunden. Es handelt sich hier demnach um gewöhnliche magmatische Differentiationserscheinungen. Damit bleibt nur die kataklastische Schieferung übrig: B. Sander hat zwischen ihr und der großen Ueberschiebung einen unmittelbaren Zusammenhang vermutet, F. E. Suesß ist ihm darin gefolgt. Meine Beobachtungen sprechen entschieden dafür.

Am Kontakt: Dünnschiefrigkeit mit oder ohne Fältelung, je nach dem hangenden Material. Selten ohne Schieferung (Mitterberg, stellenweise auch bei Theras). Stets ist das Grundgewebe kristalloblastisch. Mit der Entfernung vom Kontakt nimmt der Grad der Schieferung ebenso die Kristalloblastese ab, die Kataklyse zu.

Im Innern: Fehlen jeder Schieferung und Kristalloblastese; Kataklyse. Von Quetschzonen ist natürlich abgesehen, da sie ja mit Einfaltungen zusammenhängen; schließlich normal granitisch.

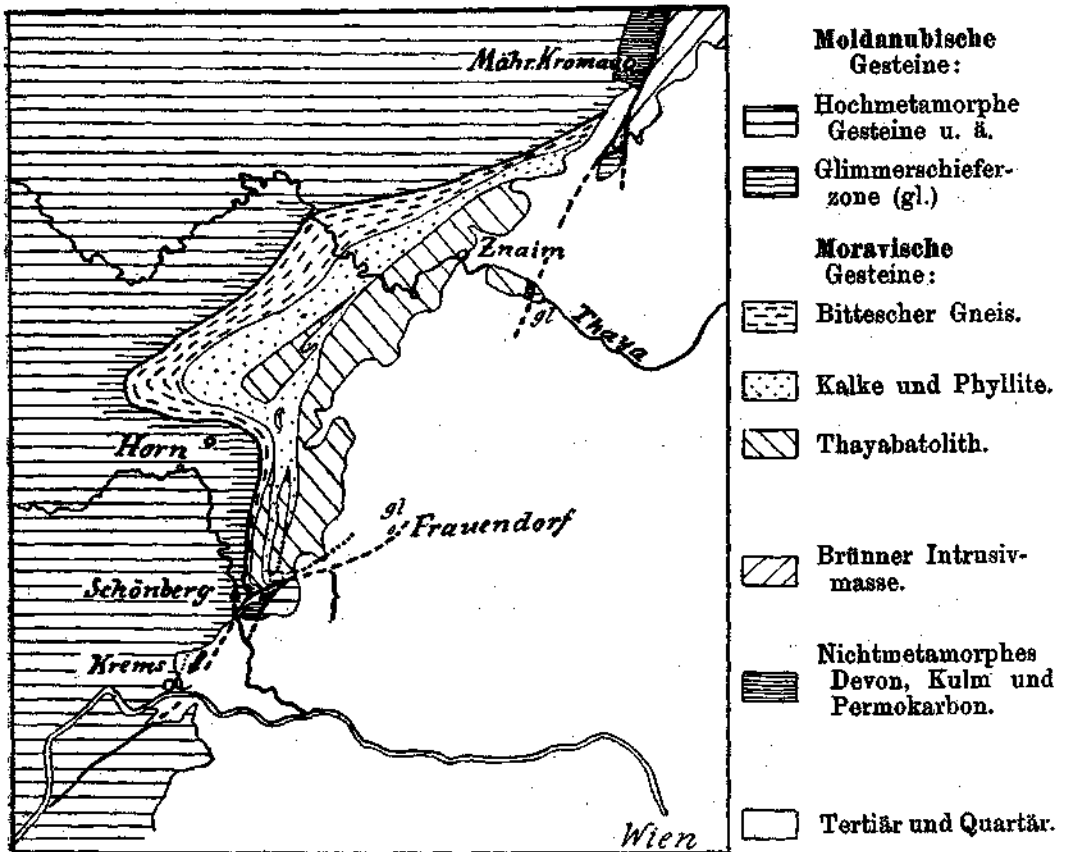
Bezüglich der Metamorphose unterscheiden sich Osten und Westen dadurch, daß im Westen der Biotit und Muskovit (Granat), im Osten der Muskovit und Chlorit vorherrschen.

