

GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT IN WIEN

Erläuterungen
zur
Geologischen Spezialkarte
der
Republik Österreich

Blatt Drosendorf
(Z. 10, Kol. XIII, Nr. 4455)

Geologische Aufnahme
von Franz Eduard Suess und Hilde Gerhart.

Erläuterungen von **Leo Waldmann**

(Mit einer Tafel)



Wien 1931

Eigentümer, Herausgeber und Verleger: Geologische Bundesanstalt,
Wien, III., Rasumofskygasse 23

Druck der Österreichischen Staatsdruckerei

I. Einleitung.

Das Kartenblatt Drosendorf (Nr. 4455, $33^{\circ}—33^{\circ}30'$ östl. Ferro, $48^{\circ}45'—49^{\circ}$ nördl. Breite) wurde, und zwar die Osthälfte in den Jahren 1905—1908 von F. E. Suess und die Westhälfte in den Jahren 1910—1912 von H. Gerhart, aufgenommen. 1919, 1922 grenzte H. Beck die Kohlenflöze in den Sanden von Langau und die Kaolinlagerstätten von Mallersbach ab. 1930 wurde der Verfasser mit der Abfassung von „Erläuterungen“ für das Blatt Drosendorf beauftragt. Bei der zu diesem Zwecke vorgenommenen Bereisung des Blattes ergaben sich im westlichen Teil desselben verschiedene Berichtigungen, die in der beigegebenen Umrißkarte zusammengefaßt sind. Vieles konnte aber nur schematisch dargestellt werden, wie der mittlere Streifen zwischen Liebenberg und Piesling.

Für die freundliche Unterstützung bei den Untersuchungen sei den Herren Ing. Adensamer (Gr.-Siegharts), Wirtschaftsbesitzer Beigl (Hafnerluden), Schriftleiter Genner (Japons), Prof. Dr. A. Himmelbauer (Wien), Fachlehrer Jörg (Waidhofen a. d. Thaya), Bürgermeister W. Matzinger (Karlstein), Prof. Dr. F. E. Suess (Wien) und Regierungsrat H. Trötzmüller (Krems) bestens gedankt.

Der Raum dieses Kartenblattes — eines Ausschnittes des östlichen Teiles der Böhmisches Masse — birgt eine außergewöhnlich reiche Folge der manigfaltigsten kristallinen Schiefer von verschiedenstem Grade der Metamorphose von wechselvoller Geschichte und verwickelter Lagerung, alles Eigenschaften, die ja F. E. Suess die Trennung des Grundgebirges des östlichen Anteiles der Böhmisches Masse in einen moldanubischen und einen moravischen Teil ermöglicht haben. Und so manche Gründe für diese Gliederung, für die Klärung der Lagerung wurden hier von ihm gewonnen.

Die geologisch-petrographischen Untersuchungen auf unserem Kartenblatte reichen ziemlich weit zurück. So konnte A. Stütz (1807) gelegentlich einer kurzen Reise zusammen mit Jordan das Vorkommen von Urkalk, Glimmerschiefer und Gneis, Hornblendeschiefer in der Gegend von Raabs feststellen, er kannte auch schon die Graphite von Primmersdorf, Zissersdorf, Pfaffendorf, ebenso die Opale und die auf der Hochfläche so verbreiteten Eisensteine in der Nähe der Graphitlagerstätten.

Eine regelrechte Aufnahme wurde erst durch V. M. Lipold (1852) in Niederösterreich und durch F. Fötterle (1853) in Mähren durchgeführt. Trotz der nur kurzen zur Verfügung gestandenen Zeit lieferten beide eine Karte, in der die wichtigeren Gesteinszüge und die Gesteinsfolge im wesentlichen richtig wiedergegeben sind; nach ihren Angaben fallen die „Urtonschiefer“ und Glimmerschiefer des Ostens unter die Gneise, Granulite usw. des Westens ein. Dann ruhten die Untersuchungen fast 30 Jahre lang. Nur 1875 gibt uns F. v. Hauer zwei kleine Querschnitte durch die Graphitlagerstätten bei Wollmersdorf.

Erst die Untersuchungen F. Beckes 1882 — zwar auf die Blätter Horn und Krems beschränkt — brachten durch Verknüpfung der neuen petrographischen Methoden und sorgfältigen Beobachtungen einen neuen Aufschwung in der Erforschung des „Urgebirges“ im niederösterreichischen Waldviertel. Wir verdanken F. Becke eine feinere Gliederung der kristallinen Schiefer. Er machte uns mit der großen Mannigfaltigkeit der kristallinen Schiefer in ihrem Mineralbestand und ihrer Struktur bekannt. Gesteine, wie Schiefergneis, Amphibolit, Eklogit, Zentraler Gneis (= Gföhlergneis), Augitgneis u. a. wurden ausgeschieden und unter ihnen wie auch unter den schon bekannten neue, wenn auch geologisch meist nicht selbständige Typen beschrieben.

Den damaligen stratigraphischen Vorstellungen gemäß hielt er die zutiefst gelegenen kristallinen Schiefer für die ältesten und die obersten für die jüngsten.

In der Folgezeit waren nun für die Gliederung des bisher als einheitlich angesehenen niederösterreichischen und mährischen Grundgebirges die Aufnahmen von F. E. Suess von besonderer Wichtigkeit. Bereits 1897 konnte er das Grundgebirge in seinem mährischen Aufnahmegebiete in

einen moldanubischen und einen moravischen Anteil trennen. Dabei legte er dem unter anderen Gesichtspunkten wie Verschiedenheit in der Gesteinszusammensetzung und Tektonik die Gedankengänge F. Beckes über die anogenen und katogenen Tiefenstufen der Metamorphose zugrunde. Mit der Zeit ließen sich die Unterschiede noch schärfer herausarbeiten. Tektonik und Metamorphose, die seiner Meinung nach das Moldanubische einheitlich ergriffen haben, führte er schon damals zurück auf die Einwirkung der granitischen Körper, eine Anschauung, die von seiner jetzigen (1926) kaum abweicht (Intrusionstektonik). Der Kontakt zwischen moldanubisch und moravisch wurde als Störung erkannt. Auf Grund weitausgreifender Begehungen legte er (1903) einen Schnitt durch den Ostteil des Kartenblattes Drosendorf und zeigte hier die kuppelförmige Lagerung der moravischen Gesteine. Bittescher Gneis und die schiefrige Randzone des Eggenburger Granits werden hier noch als eins betrachtet.

Einige Jahre später (1905) begann er nun mit der Aufnahme des Blattes Drosendorf.

Im moldanubischen Anteil teilte er die Perlgneise in zwei Gruppen, die eine umfaßte seiner Ansicht nach die schiefrig erstarrten Randteile der Granite, die andere Imprägnationsgneise, denen er wegen der Einlagerung von Amphiboliten, Marmoren u. a. sedimentäre Herkunft zuschrieb. Die Durchaderung dieser Perlgneise hält er im Sinne von A. Sauer (1903) meist für sekretionäre Sammelkristallisation während der Metamorphose. Auf diese langanhaltende Metamorphose gehen auch die Reaktionsvorgänge zwischen Amphibolit und Marmor zurück, die sogar die mechanische Auflösung der Amphibolite in Schollen überdauert haben. Gegen die moravische Grenze zu nehmen die moldanubischen Schiefergneise immer mehr Muskovit auf. Der Muskovitgehalt dieser Gesteine ist geradezu abhängig von der moravischen Grenze. Im Moravischen entdeckte F. E. Suess als neues Gestein den Epidotorthoklasschiefer (= Fugnitzer Kalksilikatschiefer) und deutet ihn als Kontaktgestein zwischen dem moravischen Kalk und dem Bittescher Gneis. Er machte ferner auf die auffällige Tatsache aufmerksam, daß bei Weitersfeld sehr wenig veränderte Schiefer unter bedeutend höher metamorphe moravische Glimmerschiefer und

Kalke einfallen. Zur Erklärung des Einfallens des Moravischen unter das Moldanubische zog er „große Gebirgsbewegungen nach der Intrusion der Gneise und Umkristallisation im starren Zustand unter zonenweise sich ändernden Einflüssen“ heran.

Im Jahre 1912 zog nun F. E. Suess aus seinen Aufnahmen und Begehungen die Schlußfolgerungen, die für die Auffassung des Grundgebirges im Ostteile der Böhmisches Masse richtunggebend geworden sind. Seine Anschauung über Tektonik und Metamorphose des Moldanubischen deckt sich ziemlich mit seiner früheren, nur wird neben den großen granitischen Intrusionen auch eine tiefe Versenkung der nicht metamorphen moldanubischen Gesteinsfolge zur Erklärung der Tektonik und Metamorphose herangezogen. Die Perlgneise werden nun durchwegs als Kontaktgesteine an den Graniten angesehen. Die Lagerungsform zwischen moravisch und moldanubisch deutet F. E. Suess als entstanden durch eine weitgreifende Überschiebung des Moldanubischen über das Moravische, wobei die moldanubischen Schiefergesteine an ihrer Unterseite auf dem Wege über grobschuppige Muskovit führende Glimmerschiefer schließlich in phyllitische Gesteine übergeführt worden sind und das Streichen und Fallen der moldanubischen Gesteine sich gewaltsam der Bewegungsfläche angepaßt hat. Diesem Vorgange verdanken die moravischen Gesteine ihr heutiges Aussehen und das Moravische selbst seinen Deckenbau.

Inzwischen (1911, 1912) nahm H. Gerhart die Westhälfte des Kartenblattes auf, konnte aber die weitere Bearbeitung ihres Materials nicht mehr durchführen. Weitere Fortschritte brachten Untersuchungen, die sich eingehender als bisher mit den Beziehungen zwischen Umformung und Kristallisation in den Gesteinen beschäftigten. Vergleichsstudien führten B. Sander (1914) zum Ergebnis, daß im Moldanubischen die tektonischen Bewegungen, älter als die Unkristallisation, eine bedeutendere Rolle spielen als bisher angenommen worden ist. Im Moravischen schließt er vermutungsweise aus dem Herrschen der Zertrümmerung in den tektonisch tiefen und der Umkristallisation in den höheren Teilen auf zeitlich verschiedene Bewegungen. Diesen Vorstellungen schließt sich F. E. Suess (1918) zum großen Teil an, ja er meint, daß die vor-

granitischen Bewegungen im Moldanubischen zur Ausbildung einer Deckentektonik geführt haben dürften, die freilich weitgehend durch die Intrusion der Granite zerstört worden sei. Im Jahre 1922 erschien eine Arbeit über die Entstehung der moldanubischen Glimmerschiefer von L. Kölbl, die auch Teile des Südrandes unseres Kartenblattes umfaßt. Die Ergebnisse bestätigen im wesentlichen die Angaben und Schlußfolgerungen von F. E. Suess. Ähnliches gilt auch von den Untersuchungen K. Precliks (1930) in der Umgebung von Frain.

Auf die Vorgänge während der Entwicklung des moldanubischen Grundgebirges an der Donau warfen nun die Arbeiten von H. Limbrock (1923, 1925) neues Licht; seine Anschauungen fußen insbesondere auf denen von Ch. Barrois, Michel Lévy, A. Lacroix, E. Weinschenk. Er betonte vor allem die intrusive Natur der Granulite und Gföhlergneise, die häufigen Ader- und Mischgesteinsausbildung an ihren Kontakten. Limbrocks Vorstellungen werden freilich nicht von F. E. Suess (1926) geteilt. Dagegen neigen andere Geologen und Petrographen (wie Ch. Bacon, H. V. Graber, A. Köhler, L. Kölbl, J. Riedel, H. Schumann und der Verfasser) mehr den Anschauungen Limbrocks zu. In jüngster Zeit wurde auch versucht, die Intrusionen und Bewegungen im Moldanubischen zeitlich einzuordnen, ähnlich wie es in diesen Erläuterungen geschehen ist.

Im Moravischen hat in neuerer Zeit K. Preclik (1926) die Vermutung B. Sanders bestätigt.

Auch hier wurde versucht, die Gliederung der Ereignisse weiterzuführen.

Landschaftsbild.

Der westliche Teil des Kartenblattes gehört einer Rumpffläche an, die aus verschiedenen alten Stücken zusammengesetzt ist. In sie haben sich die Flüsse und größeren Bäche mit Mäandern tief eingeschnitten.

Im O macht sich im Landschaftsbild bereits der Einfluß der miozänen Abrasion geltend, freilich ist ihre Wirkung nicht allzu groß, finden sich doch noch Reste der alten kaolinisierten Landoberfläche und darüber die Süßwasser-

bildungen bei Mallersbach in etwa 450 *m* Höhe, vor allem auf Blatt Horn bei Theras und Heinrichsdorf hier im Liegenden der Fossil führenden Sande und Tegel der 1. Mediterranstufe.

In den zahlreichen Buchten erlischt ja die Brandung rasch. Wir werden daher für den östlichen Teil schon früher eine durchschnittlich geringere Höhe (470—500 *m*) als für den westlichen anzunehmen haben, und diese Niederung war einst erfüllt von einem Süßwassersee, dessen Ablagerungen die (Lignit führenden) Sande von Langau und Mallersbach sind. Die moravisch-moldanubische Grenze macht sich, wie F. E. Suess erkannt hat, landschaftlich nicht bemerkbar, kaum daß der Bittescher Gneis und der Fugnitzer Kalksilikatschiefer aus ihrer Umgebung trotz der größeren Widerstandsfähigkeit herausragen.

Aus der Rumpffläche erheben sich ziemlich unvermittelt einige höhere bewaldete Rücken empor: Speisenberg, Kollmitzberg mit ihren Blockmeeren und Felskanzeln aus widerstandsfähigem Augitgneis; für die landschaftlich ähnlichen Rippen: Wieninger, Suchá hora, Langenberg wird man die größere Widerstandsfähigkeit kaum zur Erklärung heranziehen, da ja die Gesteine ihrer Umgebung von derselben Art sind. Eher wird man bei der Deutung des großen Thayaknies bei Dobersberg an vormiozäne tektonische Bewegungen denken müssen. Umsäumt werden diese Erhebungen von mehreren Ebenheiten (580, 550—560, 520—530 *m*), die sich bald als Hochflächen über größere Entfernungen ausbreiten, bald wie die tieferen (480—490, 500 *m*) sich zu flachen gestaffelten Mulden zusammenschließen und als deutliche Terrassen an die tief eingeschnittenen Flüsse herantreten. An der Thaya hat A. Grund drei Terrassen (520—524 → 510, 475 → 451, 445 → 421 *m*) unterschieden. Nach den Beobachtungen von H. Beck schneidet die tiefere Terrasse (460) bei Mallersbach die Kaoline wie den unversehrten Bittescher Gneis. Auf den oberen Ebenheiten sind die Gesteine oft tiefgründig zersetzt, gerne bedeckt vom umgelagerten grusigen Verwitterungslehm (örtlich mit braunen Quarzgeröllen!), der in massigen feinkörnigen Lehm übergeht. Die starke Gliederung der Ebenheiten wird durch den Lehm weitgehend verwischt. Die Landschaft der Ebenheiten sieht daher ziemlich ausgeglichen aus.

In den Tälern selbst wechseln Schluchten mit breiten Talauen, mit steilen oder sanft geneigten Hängen, nicht immer erklärbar durch die Verschiedenheit der durchschnittenen Gesteine. Vielmehr muß zur Deutung auch noch der Verlauf des älteren Flußsystems herangezogen werden. Das heutige Flußnetz der Thaya ist seiner Anlage nach alt, älter als Miozän, allenthalben finden wir die älteren tertiären Sande bis in die Nähe des heutigen Talbodens reichen, oft sogar alte Nischen und Furchen auskleiden, sie wurden abgelagert wohl im Zusammenhang der Verschüttung des Süßwassersees im O. Zur Zeit, als die Thaya auf der (480—490 m) Terrasse floß, durchschnitt sie südöstlich von Waldkirchen eine Schlucht, die auch heute noch benützt wird, talabwärts schlängelte sie sich in einer bis über 1 km breiten Talaue dahin, immer im selben Gestein; unweit Speisendorf stößt diese Talaue mit der der Deutschen Thaya am Thumaer Riegel zusammen.

Jedenfalls war die Landschaft des Kartenblattes Drosendorf sicherlich keine alte vormiozäne „Fastebene mit träg dahinschleichenden Flüssen“, sondern schon damals stark und tief zertalt von einem Flußsystem, das in seiner Verteilung dem heutigen ähnlich war, dann aber durch die Sande tief verschüttet wurde, doch nachträglich ausgeräumt und wieder erstanden ist. Die Eintiefung der Mäander greift zeitlich weit zurück, ob hier tektonische Bewegungen daran beteiligt waren, läßt sich noch nicht mit Bestimmtheit sagen.

II. Kristalline Gesteine.

A) Moldanubische Gesteine.

- (g a p) Grauer glimmerarmer bis aplitischer Granitgneis.
- (g b) Weißer glimmerarmer mittel- bis feinkörniger Biotit-Orthogneis (z. T. Granat- und Fibrolithgneis).
- (g n) Feinkörniger Biotitgneis und Granulitgneis (Granat führender Stengelgneis und glimmerarmer Gneis von Pullitz).

(g a) Aplitgneis von Kurlupp.

(g a p) und (g n) sind bloß Spielarten des weißen Biotit-Orthogneises (g b), den F. E. Suess schon frühzeitig dem Gföhler Gneise (F. Beckes Zentralen Gneise) gleichgestellt hat. Es sind helle, glimmerarme, mittel- bis feinkörnige Gesteine, gerne mit rundlichen Mikroklinaugen, die von feinen, unruhig verteilten Biotitschüppchen umflasert werden. Häufig führen sie Granat, nicht selten auch Sillimanit. Mitunter werden sie stengelig oder gar granulitartig und granat-aplitisch. Niemals, auch nicht in den massigen Typen, ist eine Erstarrungsstruktur auch nur angedeutet. Fast überall begegnet man aber den so überaus heftig durchbewegten gestreckten, örtlich sogar ultramylonitischen Lagen mit dem zerriebenen dunklen Glimmer, den zerfaserten Sillimaniten: im O bei Vöttau, Pullitz u. v. a. O. oder im W im Wiener Zuge. Nur recht selten hat Umkristallisation die Zertrümmerungsspuren gänzlich ausgeheilt.

Die Lagerung des Gföhlergneises gegen das Nebengestein ist durchaus intrusiv mit ausgesprochenen Migmatitkontakten. Im Schiefergneis treten in der Richtung gegen den Gföhlergneis zunächst ab und zu, und meist auf einzelne Lagen beschränkt, Porphyroblasten von Kalifeldspat und Plagioklas auf. Die Feldspate reichern sich örtlich an (Perlgneise)¹⁾, verdrängen geradezu das Grundgewebe, sammeln sich dann zu pegmatitisch-aplitischen Flammen und Linsen; diese Bildungen gewinnen immer mehr Zusammenhang und gehen über in Adern und Lagen, die gegen den Gföhlergneis zu rasch mächtiger und zahlreicher werden.

Saure Lösungen dringen vom Gföhlergneis aus in die Schiefergneise entlang deren Strukturflächen in Form von Adern und Lagen ein. Die Durchtränkung und Durchtrümmerung am Gföhlergneis geht so weit, daß nur mehr unscharf abgegrenzte Reste, vielfach nur mehr der Schieferbelag von Sillimanit und Biotit für das ehemalige Vorhandensein eines Sedimentgneises zeugt.

