

Umformung und Kristallisation in den moldanubischen Katagesteinen des nord- westlichen Waldviertels.

(Studien zur Metamorphose im moldanubischen Grundgebirge des Waldviertels)
Von Leo Waldmann, (Wien).

Ueberblick.

Der geologische Bau des nordwestlichen Waldviertels ordnet sich in seinen Grundzügen dem des übrigen Moldanubischen Grundgebirges ein, dessen Kennzeichen von F. E. Sueß (1897, 1912, 1926) wiederholt aufgezeigt worden sind.

Nach seiner Anschauung besaß die moldanubische Scholle ursprünglich einen vorkristallinen, vielleicht unter Epibedingungen zustande gekommenen vorgranitischen Faltenbau. Räumlich und zeitlich ausgedehnte Granitintrusionen stellten dann den ganzen Bauplan weitgehend um und paßten ihn den Umrisen der Batholithen an, anscheinend ohne eine neue Paralleltexur zu schaffen, bei gleichzeitiger Umwandlung des Mineralbestandes in einen katonen unter dem Einfluß der subbatholithischen Methamorphose (Intrusionstektonik). Die Katagneise des Waldviertels, der Gföhlergneis, die Granulite und Paragneise usw. besitzen nämlich nach seiner Ansicht dieselbe granoblastische Struktur, die sich in der Korngröße, in der Stoffverteilung, in der Anordnung der Minerale äußert, ferner einen ähnlichen Mineralbestand; sie gehören demnach derselben Fazies der Metamorphose an. Am Granit haben sie noch eine potenzierte Kontaktmetamorphose in Cordieritgneise erlitten.

Für die Aufhellung der Entwicklungsgeschichte der moldanubischen Metamorphose in ihren einzelnen Stufen ist die Frage nach dem relativen Alter der Intrusionen,¹⁾ die uns heute zum Beispiel als Gföhlergneis, Granulit und Amphibolit vorliegen, von großer Wichtigkeit. Dazu müssen die bei der Aufnahme immer

¹⁾ Um Mißverständnissen vorzubeugen, sei darauf hingewiesen, daß unter Ausdrücken wie Magma des Granulits oder Granulitintrusion hier nicht gemeint ist, das betreffende Magma sei unmittelbar zu einem Granulit erstarrt. Entsprechendes gilt auch von den Wendungen Gföhlergneis- und Amphibolitmagma.

deutlicher hervortretenden großen, »Tiefen« bewegungen irgendwie in das System dieser Intrusionsfolgen zeitlich eingeordnet werden.

Zunächst ließen Untersuchungen der Kontakte der Orthogesteine mit den kristallinen Schiefern sedimentärer Herkunft oft eine abweichende mineralogische Ausbildung reliktsicher Natur und eigentümliche Bewegungsspuren erkennen, die beide von den kräftigen Injektionen nicht immer verwischt worden sind. Freilich bedarf es noch vielen Beobachtungsmaterials, um daraus allgemein gültige Regelmäßigkeiten in der Geschichte der moldanubischen Gesteine zu erschließen und damit deren Tektonik aufzulösen. Immerhin ergaben die bisherigen Untersuchungen, daß die Intrusionen der vorgranitischen magmatischen Stoffe im Verein mit enormen Durchbewegungen in den mannigfachsten Abstufungen gegeneinander den Hauptanteil an der moldanubischen Metamorphose haben. Einzelnes haben schon F. Becke (1913) und A. Marchet (1918, 1924, 1928) vermerkt, und letzterer hat unter den basischen Gesteinen Eklogit-, Amphibolit- und Grünschieferfazies als sekundäre Mineralfazies von Gabbros unterschieden. Der Versuch B. Sanders (1914), das Verhältnis von Umformen und Kristallisieren im moldanubischen Grundgebirge zu klären, führte zu dem von F. Becke (1913) und F. E. Sueß (1903) klar ausgesprochenen Schluß, daß die moldanubischen Gesteine vor Ablauf der Kristallisation gefaltet worden sind, eine Folgerung, die freilich nicht zu streng genommen werden darf, da Kristallisation, Durchbewegung und Injektion in ihrem gegenseitigen Verhältnis die Gesteine zeitlich und räumlich ganz ungleichmäßig beeinflußt haben.

Dieser Arbeit sind hauptsächlich geologische Aufnahmen^{1a)} und Beobachtungen (seit 1924) über den Bau der kristallinen Schiefer des Kartenblattes Gmünd und des westlichen Teiles des Blattes Drosendorf zu Grunde gelegt.

Die Arbeiten im Felde ermöglichten mir meine Verwandten in Waidhofen an der Thaya. Bei den Untersuchungen erfreute ich mich vieler Ratschläge meines Lehrers, des Herrn Professors F. E. Sueß, wofür ich ihm sehr zu Dank verpflichtet bin. Gerne anerkenne ich die Förderung meiner Arbeiten durch die Aussprachen mit meinen im Waldviertel arbeitenden Kollegen, den Herren Prof. H. Graber und den Privatdozenten A. Marchet,

^{1a)} Vergl. die Skizze in F. E. Sueß: Intrusionstektonik (1926) und die Geologische Spezialkarte Bl. Drosendorf, von F. E. Sueß, H. Gerhart und H. Beck.

A. Köhler und L. Kölbl. Herrn Professor H. Tertsch verdanke ich die Einsicht in sein Schliffmaterial aus dem Dunkelsteiner Walde.

Die ersten einheitlichen Untersuchungen aus diesen Teilen stammen von V. M. Lipold (1852), der im wesentlichen die Gesteinszüge richtig erkannte. In neuerer Zeit hat H. Gerhart (1911, 1913) den westlichen Abschnitt des Blattes Drosendorf aufgenommen. Zu einer Bearbeitung des Materials ist sie aber nicht gekommen. Dank dem lebenswürdigen Entgegenkommen des Herrn Professors A. Himmelbauer stand mir ihr Material zur Verfügung.