Während der Bittescher Gneis recht beständig ist, sind die übrigen moravischen Gesteine selten vollständig vorhanden. Oestlich von Stiefern—Schönberg tauchen die moravischen Paragesteine unter dem Bittescher Gneis auf und bilden südlich des Mitterberges ein Halbfenster. In einem weiteren, am Trenkberg, zeigen die Phyllite Anklänge an Glimmerschiefer. Der moravische Kalk fehlt zum Teil. Unter dem Trenkberger Bittescher Gneis sind die moravischen Gesteine in ihrer Mächtigkeit stark verringert, stellenweise liegt der Bittescher Gneis unmittelbar auf dem chloritischen, leicht gefältelten Augengneis-ähnlichen Flasergranit. Kalk und Phyllit sind geradezu vom Bittescher Gneis in den Keil W von \odot 447 hineingepreßt, dort zusammengestaut und gefaltet. Der östliche Ast des großen Phyllitzuges (-keiles) fällt im Gegensatz zum westlichen gegen Osten. Von dem östlichen zweigt NW von Olbersdorf wahrscheinlich ein Streifen ab, der die Fortsetzung des Amelsdorfer Phyllitzuges von F. Reinhold ist. Dünnschiefrige Serizitquarzite, Serizitarkosen SSW des Manhartsberges, stark schiefrige Ausbildung des dort Biotit-armen, in der Umgebung körnigen, Maissauer Granits deuten darauf hin.

Serizitische Arkose aus einem Tälchen SSW des Manhartsberges, In einem dichten Grundgewebe von reichlichem, feinschuppigem Serizit, Quarz: Feldspat (?) stecken \pm stark kataklastische Quarzkörner, an denen die klastische, gerundete Form vielfach noch zu sehen ist, andere sind zertrümmert, in Linsen ausgezogen. Die Feldspate Mikroclin und Oligoklas haben im allgemeinen weniger gelitten; die Sprünge sind durch Kalkspat verheilt. Daneben kommt, in Linsen ausgezogen, ein rostbraunes, rhomboedrisches Karbonat vor. Aus dem Grundgewebe wachsen schöne Biotit-, spärlich Muskovitporphyroblasten heraus.

Der Olbersdorfer Phyllitzug, ebenso der weiter östliche, beide mit moravischem Kalk im Kern, sind Einfaltungen im Flasergranit. Der Kalk wenig metamorph; die Umwandlung ist auch bei den anderen Gesteinen oft gering (deutlich erhaltene klastische Struktur bei grobkörnigen Arkosen mit dicken Serizithäuten). Der aplitische rötlichgebliche Flasergranit ist an solchen Einfaltungen augengneisartig bis stengelig (Uebergänge!): Grübern, Wilmersdorf, Maissau. Von den Weitersfelder Stengelgneisen unterscheiden sie sich lediglich durch das Fehlen des Biotits. Geringer ist die Aehnlichkeit mit dem

Fig. 2. Uebersichtskärtchen.



Bittescher Gneis (F. Reinhold¹⁰), mit dem sie schon tektonisch nichts zu tun haben. Beide Phyllitzüge sind östlich von Grübern mit moravischem Kalk im Kerne vorhanden.

Biotitphyllit von Grübern: granoblastisches Gemenge von Oligoklas (15–20% An), Quarz, Biotitschüppchen, Uebergengenteile: große, durchlöcherete Granaten und Chlorit-Muskovitpseudomorphosen nach Cordierit: die Muskovitplättchen \parallel (010) seltener \parallel (110): 30° mit (010) einschließend. Die Zwischenmasse ist erfüllt von einem wirrfasrigen klinochlorähnlichen Chlorit (Gareis²⁵). Die Schieferungsflächen sind von einem leichten Chloritbelage bedeckt.

Mit diesem kommen auch Granat und Feldspat führende Muskovitglimmerschiefer vor, die mit moldanubischen Diaphthoriten kaum zu verwechseln sind.

Die Lage in der Nähe des unteren Endes der Einfaltungen, ihre verhältnismäßig hohe Metamorphose und der geringe Grad der Diaphthorose lassen jenen

als Kontaktgesteins deuten. Weiter östlich tritt noch ein moravischer Phyllit auf. Die Verhüllung durch Tertiär und Löß verhindert die Entscheidung der Frage, ob dieser das unmittelbare Liegende des Bittescher Gneises und des Moldanubischen ist.