Ja wir finden oft weit abseits vom Kontakt im Gföhlergneis solche weitgehend aufgelöste nebelhafte Flecken und Fetzen von Schiefer- und Perlgneis, durchwachsen von

¹⁾ Irgendein merklicher petrographischer Unterschied zwischen diesen und den cordieritfreien Perlgneisen des Granitkontaktes besteht nicht.

großen Kalifeldspatporphyroblasten und durchzogen von den verschwommenen sauren Flammen und Adern. Vom Rande her wie auch von den Adern aus lösen die magmatischen Stoffe allmählich die Bestandteile der Schiefergneise heraus: Biotit, Plagioklas, Granat, Disthen werden angegriffen, zum Teil auch aufgenommen und nur in geringer Menge wieder ausgeschieden. An Stelle des Disthens tritt der Sillimanit. Da auch die Schieferungsflächen in beiden Gesteinen übereinstimmen, so verfließen sie ineinander. Gegen den Großkontakt zu reichern sich die Schollen an, schließen sich mehr und mehr aneinander, die Adern und Lagen sondern sich deutlicher ab. Die allgemeine Perlgneisstruktur tritt allmählich zugunsten einer mehr lagenhaften Durchtränkung zurück, wobei migmatitisch-magmatische Bänder mit Lagen von Schiefer- und Perlgneis wechseln. Nach und nach verlieren sich die Feldspatporphyroblasten in den Schiefergneisen. Die migmatitischen Lagen lösen sich zu größeren Linsen und diese wieder zu einzelnen großen Kalifeldspatporphyroblasten auf.

Gleichzeitig mit der magmatischen Durchtränkung vergrößert sich — aber nur in den geaderten Teilen — das Korn, in den Schiefergneisen reichert sich der dunkle Glimmer auf Kosten des Granats, während der ursprüngliche Plagioklas zusehends vom Kalifeldspat ersetzt wird. Wie die Schiefergneise, so verhalten sich auch die Granulite, Amphibolite, Augitgneise, Porphyroide usw. zum Gföhlerngneis. Ganze Züge ersticken geradezu in ihm und lösen sich, im Streichen \pm stark resorbiert, in Schollen auf (Wieninger Zug, Chwallatitz, Pullitz).

Mit der magmatischen Durchtränkung gehen tektonische Bewegungen vor sich. Im Laufe der Zeit ändern aber beide während dieses lange anhaltenden Ereignisses ihren Stil. Dieses Geschehnis läßt sich infolgedessen in mehrere zeitliche Abschnitte gliedern. Sehr schön zeigen dies die Aufschlüsse bei der Ruine Kollnitz, auf dem Galgenberg bei Ranzern, bei Karlstein, Schönfeld (bei Fratres) usw., sogar schon größere Lesestücke!

1. Feine Durchtränkung und Durchmischung der Schiefergneise, Amphibolite, Granulite, Augitgneise bei gleichzeitiger durchgreifender Verfaltung: Außerordentliche Verdünnung der Mittelschenkel, Stauchfalten in ihrer Abhängigkeit von

der Lagendicke, tektonische Bänderstrukturen, Phyllitierung der Schiefer. Die Umwandlung des Disthens in Sillimanit ist in vollstem Gange. Für diesen Abschnitt ist der stetige Faltentypus größerer Tiefe in der Erdkruste besonders bezeichnend.

2. Die fortschreitende Durchbewegung führt über die Umfaltung zur Ausbildung von Gleitflächen und Klüften, also zum unstetigen Typus. Diesen jüngeren Bewegungszonen folgen gröbere Injektionsadern, die die (gefalteten) Gföhlergneise (1) herauslösen, wobei sich oft die Stücke gegeneinander verdrehen.

Die gefalteten Amphibolit- und Schiefergneislagen (1) werden zu flachen Linsen zerschnitten und verschleift, die Bewegungsbahnen reichlich mit saurem Adermaterial durchtränkt, das dabei zu linsen- oder mikroklinreichen Feldspatporphyroblastengemengen abgeschnürt wird. Auf diese unstetigen Bewegungen im Verein mit magmatischen Durchtränkungen gehen die eigentümlichen Breccien in den Randzonen der Gföhlergneise und deren Ausläufer zurück (Fistritz, Raabs, Backowitz u. a. O.) bei schon ziemlich schwachen Bewegungen. Diese Strukturen finden wir wieder in der Zone der Cordieritgneise (*yg*), die ja aus den gewöhnlichen moldanubischen Gesteinen durch die Einwirkung jüngerer Granite hervorgegangen ist. Der Abschnitt (3) umfaßt das Eindringen frühpegmatitischer Lösungen, dies macht sich vor allem in einiger Entfernung vom Gföhlergneis bemerkbar. Eine schärfere Grenze zwischen (2) und (3) besteht nicht, wohl aber zwischen (1) und (2). Dem folgenden Abschnitt (4) gehören die Turmalinpegmatite an, die bald „schlieren“artig, bald als Klufftausfüllungen im Gföhlergneis auftreten.

Den Gföhlergneisen zuzurechnen sind mächtigere Lagen von Granat führenden Aplitgneisen (*ya*) wie die von Kurlupp, dann die bei Schaditz (nicht ausgeschieden), bzw. die als Granulite ausgeschiedenen Vorkommen von Pommersdorf, Wienings, Ober-Grünbach, Rappolz, Wetzles, Piesling, Alberndorf, Großbau, Lindau, bei Gößling, Pyra. Es sind teils granatreichere Arten des Gföhlergneises (1), teils Granataplitgneise.

Bemerkungen zur Karte: Im W gehört ein großer Teil von (*yh*) zum Gföhlergneis, ferner ein Zug: Jamnitz—Ranzern—Kollmitz (teilweise Granulitgneise).

(g g) Mittel- bis grobkörnige glimmerreiche graue Gneise,¹⁾ Cordierit- und Perlgneise.

Die grauen Gneise in der Nordostecke des Kartenblattes gehören der Kontaktzone des Trebitscher Granitstockes an. Nach den Beobachtungen von F. E. Suess (1908, 398) wechseln in ihnen ohne scharfe Grenzen glimmerreiche und aplitische Lagen, die Parallelstruktur prägt sich meist nur schwach aus, mitunter tritt sie ganz zurück. Sie „vermitteln den Übergang zu grobschuppigen, häufig etwas schiefriigen Graniten“ (1926, 25).

Ihnen schalten sich oft mächtige Lagen und Linsen von feldspatreichen Amphiboliten, Granatamphiboliten ein. Durchschnitten werden sie von einem Streifen saurer Orthogneise (*g a p*). In dieselbe Gruppe der grauen Gneise gehören auch die Cordieritgneise, die K. Preclik (1930) im Schweizertal bei Frain am Rande des kleinen Amphibolgranititaufluges gefunden hat. Herrschend, in ihrer ganzen Mannigfaltigkeit, sind sie im Raume Lospitz—Weikertschlag—Althart—Zlabings. Häufig sind sie von pegmatitischem Geäder durchdrungen, lagenweise reichlich durchstreut von rundlichen Plagioklas- und Kalifeldspatporphyroblasten, die sich gerne wie Perlen aneinanderreihen, die dunklen Glimmerblättchen auseinanderzwängend (Perlgneise), schließlich sich gar zu größeren aplitisch-pegmatitischen Lagen zusammendrängen.

In tonerdereicheren Einlagerungen gesellt sich noch Cordierit hinzu (Cordieritgneise), der den Gesteinen den Fettglanz und den violblauen Schimmer verleiht. Er (örtlich auch noch Spinell) entwickelt sich mit Vorliebe auf Kosten von Sillimanit, Granat, auch von Biotit. Er durchwuchert das Gestein, umschließt dabei ältere Strukturen, wie Falten und Scherzonen, die erst auf den angewitterten Flächen sichtbar werden. In den feldspatreichen Gneisen werden die Cordierite randlich in jüngeren groblättrigen Biotit umgewandelt. In den Adern selbst scheidet er sich in großen violblauen Kristallen aus.

¹⁾ Um Irrtümer zu vermeiden, wurde die Bezeichnung „Granitgneise“ für diese Gesteine nicht mehr verwendet, da diese kristallinen Schiefer Abkömmlinge von Sedimenten, [vgl. nämlich F. E. Suess (1926, 25).] und die Minerale, die sich von magmatischen Stoffen ableiten, in zu geringer Menge vertreten sind.

Eine scharfe Grenze dieser Zonen gegen ihre Umgebung besteht nicht, vielmehr streichen alle Gesteine mit allen ihren Gefügemerkmalen ohne Unterbrechung herein: Granulite, Hornfelsgranulite, Kinzigitgneise, Kataporphyroide, Gabbro- und Noritamphibolite, oft zu Linsen abgeschnittene graue und grünliche quarzitisches Plagioklaskalksilikatschiefer mit Augit und Hornblende, Marmore, Augitgneise, Schiefer- und Körnelgneise und Migmatite usw., die chemisch und strukturell dazu geeigneten nehmen Cordierite, meist aber bloß Feldspat auf.

Gesteine dieser Art sind im moldanubischen Granitkontakt im Wald- und Mühlviertel herrschend (H. Graber, F. E. Suess, A. Köhler, H. Limbrock, K. Hinterlechner).

(gr) **Granulite, ferner Trappgranulite, Hornfelsgranulite, migmatitische Granulite, Kataporphyroide.**

Der reine, sehr seltene Granulittypus ist ein weißes, sehr feinkörniges Quarz-Feldspat-Gemenge mit runden oder gelappten Körnern von rotem Granat, seltener auch von blauem Disthen. Immer gesellt sich noch in recht schwankender Menge der dunkle Glimmer hinzu in feinen, zarten Schüppchen, sich stets lagen- oder bandförmig anreichernd, bald stark anschwellend, bald rasch auskeilend. Diese glimmerreichen Bänder in dem echten Granulit setzen sich in die dichten Schiefergneise oder Hornfelsgranulite fort. Die Regelmäßigkeit der Bänderung ist freilich eine tektonische; in solchen Granuliten sind die Quarze zu feinen Streifen ausgezogen. Die Biotite, wie man es an den zahlreichen Übergängen beobachten kann, zu Staub zerrieben und zu feinen Striemen angeordnet, auf den Gleitflächen ordnet sich der weiße seidige Sillimanit, der aus den Disthen hervorgegangen ist, ebenfalls in der Streckung an. Diese Granulite sind ausgesprochene feinermahlene Gesteine mit Spuren einer Umkristallisation.

Die Bänderung geht aber, übereinstimmend mit den Beobachtungen von A. Köhler (1925, 159—161) und H. Limbrock (1923), wie man an den weniger verschieferten Granuliten leicht erkennen kann, auch noch auf eine meist lagenförmige Durchaderung des Nebengesteins durch das Magma des Granulits zurück. Die magmatischen Stoffe

durchdrangen die Schiefergneise vom Rande her wie auch von den Spalten aus in feine Äderchen, sie reichlich mit Feldspat durchwirkend, konnten zwar die Lage der einzelnen Minerale nicht ändern, wohl aber die Gemengteile Biotit, Granat, Disthen angreifen, zerfressen oder gar aufzehren unter teilweiser Wiederausscheidung. Ebenso wurde der in eigentümlichen verzweigten Ästchen wieder auskristallisierte Graphit aus den Schiefergneisen übernommen (beim Teichsüdwestlich von Groß-Siegharts). Wie die Gföhlergneise, so übernahmen auch die Granulite häufig die alte Paralleltexur der Schiefergneise (migmatitische Granulite, Mischgranulite). Die späteren Bewegungen gingen teils in diesen alten Strukturflächen vor sich, sie verstärkten und strafften die Injektionsbänderung, sie vervielfachten sie durch Faltung, wobei der lebhafte Wechsel von dünnen und dicken Lagen die Bänder(Misch)granulite zur Ausbildung ausgezeichneter Stauchfalten befähigte, teils gingen sie auch quer zu ihnen.

Die Granulite treten im Streichen mit allen möglichen Gesteinen in Berührung und injizieren sie da; am schönsten zeigt dieses Verhalten der schmale Granulitstreifen von Groß-Siegharts—Karlstein: Schiefergneise der verschiedensten Art, Graphitschiefer, Kinzigite, Gabbroamphibolite, Augitgneise, Kataporphyroide treten an ihn heran.

Die Granulite werden nun selbst vom Gföhlergneis lagenweise durchädert und auf dem Wege über die Augengranulite (die Augen sind Mikroklinporphyroblasten) bis zur gänzlichen Veränderung in vom Gföhlergneis nicht mehr unterscheidbare Granulitgneise umgewandelt.

Häufig lagern sich den Granuliten, besonders ihren Mischgesteinen, die dunkelgrauen, feinkörnigen, fettigglänzenden Trappgranulite ein. Auf den frischen Bruchflächen hornfelsartig treten auf den angewitterten die kräftige Faltung und Streckung deutlich hervor. In ihrem Gefüge stehen sie zwischen Granulit und Schiefergneis. Sie führen, fürs freie Auge freilich nicht kenntlich, Plagioklas, Hypersthen, Biotit, mitunter auch Granat, in den injizierten Typen reichlich Biotit, Kalifeldspat und Quarz. Sie gehen aus den Schiefergneisen durch nachträgliche Anreicherung von Granat, Hypersthen und basischem Plagioklas hervor, während der Disthen aufgezehrt wird. Derartige Trappgranulite wären demnach metasomatisch veränderte Sediment-

(Schiefer)gneise, wahrscheinlich unter dem Einfluß der älteren basischen Intrusivgesteine (Gabbroamphibolite usw.), an denen die Granulitgebiete ja besonders reich sind. Trappgranulite finden sich auch außerhalb des Granulits: nordöstlich von Dobersberg zusammen mit Schiefergneisen und Marmor in den dortigen Gabbroamphiboliten. Ihnen ähneln besonders die grau und grün gebänderten Kalksilikatschiefer in den Cordierit- und Schiefergneisen.

Als Einschaltung in den Schiefergneisen, Mischgranuliten wie auch in den Gföhlergneisen finden sich schmale Lagen von Abkömmlingen porphyrischer Ergüsse. Im unveränderten Zustand sind es felsitisch dichte, dunkelbraune Gesteine mit Einsprenglingen von Kalifeldspat und Plagioklas, oft auch Cordierit, Sillimanit, in einer braun bestäubten (wahrscheinlich durch feinste Biotitflitter), unauflösbaren Grundmasse. Während der starken Durchbewegung sind diese Porphyre verschiefert, die Einsprenglinge zerdrückt worden, gleichzeitig wurden sie vom Gföhlergneis injiziert bis zur vollständigen Auflösung unter Ausbildung eigentümlich weiß und violettbraun gestreifter Gneise, ohne daß aber die furchtbaren Zertrümmerungsspuren ausgeheilt worden wären. Die Porphyre und Kataporphyroide lassen sich von den sie begleitenden dichten „Schiefergneisen“ nicht trennen, vermutlich sind diese deren veränderte Aschen und Tuffe.

(*gh*) **Grobflaserige Plagioklasgneise**, biotitreich, mit **Aplit- und Amphibolitschlieren**.

(*ga*) **Aplitgneis** von Kurlupp. Ferner **Amphibolperlgneise, Adergneise, Kinzigitgneise** (Polymigmatite).

(*gh*) Trotz aller örtlichen Übergänge lassen sich die Plagioklasgneise vom Gföhlergneise trennen. „Stets körniger oder körnigflaseriger Beschaffenheit mit ausgesprochener schieferiger Textur (Lagentextur oder gebänderte Textur)“, „deutliche Sonderung der lichten Quarzfeldspatstreifen von den ziemlich grobschuppigen Biotitflasern“ ist für diese Gesteine ebenso bezeichnend wie der „rasche Wechsel des Mineralbestandes bei ziemlich gleichbleibender Korngröße und Textur. Neben schuppig-glimmerreichen Lagen befinden sich vollkommen aplitische Bänder; andersseits

findet man Übergänge zu Hornblendegneis und zu den häufig feldspatigen Amphiboliten von dioritartigem Aussehen. Oft trifft man auf vielhundertfachen schlierenartigen Wechsel von amphibolitischen und aplitischen Lagen; die verschiedenen Lagen gehen ineinander über oder sind scharf voneinander getrennt, sie verlaufen parallel oder schneiden sich spitzwinkelig oder keilen aneinander aus. Amphibolitische Schlieren können auch in gestreckte Linsen oder Knollen zerlegt sein.“ (F. E. Suess 1908.) Gewöhnliche Schiefergneise, vor allem aber solche mit bis über erbsengroßen Plagioklasporphyroblasten in einem feinschuppigen violettbraunen Grundgewebe, Körnel- und Perlgneise mit „dichtgedrängten, hirsekorngroßen, rundlichen Feldspaten“ herrschen unter den Paragesteinen. Häufig enthalten sie Granat, Sillimanit; Cordierit findet sich nur in den (*g*).

Die gabbro-amphibolitischen Bänder und Lagen sind stets mitgefaltet, oft aber weiterhin zerrissen und zerschert, zu tektonischen Breccien umgeformt, die von den Schiefergneisen stetig umwunden werden. Gegen die Gabbro-amphibolite zu nehmen die Schiefergneise, zunächst auf dünne Lagen oder Strukturflächen beschränkt, Hornblende und Plagioklas als große Individuen auf, die sich dann in den grobkörnigen Hornblendeperlgneisen (Hornblende-körnlgneis bei F. E. Suess) gleichmäßig anreichern. Granaten sind in ihnen recht selten, werden aber dann bis taubeneigroß. In den schließlich noch aplitisch-pegmatitisch geaderten Hornblendeperlgneisen steigt der Gehalt an dunklem Glimmer, und der Plagioklas wird allmählich vom Kalifeldspat ersetzt.

Die Durchträngung der Hornblendeperlgneise durch die sauren Stoffe steigert sich bis zur Entwicklung von Hornblendegneisen, die sich im Handstück von migmatitischen Amphiboliten nicht mehr unterscheiden lassen. Solche saure migmatitische Streifen finden sich in allen Gesteinsgruppen dieser Zone, sie erscheinen ziemlich unvermittelt und verschwinden ebenso rasch, nur im Streichen halten sie länger an. Gegen den Gföhlergneis häufen sie sich und machen auf diese Weise ihre Abstammung von ihm höchst wahrscheinlich. In den Al_2O_3 -reichen Schiefergneisen nimmt in der Nähe der Amphibolite der Granat an Menge und Größe beträchtlich zu. Es sind die knotigen

Granat- oder Kinzigitgneise mit dem von seidigen Sillimanitfasern durchwachsenen Biotit. Marmore sind verhältnismäßig spärlich, ebenso Graphit, jene werden hier von den reich entwickelten Augitgneisen und Magnetitskarnen vertreten.

Wichtigere Fundorte:

Hornblendeperlgneis: Weikertschlag—Raabs—Kollmitz, Hafnerluden—Suchá hora, Liebenberg—Raabs.

Kinzigit- und Granatgneis: Karlstein, Weikertschlag (Oberndorf), westlich Pertholz, südöstlich Groß-Siegharts, Thürnau.

Bemerkungen zur Karte: auf der Westhälfte des Kartenblattes umfaßt (*gh*) auch noch Gföhlergneis, Cordieritgneis, Kataporphyroiden sowie einige kleinere Einlagerungen.

Kinzigitgneise haben H. Graber aus dem Mühlviertel, J. Riedel (1930/251) und A. Köhler aus dem Ispertal;

Hornblendeperlgneise H. Graber, J. Riedel, H. Schumann beschrieben.