Die Stellung der Granite in der Großtektonik der moldanubischen Gneise.

Im moldanubischen und moravischen Grundgebirge lassen sich vom inneren Bau beider Gebirge unabhängige längs- und querverlaufende Großformen unterscheiden: im nördlichen Teil zunächst NS streichende Elemente: die Synklinale von Groß-Siegharts, an sie schließt sich eine flache Antiklinale und die Mulde von Raabs-Blumau. Gegen Süden zu unterbricht der moravische Vorsprung der Weitersfelder Kuppel diese Bauelemente, die Achsen heben sich daher gegen Süden heraus. In der Fortsetzung dieser Querantiklinaden liegt der Granit von Rastenberg. Auf der andern Seite im Süden nimmt der Gföhlergneis, wie schon seit J. Čížek (1853) bekannt ist, die Mulde zwischen der Eggenburger und der Weitersfelder Kuppel ein. Bei Krems lenkt diese Synklinale durch die gegen SW abschwenkende Eggenburger Kuppel aus ihrer NS-Richtung ab und endet an der Querverbiegung von Melk. In der dieser folgenden Antiklinale steckt der Granit des Hiesberges. Die Eggenburger Kuppel taucht unter die Antiklinale des Dunkelsteiner Waldes unter; damit ist auf der ganzen Strecke bis Pöchlarn, wie dies F. E. Sueß (1926, S. 246) ausgedrückt und L. Kölbl (1926) begründet haben, dieser ganze Teil der moldanubischen Scholle ortsfremd. Durch die Aggbacher Störung (F. E. Sueß, 1904 u. f.) ist das Verbindungsglied zwischen der Antiklinale und der Synklinale verloren gegangen. Die Längs- und Querverbiegungen bestimmen auch die heutige Verbreitung der flach liegenden Orthogneiskörper, ja sie bedingen sogar die S-Form der Thayakuppel. Zwischen die beiden Teilkuppeln stößt das Moldanubische weit gegen NO vor.

Die Synklinale zwischen dem nördlichen und dem südlichen Teil des Schwarza Fensters bildet sich in der von Borry ab. Die nördliche Kuppel taucht gegen NW unter die Antiklinale von Swratka.

In einer großen NS streichenden Antiklinale im westlichen Waldviertel steckt, wenn auch unregelmäßig, der Ostteil des südböhmischen Granitstockes. Die Gesteine beiderseits des Granites fallen von ihm ab. Im Norden versinken die Antiklinale und der sich immer mehr verschmälernde Granit unter die Stengelgneise von Kuttenberg und unter das Eisengebirge. Dieser Granit kann daher nicht als flache Decke über die kristallinen Schiefer des moldanubischen Grundgebirges im Osten gebreitet gewesen sein. Auch in der Antiklinale von Weikertschlag macht sich der Einfluß des Granits bemerkbar. Der Granit liegt also ziemlich flach unter seiner Hülle, das beweist auch das Vorkommen großer Schollen von Cordieritgneis, zum Beispiel bei Gmünd (R. Ostadal, 1927), auch am Südrande bei Linz überlagern die Cordieritgneise flach den Granit (H. Graber, 1926, 1927, F. Gruber, 1927). Wegen seiner seichten Lage und seiner Ausläufer und Äste hat der Granit einen ziemlich breiten Kontaktsaum.

Die moldanubischen Schiefergneise gehen mit allen ihren Einlagerungen in die Kontaktzone hinein und erleiden da die Umwandlung zu Cordierit- und Perlgneisen. Die moldanubischen Gesteine haben ihre eigene Tektonik, die auf den ersten Blick, besonders auf den sehr vereinfachten älteren Karten, sehr verworren erscheint. Das elliptische und bogenförmige Streichen ist aber abhängig von den Verbiegungen, von dem Wechsel der Mulden und Sättel, parallel und quer zum allgemeinen Bau. Die Gesteine ordnen sich zu langen Zügen und Streifen, während sie in den Bewegungshorizonten oder in den Orthogneisen zu Linsen aufgelöst sind. Da nun unsere Granite, wenn auch unregelmäßig, in den Antiklinalen stecken, so liegt der Kontakt ziemlich getreu im Streichen der moldanubischen Schiefer. Dieses syntektonische Anschmiegen der Gneise an die Batholithen ganz im Sinne von F. E. Sueß, die Bildung der Antiklinalen erfolgten offenbar während der Granitintrusionen, ohne daß diese am Entstehen der Verbiegungen, wie ja schon F. E. Sueß (z. B. 1926) oft betont hat, einen tätigen Anteil gehabt hätten. B. Sanders (Verh. 1914, S. 236) „Hauptfrage der Grundgebirgstektonik“ läßt sich also dahin beantworten, daß

in unserem Gebiet die Faltung mit steilen Achsen gleichzeitig die Batholithmäntel abbildet.

Die moldanubischen Gesteine, ihre Lagerung und Metamorphose (bes. tektonische Fazies).

Von weit größerem Einfluß auf die Entwicklung des moldanubischen Grundgebirges als die Intrusion des südböhmischen Batholithen waren die Intrusionen der basischen und sauren Magmen und magmatischen Stoffe, die uns heute als Amphibolite und Olivinfelse, Granulite und Gföhlergneise vorliegen, und gewaltige Durchbewegungen. Sie trafen schon kristalline Schiefer an, dem Grade nach aber von anderer Metamorphose, etwa vergleichbar der Mesozone in den Alpen. Alle diese Vorgänge vereint schufen nun die hohe Metamorphose, den Mineralbestand und die Struktur der Hauptmasse der moldanubischen Gesteine, die abnormen Lagerungsverhältnisse, die gewaltige Faltung, die Deckenbewegungen, die Vervielfältigung und Auswalzung zum Beispiel der Marmorstreifen u. v. a.