Für das devonische Alter der moravischen Gesteine hat F. E. Sueß^{3, 4)} eine Reihe von Gründen angeführt. Hier sei nur auf die große stratigraphische Aehnlichkeit mit dem sudetischen Devon hingewiesen. Die moldanubische Ueberschiebung schaltet sich dann nach F. E. Sueß³⁾ zwischen Devon und Kulm ein, der beide Gesteine ungleichförmig bedeckt.

Die großen Störungen und ihre räumlichen Beziehungen.

Abgeschnitten wird das moravische im Süden und Osten durch die Diendorfer Störung. Südlich des Kugelberges tritt der Granulit mit seinen Hangendgneisen unmittelbar mit dem inneren Teile des moravischen Gewölbes in Berührung. Streichen und Fallen der Gesteine bleiben unverändert. Bittescher Gneis fällt knapp SW vom Kugelberg 70—80° gegen SSO. Dieses steile Einfallen hat nichts mit der Störung zu tun, zumal die Glimmerschieferzone des Wolfgrabens an der Störung 30—40° Einfallen zeigt. Die schmale Zertrümmerungszone ist ausgefüllt von einem Schutt verschiedener moldanubisch-moravischer Gesteine, die durch Grünfärbung Limonitierung, starke Verwitterung und graphitischer Schmiere oft schwer erkennbar sind; Kalkspat verkittet die Trümmer. Aufgeschlossen, wenn auch mangelhaft, ist die Störung nur am Kugelberg. Die Chloritierung der Flasergranite möchte ich doch nicht mit der Störung verknüpfen. Die Chloritbildung tritt schon 500—600 m (Trenkberg) entfernt von der Störung auf, während der Bittescher Gneis des Kugelberges in einer Entfernung von 100 m keine Spur von mineralogischen oder Gefügeveränderungen zeigt. Wahrscheinlich spielen das steile Einfallen des moravischen SW des Kugelberges eine gewisse Rolle. Nördlich von Zöbing trennt der Bruch die diaphthoritischen Gesteine der Schiefergneisgruppe und die Granulite; abgesehen von den mineralogischen Veränderungen in der sehr schmalen Zertrümmerungszone fehlen sie außerhalb gänzlich.

Wahrscheinlich setzt sich diese Störung in die von Aggsbach im Dunkelsteiner Wald^{7, 80)} fort und trennt hier die Liegendenschiefer des Gföhlergneises vom Granulit ab. Die Ueberkipfung des Granulits, die H. Tertsch⁸⁰⁾ an einer Stelle an der Störung verzeichnet, gehört meines Erachtens wohl einem Teil einer Einfaltung an, ähnlich denen im Zöbinger Granulitgebiet. Mit der Bruchbildung hat diese Ueberkipfung kaum etwas zu tun. Die Zertrümmerungszone fehlt auch hier nicht (H. Tertsch⁸⁰⁾).

Nordöstlich von Olbersdorf vereinigt sich die Diendorfer mit der von Falkenstein. Der Granulitrotliegendflügel ist an dieser stärker abgesunken als die Elsarner Scholle. Die Zertrümmerungszone ist im Kristallin nur einige Meter breit, um so stärker macht sie sich im Rotliegenden fühlbar. Die großen linsenartigen Körper des Rotliegenden haben bei der Ruine Falkenstein die tonigen Zwischen-

lagen ausgequetscht und in andere druckschwächere Stellen hineingepfröpft.

Die Gerölle sind glatt gescheuert. Diese Linsen fallen senkrecht bis steil nach O, bei der Ruine selbst 70—80° gegen W, im Strasserthal selbst gegen O (Mulde?, Bruch?). Südlich der Falkensteiner Ruine sind in der Störungszone Trümmer von dunkelgrauen, geäderten, brecciösen Kalken (nach einer Mitteilung des Herrn Prof. F. E. Sueß ähnlich den Devonkalken am Ostrand der Boskowitzter Furche) und andere eingeschlossen.