(*gz*) **Feinkörniger bis mittelkörniger Zweiglimmergneis** (Übergang in weißen Biotitgneis).

(*gz*) **Plattiger, meist grobschuppiger Zweiglimmergneis und Muskovitgneis** (Übergang in Gneisglimmerschiefer).

Diese beiden Orthogneise schließen sich eng dem Gföhlergneis an, sie unterscheiden sich von ihm nur durch den übrigens recht schwankenden Muskovitgehalt. Auch das Auftreten in der Natur ist ganz dasselbe, ebenso ihr Verhalten zum Nebengestein. Bei ihnen finden wir dieselben gebänderten Arten mit gröberen und feineren Lagen und Linsen wieder wie im Gföhlergneis. Ja auch die Entwicklungsstufen (1—4) sind von derselben Art. In den Steinbrüchen zwischen Stallek und der Loibingmühle sind die plattigen Zweiglimmergneise oft zerbrochen, die Bruchstücke verdreht und durch massige plagioklasreiche Zweiglimmergranitgneise verkittet.

Örtlich nehmen sie (*gz*) geradezu pegmatitisches Korn an. Sie sind besonders reich an Turmalinpegmatiten, unvergleichlich reicher als der Gföhlergneis. Diese durchbrechen auch die Magnetitskarnlagerstätte von Kottaun und nehmen

dabei auch Granat auf. Ob von solchen Pegmatiten auch der Andalusit von Hessendorf (Silberhuber 1925) abgeleitet werden darf, ist noch fraglich.

In der Glimmerschieferzone werden stellenweise diese Orthogneise zerdrückt, die Feldspate wandeln sich in Serizit um, während die ursprünglichen Glimmerblätter zerknittert werden (vgl. Preclik, Centralblatt 1930).

Diesen Zweiglimmergneisen gleichen vollkommen die Thürneustifter Granitgneise auf Blatt Horn (beschrieben von Ch. Bacon, F. Becke und H. Schumann) und der Lainbacher Granitgneis bei Persenbeug (beschrieben von J. Riedel).

(g gl) Grobschuppiger, zweiglimmriger Gneisglimmerschiefer.

Lagenweise nehmen die Zweiglimmergranitgneise (*gz*) immer mehr Glimmer auf und gehen auf diese Weise in feldspatreiche, grobfasrige, schuppige (lepidoblastische) Gneisglimmerschiefer (*g gl*) über, ein Verhalten, ganz wie es der Gföhler- dem Schiefergneis gegenüber zeigt. Dabei wechseln sie lagen- und bankweise mit feinkörnigen Schiefergneisen, Gabbro-Amphiboliten, Augitgneisen, die stellenweise dann wie in (*g*) stark biotitisiert sind. Auch Marmore und muskovitfreie Perlgneise gesellen sich zu diesen Einlagerungen. Als Übergemengteile führen die Gneisglimmerschiefer nicht selten den faserigen, seiden-glänzenden Sillimanit, mitunter auch hellblaue Stengel von Disthen, gerne rundliche Körner von rotem Granat und in den stark aplitisch-pegmatitisch durchaderten Teilen reichlich die schwarzen Säulchen von Turmalin und große Blätter von Muskovit und Biotit wie in den häufigen massigen Turmalinapliten und -pegmatiten. Von diesen geht auch die Imprägnation der nächsten Umgebung mit dem hellen Glimmer aus. In den geaderten Anteilen sind Disthen und Granat stark gerundet.

Irgendeine Grenze gegen die gewöhnlichen Schiefergneise von Eibenstein—Drosendorf (*g*) (*ḡ*) oder gegen die Plagioklas- und Körnelgneise (*gh*) läßt sich nicht ziehen. Der Unterschied liegt lediglich in dem Gehalt an Muskovit in den Gneisglimmerschiefern.

(gl) **Grobschuppiger Glimmerschiefer** (mit Granat und Turmalin).

Die Glimmerschiefer sind zwar nicht ihrer Verbreitung, wohl aber ihrer Bedeutung nach das Hauptgestein der Glimmerschieferzone von F. E. Suess. Sie haben recht verschiedenes Aussehen. Sie nähern sich auf der einen Seite phyllitartigen Schiefern mit dichten oder flatschigen Glimmerhäuten auf den buckeligen Bewegungsflächen, anderseits werden sie grobschuppig, enthalten dann große Granaten,¹⁾ Disthen, auch Staurolith, Sillimanit tritt mehr zurück; in den injizierten Teilen reichern sich Feldspate (Plagioklasporphyroblasten), Turmalin an unter allgemeiner lebhafter Kornvergrößerung; sie gehen da über in die Gneisglimmerschiefer (*g gl*), vor allem in der Umgebung der Zweiglimmergranitgneise. Pegmatite und Linsen von magmatischem Quarz mit grobkristallinen Randzonen von Biotit und Kalifeldspat sind sehr verbreitet.

Bezeichnend aber für diese Zone ist die Häufung von Streifen mit rückschreitender Umwandlung, die von F. E. Suess (1912, 1918, 1926) als Begleiterscheinung der moldanubischen Überschiebung aufgefaßt wird. Diese Umwandlung ging vor sich unter kräftiger Zerschering der Gesteine zu flachen Linsen, nicht nur die mächtigen Einlagerungen wie die (Gabbro-) Amphibolite, Strahlsteinfelse, Serpentine, Marmore, Augitgneise (z. T. vererzt: Fraim), Quarzite, Graphitschiefer, Schiefergneise, feinkörnige Plagioklasgneise usw. wurden in dünne Streifen und rasch auskeilende Züge umgeformt, sondern auch die Gesteine selbst durch Umfaltung und Verquetschung verändert. Mineralogisch äußert sich die Umwandlung durch Neubildung von hellem Glimmer auf den Bewegungsflächen in kurzen Fasern. Ihr unterliegen auch die grobschuppigen Glimmer- und Gneisglimmerschiefer ebenso wie die Zweiglimmergneise, wobei die beiden älteren Glimmerporphyroblasten zerknittert, verschleift, um den Granat gestaucht, die Disthen zertrümmert und zerrieben werden. Schließlich wird also aus einem Gneisglimmerschiefer oder Schiefer-

¹⁾ Es ist bemerkenswert, daß der Granatreichtum in den die Gabbroamphibolite begleitenden Glimmerschiefern am bedeutendsten ist, dort sind auch die Granaten am größten (wie in den Kinzigitgneisen, Paragranatamphiboliten u. a. m.).

gneis in solchen seichten Bewegungszonen ein grauer, mattglänzender, flatschiger Glimmerschiefer, oft noch mit flachen feldspatreichen Linsen. Dagegen sind die Gesteine zwischen den Bewegungsflächen nicht oder nur wenig verändert. Sie erlauben dann den Vergleich mit den übrigen nicht rückschreitend veränderten moldanubischen Felsarten. Die moldanubischen Gesteine liegen, wie F. E. Suess (1912, 1926) sagt, in der Glimmerschieferzone in einer anderen metamorphen Ausbildung oder Fazies vor. Die Umwandlung ist am stärksten nahe der Überschiebung, am schwächsten in größerer Entfernung. Die grobschuppigen Granatglimmerschiefer andererseits betrachtet F. E. Suess als das Ergebnis der rückschreitenden Veränderung von Schiefergneisen in der Tiefe, während sich nachträglich aus ihnen in geringerer Tiefe die eigentlichen flatschigen phyllitartigen Glimmerschiefer entwickelt haben, beides während der moldanubischen Überschiebung.

(g) **Dichter bis feinkörniger Sedimentgneis.**

(ḡ) **Glimmerreicher Sedimentgneis** (Übergang in Glimmerschiefer).

F. E. Suess beschreibt diesen normalen, im Moldanubischen weitverbreiteten Schiefergneistypus (*g*) als ein braunes bis violettgraues Gestein „mit kleinem und gleichmäßigem Korn und wechselndem Glimmergehalt, im allgemeinen aber recht glimmerreich und mit häufigen Übergängen zu feinschuppigen oder grobschuppigen Glimmerschiefer. Augentexturen oder Flasertexturen sind selten.“ Unter den Feldspaten herrscht der saure Plagioklas, unter den Glimmern der Biotit. Granat ist fast immer vorhanden, in manchen Lagen, wie auch in den Graphitschiefern von Fratting, tritt der wüst zerknitterte Sillimanit in Knollen auf (Pseudomorphose nach Disthen), gewöhnlich wurde er aber zu Fasern oder faserigen Häuten ausgezogen (Sillimanitknoten und -fleckengneis).

Rasch, sogar bankweise, wechselt das Gestein in dieser Zone, schwarzgrüne feinkörnige und gabbroide Amphibolite in gut umgrenzten Lagen, Linsen oder Knollen und Hornblendeperlgnese, Streifen von lichten Quarziten (*qu*), wechselnd mit schwarzen Graphitquarziten (*qq*), grau-

violetten dichten quarzitischen Schiefergneisen,¹⁾ Marmoren und Kalksilikatgesteinen (wenigstens teilweise durch metasomatische Vorgänge aus Marmoren entstanden), nicht zu vergessen die Graphitschiefer (bei Wollmersdorf mit Korund). Sehr häufig sind nun feine grüne Augit führende Lagen, Bänder und Schmitzen in den Schiefergneisen. In dieser Zone überwiegt zwar der normale Schiefergneistypus, doch darf deswegen die sich immer wieder bemerkbar machende mit- bis nachtektonische feine aplitische Durchaderung und Imprägnation mit Kalifeldspatporphyroblasten seitens der Stoffe des Gföhlergneises nicht vernachlässigt werden. In solchen migmatitischen Schiefergneisen und Augitgneisen steigt der Turmalingehalt außergewöhnlich hoch. Die feinschiefrigen Augitgneise werden stark mit Biotit, z. T. auch mit Kalifeldspat durchsetzt, so daß sie sich mitunter fürs freie Auge schwer von den Schiefergneisen trennen lassen. Während der Durchbewegung wandelt sich der Augit oft in Hornblende und Biotit um, häufig kristallisiert die Hornblende mit Quarz zusammen in Linsen aus. Die Disthen führenden Graphitquarzite (W Wollmersdorf) gehen dabei in Mikroklinporphyroblastengneise mit groblättrigen Biotitfasern über. Die Injektion dieser Zone verläuft gleichzeitig mit einer Umfältelung der Schiefer [(2) vergl. (gb) (2)]. Die Muskovit führenden glimmerreichen Sedimentgneise (\bar{g}) bilden zwar häufig Lagen bis dünne Bänder in den Schiefergneisen (g), gewinnen aber erst weiter im O größere Bedeutung. Dem Mineralbestand nach schließen sie sich zwar mehr an die Gesteine der „Glimmerschieferzone“ an, mit denen sie wechsellagern können, aber dem geologischen Bau nach gehören sie meist noch zu den Schiefergneisen (g). Sie besitzen auch dieselben Einlagerungen; darunter hochgradig durchbewegte Kalksilikatschiefer, ähnlich denen von Liebenberg; örtlich entwickeln sich in ihnen Plagioklasporphyroblasten und in den durchaderten reichert sich der Turmalin besonders stark an.

Der Übergang von (g) \rightarrow (\bar{g}) vollzieht sich auf dem Wege über die Umfaltung und Zerschering [(1) \rightarrow (2)]. Auf den Bewegungsflächen entwickeln sich größere Schuppen von

1) Auch metamorphe Tuffe scheinen darunter vorzukommen.

hellem Glimmer als Neubildung. Die nicht oder nur schwach durchbewegten haben keinen oder nur einen geringen Muskovitgehalt. F. E. Suess führt diese Muskovitneubildung auf Kristallisationsvorgänge während der moldanubischen Überschiebung zurück auf Kosten des dunkeln Glimmers und des Kalifeldspates. K. Preclik hat sich der Beweisführung von F. E. Suess angeschlossen, denkt aber dabei noch an magmatische Stoffwanderungen während der moldanubischen Überschiebungen, da kräftige Durchaderung und pegmatitische Durchtrümerung dafür manchen Anhaltspunkt gibt. Bemerkenswert ist, daß die Muskovitbildung in diesen Gesteinen bei Frain seinen Beobachtungen nach zur Zeit der Durchaderung abgeschlossen war.

	Sedimentgneis aus dem Hohlweg NW des Frainer Hofes	Verschieftere muskovit- reiche Partie vom glei- chen Fundort mit Disthen
SiO ₂	78·86	59·44
TiO ₂	0·37	0·42
Al ₂ O ₃	10·06	22·52
Fe ₂ O ₃	3·38 (Gesamteisen!)	4·97 (Gesamteisen!)
MnO	0·22	0·12
MgO	1·23	1·61
CaO	1·49	1·33
Na ₂ O	2·21	2·03
K ₂ O	0·88	3·59
Glühverlust	1·07	4·19
	<hr/> 99·77	<hr/> 100·22

(Analytiker K. Preclik)

(*qu*) **Lichter, plattiger Quarzit.**

(*gg*) **Dunkler Graphitquarzit.**

Beide schalten sich als wenig mächtige Lagen der Schiefergneis-Marmor-Gruppe von Drosendorf ein. Die einen (*qu*) sind weiße bis gelbliche, durch feinste Biotitschüppchen zart gebänderte, harte, feinkörnige Gesteine mit geringem Feldspatgehalt, die in dünnen Platten oder Stengeln brechen. Durch Aufnahme von Graphit gehen sie in graue bis schwarze Graphitquarzite (\pm Disthen) (*gg*) über. Andererseits

zeigen die lichten Quarzite durch stetige Zunahme von Plagioklas und Hornblende (bzw. Augit) Übergänge in grau bis schwarz gebänderte quarzitisches, hornfelsartige Kalksilikatschiefer, die äußerlich den Trappgranuliten gleichen. Übergänge in violette quarzitisches Schiefergneise sind ebenfalls vorhanden, wie bei den Graphitquarziten solche in Graphitgneisen. Die magmatische Imprägnation der Graphitquarzite mit großen Kalifeldspäten und Biolit liefert eigentümliche scheckige porphyroblastische Graphitgneise (Wollmersdorf). Die Zersetzung unter Mitwirkung der Kiese macht die Graphitquarzite bröselig, bleicht sie, führt zur Bildung von luckigem Eisenkiesel und grünlichgelbem Nontronit, besonders südlich Fratres, Nespitz, Unter-Pfaffendorf, Fratting.

In den Bewegungsstreifen in der Glimmerschieferzone (z. B. bei Frain-Schaffa) sind es vielfach Serizitquarzite.

(hf) **Hornblendegesteine.**

(ha) **Aktinolithschiefer** (nordöstlich von Drosendorf).

(sp) **Serpentin, Eklogit.**

Als Hornblendegesteine (*hf*) sind auf der Spezialkarte Amphibolite und Augitgneise ausgeschieden. Zu den Augitgneisen (siehe S. 29) gehören: die (*hf*) des Kollnitz- und Häuselberges, ferner die von Mostbach, Wienings und Wolfsbach. Alle übrigen sind, wenigstens soweit untersucht, Abkömmlinge gabbroider Gesteine: Gabbroamphibolite. So groß auch die Mannigfaltigkeit der Gabbros und Norite dem Mineralbestand, der Korngröße und der Struktur nach ist, so sind aber ihre Übergangsformen in die flaserigen Gabbroamphibolite noch viel abwechslungsreicher, während sich die Endglieder in der Stufenfolge der Metamorphose, die feinschiefrigen, gleichmäßig körnigen (granoblastischen) Amphibolite, Gesteinen von ziemlich einförmiger mineralogischer Zusammensetzung nähern. Wir finden hier auf engstem Raume die ganze Fülle der so wechselvollen Waldviertler Gabbroamphibolite zusammengedrängt, alle die Spielarten wie sie F. Becke (1882, 1914), R. Grengg (1910), A. Köhler (1928), H. Limbrock (1923), A. Marchet (1919, 1926), J. Riedel (1930), F. E. Suess (1904),

H. Tertsch (1917, 1922) von verschiedenen Orten beschrieben haben. Vollkommen unberührte Gabbros haben sich bisher nicht gefunden. Dagegen sind Reste gabbroider Struktur und Zusammensetzung als Übergangsformen in Gabbroamphibolite recht häufig, eingebettet als unregelmäßige Linsen und Flecken in den faserigen Gabbroamphiboliten. Die Umwandlung der Gabbros und Norite spielt sich in manchen Fällen ab, ohne deren ursprüngliches Erstarrungsgefüge zu verwischen (blastische Gabbros). Einen Zwischenabschnitt bilden einige halbblastische Gabbros von Stallek ab: hierher gehört der eigenartig (braun, grün, weiß) gefleckte noritische Olivingabbro mit oft eigengestaltigen weißen Plagioklasen, schwarzgrünen, dicken Diallagsäulen, rotbraunem muscheligen Olivin, Hypersthen und einer neugebildeten graugrünen, feinstrahligen Zwischenmasse von Hornblende, Spinell und Sapphirin, mitunter auch Granat. In anderen ist der Plagioklas gänzlich unversehrt, aber die Zwischenmasse von Diallag und Hypersthen geht in Hornblende über. Am schönsten ausgeprägt ist diese lediglich ummineralisierende Metamorphose in den Gabbros von Lindau am Seebach (Weg: Lindau—Sauggern), in ihnen sind nun auch die alten Plagioklase in ein Korngemenge zerfallen (besser gesagt umkristallisiert), wobei sich aber die äußere Kristallform des ursprünglichen Feldspates erhalten hat, während sich Augit und Olivin in Hornblende umgewandelt haben. Hierher zu rechnen sind auch die Gabbroamphibolite knapp S von Hafnerluden.

In den allermeisten Fällen geht mit der Neubildung von Mineralen auch das Erstarrungsgefüge verloren, vor allem dann, wenn das Gestein verschiefert wird. In sehr schwach faserigen Arten bewahren die Plagioklase noch einigermaßen ihre Kristallform, bald aber verlieren sie sie immer mehr, dabei zerfällt der alte Feldspat vom Rande her gegen das Innere zu fortschreitend in ein schneeweißes, feinkörniges Gemenge. Mit der Lupe kann man den allmählichen Körnungsvorgang recht gut wahrnehmen. Statt der schönen einheitlichen Leisten und Tafeln von Plagioklas sind es jetzt nur mehr längliche Flecken (Fleckamphibolite), die sich von der dunkelgrünen faserigen hornblendereichen Zwischenmasse, die mitunter auch noch Knoten von uralitisiertem Augit umwindet, bald nur mehr

unscharf abheben. Während der fortschreitenden Verschieferung werden sie endlich zu feinen Linsen und Streifen auseinander gezogen. Der Übergang: Gabbro—Gabbroamphibolit vollzieht sich dabei ziemlich rasch und die während der Metamorphose die Gesteine durchwandernden Lösungen tragen das übrige dazu bei, die Erstarrungsstruktur zu verwischen.

Eine selbständige Gesteinsart sind die Fleckamphibolite nicht, sondern nur örtliche Spielarten innerhalb der mannigfachen Gabbroamphibolitmassen.