In unserem Abschnitt sind Mischgesteine und Adergneise weit verbreitet, wie die Untersuchungen in den letzten fünf Jahren seit der Arbeit H. Limbrocks (1923) auch sonst im Waldviertel ergeben haben. Es wäre nun sehr wichtig, die Zugehörigkeit der Adern zu den einzelnen Orthogesteinen zu erweisen. Erschwert werden aber die Untersuchungen dadurch, daß die Adern, wie F. Reinhold (1910) gezeigt hat, je nach den äußeren Bedingungen, je nach ihrer Zusammensetzung, den verschiedenartigsten Abänderungen unterworfen sind. Ihre Stoffe können sich mit dem Nebengestein in mannigfaltigster Weise umsetzen. Bald reichert sich der Biotit an, bald wieder entwickelt sich im Nebengestein der Kalifeldspat und dann sammelt sich der Plagioklas in den Adern an. Die Stoffe der Adern lösen oft Minerale des Nebengesteins auf, die sich dann in den Adern wieder ausscheiden können. All das weist auf das Streben nach einem Stoffangleich zwischen Ader und Nebengestein hin (F. Becke, 1882, 1923; V. M. Goldschmidt, 1920). Es ergibt sich eine Fülle von Erscheinungen, die sich geologisch schon wegen der verschiedenen Generationen der Adern oft schwer deuten lassen. Nicht immer vermag man sie mit Sicherheit einem der nächsten Orthogneiskörper zuweisen, oder von Segregationen (F. E.

Sueß, 1904) trennen. Auf große Schwierigkeiten stößt man auch in der Erklärung des Feldspatgehaltes in den Ortho- und Paragneisen (F. Becke, 1913). Die Feldspatporphyroblasten lassen sich nicht nach einem Schema den einzelnen Orthogneisen als Ausgangsgesteine zuweisen, auch hängt der Anorthitgehalt der Plagioklase von zu viel Umständen ab und da muß immer die geologische Untersuchung eingreifen. Bei diesem Ineinanderfließen der Gesteine lassen sich nicht immer alle dies verursachenden Vorgänge streng auseinanderhalten; sie überdecken, summieren sich zu einem scheinbar einzigen Geschehen.

Der Gföhlergneis, ein Beispiel für das Ineinandergreifen von Durchbewegung und Injektion.

Von Norden gegen Süden durchzieht das untersuchte Gebiet eine große Synklinale, die Gneismasse von Gr. Siegharts. Den Kern dieser Mulde nimmt der Hauptsache nach ein tiefer Orthogneis ein,²⁾ der sich nicht nur gegen seine Umgebung auffällig unregelmäßig abgrenzt, sondern sich auch durch seine petrographische Eigenart auszeichnet. Vielfach greift er nämlich über den Rahmen der Synklinale hinaus, schließt dabei zahlreiche Schollen des Nebengesteins ein. Seinem ganzen Gepräge nach entspricht er dem Gföhlergneis von Dürnstein an der Donau, den wir durch die Untersuchung F. Beckes (1881, 1913) kennen. Dem Gföhler Gneisproblem hat L. Kölbl (1925) eine besondere Studie gewidmet. Seine und A. Köhlers Auffassungen decken sich mit meinen.

Der Typus ist ein grobflaseriges Gestein, das auch in den massig körnigen Teilen, wie dies F. Becke (1913 u. f.) mehrfach eindringlich dargetan hat, nichts von der Erstarrungsstruktur der Granite besitzt. Die Schieferungsflächen dieses hellen Gneises sind mit Flecken und Häuten von nadeligem Sillimanit und braunen Biotitschüppchen belegt, ihnen gesellt sich häufig der Granat zu. Im Längs- und Querbruch tritt dieses Gemenge in zitternden Streifen und Flasern, unruhigen Wellen und leichten Falten hervor. Oft keilen die Streifen aus oder fließen ineinander. Häufig umschmiegen sie lidförmig längliche gröbere Nester von Mikroklinperthit und Quarz. Der Quarz außerhalb dieser Nester

²⁾ H. Gerhart (1925) bezeichnete diesen als körnigflaserigen Gneis, trennte ihn aber nicht von den Schiefergneisen; die Ursachen werden aus dem Folgenden verständlich sein.

verschwimmt mit seiner Nachbarschaft in unregelmäßigen Flammen, neigt aber zum Zerfall in unscharf gegeneinander begrenzte, geregelte Körner.

Der Kalifeldspat als Porphyroblast umschließt rundlichen Quarz, Körner von gerundetem, buchtigem Albitoligoklas; dieser grenzt gerne an den Kalifeldspat mit einem Albitsaum, den schon F. Becke (1913) beschrieben hat. Sonst wird man den Plagioklas suchen müssen. In der Nähe des stark gelappten Granats reichert sich der Biotit sekundär in größeren Blättern an, während er sonst im Gestein in kleinen Fetzen verstreut oder mit dem Sillimanit zusammen zu Trümmerschlieren verflochten ist.

Daß aber der Gföhlergneis trotz der sonst zurück tretenden Kataklasten kräftigen Bewegungen ausgesetzt war, beweisen auch noch das Auftreten der Gemengteile in Streifen und Linsen, die langgestreckten geregelten Quarzlagen und -flammen, die Felderteilung der Alkalifeldspate, dann die Quälung und Zerreißung der Biotite in Fetzen, der Sillimanite in feines Trümmerwerk entlang der Bewegungsflächen zwischen den Quarzlagen, während sie in der nächsten Nachbarschaft der Perthite grob umkristallisiert oder in der Nähe des widerstandsfähigen Granats geschützt sind. Damals schied sich im Alkalifeldspat der Albit in Spindeln aus, besonders reichlich an den am stärksten beeinflussten Stellen.