Gegen NO zu verläuft die Störung von Falkenstein wahrscheinlich östlich des Frauendorfer Glimmerschiefers (gegen den westlichen Verlauf sprechen die Lagerungsverhältnisse östlich von Grübern) und schließt sich an den östlichen Randbruch der Boskowitzter Furche. Auch hier sind die nichtmetamorphen paläozoischen Sedimente an der Störung steilgestellt, sogar überkippt (Hozdetz nördlich von Rossitz), stark gefaltet und selbst noch verworfen (Eibenschitz); die Falten klingen nach F. E. Sueß²⁾ nach W aus. Zertrümmerungserscheinungen begleiten auch hier die Störung. Der abgesunkene Teil ist demnach wohl von der überragenden Masse zusammengestaut und randlich gefaltet worden. Das Alter der Störungen ist vormiocän; die tertiäre Abrasionsfläche schneidet den abgesunkenen wie den stehengebliebenen Teil gleichmäßig ab.

Während der Kulm in den Ablagerungen in der Boskowitzter Furche vertreten ist und seine Gerölle Teile des Permkarbons zusammensetzen, fehlt im Zöbinger Rotliegenden jede Spur von Kulm, aber auch von Oberkarbon. Dies und Ausbildung des Zöbinger Permsprechen für ein Uebergreifen über das Grundgebirge.

Als erster hat E. Sueß²⁴⁾ vor mehr als 50 Jahren auf den Zusammenhang zwischen dem Zöbinger und Rossitzer Rotliegenden hingewiesen.

Ergebnisse.

Der moldanubischen Ueberschiebung F. E. Sueß' hat K. Hinterlechner widersprochen, doch haben sich seine Einwände nirgends als stichhältig erwiesen. Die Ueberschiebung bleibt daher zu Recht bestehen; sie äußert sich in der steigenden Faltung und wachsenden Diaphthorese gegen die Ueberschiebung. Die Umwandlung von Schiefergneis in Glimmerschiefer ist wesentlich abhängig von dem Mineralbestand und dem Mengenverhältnis der Minerale des ursprünglichen Schiefergneises; die Struktur der Gesteine ist stets angepaßt den tektonischen Bewegungen in der Glimmerschieferzone. An der Ueberschiebung liegen vielfach phyllitartige Diaphthorite ähnlich den von F. E. Sueß³⁾ und L. Kölbl²⁸⁾ beschriebenen.

Unter ihnen taucht in Form eines Fensters der Bittescher Gneis am rechten Ufer des Kamps auf. Seine Faltungsachse und Streckung stimmen mit dem weiteren Verlauf der Glimmerschieferzone gegen SW überein.

Unter dem Bittescher Gneis kommt ein Diaphthorit eines Plagioklas-Augit-Hornblendefelses hervor (= Fugnitzer Kalksilikatschiefer F. E. Sueß^{3, 5)}).

Zu unterst liegt der Thayabatholith, ein schon ursprünglich mannigfach differenzierter Körper. Am Kontakt mit den moravischen Paraschiefern ist er stark geschiefert, gefältelt, randlich sogar stengelig (Weitersfeld, Grübern).

Der Grad der Gefügebewegungen, ebenso der Mineralbestand sind abhängig von den Vorgängen während der großen Ueberschiebung.

Außer der moldanubischen hat F. E. Sueß⁴⁾ Beobachtungen zusammengestellt, die für das Vorhandensein einer Schubmasse innerhalb des moldanubischen sprechen (Decke des Gföhlergneises); ähnliche und andere Beobachtungen konnten auch in diesem Gebiete gemacht werden.

Erst jüngere Schollenbewegungen haben das Gebiet in die anfangs erwähnten 3 Teile zerstückelt und so jene beiden Brüche von Diendorf und Falkenstein geschaffen, für deren Verwandtschaft mit denen am Ostrande der Boskowitzter Furche und mit der Aggsbacher Störung im Dunkelsteiner Wald ich meines Erachtens Beweise gebracht habe.

Schriftenverzeichnis.