Gabbroamphibolite mit Reststrukturen wurden noch gefunden:

zwischen Riegers und Schuppertholz, zusammen mit Granatamphiboliten und anorthositischen Differentiaten, knapp westlich der Rothmühle, sehr häufig in der Umgebung von Raabs, bei Frain (z. B. Stauwerk), Windschau, Helenenhof, am Schelletauer Bach östlich Pullitz, zwischen Drosendorf und Heinrichsreith, Wisokein (bei Vötau, Material F. E. Suess), hier sich anorthositischen Typen nähernd, Karlstein, Trabenreith, Freistein, Fratting, Luden, Japons, Ungarsbach ($\frac{1}{3}$ km westlich Ungarschitz) (Material F. E. Suess), Sulzmühle und Drösiedl mit Granatolivinfels und ariégitischen Eklogiten, östlich Unt.-Pfaffendorf.

Reste mit gabbroiden Strukturen sind im allgemeinen häufiger in dem Schiefergneise als in den grobflaserigen Plagioklasgneise. Saussurit fehlt hier in den Gabbroamphiboliten.

In der Zone der Zweiglimmergranitgneise wandeln sich die Gabbros in heller grüne, Gabbroamphibolite um. Ein Beispiel ist der Aktinolithschiefer (*ha*) von Drosendorf mit Strahlstein, Augit und Klinochlor; er leitet sich wohl von einem ultrabasischen Tiefengestein ab (Pyroxenit).

Mit den Amphiboliten treten auch granatreiche Abarten auf, bald als Lagen in ihnen, bald aber auch als Linsen, Knollen im Nebengestein.

Von größtem Einfluß war das Magma der Gabbroamphibolite auf die metamorphe Ausbildung des Nebengesteins. Es drang in Lagen und durchgreifenden Ästen und Gängen von großer Mächtigkeit bis zu feinsten Äderchen herab in die Schiefergneise, durchstreute sie bankweise mit größeren Hornblendesäulen und Plagioklas-

körnern (Hornblendeperlgneise);¹⁾ auf eine derartige metasomatische Stoffzufuhr geht auch die Bildung von Kinzigitgneisen aus Al_2O_3 -reichen Schiefergneisen, von Granatquarziten (Süßenbach, Raabs), von (Ägirin-) Augitgneisen aus Marmoren, schließlich sogar der Granat und Augit führenden Magnetitkarne von Zoppanz, Lindau, Kottaun, Frain u. a. O. zurück.

Das Ergebnis stärkster magmatischer Durchtränkung und Auflösung sind einerseits Biotitamphibolite (\pm Granat) und die Diopsidamphibolite (\pm Granat).

In ihnen finden wir oft genug noch Reste des einstigen Nebengesteins, an dessen Stelle sich das basische Magma durch Aufzehrung seiner Umgebung gesetzt hat.

Feinkörnige Amphibolite in den Marmoren von Ungarschitz, Weinpolz, Thürnau von oft kaum Handbreite Mächtigkeit mit dichten Salbändern leiten sich ab von gangförmigen spilitischen Diabasen mit kristallin abgebildeten Mandelbildungen. Es sind aber nicht selbständige Intrusionen, sondern, wie die vielen Übergänge in die normalen Gabbroamphibolite anzeigen, nur die örtlich seichte Erstarrungsform des basischen Magmas, keinesfalls Deckenergüsse.

Ihre Gangform ist auch jetzt noch trotz der starken Faltung und der Zerrungen am Durchschneiden der graphitreichen Bänder in den Marmoren durch die Amphibolite erkennbar. Aus den großen Steinbrüchen von Thürnau und Ungarschitz hat F. E. Suess das verschiedene Verhalten der Marmore und der feinkörnigen Amphibolite gegenüber tektonischen Bewegungen eingehend beschrieben, die hohe Plastizität des Marmors und die Sprödigkeit des Amphibolits, die gleichzeitige Umkristallisation und Bildung eines Augitsaumes auch an den Bruchflächen hervorgehoben.

Randlich wurden die Amphibolite vom Magma des Granulits verändert, vor allem aber dann durch die Stoffe des Gföhlergneises weitgehend durchtränkt und schließlich in (Biotit führende) Hornblendegneise, ähnelnd den Granodioritgneisen umgewandelt. In der Zone der Zwei-

¹⁾ Die Feldspatung (Kalifeldspat neben Plagioklas) und Biotitneubildung in diesen Gesteinen steigert sich unter dem Einfluß des Gföhlergneises und seines Gefolges.

glimmergranitgneise (Stallek, Heinrichsreith) sind die Gabbroamphibolite heller grün infolge des Gehaltes an einer strahlsteinartigen Hornblende.

In den Zerrklüften kristallisierten Kalkspat und Chlorit in Rosetten (Frain, Ungarschitz, Thürnau). Manche von den Granatamphiboliten, z.B. Frainer Stauwerk, sind vielleicht Abkömmlinge von mergeligen Gesteinen. Sie führen Porphyroblasten von Granat, der in einer feinschiefrigen Zwischenmasse von Hornblende, Titanit, Quarz, Plagioklas gewachsen ist, u. zw. während einer Durchbewegung. Diese Paraamphibolite mit ihren großen, oft massenhaft zusammengeballten Granaten sind zusammen mit Kalksilikatfelsen, Schiefergneisen, Granatglimmerschiefern den Gabbroamphiboliten eingelagert.

Zu den Gabbroamphiboliten gesellen sich als ältere magmatische Differentiate: Olivinfelse, Eklogite, Bronzitfelse, amphibolitische Anorthosite. (*sp*)

Die Olivinfelse treten gewöhnlich als vereinzelte Schollen in den Amphiboliten, Ortho- oder Paragneisen auf, seltener schließen sie sich zu Schollenzügen zusammen, mitunter sind sie zu dunkelgrünem dichten Serpentin zersetzt.

Häufig enthalten sie rundliche, metallischglänzende grau-bräunliche Bronzitkörner:

Pingendorf, Edelbach, Alberndorf, Waldkirchen, Zlabings, Drosendorf, westlich Wolfsbach, Goschenreith;

stellenweise neben dem Bronzit auch roten Granat (Pyrop), der sich gerne mit einer faserigen, verschieden zusammengesetzten (Hornblende, Spinell, rhombischer Pyroxen usw.) Kelyphitrinde von den übrigen Gemengteilen abhebt:

Karlstein, Gilgenberger Wald, südlich Zlabings, Edelbach.

Zu dem Granat-Bronzit-Olivin-Gemenge tritt mitunter auch noch braune Hornblende hinzu: Sulzmühle.

Sehr mannigfaltig sind auch die olivinfreien massigen Gemenge, die zwischen plagioklashaltigen Eklogiten und Ariëgiten schwanken, es wechselt daher auch die Farbe, sie alle bilden nur kleine Klumpen und Massen in den Granat-Olivinfelsen, seltener klein Schollen in Granulit:

Granat, Diallag, braune Hornblende, etwas Plagioklas, eutektisch mit dem Diallag verwachsen, finden sich in allen, freilich in verschiedenen Mengen: Ullrichschlag, Raffholz (b. Drösiedl), Gilgenberger Wald, Sulzmühle.

Dazu tritt manchmal noch Biotit: Gilgenberger Wald oder Disthen (bzw. Pseudomophosen von Plagioklas und Spinell nach Disthen): Ludweis.

Die Anorthosite sind bänderförmig mit den Gabbroamphiboliten verschliert bei Schuppertholz-Waldkirchen und im Gabbroamphibolit von Sauggern.

Bronzitfels wurde nur in kleineren Blöcken im Bronzit-olivinfelsgebiet südlich von Waldkirchen gefunden.

Auf den Verebnungsflächen zwischen Waldkirchen und Dobersberg, dann zwischen Drosendorf und Wolfsbach, im Gilgenburger Wald sind die Serpentine noch weiter verändert unter Ausscheidung von Opalen und Magnesit. Der Verwitterungsboden aus Olivinfels ist recht wenig fruchtbar.

(a) **Augitgneis.**

(hm) **Magnetit führender Granatamphibolit und Amphibolit.**

(yk) **Kristalliner Kalk** (Karbonatgesteine), **Marmore, Dolomite.**

(yk) Die kristallinen Karbonatgesteine sind wie sonst im Moldanubischen gewöhnlich graue, durch Graphit gebänderte grob-, seltener feinkörnige Felsarten. Nur ausnahmsweise finden sich in ihnen reinweiße Lagen (z. B. Suchá hora), oft enthalten sie feine Streifen und Bänder von hellbraunem Glimmer (Phlogopit), grünem Augit (weißem Salit, meist in Putzen oder in Klüften). Hiezu kommen noch der farblose Skapolith, basischer Plagioklas, Quarz und hellroter Kalkgranat. In manchen reichert sich lagenhaft Tremolit in durch Graphit geschwärzten dicken Stengeln an. Die rostbraune Färbung der nicht mehr frischen Gesteine rührt von der Zersetzung des Schwefelkieses her. Selten finden sich (serpentinisierte) Olivinminerale. (Südlich Jamnitz mit den dendritenartigen

Durchwachsungen, dem „Eozoon“, südwestlich Waldkirchen.)

V. M. Lipold hat aus den Analysen C. v. Hauers (1, 2) und W. Mrázeks (3, 4) schon die Dolomitmaterie einer Reihe von Karbonatgesteinen erkannt.

	In HCl unlösl.				
	Silikate	CaCO ₃	MgCO ₃	Fe ₂ O ₃ +Al ₂ O ₃	
1. Nieder-Reith....	4·6	93·0	Spur	1·0	dunkelgrau, feinkörnig
2. Alten-Reith b. Drosendorf...	6·7	51·4	39·1	1·5	
3. Luden.....	0·9	55·3	44·0	2·9	weiß, grobkörnig
4. Drosendorf.....	19·1	75·0	4·4	2·3	blaugrau, feinkörnig

Eingeschaltet sind den Marmoren: Quarzite \pm Graphit, Schiefergneise, Graphitschiefer; die körnigen bis dichten Amphibolite, die Aplite und Pegmatite treten bald als Lager, bald gangförmig auf. Häufig sind sie zerrissen und die Bruchstücke grenzen gerne mit einem Kalksilikatsaum gegen den sie stetig umfließenden Marmor (F. E. Suess, 1909). In der Nähe der Gabbroamphibolite nimmt die Menge der sonst spärlichen Kalksilikate in den Marmoren zu und aus den Kalksilikatmarmoren entwickeln sich Karbonat führende, schließlich sogar karbonatfreie grobkörnige Augitgneise (*a*). Ihnen gehören z. B. die mächtigen Züge des Kollmitz- und Häuselberges¹⁾ sowie die kleinen Kuppen zwischen Mostbach und Wienings an. Sehr bezeichnend ist besonders für die großen Augitgneismassen das unruhige Bild der linsen- und fleckenförmigen Ansammlung von rotem Granat und grünem Pyroxen, der brecciösen Verkittung der einzelnen, oft auch tektonisch gebänderten und dann zerscherten Gemenge.

In der Nähe der Gföhlergneise sind sie lebhaft von sauren Stoffen durchtränkt und gehen schließlich in kalifeldspatreiche, grobkörnige Hornblendegneise²⁾ über (Mostbach, Wienings, Häuselberg, Kollmitzgraben u. v. a. O.).

¹⁾ Auf der alten Karte von Lipold als Syenit, von H. Gerhart (1911) als Pyroxenamphibolit angegeben.

²⁾ Die Hornblende dieser Gesteine ist eine dunkle, alkalireiche.

Die Augitgneise westlich Drosendorf gleichen sich unter dem Einfluß der Alkalizufuhr eher den Schiefergneisen an. Siehe (g).

In den mächtigen Augitgneiszügen schalten sich Bänder von Gabbroamphiboliten ein, in anderen Fällen umschließen diese verschieden stark aufgezehrte Knollen, Linsen und schlierig von ihnen durchtränkte Lagen und Streifen von Augitgneis (oft sogar noch mit Marmorkern) ein. Ja die Auflösung kann so weit gehen, daß nur mehr ein größerer Pyroxengehalt im Amphibolit auf die einstige Anwesenheit von Marmor und Augitgneis schließen läßt. Diese eigenartige Vergesellschaftung von Marmor, Augitgneis und Gabbroamphibolit läßt sich dahin deuten, daß aus dem Magma der Gabbroamphibolite besonders Eisen- und Magnesiaverbindungen entwichen sind, die den Marmor stufenweise verändert und schließlich in ein Granataugitgestein umgewandelt haben. Der Pyroxen ist in diesen metasomatischen, veränderten Felsarten (Skarnen) gerne ein Ägirinaugit.¹⁾ Gesteigerte Zufuhr Fe-reicher Lösungen führt schließlich zur Bildung der schwarzen, körnigen Magnetitgesteine (*hm*) (Magnetitskarne) von Lindau (in Ader und Perlgneisen), Kottaun (in migmatitischen Zweiglimmergranitgneisen), Zoppanz, Quwalkowitz (in Cordieritgneisen), und Frain (in Schiefergneisen und Glimmerschiefern) als Folge einer metasomatischen Verdrängung der dortigen Marmore.

Alle Bergbaue auf Magneteisen bei diesen Orten sind schon lange eingegangen.

Die Erze bilden nur schwächige Lagen oder Linsen in den Augit- und Granatskarnen, bei Kottaun sind noch Kalksilikatmarmore vorhanden. Die Pegmatite, die da die Skarne durchdringen, enthalten große Granaten und Turmaline. Nach den Angaben von K. Preclik (1930/438), der auch einige Proben von Kottaun beschrieben hat, scheinen die Kottauner Vorkommen denen von Pernstein in Mähren sehr zu ähneln.

Bemerkungen zur Spezialkarte: Die Augitgneise von Kollmitz, Häusberg, Wolfsbach sind mit der Farbe von (*hm*) bezeichnet.

¹⁾ Vgl. ähnliche Beobachtungen V. M. Goldschmidts (1911/342).

H. Gerhart bezeichnet auf der Karte als Augitgneise oft sehr karbonatreiche Kalksilikatfelse und Augit führende Marmore.

(*Gh*) **Groborphyrischer Amphibolgranit** nördlich Frain.

(*Gp*) **Augit führender Granitporphyr** und **Porphyrgänge**.

(*Gt*) **Feinkörniger, feldspatreicher Granit** (Geras—Drosendorf).

(*A*) **Aplitgänge bei Alberndorf** und **Pfaffendorf**.

(*Dg*) **Gabbro bei Nonndorf** und **Kurlupp**.

(*Gh*) Durchbrüche granitischer Gesteine sind verhältnismäßig selten. Im Schweizertal bei Frain setzt ein kleiner Stock von Granit auf, den F. E. Suess wegen seiner großen Übereinstimmung mit dem Trebitscher Hornblende-granit als dessen Ausläufer betrachtet. Dem Aussehen nach gleicht er vollkommen dem Kristallgranit. Er ist wie der Trebitscher groborphyrisch; seine Mikroklineinsprenglinge ordnen sich nach den Beobachtungen K. Precliks parallel dem allgemeinen Streichen der Umgebung an. Es wechseln einsprenglingsreiche und -freie Lagen unscharf miteinander. Örtliche jüngere Quetschzonen in der Flußstruktur führten nicht zur Muskovitbildung. Am Kontakt sind gegen die Schiefergneise und Glimmerschiefer auch hier Cordieritgneise entwickelt.

(*Gt*) Die übrigen Granitvorkommen spielen daneben eine ganz untergeordnete Rolle. Gänge feinkörniger Granite: außer den angegebenen knapp südlich von Piesling, auf dem Grubberg bei Qualitzen, südlich Zlabings; Galgenberg östlich Zlabings.

Sehr verbreitet sind die porphyrischen Ganggesteine und Lamprophyre. Sie ordnen sich zusammen mit anderen Ganggesteinen der Hauptsache nach den breiten bogenförmigen Streifen Piesling—Raabs—Waidhofen a. d. Thaya ein. Helle tonalitische körnige Ganggesteine mit Hypersthen: Lindau (*A*).

Mehr in der porphyritischen Ausbildung schließen sich an die Ganggesteine südlich Aigen, bei der Zundmühle,

Pfaffendorf (*A*). Die mächtigen weitreichenden Gänge westlich Raabs sind nach den Beobachtungen von H. Gerhart Augit führende Granitporphyre.

Pilit-Kersantite mit Augit sind aufgeschlossen bei Pfaffendorf, westlich Raabs, nördlich Raabs, andere, die auch noch Hornblende führen, dringen sogar ins Moravische vor: im Bittescher Gneis von Frain und im Phyllit von Heufurt.

Pilit-Minette: Waldkirchen (mit Augit).

Nadeldiorite: kreuzen den Bittescher Gneis bei Frain, F. E. Suess (1908, 1912), bei Windschau die rückschreitend veränderten Granatlimmschiefer.

Daneben treten aber auch grünlichblaue keratophyrische Ganggesteine auf, in denen H. Gerhart schon Alkalihornblenden entdeckt hat: bei Thureß mit Mikroklin, Augit als schlecht aufgeschlossener Lagergang (?) im Gföhlergneis.

Alkaliminetten: westlich und nördlich Raabs: mit Mikroklin als Feldspat (nach den Angaben von H. Gerhart als Gänge im Serpentin).

Unsicher ist die tektonische Stellung der Ägirin- und Alkalihornblende führenden Keratophyre von Münchreith und Göpfritzschatz in den Gföhlergneisen, wo sie anscheinend kräftig injiziert und nachträglich verschiefert worden sind, ohne daß sich der Mineralbestand wesentlich verändert hätte.

Häufig sind auch aplitische Ganggesteine, sehr mächtig sind sie auf dem Buchberg nördlich Waldkirchen.

(*Dg*) Die schwarzen grobkörnigen Olivinabbros der elliptischen Stöcke von Nonndorf und Kurlupp mit ihren lebhaft glänzenden dunklen Plagioklastafeln, dem lappigen metallisch glänzenden Diallag und den grünen strahligen Anthophyllit-, Spinell- und Hornblendesäumen um Olivin gegen den Plagioklas gleichen einander vollkommen. Der rote Granat scheint aber in den Kurlupfern häufiger zu sein. Quarz und Biotit als Restausscheidungen sind überall vorhanden. Als Seltenheit enthalten sie riesenkörnige Linsen und Knauern mit den großen Plagioklasen und schwarzbraunen Stengeln von Hypersthen + Diallag. Einzelne Gabbro nähern sich Diallag führenden Forellensteinen.

Analyse (Nonndorf): Mittel aus drei Proben ($d_1 = 2,984$; $d_2 = 2,983$; $d_3 = 2,987$; $d_m = 2,985$, gemessen von A. Köhler.

körnigen Zwischenmasse lidartig umflasert werden. Manchmal zeigen sie noch die alten Kristallumrisse der Granitfeldspate, gewöhnlich sind sie aber randlich gekörnt oder zu Korngemengen zerdrückt, mitunter auch gerundet. Der dunkle Glimmer reiht sich auf den Schieferungsflächen in feinen geradlinigen Trümmerstreifen an, während sich der seidig glänzende Serizit gleichmäßig auf diesen Flächen verteilt. Häufig wächst nun aus dem blastomylonitischen Grundgewebe der silberglänzende Muskovit in größeren, gerne leicht verbogenen Porphyroblasten hervor. Diese weitverbreitete Gesteinsart erleidet aber mannigfache Abänderungen. Die Augen können vollkommen fehlen, die Muskovitporphyroblasten, ja auch der Serizit gänzlich zurücktreten. Die Schieferung kann örtlich ganz verschwinden und einem mehr massigen Gefüge Platz machen: Die (*Gb*) von Mallersbach sind solche von der Verschieferung weniger stark betroffenen massige granitische Abarten, die dem Znaimer Granit recht auffällig ähneln, auch auf dem Blatte Znaim sind sie gefunden worden (K. Prečlik 1926/256); in den gröberen Abarten führen sie auch Turmalin. Häufig schalten sich den Bittescher Gneisen feinkörnige aplitische Lagen mit kleinen Granaten, seltener pegmatitische ein (z. B. beide bei Heufurth). Ferner auch metamorphe Sedimente: Marmor mit Linsen von Saussurit- und Flaserabbro, Kalksilikatschiefer und mit ihnen Streifen und Fetzen von verschwommen abgegrenzten magmatisch durchtränkten Schiefergneisen, Graphitschiefern und Staurolithglimmerschiefer. Ihre Migmatite ergeben bei der Verschieferung ganz eigentümliche fleckige Lagen- und Bändergneise, stellenweise mit alten, fast faustgroßen Kalifeldspatporphyroblasten. Solche und vielleicht auch ältere Gneise nehmen oft einen großen Raum ein und verdrängen dann auf größeren Strecken fast den normalen Bittescher Orthogneis (Frain).