Schon diese kurzen Angaben legen den Gedanken nahe, daß der normale Typus des Gföhlergneises in der Sieghartser Masse ein durchgearbeitetes Mischgestein ist, wie ihn als solchen im klassischen Gebiete A. Köhler (1925) und L. Kölbl (1925) erkannt, als Vermutung dies schon A. Himmelbauer (1913) und H. Limbrock ((1923, 1925) geäußert haben. Naturgemäß entscheiden aber die Beobachtungen im Felde. In den größeren Steinbrüchen oder an den nackten Felswänden an der Thaya sieht man, daß die so oft erwähnte Einförmigkeit des Gföhlergneises doch nur eine scheinbare ist. Vor allem trifft dies für die Ränder, nicht selten aber auch für Teile im Innern der Masse zu, wo sich den Gföhlergneisen Augitgneise, Granulite, Amphibolite, Olivinfelse mit Bronzit und Pyrop, Eklogite, vornehmlich aber Schiefergneise einschalten. Die Schiefergneise gehen förmlich in die grobe Flasertextur des Gföhlergneises über, während anderseits die Adern den Schiefergneis in

schmalen Lagen parallel der Ablösungsfläche durchziehen und von da aus den Paragneis mit Feldspat imprägnieren, wobei dieser sekundäre Feldspatgehalt quer zur Schieferung abnimmt. Die Adern zerlegen auf diese Art den Schiefergneis in helle und dunkle Lagen von verschiedener Mächtigkeit. Sie setzen sich, wie erwähnt, unmittelbar im Gföhlergneis fort, die dunklen Lagen verschmälern sich und erscheinen nur mehr als Fläsern und können sogar verschwinden. Sehr gerne benützt die Injektion die Strukturflächen der Gesteine, meidet aber womöglich massige Felsarten. Berücksichtigt man, daß überall im Gföhlergneis solche nicht gänzlich verdaute und aufgelöste Lagen der verschiedensten Größe vorkommen, so wird man die tektonisch ausgearbeitete Flaserung ohne weiteres als aus dem Schiefergneis bei der Injektion übernommen, ansehen dürfen, freilich mit einiger Vorsicht.

Diese lagenförmig, zum Teil entlang von Bewegungsflächen in den Schiefergneis eindringenden magmatischen Stoffe führten an dazu geeigneten Stellen, oft von den Adern abgequetscht, zur Kristallisation von rundlichen, häufig großen Kalifeldspatporphyroblasten,³⁾ die stets in der Fortsetzung der Ader in einer mit Biotitblättern belegten Fläche liegen. In anderen Fällen sind es linsenförmig abgeschnürte grobkörnige Gemenge von Kalifeldspat. Die wachsenden Feldspatporphyroblasten zwingen die Biotitblättchen auseinander und rufen dann zusammen mit den Gleitbewegungen während dieser Metamorphose die unruhige Struktur des Gföhlergneises hervor; dabei nimmt der Grad der mechanischen Durcharbeitung gegen die am stärksten von der Injektion betroffenen, also gegen die reinsten Orthogneise immer mehr — zugunsten eines gleichmäßig körnigen, ziemlich massigen Gefüges ab. Solche Gesteine ähneln dann den granitisch aussehenden biotitarmen Perlgneisen des Granitkontaktes. Mit Zunahme der Durchmischung werden schließlich die Biotitblätter auch ohne die begleitende Durchbewegung kleiner und fetzig, die von den Alkalilösungen angefressenen Übergemengteile Granat und Sillimanit, verschwinden, der Albitoligoklas kann sich da fast ganz verlieren. Die gelöste Plagioklassubstanz schied sich später als Spindeln im Kalifeldspat aus. In manchen dieser Kalifeldspatporphyroblasten liegen noch Reste von Plagioklas mit tiefen Korrosionsbuchten, und diese Relikte umschließen oft noch solche von

³⁾ Diese Deutung stammt bei uns von A. Köhler (1924), H. Limbrock (1923) und F. E. Sueß (1900).

Disthen; äußerst selten und dann nur in ganz winzigen Überbleibseln, finden sich diese Disthene im Kalifeldspat. Außerhalb der Feldspate löst stets der Sillimanit den Disthen ab.⁴⁾ Die fetzigen Plagioklase stellen daher hier korrodierte Reste dar, in anderen Fällen können wieder Bruchstücke sein (F. Becke, 1913, F. E. Sueß, 1918, L. Kölbl, 1925).

Da nun der Disthen sowohl im Granulit als auch im Schiefergneis vorkommen kann, so sagt das Auftreten im Gföhlergneis nichts weiter über die Frage aus, ob ursprünglich Granulit oder Schiefergneis vorgelegen ist. Es muß daher vor allem der geologische Zusammenhang untersucht werden. Nach F. Beckes (1913) Angabe tritt der Disthen „wohl nie“ im Gföhlergneis auf. Als typomorphes Mineral ist er im Gföhlergneis sicherlich nicht bestandfähig.

Die zugeführten, leicht beweglichen alkalireichen Lösungen waren also ursprünglich Tonerde frei. Immerhin mögen sie bei ihrer Wanderung durch die Schiefergneise Tonerde aufgenommen und mit sich geführt haben. (Vergl. die Darlegungen V. M. Goldschmidts, 1922.)

Es geht aus dem Früheren demnach zur Genüge hervor, daß der Gföhlergneis als Mischgestein in seiner ganzen Masse nie flüssig war, was bereits F. Becke (1913), wenn auch in einem anderen Sinne, betont hat. Der Gföhlergneis besitzt daher auch die typische Struktur der kristallinen Schiefer als ein unter Stoffzufuhr und unter Mitwirkung gebirgsbildender Kräfte verändertes Para- oder Orthogestein. Im Innern hat offenbar die riesige Durchträngung die Spuren der Gleitbewegungen verwischt. In den Schiefergneisen tritt die Bewegung nicht sehr hervor, weil die biotitreichen schiefrigen Gesteine leichter, ohne besondere Zeichen zu hinterlassen, den scherenden Bewegungen nachgeben. Es war also kein ruhiges Durchdringen der Schiefergneise durch die magmatischen Stoffe, wie es manchmal Aufschlüsse vortäuschen. (P. Niggli, 1919.)