- 1) F. E. Sueß: Bau und Bild der böhmischen Masse. 1903.
 2) Die Tektonik des Steinkohlengebietes von Rossitz usw. Jahrb. d. geol. Reichsanst. 1907.
 3) Die moravischen Fenster. Denkschr. d. Wr. Akad. d. Wissensch. Math.-nat. Kl. 82/1912.
 4) Bemerkungen zur neuesten Literatur usw. Mitt. d. Wr. geol. Ges. 1918.
 5) Die Beziehungen zwischen dem moldanubischen und dem moravischen Grundgebirge usw. Verh. d. geol. Reichsanst. 1908.
 6) Beispiele plastischer und kristalloblastischer Gesteinsumformung. Mitt. d. Wr. geol. Ges. 1909.
 7) Das Grundgebirge im Kartenbl. St. Pölten. Jahrb. 1904.
 8) F. Reinhold: Pegmatit- und Aplitadern usw. Tscherm. min.-petr. Mitt. 29/1910.
 9) Bericht über die geologisch-petrographische Aufnahme usw. Tscherm. min.-petr. Mitt. 29/1910.
 10) Das niederösterreichische Waldviertel Nr. 3. Tscherm. min.-petr. Mitt. 32/1914.
 11) R. Grengg: Der Diallagamphibolit usw. Tscherm. min.-petr. Mitt. 29/1910.
 12) J. Czjžek: Erläuterungen zur geologischen Karte usw. Sitzungsber. d. Wr. Akad. d. Wissensch. Math.-nat. Kl. Beilageband 7. 1853.
 13) F. Becke: Die Gneisformation des niederösterreichischen Waldviertels. Tscherm. min.-petr. Mitt. 4/1882.
 14) Das niederösterreichische Waldviertel Nr. 1. Tscherm. min.-petr. Mitt. 32/1914.
 15) Zur Karte des niederösterreichischen Waldviertels. Tscherm. min.-petr. Mitt. 33/1915.
 16) Ueber Mineralbestand und Struktur usw. Denkschr. d. Wr. Akad. d. Wissensch. Math.-nat. Kl. 75/1908.

- 17) A. Himmelbauer: Das niederösterreichische Waldviertel Nr. 2. Tscherm. min.-petr. Mitt. 32/1914.
- 18) D. Stur: Beiträge zur Kenntnis der Dyas- und Steinkohlenformation usw. Jahrb. 1870.
- 19) C. v. Ettinghausen: Beiträge zur Flora der Wealdenperiode. Abh. d. geol. Reichsanst. 1/1852.
- 20) J. Walther: Gesetz der Wüstenbildung. 1912.
- 21) U. Grubenmann: Die kristallinen Schiefer.
- 22) v. Lozinski: Zur Bildungsweise des Rotliegenden. Jahrb. 1912.
- 23) F. X. Schaffer: Das Miozän von Eggenburg. Abh. d. geol. Reichsanstalt 1914.
- 24) F. Mocker: Der Granit von Maissau. Tscherm. min.-petr. Mitt. 29/1910.
- 25) B. Sander: Bemerkungen über tektonische Gesteinsfazies usw. Verh. 1914.
- 26) Beiträge aus den Zentralalpen usw. Jahrb. 1914.
- 27) Ueber Zusammenhänge über Teilbewegung und Gefüge. Tscherm. min.-petr. Mitt. 30/1911.
- 28) L. Kölbl: Zur Deutung der Glimmerschieferzone usw. Jahrb. 1922.
- 29) A. Marchet: Der Gabbroamphibolit von Rehberg. Sitzungsab. d. Wr. Akad. der Wissensch. Math.-nat. Kl. 1919.
- 30) H. Tertsch: Studien am Westrande des Dunkelsteiner Granulitmassivs. Tscherm. min.-petr. Mitt. 34/1917.
- 31) K. Hinterlechner: Ueber Schollenbewegungen am südöstl. Rande der böhm. Masse. Verh. 1914.
- 32) Ueber Schieferinjektionen usw. Verh. 1917.
- 33) Th. Fuchs: Einschüsse von fremden Gesteinen im kristallinen Kalkstein. Verh. 1881.
- 34) E. Sueß: Charakter der österreichischen Tertiärablagerungen. Sitzungsab. d. Wr. Akad. d. Wissensch. Math.-nat. Kl. 1866.
- 35) A. Gareis: Ueber Pseudomorphosen nach Cordierit. Tscherm. min.-petr. Mitt. 1901.

Zum Schlusse möchte ich mir erlauben, meinen hochverehrten Lehrern, den Herren Professoren F. E. Sueß und F. Becke, für ihr freundliches Interesse an meiner Arbeit und die vielen wertvollen Winke meinen herzlichsten Dank auszusprechen. Auch der Verwaltung des Eduard Sueßfonds bin ich für die Verleihung eines Stipendiums besonders verpflichtet.