In den Bändergneisen ist die kräftige Faltung besonders schön wahrnehmbar. Die Falten werden hier ebenso wie in den Kalken und Schiefen von der Plattung durchschnitten. In den Zerrklüften und Abstauräumen kristallisieren Muskovit, Chlorit, Quarz.

Örtlich wird nach den Beobachtungen von F. E. Suess (1908, 1912), z. B. bei Frain, der Bittescher Gneis von

dunkelgrünen feinkörnigen Biotitamphiboliten netzartig durchdrungen. Sie sind wie ihr Wirt ebenso verschiefert, gefaltet und gestreckt.

(*gs*) **Zweiglimmiger und flasriger Stengelgneis** von Weitersfeld und Prutzendorf.

(*t*) **Tremolitschiefer** von Starrein.

Die Gruppe (*gs*) umfaßt dem Ursprunge nach verschiedene Gesteine, die durch eine Reihe gemeinsamer Eigenschaften zu einer einheitlichen Masse verknüpft sind. „Dünnplattige, stengelige und längsflaserige Textur wird ebenso durch gestreckte Anordnung der Quarzfeldspatlinsen wie durch die lockeren Häute lichter Glimmerschuppen hervorgerufen. Dunkler Glimmer in wechselnder Menge und in Form sehr feiner, kaum mit der Lupe unterscheidbarer Schüppchen ist in dunklen, zart verschwommen, aber geradlinigen Streifen auf dem Hauptbruche angeordnet.“ Stellenweise werden diese Gesteine „grobflaseriger und reicher an beiden Glimmern und es vollzieht sich innerhalb einer kurzen Strecke ein Übergang in die angrenzenden phyllitartigen Granatglimmerschiefer“ (F. E. Suess 1912/557).

Herrschend sind die dunklen feinkörnigen, dünnschieferigen biotitreichen violettgrau- und weißgeflamnten Arten mit den Mikroklinaugen und -knoten, die sich gerne zusammenballen zu Turmalin führenden aplitisch-pegmatitischen Knauern, Linsen, langgestreckten, dünn gewalzten Adern und Lagen. Sie leiten sich ab von den feinkörnigen violettgrauen moravischen Schiefergneisen, die im Kontakt mit den jüngeren Graniten in feldspatporphyroblastische Schiefer- und Adergneise umgewandelt worden sind. F. E. Suess hat sie daher auch als „Imprägnationsgneise“ aufgefaßt (1908/408).

Durch die nochmalige Verschieferung (Umfaltung) wurden die Biotite zerrieben und zu langen Staubstreifen entlang der jüngeren Gleitflächen ausgezogen, dabei die Kalifeldspat- und Plagioklasporphyroblasten in verschieden hohem Grade zertrümmert, zu Augen oder gar dünnen Schnitzen umgeformt; auf den Bewegungsflächen siedelt sich der Muskovit in kleinen Schüppchen, seltener auch in Porphyroblasten an.

Die Adern wurden zerrissen und zerstückelt in verschwommenen Streifen umgewandelt. Dagegen sind die Teile zwischen den Bewegungsflächen vollkommen unverändert geblieben. Die mehr seltenen zu gestreckten Augengneisen gewordenen Granite bilden in den Imprägnationsgneisen keine zusammenhängenden Züge, sondern nur verschwommene Streifen, die aber durch den Intrusivkontakt mit den Schiefergneisen zu einer Einheit verwachsen. Diese hellen Gesteine gleichen durchaus dem Bittescher Gneis, mit ihren (schachbrettalbitisierten) Mikroklinaugen dem streifigen Biotitzerreißel, den zahlreichen etwas zerknitterten, aber niemals zerstäubten Muskovitporphyroblasten. Übergänge in weniger zerdrückte massigere Arten mit Erstarrungsstrukturen sind da wie dort anzutreffen. In ähnlicher Weise sind auch die gangförmigen Turmalinpegmatite verschiefert. Verschieferte Tonalite, wie sie im S in ähnlicher geologischer Lage den Schiefen eingeschaltet sind, wurden hier bisher nicht gefunden.

Die von F. E. Suess auch als gestreckt flaserige Amphibolite mit Quarz und basischem Plagioklas (1908/408) beschriebenen Tremolitschiefer (*t*) leiten sich von Hornblende-gabbros ab, den basischen Vorläufern der moravischen Granite. Das gabbroide Erstarrungsgefüge dieser grau und grün gefleckten grobkörnigen Felsarten ist mit freiem Auge oft noch erkennbar. Unter Zerreißung und Zersplitterung werden die vergrüneten braunen Hornblenden verschleift, die basischen Plagioklase gekörnt und epidotisiert. Die Gesteine gehen über in knotigflaserige grünfleckige Amphibolite und Grünschiefer. Solche moravische Gabbro-amphibolite finden sich häufig als Einlagerungen in den altkristallinen Marmoren von Mallersbach, in den Glimmerschiefern und Sedimentgneisen am Pleißingbach, auf dem Blatt Znaim bei Zaisa, Kaja; bei Neuhäusel hat sie K. Preclik gangförmig gefunden (1926/231). Auch auf dem Blatt Horn treten sie in ähnlicher Lage auf (Theras u. a. O.) wie hier.

In dieselbe Gruppe gehören schließlich die Tremolit führenden Bastitserpentine von Prutzendorf und Hardegg—Kaja.

Auf die basischen Gesteine geht die Imprägnation der quarzitischen Glimmerschiefer mit Hornblende- und Magnetitporphyroblasten und die Umwandlung der altkristallinen Marmore in Kalksilikatfelse zurück.

(Ks) **Fugnitzer Kalksilikatschiefer** (F. E. Suess 1912).

Diese durch lagenweisen Wechsel im Gehalt an Klinozoisit, Augit, Hornblende, Kalkspat und Biotit schön hell- und dunkelgrün, braun und grau gebänderten Kalksilikatschiefer sind gewöhnlich feinkörnig bis dicht, hart, splitterig, oft gefaltet, verschiefert und gestreckt, seltener hornfelsartig. Dazu schalten sich in ihnen weiße aplitisch-pegmatitische Schmitzen, Nester, Lagen und Adern ein, von denen aus sie die Umgebung vor allem mit Kalifeldspat imprägnieren (Pegmatit, z. T. Aplite: Harth gegen Nödersdorf, Mallersbach). Am Aufbau der massigen Bänderhornfelse beteiligen sich: monokliner grüner Augit, Klinozoisit, Hornblende in schönen Porphyroblasten, basischer Plagioklas Quarz, lagenweise auch noch Kalkspat und Biotit, in den durchaderten schließlich Kalifeldspat, saurer Plagioklas neben Quarz.

In manchen mehr als grobkörnige Kalksilikatfelse ausgebildeten Gesteinen finden sich weiter: rötlichbrauner Vesuvian, hellroter Granat (Mallersbach, Schwalbenleiten bei Hardegg) Preklik (1926).

Stets ist die Hornblende jünger als Granat, Pyroxen und als ein Teil des Klinozoisits. Nach der Durchaderung wurden diese Hornfelse während einer Durchbewegung zunächst gefasert, schließlich äußerst straff gebändert, dabei die Gemengteile weitgehend zertrümmert, teilweise auch mineralogisch verändert (Augit → Hornblende, basischer Plagioklas → Klinozoisit + Albit), die Injektionsadern zerdrückt und zu Linsen und Streifen ausgeplättet.

Diese Kalksilikatschiefer treten als Band zusammen mit geaderten Granatglimmerschiefern, Migmatiten, Graphitschiefern, Marmoren im und am Bittescher Gneis auf, in kleineren Zügen auch in der Nähe der Weitersfelder Stengelgneise.

Durch stärkere porphyroblastische Ausbildung und fiederförmige Verwachsung der Hornblende gehen die Fugnitzer-Kalksilikatschiefer in die meist Granat führenden Hornblendegarbenschiefer über. Mineralbestand, Gefüge, Veränderungen sind dieselben wie vorher. Sie säumen die tektonisch zu Linsen umgeformten alten Marmore von den Staurolithglimmerschiefern ab oder bilden eigene schwächliche Einlagerungen in diesen.

Diese Kalksilikatfelse und -schiefer entwickeln sich bei Mallersbach lagenweise aus weißlichen, ebenfalls von Pegmatiten durchdrungenen grobkristallinen, oft pyroxenhaltigen Marmoren, häufig sind sie von gabbroiden Gesteinen durchdrungen, und es scheint, daß auch die Kalksilikatfelse und -schiefer ihren Mineralbestand zunächst einem metasomatischen Vorgang verdanken wie die moldanubischen Augitgneise von Karlstein. Die Aplit- und Pegmatitgänge in den Kalksilikatschiefern sind oft weitgehend zerdrückt und gestreckt, die aus dem Kalksilikatfels aufgenommene Hornblende zerrieben und ausgezogen.

Hierher gehören endlich noch die eben erwähnten dicken Linsen von graphitisch gebänderten, grobkörnigen grauen Marmoren mit Diopsid und Phlogopitlagen (Nödersdorf—Harth, Hötzelsdorf, südöstlich Trautmannsdorf).

(K) Grauer, glimmeriger, kristalliner Kalk und Kalkglimmerschiefer.

Die moravischen Kalke (K) sind hier ziemlich hochmetamorph, mittel- bis grobkörnig, graphitisch gebändert, lagenweise führen sie Phlogopit, Quarz, Albit, mitunter auch Hornblende; sie wechseln mit braunvioletten, dünn-schieferigen Kalkglimmerschiefern, quarzitischen Schiefergneisen. Sie alle sind miteinander kräftig verfaltet, ohne daß es zur Muskovitbildung gekommen wäre; erst unter dem Einfluß der jüngeren Umfaltung und Zerschering entwickelten sich auf den Gleitflächen Schuppen von Muskovit auf Kosten der Feldspate. Die spröden Schiefergneiseinlagerungen wurden zerrissen und die Lücken und Streckungshöfe mit Eisenkarbonat, Quarz, Muskovit, Chlorit, Albit und Kalifeldspat ausgefüllt, während die Kalke und Kalkglimmerschiefer die gefalteten Bruckstücke stetig umfließen (Dallein, Trautmannsdorf).

Durch Zunahme der Übergemengteile: Biotit und Quarz, weniger Albit, gehen die Kalke in die dünngebänderten Kalkglimmerschiefer über. Manchmal enthalten sie auch gemeinen Granat und Hornblende und Klinozoisit. Bei der kräftigen Umfaltung wandelt sich der Feldspat gerne in Serizit um.

Bemerkungen zur Karte: Die altkristallinen Marmore im Bittescher Gneis wurden mit den moravischen Kalken (K) vereinigt.

(pl) **Phyllitartiger, feinschuppiger Glimmerschiefer**
(meist Granat führend), **Graphitschiefer.**

Diese Gruppe von Glimmerschiefern ist sehr abwechslungsreich. Bänder von blei- und silbergrauen grobschuppigen Staurolithglimmerschiefern wechseln mit gewöhnlichen weißlich braunvioletten gebänderten quarzitischen Schiefergneisen. Örtlich stellen sich Lagen von Graphitschiefern und Graphitquarziten ein. Kalksilikatschiefer, Marmore, Garbenschiefer sind keine seltenen Einlagerungen, magmatische Durchaderungen, Imprägnationen mit Albit, Turmalin sind mehr auf einzelne Zonen beschränkt, die sich in der Nähe der moravischen Granitgneise (Bittescher Granitgneis, Weitersfelder Granitgneis) häufen. Das bezeichnendste Gestein dieser Gruppe ist der Granat führende Staurolithglimmerschiefer. Im unversehrten Zustand silbergrau mit Porphyroblasten von Staurolith,¹⁾ Granat und Biotit, mitunter auch Albit, in einem feinschuppigen, phyllitartigen Grundgewebe von Muskovit und Biotit. Wechsel mit quarzitischen Lagen verschiedener Dicke, streifenweise Anreicherung graphitischer Stoffe, verleiht diesen Glimmerschiefern die auffällige Bändertextur. Ihrer Entstehungszeit nach haben sich die Granaten früher entwickelt als die übrigen Porphyroblasten, wie Staurolith und Albit (östlich Weitersfeld). In den Adergneisozonen (innerhalb des Bittescher Gneises zwischen Mallersbach und Hardegg, am Weitersfelder Stengelgneise) werden sie, durchtränkt mit aplitisch-pegmatitischen Stoffen, Granat, Staurolith in verschieden hohem Grade angegriffen, dabei wächst der dunkle Glimmer an Menge und Größe, verdrängt den Muskovit, während sich die neugebildeten jüngeren Plagioklase (Oligoklase) zwischen das Glimmergeflecht hindurchzwängen und auf diese Weise zu den grobflaserigen Strukturen der moravischen Perl- und Adergneise hinüberleiten.

¹ In den geaderten Staurolithglimmerschiefern im Bittescher Gneis westlich von Hardegg hat K. Preclik (1926/58) auch noch Disthen gefunden, am Kuhberge bei Weitersfeld ist er nur in Spuren vorhanden.

Die häufigen, oft über kopfgroßen Linsen von zerknittertem saamschwarzem Schörlfels in den Glimmerschiefern sind ebenfalls ein Zeugnis der magmatischen Stoffzufuhr während der Intrusion und Erstarrung des granitischen Magmas.

Nachträgliche Umfaltung veränderte diese (gefeldspateten) Staurolithglimmerschiefer in Chlorit führende phyllitartige Gesteine, die sich äußerlich von den echten Quarzphylliten nur schwer trennen lassen.

An Verbreitung steht freilich der Staurolithglimmerschiefer hinter dem braunvioletten feinkörnigen quarzischen moravischen Schiefergneis zurück. Gerne führt dieser Porphyroblasten von Biotit, Granat, örtlich auch solche von saurem Plagioklas und auch Kalifeldspat, dann immer auch reichlich Turmalin in dem muskovitfreien Grundgewebe. Durch lagenweise Anreicherung von Quarz bzw. Biotit oder schwarze Bestäubung ist er schön gebändert; diese Bänderung wird noch verstärkt durch die Umfaltung. Dabei entwickelt sich auf den Bewegungsflächen der diesen Schiefergneisen sonst fremde Muskovit. In anderen Fällen bilden sich Breccien heraus; wobei die dünnen, spröden Quarzite als Bruchstücke in der schmiegsamen umgefalteten glimmerreichen Masse eingebettet sind. Zwischen den Staurolithglimmerschiefern und diesen Schiefergneisen gibt es keine Grenzen, beide wechseln aufs innigste miteinander; herrschend sind die Schiefergneise zwischen Dallein—Trautmannsdorf. Als wichtigere Einlagerungen in dieser Schieferzone sind die grauen Quarzite hervorzuheben mit den durch Graphit geschwärzten Muskovitporphyroblasten, ferner häufig die Graphitschiefer und Graphitquarzite zwischen Heinrichsdorf und Weitersfeld, Heufurth. Aplitischpegmatitische Durchaderung wird allenthalben in diesen Gesteinen beobachtet.

(*ph*) **Serizitphyllit** und **Tonschiefer** östlich Weitersfeld.

(*qu*) **Schiefriger Quarzit** und **Feldspatquarzit** bei Weitersfeld.

Am Kuhberg, östlich von Weitersfeld, liegen unter dem Staurolithglimmerschiefer eigentümliche schwarzgraue, seidenglänzende, zerknitterte feinschuppige Serizitphyllite (*ph*) mit Einlagerungen von weißen oder grauen

gestreckten Quarziten (*gu*). Sie besitzen noch Reste klastischer Struktur in Gestalt oft wenig zerdrückter Quarzgerölle und Sandsteine. Durch Umfaltung sind die grobklastischen Bestandteile freilich in verschieden hohem Grade verdünnt worden. Von den sich anschließenden hellen grauen oder dunkelbestäubten phyllitisierten Stauroolithglimmerschiefern (Chloritschiefern) sind diese echten Quarzphyllite mit freiem Auge schwer zu trennen.

III. Jungtertiäre und rezente Ablagerungen.

(*m*) Tegel. (*ms*) Sand. (*mo*) Schotter. (*qs*) Terrassenschotter. (*ql*) Eluviallehm und Löß. (*rk*) Kalktuff.
(*ru*) Flußalluvium.

Ins jüngere Tertiär in das Untermiozän werden gestellt die marinen graugrünen Tegel von Weikersfeld, Prutzendorf, die weißen reschen Quarzsande — stammend aus dem kaolinisierten Grundgebirge — bei Prutzendorf, Pleißing, die Sande von Ober-Mixnitz, Dallein, Hötzelsdorf, Thürnau, Augustenhof. Im Hangenden der Sande von Riegersburg—Langau stellen sich nach den Angaben von F. E. Suess Schotterlagen ein, bei Thürnau lagern die groben Schotter taschenförmig auf den Sanden, also mit einer deutlichen Diskordanz.

Im wesentlichen füllt das marine Tertiär ältere Rinnen und Mulden aus, steigt aber nirgends viel über 500 *m* Höhe hinauf. Von der einstigen mächtigen Schotterdecke mit ihren braunen, seltener weißen Quarzgeröllen sind nur mehr spärliche Reste übriggeblieben. Es ist aber sehr fraglich, ob alle die einzelnen verstreuten Schotter gleiches Alter besitzen.

Wahrscheinlich älter als diese Ablagerungen sind die Süßwassersande und Tegel von Langau und Mallersbach mit den Lignitflözen, dann die mächtigen Sande von Hohenwarth (Schuttbiegel), Schuppertholz (Wartbiegel), Waldkirchen (Hahntalmühle), Göpfritzschlag (Breitenmoos), Piesling (Kolbengraben), sie reichen stellenweise bis 550 *m* Höhe, in ihrem Aussehen erinnern sie lebhaft an die Sande des Blattes Gmünd; hier wie dort verhüllen sie eine tief zerrissene Landschaft. Es sind zumeist sehr feine, weißlichgraue bis gelbe lockere

Sande, wechselnd mit grusigen und tachtartigen Lagen. Eine genauere Gliederung ist mangels an eindeutigen Versteinerungen gegenwärtig nicht durchführbar.

Bemerkungen zur Karte: Neue Vorkommen:

Tegel: S Prutzendorf
OSO Weitersfeld

Schotter: Auf der Hochfläche zwischen Zettlitz und Thumritz
" " " S Drösiedl
" " " Weikertschlag—Unt.-Pertholz
S der Straße: Prutzendorf—Starrein
an der Straße Ob.-Mixnitz—Unt.-Mixnitz
S Dallein

Sande: Straße Ob.-Mixnitz—Starrein, S Mallersbach.