Ähnlich wie die Schiefergneise verhalten sich auch die Amphibolite und Granulite zum Gföhlergneis. Sie sind ganz von Adern durchsiebt und in Schollen aufgelöst.

⁴⁾ Auf Verwandtes stößt man z. B. auch in den moravischen Staurolithglimmerschiefern von Doberndorf in Niederösterreich. Dort haben aplitisch-pegmatitische Injektionen Staurolith, Granat und Disthen korrodiert, erstere schieden sich teilweise wieder in schönen Kriställchen aus, an Stelle des Disthens trat aber der faserige Sillimanit u. a., ein hübsches Beispiel für die katalytische Wirkung der Injektionen.

Kleine Fetzen von Augitgneis wie bei Matzles zeigen lediglich eine Umwandlung des leuchtendgrünen Pyroxens in eine dunkelgrüne Hornblende. Der Labrador neigt zum Zerfall in ein Kornaggregat. Der Granat selbst ist wenig verändert. Viel schlimmer ist den Augitgneisen mitgespielt an der Grenze zwischen dem Gföhlergneis und den Amphiboliten bei Getzles. Sie sind stark injiziert, statt eines basischen Plagioklases entwickelte sich ein Oligoklas. Dem Augit gesellen sich noch reichlich perthitischer Kalifeldspat, hiezu eine grüne Hornblende und Biotit. Während der kräftigen Streckung und der Anlage der Augentextur wurde die Hornblende zerstückelt, der Quarz in Lagen und Flammen ausgezogen.

Die enorme Durchbewegung bei zurücktretender Injektion brachte es stellenweise zur Entwicklung eigentümlicher

Katamylonite.

An mehreren Orten, wie bei Pyra, Hollenbach, Puch, Wienings, Kirchberg a. d. W., Georgenberg, Wetzles und Rappolz, liegen im Gföhlergneis äußerst dünnstiefriige, oft gefältelte, stark gestreckte, bis dichte Misch- und Orthogneise, nicht selten mit eirunden Mondsteinen (Augengranulite), die beide in allen Übergängen zu den Gföhlergneisen stehen durch Vergrößerung des Kornes, Zunahme der Feldspatinjektion und Umkristallisation des Biotitsillimanitstaubes und der mylonitischen Grundmasse. Auf der anderen Seite besteht auch die größte Verwandtschaft mit den Mischgranuliten. Im Schlicke erblickt man eine unglaubliche Zertrümmerung der ursprünglichen Gemengteile bis zu feinstem Zerreibsel, so daß man die Anwesenheit mancher Minerale nur mehr erraten kann.

Die feinen, durch Biotit braun gefärbten, geregelten Staubzüge und Fäden von Sillimanit, Quarz und vielleicht anderer, aber nicht mehr erkennbarer Minerale, umfließen stetig die gedrehten Granaten und Injektionsaugen von Mikroperthit und Oligoklas (oft mit resorbiertem Granat und Disthen als Einschlüsse). In der Regel unterliegt der Plagioklas der Verdrängung durch den Kalifeldspat. Der Rand der elliptisch umrissenen Augen ist oft gekörnt, die Bewegung hat eben noch die Kalifeldspat-Porphyroblasten ergriffen, wellenförmiges Auslöschen, Ausscheiden von Albitspindeln sind die weitere Folge. Auch hier umschließt, wenn auch sehr selten, der Kalifeldspat reliktschen Disthen,

während sich am Rande im selben Feldspat Sillimanit in schönen Nadeln ausgeschieden hat. In den Korrosions-säcken der großen einschlußreichen Granaten siedelt sich der neugebildete Kalifeldspat an, er verkittet die Granatreste und bewahrt sie vor der Zertrümmerung. In solchen neugebildeten Kalifeldspaten schied sich manchmal die gelöste Granat-substanz in kleinen, gut ausgebildeten einschlußfreien Kriställchen aus. Von den Einschlüssen in den Kalifeldspaten strahlen oft die Albitspindeln in das Innere des Feldspates aus und verschwinden rasch. Diese Inhomogenität bei der Durchbewegung förderte die Ausbildung der Albitspindeln, die daher nicht selten gekrümmt, manchmal sogar S-förmig gebogen sind, der Wirt löscht dann wenig aus. In den Winkeln der Augen macht sich eine schwache Umkristallisation bemerkbar. In den arg durchbewegten Gföhlergneisen bei Schuppertholz umschließen die kleinen korrodierten Granaten Reste von Disthen. Das erinnert an gewisse Vorkommnisse von Karlstein und Blumau a. d. Wild. Zu den jüngsten Vorgängen gehört die Myrmekitisierung des Kalifeldspates.

Diese Katamylonite sind nichts anderes als Reste und Zeugen großer alter Bewegungen. Die Drehung der Feldspatporphyroblasten und des Granats, die Stauchung der feinschieferigen Trümmermasse, die leichte randliche Körnung, ferner die Abnahme der Durchbewegung und gleichzeitig die Zunahme der Umkristallisation gegen den Gföhlergneis in engstem räumlichem Zusammenhange beweisen, daß sich die Mischgneise (Entstehung des Gföhlergneises) an vielen Orten während einer heftigen Durchbewegung gebildet haben. Je stärker nun die Imprägnation mit Kalifeldspatporphyroblasten ist, desto besser kristallisiert das Gestein zu einem Gföhlergneis um. Durch die Sammelkristallisation vergrößert sich auch das Korn des zerriebenen Sillimanits, des Biotits und des Quarzes; und doch verschwinden die Spuren der Kataklase nicht so ganz, als daß man nicht auf ihre ursprüngliche Anwesenheit schließen könnte. Nahe Verwandte dieser Gesteine liegen in den Amphiboliten von Dobersberg.

Die Tektonik des Gföhlergneises und der Südböhmische Granit.

Vom Dürnsteiner Gföhlergneis — dies würde auch für den Sieghartser gelten — vermutet F. E. Sueß, daßer vorkristallin

unter Epibewegungen überfaltet worden sei, dabei seine Parallelstruktur erworben habe; er lehnt daher die fächerförmige Aufpressung von unten, die K. Hinterlechner (1914) und B. Sander (Verh. 1914) befürworteten, ab. H. Limbrock (1925) dagegen hält ihn für eine syntektonische Intrusivdecke des Südböhmischen Granites von etwas höherem Alter. Nun sind aber die Gföhlergneise durchwegs Mischgesteine und können schon deswegen keine Erstarrungsstruktur zeigen. In der chemischen Zusammensetzung stehen sie den Graniten meist recht nahe. Neuere Feldbeobachtungen und analytische Untersuchungen (A. Köhler, 1925, L. Kölbl, 1925) konnten nun die Ursache in der Alkalisierung der Schiefergneise auffinden. Die Durchaderung der Paraschiefer im Liegenden des Gföhlergneises rührt nicht vom Granit, sondern meist vom Gföhlergneis her, denn der Auffassung des Gföhlergneises als einem älteren Spaltprodukte des südböhmischen Batholithen, bzw. einem vom Granit vergneisten Schiefergneise widersprechen aber alle Feldbeobachtungen. Ebenso wenig läßt sich die Ansicht H. Limbrocks (1925) aufrecht erhalten, die Granitintrusion hinge mit der moldanubischen Überschiebung zusammen. Die ganze moldanubische Großtektonik spricht entschieden dagegen (F. E. Sueß, 1926), die Überschiebung ist auch da vorhanden, wo kein Granit sichtbar ist.

Der Granulit, seine Mischgesteine und tektonische Fazies.

Wenden wir uns nun dem Granulit und seinen Kontakten zu. Gut aufgeschlossen sind sie in der Gegend von Karlstein, Wienings und Blumau. Da und dort erweist es sich deutlich, daß die magmatischen Stoffe des heutigen Granulits nicht so arm an leicht flüchtigen Substanzen, z. B. Wasser, waren, wie man nach den Anschauungen von F. Becke (1913) und Th. Scheerer (1873) vermuten sollte. Die ziemlich lebhafte Feldspatung und Durchaderung der Schiefergneise,⁵⁾ wenn auch nicht in dem Maße, wie beim Gföhlergneis,⁶⁾ die Ausbildung von Mischgranuliten mit ihren eigenartigen Bändern — auch bei Berücksichtigung der späteren Durchbewegungen — setzen ein ziemlich großes Durchdringungsvermögen und damit keine geringe Beweglichkeit der Teilchen in dem sauren Magma voraus. Andere Granulite sind wieder massig bis körnig, doch auch sie sind metamorphe

⁵⁾ Diese Mischgneisbildung hat zuerst bei uns H. Limbrock beschrieben.

⁶⁾ Vergl. die Beobachtungen von A. Köhler (1925) und L. Kölbl (1925) und H. Limbrock (1923).

Gesteine ihrem Verhalten der Tektonik gegenüber als auch ihrer Struktur nach. Denn massig-körnige Struktur entspricht nicht immer der Erstarrungsstruktur (H. Limbrock, 1923), sondern oft einem Gefüge, das die Metamorphose unter Abbildung der Erstarrungstextur geschaffen hat. Es fragt sich daher, ob das Korngefüge der Granulite ursprünglich oder nicht etwa nachträglich dem starren Gestein aufgezwungen wurde. Solange dies nicht gelöst ist, ist es nicht unbedingt überzeugend, eine ursprüngliche Wasserarmut aus dem feinen Korn der Granulite abzuleiten (F. Becke, 1913). In den von den Granuliten gebänderten Mischgesteinen sind die Granaten oft ziemlich gleichmäßig verteilt, gleichgültig ob es sich um den Granulit oder um den Schiefergneis handelt. Diese gleichmäßige Verteilung der Granaten im Sinne von F. E. Sueß (1926) durch eine spätere Metamorphose zu erklären, stößt aber auf Schwierigkeiten. Zur Bildung solcher gleichmäßig verteilter Porphyroblasten müßten Lösungen den Granulit und den Schiefergneis gleichmäßig durchdrungen haben. Sie dürften dann nur den Granat und den Disthen entstehen und wachsen haben lassen, während die an diesen Umsetzungen unbeteiligten Feldspate kleiner geworden wären, ohne Rücksicht auf die allgemeine Sammelkristallisation in der moldanubischen Katazone.

Vielmehr sind nach den Untersuchungen von A. Köhler (1925) und H. Limbrock (1923) die Granaten und die Disthene, der Biotit, der Rutil und auch der Graphit unter ziemlicher Beibehaltung der ursprünglichen Lage während der Durchtränkung der Schiefergneise durch die saueren magmatischen Stoffe des Granulits übernommen worden. Außerdem zeigen die Granaten und die Disthene in den Granuliten Formen, eigentümliche Buchten, die sich nicht auf ein Wachstum, sondern nur auf Resorption^{6 a)} zurückführen lassen, während sie im Schiefergneis die typische Gestalt der Porphyroblasten besitzen. Demnach läßt sich dieselbe Verteilung der Granaten und des Disthens in den Schiefergneisen und (Misch-)Granuliten nicht auf eine spätere Metamorphose zurückführen. Weiter im Innern der Granulite treten die Mischgranulite zurück und da nehmen auch die Granaten an Größe und Menge ab. Die Regelmäßigkeit der

^{6 a)} Die Korrosion des Granats und des Disthens ist auch in den Wanzenauer Granuliten und in denen des Dunkelsteiner Waldes, zu beobachten.