IV. Nutzbare Minerale und Gesteine.

Graphitbergbaue bestanden im Moldanubischen: bei Trabernreith, Unter- und Ober-Thumritz, Wollmersdorf, Zettlitz, Nonndorf, Zettenreith, Raabs, Hafnerluden, Thürnau, Reith, Vötau, Frain, Primersdorf, Pomitsch, im Moravischen: bei Fugnitz.

Alle abbauwürdigen Graphitvorkommen sind meist an Quarzite und Marmorzüge gebunden, seltener setzen sie in den Gneisen eigene Züge zusammen. In manchen Fällen sind die Graphitgneise, Graphitquarzite gefeldspatet; F. E. Suess (1909) deutet den Graphit als Ergebnis des bei der Metamorphose reduzierten Bitumens.

Infolge tektonischer Entmischung reichert sich der Graphit lagen- und linsenweise an, sein größeres plastisches Verhalten befähigt ihn, auch in Spalten und Klüfte, ja sogar in Haarrisse einzudringen und tektonisch zu wandern. Heute ist nur mehr der Graphitbergbau bei Wollmersdorf in Betrieb mit 22.227 q Rohgraphit (1930).

Analysen:

Hafnerluden: 49·2 Si O ₂	56 0/0 u. 66·1 0/0 Asche
0·8 Fe ₂ O ₃	(C. v. Hauer u. v. John)
7·0 Al ₂ O ₃	
<hr/>	
57 0/0 Asche	
(Fr. Ragsky)	

Raabs: Aschengehalt: 61·7, 44·4, 32·5, 52·2% (Tkalecz).
 52·11 C
 32·20 Si O₂
 8·18 Al₂ O₂
 1·66 Fe₂ O₃
 1·96 (Ca O + Mg O + Alk)
 0·27 S
 0·80 H₂ O < 100° (v. John u. Eichleitner)
 2·82 H₂ O > 100°

Magnetit: Die wichtigsten Magnetitlagerstätten sind stets an Karbonatgesteine geknüpft. Sämtliche Tagbaue sind seit vielen Jahren eingestellt.

Es bestanden solche bei Zoppanz: Durchschnittsprobe mit 43% Fe (C. v. Hauer).

Frain: Der Bergbau war im 16. und 17. Jahrhundert in Blüte, es bestanden auch Schmelzöfen und Hammerwerke. Der Eisenhammer von Ungarschitz gehörte zu Frain. 1747 wurde der Bergbau gänzlich aufgelassen.

Quwalkowitz: Aus dem Jahre 1817 wird von hier ein Bergbau gemeldet. Das Erz wurde in Theresienthal bei Neubistritz verhüttet.

Kottaun: Nach Analysen von C. v. Hauer nicht über 17% Fe, wurde in Wolkingstal bei Zlabings — nach Silberhuber in Franzensthal und Williken — verhüttet. Nach Angaben bei A. Silberhuber ergaben Analysen verschiedene Proben einen Fe-Gehalt von 32·77%, 37·17%, 24·99% Fe und 16·25 → 27·09%. Analysen von C. Eichleitner an den von H. Beck aufgesammelten Proben ergaben einen Fe-Gehalt von 23·21%, 25·41%, 20·09%, 26·26%, 18·46%, 25·63%. Ein Durchschnitt aus diesen sieben analysierten Proben lieferte 26·46% Magnetit mit 0·066% S, 0·014% P, kaum nachweisbare Spuren von Ti, der Fe-Gehalt berechnet sich mit 23·30%.

Lindau: Nach Analysen von C. v. Hauer nicht über 17% Fe in Franzenthal (Südböhmen) verhüttet.

Gold- und Silberbergbau bestanden bei Zlabings (16.—18. Jahrhundert). Bei Primersdorf wurde (1592) nach den Angaben von A. Stütz auf Silber und Blei gegraben.

Alaun: Wurde am Ende des 16. Jahrhunderts bei Unt.-Thumritz gewonnen (A. Stütz).

Töpferton: Zabernreith (A. Stütz), wohl aus den zer-
setzten Gneisen hervorgegangen.

Kaolin (H. Beck, 1922): Bei Mallersbach liegen als
Zeugen einer vormiozänen Landoberfläche in sehr flachen
Mulden nicht umgelagerte feine Kaolinsande, die aus dem
Bittescher Gneis hervorgehen und mit ihm in Streichen
und Fallen übereinstimmen. Der Kaolin wird bedeckt von
Lehm (mit Bittescher Gneisschutt), der gegen unten zu in
harte rostige Sande und Schotter übergeht, die dem Alter
nach denen von Langau und Riegersburg entsprechen
dürften. Die Ausbildung der Terrassen ist jünger als
die Kaolinentstehung, da sie Kaolin und Bittescher Gneis
glatt abschneiden. Die Grenze beider Vorkommen wurde
durch 65 Handbohrungen festgestellt, die Tiefe durch
4 Turmbohrungen. Die jüngeren Deckschichten über-
schreiten kaum die Mächtigkeit von $2\frac{1}{2}$ m. Mitunter fehlen
sie gänzlich.

Die I. Turmbohrung (Gemeindegrube von Mallers-
bach) erreichte bei 12 m harten Fels.

Nahezu reinweißer Kaolin bei 11·80 m Tiefe lieferte
0·86% Eisen. Deckschichten 0·6 bis 2·5 m.

Die II. Turmbohrung auf der Parzelle 311 wurde bei
8·10 m im Kaolin abgebrochen.

Die Kaoline aus den Tiefen:

2·40 m weiß, sehr rein, sehr feinkörnig, 0·70% (Gesamt-
eisen). 4·05 m reinweiß, sehr feinkörnig, 0·98% (Gesamt-
eisen). 4·80 m schwachgelblich, gleichmäßig fein, größere
Quarzstücke, 0·91% (Gesamteisen). 6·05 m hellbräunlich-
gelb, wenig weiße Partien, 0·89% (Gesamteisen).

Die III. Turmbohrung erreichte sofort das Grundgebirge
(Parzelle 329).

Die IV. Turmbohrung (am Feldweg zwischen den Par-
zellen 311 und 304) wurde in 8 m Tiefe im Kaolin
eingestellt.

Proben in 3 m Tiefe: fast rein weiß, sehr fein, 0·75%
Gesamteisen. Probe in 3·65 m Tiefe: gelblichweiß, wenig
sandig, 0·85% Gesamteisen. Probe in 6·50 m Tiefe: rein-
weiß, 0·40% Gesamteisen. Probe in 7·60 m gleichmäßig-
gelblich, 0·56% Gesamteisen.

Die Mächtigkeit des östlichen Kaolinlagers wird geschätzt auf $180.000 m^3$, die des westlichen auf $16.000 m^3$ Rohkaolin.

Eine Schlämmanalyse an einem Durchschnitt von 28 Proben ergaben:

23% Grobsand (Korngröße $> 0.2 mm$), 16% Feinsand (Korngröße $0.1—0.2 mm$), 15% Feinsand, 46% Ton.

Eine rationelle Analyse an demselben Durchschnitt:

Reiner Ton 46.19%, Quarz 36.39%, Feldspat 17.42%.

Alle diese Analysen sind durchwegs von O. Hackl ausgeführt.

Nach einer Analyse von Selch (Kölbl 1925):

41.8% Quarz, 7.3 Feldspat, 50.9 Tonsubstanz.

Feinkaolin: 46.86%	Gew. SiO_2
0.19	TiO_2
36.05	Al_2O_3
1.46	Fe_2O_3
Spur	Mg O
0.12	Ca O
1.40	Alkalien
14.17	Glühverlust

100.34

Lignitkohle (H. Beck 1920, W. Petrascheck 1926):

Sie ist eine blättrige, z. T. lignitische Braunkohle, durchzogen von dünnen Glanzkohlenstreifen, sie findet sich in zwei Flözen, eingebettet in Sanden, die mit tegeligen Schichten wechsellagern. Das tiefere Flöz ist 2—4 m, das höhere 1.3—2 m mächtig.

Als Typus der chemischen Zusammensetzung wird angegeben:

Langauer Bohrung IX.

19.7 grobe Feuchte	3.58 Gasheizwert
30.6 Wasser	31.53 Kalorien
17.8 Asche	<hr/> 45.4 fester C
41.2 Rohkoks	0.3 N
28.2 flüchtige Bestandteile	2.8 S
	11.2 Teer

Die stratigraphische Stellung der Kohlen führenden Schichten innerhalb des Tertiärs ist noch ungeklärt.

Aufgelassene und betriebene Steinbrüche.

Diese Zusammenstellung macht keinen Anspruch auf Vollständigkeit:

Amphibolite, z. T. Hornblendeperlgneise (Schotter- und Mauersteine): Aigen, Dobersberg, Wenzelsdorf, Waldkirchen, Liebenberg, Schelletauer Bach (zw. Pana- und Kobramühle), Raabs, Lindau, Landschau, Frain, Batzkowitz, Menhartitz, Liebnitz, Jamnitz, Radotitz, Wienings.

Granulite und Hornfelsgranulite: Blumau, Gr.-Siegharts, Ludweis, Edelbach, Karlstein, Waldhers, Oberndorf (b. Weikertschlag), Zemmendorf, Japons, Loibes, Wienings.

Trappgranulite: Kirchberg a. d. W., Ellends.

Granite: Frain, Galgenberg b. Zlabings, Qualitzen.

Aplite: Buchberg (b. Fratres).

(Graphit)quarzit, Schaffa, Luden.

Serpentin: Drosendorf, Waldhers, Waldkirchen, Ludweis.

Marmore: Eibenstein, Thumritz, Primmersdorf, Reith, Raabs, Thürnau, Fratting, Zettlitz, Zblowitz, Suchá hora, Freistein, Weinpolz, Kalkbründl b. Gr.-Siegharts, Weikertschlag, Ungarschitz, Hafnerluden, Menhartitz, Jamnitz, Lospitz, Schweizertal b. Frain, Nonndorf, Zabernreith, Trabersdorf, Fratres, Rabesreith, Lindau, Kollmitzdörfel.

Kalköfen: Weinpolz, Eibenstein, Kollmitzdörfel, Nonndorf, Pfaffendorf, Raabs, Reith, Zabernreith, Ungarschitz, Zblowitz, Hafnerluden.

Cordieritgneise: Weikertschlag, St. Margarethen, Qualkowitz, Piesling, Niklasberg.

Schiefergneise: Menhartitz, Fistritz.

Gföhlergneise und Granataplitgneise: Süßenbach, Gr. Siegharts, Waldreichs, Kollmitzgraben, Raabs—Reith, Schlader, Karlstein, Weinern, Puch, Getzles, Rappolds, Schröffelsdorf, Dantschowitz, Döschen, Ranzern, Wetzles-Thures, Thures, Waldkirchen, Georgenberg, Dietmanns.

Augitgneise: Karlstein, Eggersdorf, Thuma, Sieghartsles, Zemmendorf.

Schiefer- und Perlgneise: Groß-Siegharts, Qualitzen, Neuhart, Oberndorf b. Weikertschlag, Unt.-Pertholz, Zemmendorf.

Keratophyr: Thures—Wetzles.

Gabbro: Nonndorf, Kurlupp.

Zweiglimmergneis: Stallek, Frain, Landschau, Heinrichsreith, Kottaun, Schweizertal.

Glimmerschiefer: Trabenreith, Schweizertal.

Bittescher Gneis: Geras, Mallersbach, Ob.-Höflein, Riegersburg, Heufurth, Frain.

Fugnitzer Kalksilikatschiefer: Harth.

Moravischer Kalk: Dallein, Trautmannsdorf, Rassingdorf, Purgstall, Starrein, Heufurth, Harth, Hötzelsdorf.

Weitersfelder Stengelgneise: Starrein, Weitersfeld, Heinrichsdorf, Prutzendorf.

Quarzite: Prutzendorf, Weitersfeld.

Ziegelgruben: Ob.-Höflein, Ludweishofen, Dallein, Prutzendorf, Johannestal, Windschau, Modsiedel, Oberndorf b. Weikertschlag, Gilgenberg, Fratres, Gr.-Siegharts, Thuma, Weinern, Ludweis, Raabs, Schlader, Schlagles, Ellends, Wappoltenreith, Kl.-Ulrichschlag, Großau, Japons, Breitenfeld, Sittmannshof, Griesbach, Qualkowitz, Primmersdorf, Thures, Oberndorf b. Raabs, Münichreith, Riegers, Waldkirchen, Luden.

V. Metamorphose und Tektonik des Grundgebirges.

Die Metamorphose eines Gesteines läßt sich, wie B. Sander ausgesprochen hat, erfassen durch genaue Angaben über die Bewegungen, die das Gestein in seinem Gefüge ergriffen haben, und durch genaue Beschreibung der Kristallisationsvorgänge im Gesteine selbst. Diese beiden Vorgänge sind durchaus voneinander unabhängig, sie können in der mannigfachsten Weise ineinandergreifen oder zeitlich getrennt stattfinden.

Untersuchungen in dieser Richtung erlauben es, die Entwicklungsgeschichte der kristallinen Schiefer zu verfolgen, unter ihnen gewisse Gruppen auseinanderzuhalten, deren Rolle und tektonische Stellung im Bau des Gebirges zu erkennen und sogar Schlüsse zu ziehen auf die ursprünglichen Lagerungsverhältnisse, wo die üblichen stratigraphischen Hilfsmittel versagen.

Unsere Gesteine haben verschiedene Stufen der Metamorphose durchlaufen, bis sie ihr heutiges allerdings recht ungleichwertiges Gepräge erhalten haben. Jedes Gepräge kennzeichnet einen Abschnitt in der Metamorphose. Die einen Felsarten haben das Stadium der Umwandlung ihrer Nachbargesteine durchschritten und einen weiteren Grad der Metamorphose erreicht, andere sind dagegen von jenem Stadium verschieden weit entfernt geblieben.

Die Gesteine unseres Grundgebirges haben sich fast in ihrer Gesamtheit der Zeit nach mehrfach verändert, sie sind polymetamorph geworden. Doch waren Ziele und Wege, die die Metamorphose und die Tektonik eingeschlagen haben, nicht überall die gleichen, sondern wichen örtlich stark voneinander ab. Diese Unterschiede spiegeln sich wider in der Großgliederung des Grundgebirges in moldanubisch und moravisch durch F. E. Suess (1897).

Das moldanubische Grundgebirge: An der Zusammensetzung seiner ursprünglichen Sedimente beteiligten sich: Tonschiefer, Kalk, Dolomite, Mergel, Kieselschiefer, Sandsteine. Häufig waren sie bitumenreich. Einstige grobklastische Ablagerungen haben sich bisher nicht nachweisen lassen. Den Sedimenten, und zwar, soweit bekannt, ausschließlich den klastischen, schalten sich ein Decken von Porphyren und deren Tuffe. Die Stellung der Keratophyre ist noch unsicher.

Über den ältesten Grad der Metamorphose haben wir eine Reihe von Beobachtungen, wenn sie sich auch vorläufig auf die metamorphen Tonschiefer beschränken. Diese sind besonders dazu geeignet wegen ihres so veränderlichen Mineralbestandes.

Bei der Untersuchung vieler Schiefergneise und der ihnen verwandten Glimmerschiefer, Kinzigitgneise und Graphitschiefer, dann der Granulite und Gföhlergneise stellte sich das überaus häufige Vorkommen von Disthen (im Graphitschiefer als Rhätizit), seltener auch von Staurolith, heraus. Stets sind sie in den untersuchten Proben älter als die Feldspat-, meist auch noch älter als die Granatporphyroblasten, und immer älter als der Sillimanit. In diesen geht nämlich der Disthen unter dem Einfluß jüngerer Teilbewegungen und Kristallisationsvorgänge über, während er sonst nur in Gestalt gelappter Einschüsse innerhalb

der jüngeren Plagioklase und Granaten erhalten bleibt. Wir finden nun diesen Abschnitt der Metamorphose, für den der Disthen und der Staurolith die bezeichnende mineralogische Ausbildung sind, rein nur in gewissen unversehrten Teilen der Glimmerschieferzone, sonst ist diese Form verschieden stark überdeckt durch die Spuren jüngerer Geschehnisse; doch haben diese die Spuren des Disthen-Staurolith-Abschnittes nicht völlig vernichten können.

Diese Mineralfazies treffen wir wieder als mit- bis nachtektonische in den tieferen Teilen der älteren und jüngeren Kettengebirge.

In den Karbonatgesteinen dürfte die Tremolitausbildung hieher zu stellen sein.

Die ersten nun verändernden Vorgänge waren begleitet von der Intrusion basischer Magmen. Wir beobachten in der Umgebung der basischen Eindringlinge eine gesteigerte Kornvergrößerung, wir sehen ferner die damaligen tektonischen Bewegungen abgebildet in S-förmig gewundenen Einschlußzügen der allmählich wachsenden Granaten. Die Zufuhr von Fe-Ca-Mg-Na-Verbindungen aus dem basischen Magma ließ in der Nachbarschaft Minerale entwickeln, die sonst den betreffenden Gesteinen fehlen oder nur untergeordnet vorhanden sind, weil die zugeführten Stoffe ursprünglich nicht in einer solchen Menge angereichert waren. Es sind dies in den (Staurolith-) Disthenglimmerschiefern und -gneisen: Granat, Plagioklas auf Kosten von Disthen und Staurolith (Kinzigit[Granat]gneise), in den gewöhnlichen CaO-reicheren Schiefergneisen: Plagioklas und Hornblende: Hornblendeperlgneise; in den Karbonatgesteinen: Plagioklas, Granat, Skapolith, Augit (Hedenbergit—Ägirinaugit), Magnetit bis zur metasomatischen Verdrängung der Karbonatgesteine unter Bildung von Skarnen. Ähnlich wie die Disthenglimmerschiefer verhalten sich auch einige Paragranatamphibolite (Frain) — oder veränderte Grünschiefer? —, deren Granat sich ebenfalls während der Gefügebewegung in einem Hornblende-, Titanit-, Quarzgrundgewebe entwickelt hat.

Das basische Magma drang ins Nebengestein ein in dünnen Bändern bis zu mächtigen Lagen oder in feinen Äderchen bis zu verästigten Gängen, oft abgequetscht zu Linsen

oder sekundären Herden für selbständige magmatische Durchtränkungen. Dieser Mannigfaltigkeit des Auftretens entspricht auch eine reiche magmatische Differentiation in Mineralbestand und Struktur als Ausfluß der mittektonischen Kristallisationsdifferentiation im Sinne von A. Harker und N. L. Bowen. Es sondern sich nämlich fast immer die besonders basischen Erstarrungsgesteine, die verschiedenen Olivin- und Bronzitfelse, die Eklogite, Ariëgite räumlich von der Hauptmasse der gabbroiden Felsarten ab, wenn sie sich auch in deren Nähe halten. Auch in sich selbst sind die Gabbros reichlich differenziert: Norite, Noritgabbros mit und ohne Olivin, Hornblende und Granat führende Typen usw. Der wechselnde Gehalt an flüchtigen Stoffen äußert sich nicht nur im Auftreten von ursprünglicher brauner Hornblende und Biotit, sondern auch im lagen- und fleckenweisen Wechsel der Korngröße, sie sinkt örtlich weit herunter und in manchen gangförmigen dichten Amphiboliten erkennen wir die metamorphen Abkömmlinge von seicht erstarrten Diabasmandelsteinen wieder. Dagegen fehlen noch alle Anhaltspunkte für das Vorhandensein basischer Ergüsse und deren Tuffe.