Bänder wurde durch nachträgliche heftige Durchbewegung erzielt, die aber die älteren Strukturanlagen, wie die ursprüngliche Verteilung und die Gestalt der Granaten und des Disthens nicht verwischen konnte. Auch die basischen Gesteine wurden vom Magma des Granulits nicht verschont. Doch beschränkt sich das Geäder, wie A. Köhler (1924) und H. Limbröck (1923) erwähnen, mehr auf die randlichen Teile, ohne aber wesentliche Veränderungen in ihnen, abgesehen von der Auflösung der Gemengteile, hervorzurufen. Als seltenes Reaktionsprodukt zwischen dem Granulit und einem Olivinfels spricht A. Köhler (1928) einen Biotitschiefer im Isptal an.

Diese Beobachtungen lassen sich schwierig mit der Anschauung von F. E. Sueß (1926) vereinen, wonach die Granulite und ihre Mischgesteine metamorphe Porphyre und deren Tuffe seien. Doch ließen sich bei Riegers, Wienings, Kirchberg a. d. W., Wetzles, Rappolz, schmale Einlagerungen von porphyrischen Erguß(?) Gesteinen in den Paragneisen und Mischgneisen des Gföhlerngneises und des Granulits feststellen, die wegen ihrer felsitischen Struktur die Mineralisatoren schwer durchließen und der Durchbewegung besser widerstehen konnten. Es sind grünliche bis dunkelbraune, fettig aussehende Gesteine mit Einsprenglingen von Plagioklas, Kalifeldspat und Biotit, gerne gesellen sich noch Cordierit, Sillimanit und Granat hinzu. Die zu feinem Biotit- und Quarzstaub umkristallisierte Zwischenmasse macht hie und da noch den Eindruck einer veränderten alten lebhaften Flußstruktur ehemaliger Vitrophyre mit ihren Wirbeln um die Einsprenglinge. Stellenweise reichert sich der Quarz zu verschwommenen Kornflecken an, die vielleicht bei der Durchbewegung der Proben verzogene granulite Einsprenglinge sein könnten. Dagegen sind die Feldspateinsprenglinge trotz mancher Spannungserscheinungen oft noch ausgezeichnet erhalten, die breiten Plagioklasstafeln (nicht selten Karlsbader Doppelzwillinge besitzen oft schöne Kristallumrisse mit ausgezeichneter normaler Zonenstruktur, die die Kristallform deutlich wiedergibt (Kern: 27% An, Hülle: 10% An). Gerne liegen sie als schmale idiomorphe Leisten in den Kalifeldspateinsprenglingen eingebettet. Heute ist freilich der Kalifeldspat in einen Mikroklinperthit umgewandelt, dessen Albitspindeln von den Einschlüssen ausstrahlen. In die Zeit der Kalifeldspatausscheidung fiel auch die Kristallisation

des braunen Turmalins, der gelegentlich mit diesem Feldspat verwächst. Von den farbigen Gemengteilen ist der idiomorphe Biotit verhältnismäßig selten. Sehr ungleich sind auch die übrigen Einsprenglinge, prismatischer Cordierit (α : Durchkreuzungsdrillinge, $\angle$ (AE, ZWE): 30° , opt. —, gelbe pleochroitische Höfe um Zirkon, Umwandlung in Pinit, $n \infty$ Feldspat), Granat und Sillimanit, in großen Leisten verteilt. Ausscheidungsfolge der Einsprenglinge: Akzessorien, Biotit, Cordierit, Plagioklas, Kalifeldspat und Turmalin, Sillimanit ?. Die spätere Durchbewegung hat die Gesteine verändert, zunächst die Feldspateinsprenglinge randlich weitgehend gekörnt, gerundet, und mit den Biotiten dann zu Trümmerstreifen ausgezogen, die wirre mylonitische „Fluidalstruktur“ gestrafft. Die Umkristallisation betrifft fast nur die Turmaline. Solche „granulitisierte“ Eruptivgesteine könnte man Kataporphyroide⁷⁾ nennen.

Die früher erwähnten ultramylonitischen Mischgneise, die übrigens vollständig den Augengranuliten Sachsens (J. Lehmann, 1883) und von Namiest (F. E. Sueß, 1906) gleichen, leiten zu den eigentlichen Granuliten über, mit denen sie auch geologisch durch alle Übergänge verknüpft sind. Die normalen Granulite unterscheiden sich von ihnen lediglich dadurch, daß die kataklastischen Spuren der Durchbewegung, vor allem die jüngere Injektion ganz zurücktreten. Der Zerfall der Feldspate und der Quarzlagen ruft den Eindruck einer lebhaften Umkristallisation hervor. Der Mangel an Lösungsmitteln (Wasser) ließ es aber nicht zu einer Kornvergrößerung durch Lösungsumsatz, wohl aber zu einem Kornzerfall der hellen Gemengteile während der Durchwärmung seitens magmatischer Körper kommen, die die Veranlassung der großen Stoffzufuhr (Gföhlergneis waren und die Kataklastik in den normalen Granuliten verwischt hat. Dadurch nähern sie sich in der Struktur den normalen Schiefergneisen, die mit den Granuliten Gleiches mitgemacht haben.

Die Granulite liegen meist nur mehr als Schollen im Gföhlergneis, da sie randlich durch die kräftige Stoffzufuhr und Kornvergrößerung auf dem Wege über den Granulitgneis in den Gföhler-

⁷⁾ Auch die Bezeichnung „Augengranulit“ wäre ebenfalls am Platze, freilich werden wie unter dem Begriff „Augengneis“ auch injizierte Granulite verstanden.

gneis umgewandelt worden sind. Schließlich liegt ja auch das ganze Granulitgebiet von Blumau in dem Wirkungsbereiche des Gföhlergneises. Dasselbe Verhalten hat auch L. Kölbl (1925) im Dunkelsteiner Wald gefunden, die Angabe H. Limbrocks (1923) vom jüngeren Alter der Granitgneise bei Wanzersdorf stützt sich nur auf Vermutungen.