An die Intrusion der basischen Magmen — und wie sie in verschiedenen Horizonten — schließt sich örtlich und zeitlich enge — vielleicht als deren Saigerungsrückstand — die des Granulitmagmas an, das zu kleinen, diskordanten, ästig verzweigten Massiven in die Nachbarschaft hineingepreßt wurde; dabei löste das Magma randlich das Nebengestein auf, übernahm nicht nur manche Minerale der Umgebung, sondern auch ihre Paralleltexur in Form einer Bänderung. Im übrigen war aber die Wirkung auf das Nebengestein gering, sie dürfte mit der normalen Kontaktmetamorphose verwandt gewesen sein. Doch ist bisher kein derartiger mineralogischer Hinweis bekannt geworden. F. E. Suess (1926) hält dagegen die Granulite für eigentümlich veränderte Porphyrgüsse und Tuffe. Mit den bisher bekannten moldanubischen Porphyren und deren veränderten Abkömmlingen haben sie nichts gemein.

Die folgenschwersten Ereignisse für das heutige Aussehen des Moldanubischen waren das Eindringen der magmatischen Stoffe des Gföhler Gneises und eine heftige

Durchbewegung. Erst diese beiden hatten die allerdings scheinbare Einförmigkeit des Moldanubischen herbeigeführt. Die Intrusion beginnt mit einer sehr feinen, weitgreifenden Durchträngung des Nebengesteines der Schiefergneise, Amphibolit usw. mit Alkalifeldspat und Quarz — Gföhler Gneis (1) —, gleichzeitig wurden die Gesteine in sich selbst in stetige Falten, Stauchfalten, Fältelchen gelegt, örtlich sogar phyllitisiert (Schönfeld b. Fratres), tektonisch gebändert. Diesem Schicksal verfielen nicht nur die Paragesteine und Porphyre, sondern auch die basischen Intrusionen und die Erstarrungsformen des Granulitmagmas unter Ausbildung von Gabbro- und Eklogitamphiboliten bis Hornblendgneisen bzw. von Granuliten bis Granulitgneisen. Der Disthen beginnt sich dabei in den faserigen Sillimanit umzuwandeln. Mit der Zeit — Gföhler Gneis (2) — wurden die Adern immer gröber, pegmatitischer, die Durchbewegung wurde unstetig, zunächst unter Umfaltung, schließlich unter Ausbildung von Gleitflächen, entlang denen nun die aplitisch-pegmatitischen Säfte ins Gestein drangen und es mit Mikroklino-phyroblasten, -gemengen durchsetzten. Die andauernde Durchbewegung schnürte die Adern und Lagen oft zu pegmatitischen Nestern ab. Abgesehen von der kräftigen Durchmischung wirkt diese Aderung auf das Nebengestein kornvergrößernd. In diesem Zeitpunkt erreichte die Umwandlung des Disthens in Sillimanit ihren Höhepunkt.

In den (gebänderten) Granuliten bildeten sich mit Sillimanit bedeckte Gleitflächen aus. Die Gföhler Gneise (1) wurden entlang der Bewegungsflächen zertrümmert, gestreckt und gestengelt. Sehr selten sind sie stärker umkristallisiert! Die Gföhler Gneise sind im günstigsten Fall Blastomylonite, oft sogar Ultramyonite. Diese Gleitflächen lösen oft Linsen und Lagen heraus, verschleppen sie, drehen sie, zerreißen sie; gleichzeitig dringen die sauren magmatischen Stoffe (2) entlang der Bewegungsflächen ein und verkitten diese Fremdkörper zu tektonischen Mischbreccien. Nicht selten sieht man (bei Liebenberg, Fistritz, Raabs u. a. O.) Fetzen von gefaltetem Amphibolit in ungefaltetem Schiefergneis.

Manche Gesteine sind auf diese Art mehrfach durchadert oder polymigmatitisiert worden: viele Hornblende-

perlgneise (Liebenberg, Kollnitz), die geaderten Augitgneise von Wienings—Sieghartles gehören hieher.

Mit Abschluß der tektonischen Bewegungen hört auch die magmatische Durchtränkung auf, nur mehr die Turmalinpegmatite reichen noch in diesen Zeitabschnitt hinein, sie wachsen geradezu aus dem Gföhler Gneis heraus ohne scharfe Grenze und sind daher als Restlösung seines Magmas aufzufassen.

Dem Gföhler Gneis schließt sich seinem Verhalten nach aufs engste der Zweiglimmergneis an, der sich von jenem nur durch den übrigens wechselnden Gehalt an Muskovit unterscheidet. Irgendein besonderer Altersunterschied zwischen beiden scheint nicht zu bestehen, wenn auch der Beginn der Intrusion der Stoffe des Zweiglimmergneises etwas später anzusetzen sein dürfte. Seine Stoffe sind wohl die H_2O -reicheren, die des Gföhler Gneises die H_2O -ärmeren Differentiate. Das gröbere bis pegmatitische Korn der Zweiglimmergneise unterstreicht dies. Die Durchstreuung der Umgebung mit Porphyroblasten besonders von Turmalin, Muskovit neben Kalifeldspat und Biotit ist für die Zweiglimmergneise recht bezeichnend. Die Intrusionen der Stoffe des Gföhler und Zweiglimmergneises halten sich keineswegs an irgendeinen bestimmten Horizont, sondern wiederholen sich in verschiedenen, offenbar mit Bewegungszonen zusammenfallenden Horizonten. Diese Bewegungsflächen haben aus dem Grundgebirge Stücke herausgeschnitten, wobei die Gesteine vorher noch einmal zusammengestaucht worden sind.

Wir sehen nun, daß die Horizontalprojektion der Faltenachsen nicht gerade oder nur leicht verbogen ist, sondern daß sie arg geknickt ist. Die Faltenachsen sind offenbar neuerlichen Tangentialbewegungen ausgesetzt gewesen. Diese Achsenknicke sind durchaus unabhängig von der Lage der großen Granitkörper, denn diese durchschneiden sie und sind daher jünger als die horizontalen Achsenverbiegungen.

Beim Eintritt in die Zone der Glimmerschiefer schwenkt, wie F. E. Suess hervorgehoben hat, das Gesteinsstreichen gewaltsam um, manche Gesteinszüge zersplittern sich, neuerliche Umfaltung erfaßt die Schiefergneise und Glimmerschiefer unter Serizitisierung der Kalifeldspate und Entwicklung von Muskovitporphyroblasten auf Kosten der

Kalifeldspate des Sillimanits und des dunklen Glimmers. Es ist ein Gebiet mit jüngerer Schubtektonik. Dabei schmiegt sich die Glimmerschieferzone dem Rande des Bittescher Gneises an. Wenn auch z. B. bei Frain die alten Faltenachsen in den unversehrten Amphiboliten und Zweiglimmergneisen zwischen den Bewegungszonen quer zum Gesteinsverlaufe streichen, fallen sie doch vom Bittescher Gneis ab. Mit dem Überschreiten des Kontaktes treten wir in einen anderen tektonischen Körper ein: in das Moravische, einem Gebiet mit anderer Entwicklungsgeschichte, mit einem anderen Gange der Metamorphose. Die Grenze ist, wie F. E. Suess erkannt hat, eine gewaltige Störungsfläche, längs der das Moldanubische über das Moravische bewegt worden ist.

Im Moravischen werden zwei Gruppen kristalliner Schiefer unterschieden, von denen sich die eine in der Metamorphose an die des Moldanubischen anlehnt, die zweite dagegen weniger polymetamorph ist und auch von den granitischen Intrusionen nicht mehr beeinflusst wird.

Erste Gruppe. Am Aufbau beteiligen sich folgende einstige Sedimente:

Tonschiefer mit Lagen und Bändern von Sandstein, Kalke, Mergel. Alle oft bitumenreich. Den niedrigsten Grad der Umwandlung haben die phyllitischen Zweiglimmerschiefer mit Porphyroblasten von Granat und vielleicht auch Disthen. Diesen Grad der Metamorphose haben sie während heftiger tektonischer Bewegungen erhalten. Gegen das Ende der Bewegungen wurden sie mit Staurolith, Albit, Biotit imprägniert. K. Preclik nennt diese Gesteine Biotitschiefer. Eine ganz ähnliche Zweiteilung zeigen die Hornblendegarbenschiefer, die teils an der Grenze Marmor—Glimmerschiefer oder als Linsen im Glimmerschiefer liegen. Zuerst: Pyroxen und Granat als mittektonische Porphyroblasten und dann Hornblende. Ebenso verhalten sich die Kalksilikatschiefer. In die erste Gruppe gehören auch die moravischen Schiefergneise und Graphitschiefer, Porpyroide und gewisse Quarzite in den Glimmerschiefern.

Ob noch ältere kristalline Schiefer in dieser Gruppe enthalten sind, ist noch unsicher. Das erste magmatische Ereignis war die Intrusion basischer Magmen mit örtlicher Differentiation in Olivinfels und Gabbro (Tonalite); auf sie geht wohl die metasomatische Umwandlung mancher

Quarzite und Schiefer in Hornblendemagnetitfelse und der Marmore in Kalksilikatfelse zurück. Die nun folgende Intrusion des granitischen Magmas in mächtigen Lagern erzeugte randlich Migmatite (Bittescher Gneis, Weitersfelder Granitgneis, Eggenburger Granit), sie durchwirkte die Schiefer mit aplitisch-pegmatitischen Adern, Nestern und Porphyroblasten von Feldspat und Biotit. Die reichlichen Vorkommen von Schörlfelsen, Turmalin- und Granatpegmatiten in den Glimmerschiefern zeugen ebenfalls für die lebhaft magmatische Tätigkeit. Die Injektion hat die Staurolithglimmerschiefer als solche schon vorgefunden.

Die zweite Gruppe umfaßt kristalline Schiefer, die sich von bituminösen Kalken und Kalkschiefern, Quarziten und Tonschiefern ableiten. Sie sind im Raume Weitersfeld—Mixnitz in Graphit und Biotit führende Marmore, in Biotit und Albit führende Kalkglimmerschiefer (\pm Granat), Granatbiotitporphyroblastenschiefer bis -gneise umgewandelt. Östlich von Weitersfeld, im tiefsten Teil des Moravischen, hat in ihnen F. E. Suess die wenig veränderten Typen mit noch klastischen Spuren gefunden. Die höher metamorphe Fazies ist kräftig bewegt mit wundervollen stetigen liegenden Falten bei gleichzeitiger Entwicklung ihres Mineralbestandes. Spätere Bewegungen haben diese Faltenbänder zerschert, so daß der Kontakt des Bittescher Gneises und der Fugnitzer Kalksilikatschiefer die leicht geschwungenen Faltenzüge des moravischen Kalkes schief schneidet. Der moravische Kalk ist auch kein fortlaufendes Band, sondern Bittescher Gneis + Fugnitzer Kalksilikatschiefer treten mit verschiedenen Gesteinen der Unterlage in Berührung. Der Kontakt entspricht einer Bewegungsfläche mit den Merkmalen der rückschreitenden Umwandlung, wie sie K. Preclik vom Blatte Znaim angegeben hat. Die Streckung im Bittescher Gneis geht von der NO-ONO-Richtung im O in die NNO-Richtung im SW über. Tektonisch ähnlich zu deuten ist die Zone der Chloritschiefer östlich des Weitersfelder Stengelgneises. Die heutige Kontaktfläche zwischen Moravisch und Moldanubisch mit ihren Verruschelungszonen ist demnach jünger als der moravische Faltenbau.

Wenn man im Moravischen und Moldanubischen zur Auflösung der Tektonik lediglich Streichen und Fallen

der Schieferung verwendet, dann wird die Lagerung vor allem im Moldanubischen sehr einfach, ein wellenförmiges Auf- und Niedersinken der Gesteine ohne Rücksicht auf die Innentektonik des Gebirges. Eine derartige Betrachtungsweise, die ihre Stütze findet in der scheinbar gleichmäßigen, mitunter sogar rhythmischen Aufeinanderfolge der Gesteine, kann dazu verleiten, darin den Ausdruck einer gewöhnlichen Schichtfolge im Moldanubischen zu sehen mit ihren Ergüssen und Intrusionen, bloß kristallin abgebildet.

Aber schon V. M. Lipold hat die kräftige Faltung beobachtet, wie sie in jedem Aufschluß quer zur Faltenachse zu sehen ist; damit in Zusammenhang stehen die häufigen gruppenweisen Wiederholungen in den Paragesteinen, die ausgesprochene Linsenform vieler Gesteine und die überaus kräftige, meist verkannte Umformung der Felsarten bis ins Gefüge hinein von einer Heftigkeit, von der man im Moravischen nicht ihresgleichen findet. All dies ist viel zu verbreitet, als daß es sich mit rein örtlichen Umständen erklären ließe. Die Innentektonik des Moldanubischen harrt also noch der Enträtzelung.

Bei der Auflösung der moldanubischen Tektonik ist zu berücksichtigen, daß Gföhler Gneis und Granulit diskordant in einem älteren Faltenbau drinnen stecken und selbst noch in die Tektonik des abermals durchbewegten Nebengesteins miteinbezogen sind. So taucht die Hauptmasse der Gabbroamphibolite mit ihren Begleitern (Granulit, Olivinfels usw.) bei Waldkirchen unter die Gföhler Gneise und erscheint erst bei Piesling wieder. Über den Verlauf im Zwischenstück geben uns nur Fetzen der synklinalen Schlinge von Olivinfels und Eklogit sowie die Scholle des Granulits von Waldhers Anhaltspunkte. Die diskordante Granulitmasse von Karlstein (der Gegenflügel der Granulite von Waldhers und Göpfritzschlag) spitzt sich mehrfach im N aus, südlich von Groß-Siegharts verbindet sie sich mit dem quergefalteten Granulit von Blumau, der die Amphibolite und Schiefergneise abschneidet. Der Gföhler Gneis des Wieneringer setzt eine gegen W gebogene, in sich gestauchte Mulde, auf sie folgt gegen O zu die kurze, westfallende Antiklinale des Speisenberger Augitgneises, an der sich auch der Granulit beteiligt und den Augitgneis im W abschneidet.

Der Granulit von Karlstein—Blumau hat also die Form einer dünnen, ausgedehnten Platte, die nachträglich in sich und mit dem Nebengestein verfaltet ist. Die kleinen Augitgneise von Mostbach sind Aufwölbungen unter den Schiefer- und Perlgneisen. Die Lagerung im Großen gesehen wird nun gegen O zu einfacher, die Amphibolite und die ihnen eingeschalteten Schiefer- und Hornblendeperlgneise, Marmore liegen fast schwebend bis flachwellig, im Kartenbild bilden sie sich im Streichen als breitere Flecken ab. Die Granat führenden Aplitgneise von Alberndorf liegen in dieser Masse als von ihrem Herde losgelöste intrusive Nester. Nester von solchen Orthogneisen finden sich auch sonst mehrfach und deuten auf etwas größere Gleitbewegungen hin. Gegen N mit zunehmendem Fallen ordnen sich die Amphibolite und ihre Mitgesteine zu regelmäßigeren, schmalen Zügen an. An diesen Streifen reiht sich nun die marmorreiche Gruppe mit dem gewundenen Streichen ihrer Faltenachsen. Die Züge dieser Gruppe haben sich durch Verfaltung vervielfacht. Im N taucht sie unter die Antiklinale der Suchá hora, während sich östlich und westlich davon in tektonischen Niederungen die diskordant liegenden Granulit- und Gföhlergneise von Pullitz bzw. Chwallatitz breit machen; von den letzteren greifen, angepaßt der Tektonik, zahlreiche Äste von Zweiglimmergranitgneisen tief in das Liegende hinein.

Die eigentümliche Lagerung des Gföhler Gneises des Wieninger, von Pullitz, Chwallatitz als einer im wesentlichen diskordant¹⁾ zum alten Gebirgsbau vor sich gegangenen, besonders heftigen Imprägnation der Gesteine durch saure magmatische Restlösungen und die außerordentliche Zusammenstauchung dieses Komplexes bis zur Linsenform seiner Gesteine macht das Vorhandensein mindestens einer großen Bewegungsmasse im Hangenden wahrscheinlich, an deren Sohle die Stoffe für den Gföhler Gneis mit verschleift und in die Zonen stärkerer Umfaltung und in die Nachbarschaft eingepreßt und mitbewegt worden sind.

Was wir also auf unserem Kartenblatt vor uns sehen, sind Ruinen eines alten Faltenbaues, der durch spätere

¹ Eine diskordante Lagerung des Gföhler Gneises beschreibt schon L. Kölbl (1925).

Intrusionen (z. B. Granulit, Gföhler Gneis), allerdings nur scheinbar, zerstückelt und durch die ziemlich gleichzeitigen jüngeren Bewegungen zusammengestaucht worden ist. Im nördlichen Teil geraten die Gesteine noch unter den Einfluß des jüngeren südböhmischen Granits, der sie vielfach in Cordieritgneise umgewandelt hat, wobei die Spuren der vorhergegangenen heftigen Durchbewegungen z. T. auch noch ihr alter Mineralbestand in den neuen Abschnitt der Metamorphose übernommen worden sind; die gewundenen Faltenzüge suchen sich dabei — tektonisch gezwungen — den Umrissen der eingepreßten jüngeren Granitstücke anzupassen.

Jüngere vormiozäne Störungen: Eine bedeutendere NW streichende Querverschiebung wurde anläßlich des Baues des Frainer Stauwerkes aufgeschlossen, an ihr grenzen längs einer Quetschzone Gabbroamphibolite und Zweiglimmergranitgneise aneinander. Eine andere, anscheinend NW streichend, verwirft die Kalksilikatschiefer bei Oberhöflein. Eine weitere bei Goggitsch dringt noch etwas tiefer in den moravischen Körper hinein. Störungen begrenzen auch den Olivinfels von Waldkirchen gegen die Amphibolite und Gföhlergneise.

VI. Literaturverzeichnis.

- Bacon Ch. Moldanubische Orthogneise des niederösterreichischen Waldviertels östlich vom Gföhler Gneis. *Tscherm. min. petr. Mitt.*, 37/1926, Wien.
- Beck H. Das Kaolinlager von Mallersbach. Bericht 1922.
- Becke F. Die Gneisformation des niederösterreichischen Waldviertels. *Mineral. petrogr. Mitt.*, 4/1882, Wien.
- Eruptivgesteine aus der Gneisformation des niederösterreichischen Waldviertels. *Mineral. petrogr. Mitt.*, 5/1883, Wien.
- Graphit im niederösterreichischen Waldviertel. *Tscherm. min. petr. Mitt.*, 34/1917, Wien.
- Himmelbauer A., Reinhold F. und Görgey R. Das niederösterreichische Waldviertel. *Tscherm. min. petr. Mitt.* 32/1914, Wien.
- Demay A. Sur le domaine moldanubien du rameau varisque (chaîne hercynienne). *Compt. rend. d. séanc. d. l'Acad. d. Sc. Paris* 1929.
- Sur la structure générale du rameau hercynien varisque. *Ebenda.*

- Elvert Chr. d'. Zur Geschichte des Bergbaues und Hüttenwesens in Mähren und Österreichisch-Schlesien. Zeitschrift der historisch-statistischen Sektion der k. k. mährisch-schlesischen Gesellschaft zur Beförderung des Ackerbaues, der Natur- und Landeskunde, 15/1866, Brünn.
- Fötterle F. Geologische Aufnahme im südwestlichen Mähren im Jahre 1853, Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, 5/1854, Wien.
- Gerhart H. Vorläufige Mitteilungen über die Aufnahme des Kartenblattes Drosendorf, Westhälfte. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, 1911, 1913, Wien.
- Glocker E. F. v. De Graphite Moravico et de phaenomenis quibusdam originem graphitae illustrantibus, Breslau 1840.
- Goldschmidt V. M. Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet, Skrifter videnskaps. Oslo 1911.
- Graber H. V. Geomorphologische Studien aus dem oberösterreichischen Mühlviertel. Petermanns geographische Mitteilungen, 1902.
- Das Alter der herzynischen Brüche. Mitteilungen der geologischen Gesellschaft in Wien, 19/1926.
- Der herzynische Donaubruch (I. Bericht). Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1927, Wien.
- Fortschritte der geologischen und petrographischen Untersuchungen an herzynischen Donaubruch Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, Abt. I, 137/1928, Wien.
- Bericht über die geologisch-petrographischen Untersuchungen im oberösterreichisch-südböhmischen Grundgebirge. Anzeiger der Akademie der Wissenschaften in Wien, 1929/1930.
- Köhler A. und Kölbl L. Führer zur geologischen Exkursion ins Böhmisches Grundgebirge im Donautal. Erläuterungen zu den Exkursionen der Tagung der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Wien, 1928. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, 20/1927.
- Grengg R. Der Diallagamphibolit des mittleren Kamptales. Tscherm. min. petr. Mitt., 29/1910, Wien.
- Grund A. Die Pfingstexkursion der Prager Geographen ins niederösterreichische Waldviertel (10.—13. Mai 1913). Geographischer Jahresbericht aus Österreich, 11/1915, Wien.
- Hackl O. und Waldmann L. Der Gabbro von Nonndorf und Kurhupp. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1931.
- Hanisch A. und Schmid H. Österreichs Steinbrüche. Wien 1901.
- Hauer C. v. Die wichtigeren Eisenerzvorkommen in der österreichischen Monarchie und ihr Metallgehalt. Wien 1863.
- Hauer F. v. Die Geologie und ihre Anwendung auf die Kenntnis der Bodenbeschaffenheit der österreichisch-ungarischen Monarchie, Wien 1875.
- und Fötterle F. Geologische Übersicht der Bergbaue der österreichischen Monarchie, Wien 1855.
- Kießling F. Einiges über das Vorkommen gewisser Gesteine im Waldviertel. Bote aus dem Waldviertel, 1904.

- Köhler A. Eine Bemerkung über Pfahlschiefer aus dem niederösterreichischen Waldviertel. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Wien 1924.
- Graphit in Orthogesteinen, Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Wien 1925.
- Das Granulit- und Granulitgneisproblem im südwestlichen Waldviertel. Anzeiger der Akademie der Wissenschaften, Wien 1925.
- Zur Kenntnis der Ganggesteine im niederösterreichischen Waldviertel. Mineral. petrogr. Mitt., 39/1928, Leipzig.
- Kölbl L. Zur Deutung der moldanubischen Glimmerschieferzone im niederösterreichischen Waldviertel. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 72/1922, Wien.
- Die Stellung des Gföhlergneises im Grundgebirge des niederösterreichischen Waldviertels. Tscherm. min. petr. Mitt., 38/1925, Wien.
- Der Südrand der Böhmisches Masse. Geologische Rundschau, 18/1927, Berlin.
- Aufnahmebericht über Blatt Krems. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Wien 1930.
- Vorkommen und Entstehung des Kaolins im niederösterreichischen Waldviertel. Tscherm. min. petr. Mitt., 37/1927, Wien.
- Lacroix A. Contributions à l'étude des gneiss à Pyroxène et des roches à Wernerit Bull. d. l. Société franc. d. minéral. 12/1889.
- Limbrock H. Der Granulit von Marbach—Graz an der Donau. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 73/1923, Wien.
- Geologisch-petrographische Beobachtungen im südöstlichen Teil der Böhmisches Masse zwischen Marbach und Sarmingstein an der Donau. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 75/1925, Wien.
- Lipold V. M. Die kristallinen Schiefer und Massengesteine in Nieder- und Oberösterreich nördlich der Donau. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, 3/1852, Wien.
- Marchet A. Der Gabbroamphibolit von Rehberg im niederösterreichischen Waldviertel. Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, Abt. I, 128/1919, Wien.
- Zur Kenntnis der Amphibolite des niederösterreichischen Waldviertels. Tscherm. min. petr. Mitt., 36/1924, Wien.
- Die chemische Zusammensetzung des Diallagamphibolits vom mittleren Kamptal. Mineral. petrogr. Mitt., 39/1928, Leipzig.
- Mitteilungen über den österreichischen Bergbau. Wien 1930.
- Petrascheck W. Kohlegeologie der österreichischen Teilstaaten, VII/3, Kattowitz 1926.
- Plessner A. Über die Ausbeutung der mineralischen Naturprodukte des Waldviertels im Laufe der Zeiten. Monatsblätter des Vereines für Landeskunde von Niederösterreich, 1/1903, Blätter des Vereines für Landeskunde von Niederösterreich, 30/1896.
- Preclik K. Zur Analyse des moravischen Faltenwurfes im Thayatal. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Wien 1924.
- Die moravische Phyllitzzone im Thayatal. Sbornik státn. geol. ústavu čs. republ. 6/1926, Prag.

- Preclik K. Zur Tektonik und Metamorphose der moravischen Aufwölbungen am Ostrande der Böhmisches Masse. Geologische Rundschau, 18/1927, Berlin.
- Zur Genesis einiger moldanubischer Gesteinstypen I., Centralblatt für Min. A., Stuttgart 1930.
- Skarngesteine aus der moldanubischen Glimmerschieferzone bei Pernstein in Mähren. Mineral. petrogr. Mitt., 40/1930, Leipzig.
- Puffer L. Physiogeographische Studien aus dem Waldviertel. Monatsblätter des Vereines für Landeskunde von Niederösterreich, 6/1907, Wien.
- Ragsky F. Analyse des Graphites von Hafnerluden und Schwarzbach. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, 5/1854, Wien.
- Reinhold F. Pegmatit- und Aplitadern aus den Liegendenschiefern des Gföhler Zentralgneises. Tscherm. min.-petr. Mitt. 29/1910, Wien.
- Riedel J. Der geologische Bau des Gebietes zwischen dem Ostrong und der Granitgrenze im niederösterreichischen Waldviertel. Min.-petr. Mitt. 40/1930, Leipzig.
- Rosenkranz R. Das Waldviertel, Bodenbeschreibung, „Deutsches Vaterland“, Wien 1925.
- Länderkunde des Waldviertels, Heimatkunde von Niederösterreich. Wien 1921.
- Sander B. Bemerkungen über tektonische Gesteinsfazies und Tektonik des Grundgebirges. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt 1914, Wien.
- Beiträge aus den Zentralalpen zur Deutung des Gesteinsgefüges. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt 1915, Wien.
- Schumann H. Über moldanubische Paraschiefer aus dem niederösterreichischen Waldviertel zwischen Gföhler Gneis und Bittescher Gneis. Min.-petr. Mitt. 40/1929, Leipzig.
- Siegmund A. Die Minerale Niederösterreichs. Wien 1909.
- Graphit im Granulit von Pöchlarn. Tscherm. min.-petr. Mitt. 23/1904, Wien.
- Silberhuber A. Das Waldviertel, Von den steinernen Schätzen des Waldviertels, „Deutsches Vaterland“. Wien 1925.
- Stütz A. Mineralogisches Taschenbuch, enthaltend eine Oryctographie von Unterösterreich zum Gebrauche reisender Mineralogen. Herausgegeben von J. G. Megerle v. Mühlfeld, Wien 1807.
- Suess F. E. Der Bau des Gneisgebietes von Namiest und Groß-Bittesch in Mähren. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Wien 1897.
- Der Granulitzug von Borry in Mähren. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt 50/1900, Wien.
- Bau und Bild der Böhmisches Masse. Wien 1903.
- Das Grundgebirge im Kartenblatt St. Pölten. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Wien 1904.
- Die Beziehungen zwischen dem moldanubischen und moravischen Grundgebirge in dem Gebiete von Frain und Geras. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Wien 1908.

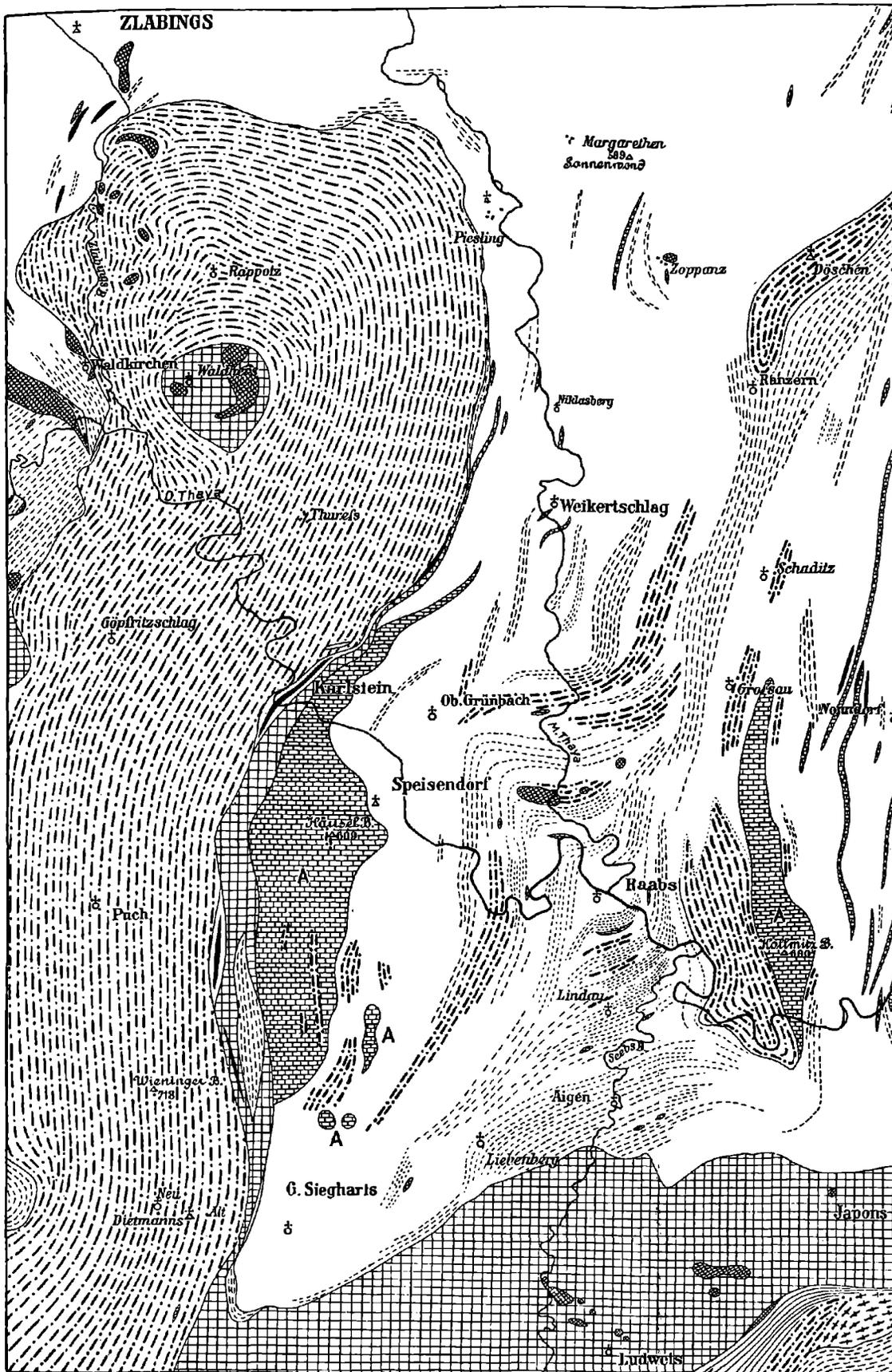
- Suess F. E. Beispiele plastischer und kristalloblastischer Gesteinsumformung. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft Wien, 1909.
- Die moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohen Gesenkes. Denkschriften der Akademie der Wissenschaften der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse 88/1913, Wien.
 - Bemerkungen zur neueren Literatur über die moravischen Fenster. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, 1918.
 - Intrusionstektonik und Wandertektonik im Variszischen Grundgebirge. Berlin 1926.
- Tertsch H. Studien am Westrande des Dunkelsteiner Granitmassivs. Tscherm. min.-petr. Mitt. 34/1917, 35/1921.
- Waldmann L. Bericht über die geologische Aufnahme des moravischen Grundgebirges nördlich von Siegmundsherberg. Anzeiger der Akademie der Wissenschaften in Wien. 1925.
- Zum geologischen Bau des moldanubischen Grundgebirges auf dem Kartenblatte Gmünd nebst einigen Nachträgen, ebenda 1925.
 - Bericht über die geologische Aufnahme des moravischen Grundgebirges in Niederösterreich, IV. und V. Teil, ebenda 1927.
 - Zum geologischen Bau des moldanubischen Grundgebirges, II. Teil, ebenda 1926.
 - Das Waldviertel, Erdgeschichte, „Deutsches Vaterland“. Wien 1925.
 - Umformung und Kristallisation in den moldanubischen Katschiefern des nordwestlichen Waldviertels. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, 20/1927.
 - Zum geologischen Bau der Thayakuppel und ihrer Metamorphose. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, 21/1928.
 - Ein cordieritreicher Kinzigit vom Rieserferner Tonalit in Osttirol. (Moldanubisches und ostalpines Grundgebirge), ebenda 22/1929.
 - Bericht über die Aufnahme des Blattes Gmünd-Litschau und Bereisung des Blattes Drosendorf. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Wien 1931.
 - Studien im Raume des Kartenblattes Drosendorf I. Der Sapphirin führende Gabbro von Stallek, ebenda 1931.
- Während des Druckes erschien: K. Preclik. Die moldanubischen kristallinen Schiefer im nördlichen Teile des Kartenblattes Znaim (Zone 19, Kol. XIV). Věstník státn. geol. úst. čsl. rep. VII/1931.
-

Inhalt.

	Seite
I. Einleitung	3
Landschaftsbild	7
II. Kristalline Gesteine	9
A.) Moldanubische Gesteine	9
Grauer glimmerarmer bis aplitischer Granitgneis (<i>gap</i>)	9
Weißer, glimmerarmer, mittel- bis feinkörniger Biotitorlhogneis (z. T. Granat- und Fibrolithgneis) (<i>gb</i>)	9
Feinkörniger Biotitgneis und Granulitgneis (Granat führender Stengelgneis und glimmerarmer Gneis von Pullitz) (<i>gn</i>)	9
Aplitgneis von Kurlupp (<i>ga</i>)	10
Mittel- bis grobkörnige glimmerreiche graue Gneise, Cordierit- und Perlgneise (<i>gg</i>)	13
Granulite, ferner Trappgranulite, Hornfelsgranulite, migmatitische Granulite, Kataporphyroide (<i>gr</i>)	14
Grobfasrige Plagioklasgneise, biotitreich, mit Aplit- und Amphibolitschlieren (<i>gh</i>)	16
Aplitgneis von Kurlupp (<i>ga</i>), ferner Amphibolperlgneise, Adergneise, Kinzigitgneise (Polymigmatite)	16
Feinkörniger bis mittelkörniger Zweiglimmergneis (Übergang in weißen Biotitgneis (<i>gz</i>))	18
Plattiger, meist grobschuppiger Zweiglimmergneis und Muskovitgneis (Übergang in Gneisglimmerschiefer) (<i>gz</i>)	18
Grob- bis mittelkörniger, zweiglimmiger Gneisglimmerschiefer (<i>ggl</i>)	19
Grob- bis mittelkörniger Glimmerschiefer (mit Granat und Turmalin) (<i>gl</i>)	20
Dichter bis feinkörniger Sedimentgneis (<i>g</i>)	21
Glimmerreicher Sedimentgneis (Übergang in Glimmerschiefer) (<i>g</i>)	21
Lichter, plattiger Quarzit (<i>qu</i>)	23
Dunkler Graphitquarzit (<i>gg</i>)	23
Hornblendegesteine (<i>hf</i>)	24
Aktinolithschiefer (nordöstlich von Drosendorf) (<i>ha</i>)	24
Serpentin, Eklogit (<i>sp</i>)	24
Augitgneis (<i>a</i>)	29
Magnetit führender Granatamphibolit und Amphibolit (<i>hm</i>)	29
Kristalliner Kalk (<i>yk</i>)	29
Grobporphyrischer Amphibolgranitit nördlich Frain (<i>Gh</i>)	32
Augit führender Granititporphyr und Porphyrgänge (<i>Gp</i>)	32
Feinkörniger, feldspatreicher Granitit (Geras—Drosendorf) (<i>Gt</i>)	32
Aplitgänge bei Alberndorf und Pfaffendorf (<i>A</i>)	32
Gabbro bei Nonndorf und Kurlupp (<i>Dg</i>)	34

	Seite
B) Moravische Gesteine	34
Bittescher Orthogneis (Augengneis, Serizitgneis und plattigstengeliges Zweiglimmergneis (<i>Gbi</i>))	34
Zwischenlagen von Biotitamphibolit (<i>hb</i>)	34
Granitit des Thayabatholithen (<i>Gb</i>)	34
Zweiglimmeriger und flaseriger Stengelgneis von Weitersfeld und Prutzendorf (<i>gs</i>)	36
Tremolitschiefer von Starrein (<i>t</i>)	36
Fugnitzer Kalksilikatschiefer (<i>Ks</i>)	38
Grauer glimmeriger, kristalliner Kalk (<i>K</i>) und Kalkglimmerschiefer	39
Phyllitartiger, feinschuppiger Glimmerschiefer (meist Granatführend) (<i>pl</i>), Graphitschiefer	40
Serizitphyllit und Tonschiefer östlich Weitersfeld (<i>ph</i>)	41
Schiefriger Quarzit und Feldspatquarzit bei Weitersfeld (<i>gu</i>)	41
III. Jungtertiäre und rezente Ablagerungen	42
Tegel (<i>m</i>), Sand (<i>ms</i>), Schotter (<i>mo</i>), Terrassenschotter (<i>qs</i>), Eluviallehm und Löß (<i>ql</i>), Kalktuff (<i>rk</i>), Flußalluvium (<i>ra</i>)	42
IV. Nutzbare Minerale und Gesteine	43
V. Metamorphose und Tektonik des Grundgebirges	48
VI. Literaturverzeichnis	58

Geologische Übersichtsskizze der Westhälfte des Kartenblattes Drosendorf.



Zeichen - Erklärung:

-  Gföhlergneise mit Übergängen in Aplit- oder Perlgneise, Hornblendeigneise
-  Granulite
-  Zweiglimmergranitgneise
-  (1) Amphibolite mit Übergängen in (2) Hornblendeperlgneise u. grobflaserige Plagioklasgneise
-  Olivinefels, Eklogite
-  Schiefergneise, Perlgneise, grobflaserige Plagioklas- u. Cordieritgneise, Quarzite
-  Marmore u. Augitgneise(A)
-  Graphitschiefer u. Gneise
-  Glimmerschiefer

1 2 3 km

Zusammengestellt nach den Aufnahmen von H. Gerhart, V. M. Lipold, F. Fötterle und eigenen von L. Waldmann.