Wie erwähnt, sind die Granulite oft heftig durchbewegt,^{7 a)} die Ähnlichkeit ihrer Struktur mit der kataklastischen ist bei uns schon F. E. Sueß (1904) aufgefallen. Freilich ist der Grad der Durchbewegung der Granulite in der Regel nicht so außergewöhnlich hoch wie bei den Ultramyloniten. Die arg durchbewegten Arten führen statt des Disthens den Sillimanit als freien Gemengteil, der sich auch in den Klüften festsetzt. Er vertritt also in diesem Temperaturbereich ganz den Serizit, ein Verhältnis, das schon oftmals beschrieben worden ist, zum Beispiel von F. Becke (1903), H. Backlund (1918). In gefalteten Granuliten schneidet die Schieferung die gefalteten Lagen.

Die gefalteten Granulite von Loibes sind zunächst Mischgranulite mit Bändern von Schiefergneis und echtem Granulit. Durch Zunahme der Oligoklasporphyroblasten im Schiefergneis geht dieser rasch in einen feinkörnigen Perlgneis mit seinem wirren Biotitgeflecht über; dem Oligoklas gesellt sich noch der Perthit hinzu. Die reichliche Injektion verhinderte eine einheitliche Regelung der Biotite durch die Durchbewegung. Die Granaten in den Feldspäten sind korrodiert. Die elliptischen Porphyroblasten liegen nun in den Falten mit ihrem längeren Durchmesser in der Richtung der an zerriebenen Biotit reichen Bänder. Die sekundäre Schieferung schneidet die Falten, ohne aber die Lage der Porphyroblasten wesentlich zu ändern. Nur der Biotit wird stellenweise leicht in die neue Schieferung eingezwängt. Am besten aber ist die neue aufgezwungene Schieferung an den Quarzen zu erkennen, die als dünne, unregelmäßige, geregelte Streifen und Fläsern der neuen Richtung gehorchen,⁸⁾ sie verhalten sich genau so auch in der sonst massigen Perlgneiszone. Ich habe den Eindruck, daß zur Zeit der Plagioklasimprägung eine ältere Bewegung innerhalb der biotitreichen Bänder statt-

^{7 a)} Der Zusammenhang zwischen der Granulitstruktur und der Durchbewegung wurde schon von J. Lehmann (1883) gewürdigt.

⁸⁾ Vergl. das Beispiel bei B. Sander, Jb. 1914, S. 626.

gefunden hat. Nachträglich sind sie gefaltet, gestaucht und neuerdings verschieft worden. Die Streckung, hervorgerufen durch den Schnitt zwischen der Schieferung und den Bändern, liegt ziemlich einheitlich in der Nord—Süd-Richtung, das Achsengefälle schwankt. Streichen und Fallen stimmen hier mit dem des Gföhlergneises überein. Die biotitreichen Lagen und Bänder in diesen Granuliten gleichen vollständig denen der ultramylonitischen Mischgneise von Hollenbach und Thuma. Von einer Kristallisationsschieferung kann man daher nicht sprechen. Hohe Temperatur für sich allein hindert also nicht die Entwicklung von Myloniten, auch zerstört sie nicht ohne weiteres porphyrische Strukturen, wenn es nur an Lösungen zur Umkristallisation (Sammelkristallisation) mangelt. Ich möchte daher nicht wie H. Limbrock (1923) die plattigen, dünnstriefrigen oder auch massigen Granulite als ein Ergebnis einer Erstarrung unter gerichtetem Druck oder im Anschluß daran auffassen. Die ältere Deutung der Granulite als kristalline Schiefer ist ungezwungener als seine mit vielen Hilfsannahmen durchgeführte Beweisführung. In neuerer Zeit machte B. Sander (1927) auf die Gefügeregelung in den Granuliten aufmerksam. Da die Granulite ganze Gesteinsserien der verschiedensten Art, wie Schiefergneise und Amphibolite, Augitgneise und Marmore von mächtigen Lagen bis zu feinsten Äderchen herab durchdringen, so lassen sie sich nicht einfach als konkordante intrusive Einlagerungen im Sinne von H. Limbrock (1923) auffassen. Die Konkordanz der Lagen wird dabei nicht selten durch die große nachträgliche Bewegung vorgetäuscht. Die gebänderten gestreckten Granulite sind das Ergebnis der Auswalgung älterer Injektionsgneise, deren Lagen sich ohne weiteres in die Schiefergneise hineinverfolgen lassen, die genau so durchbewegt sind wie die Granulite und deren Mischgesteine. Freilich sind die Bewegungsspuren in den Schiefergneisen infolge der anderen Zusammensetzung, dem geringen Quarzgehalt nicht so deutlich wie bei den Granuliten selbst. Auch das mannigfache Auftreten der Granulite in zerrissenen Linsen; und Schalen, steht mit dem Charakter eines veränderten Tiefen-Gesteines und Mischgneises nicht im Widerspruch, wenn man ihre enorme Durchbewegung, ihre fließende Umformung in Betracht zieht.

Die Granulite und die Eklogitfazies.

Bei der Beurteilung der Granulite spielen in der Literatur die Pyropolivinfelse eine wichtige Rolle. F. Becke (1912) und A. Marchet (1924/28) sehen zwei verschiedene Differenzierungsreihen unter den metamorphen Orthogesteinen des Waldviertels. Eine Reihe: Granulit, Trappgranulit, Eklogit, Pyropolivinfels und eine zweite: Gföhlergneis, Granodioritgneis, Schilterner Amphibolit, Bronzitolivinfels. Begründet werden diese beiden Reihen mit dem verschiedenen Gehalt an Wasser und mit dem abweichenden Mineralbestand. Geologisch fußen sie auf dem damals als getrennt erachteten Vorkommen dieser beiden Reihen. Doch fanden sich schon 1924 bei einer geologischen Exkursion unter der Führung A. Himmelhauers im Wanzenauer Granulit ein Olivinfels mit Bronzit neben einem solchen mit Pyrop. Auch in den anderen Granuliten Niederösterreichs (zum Beispiel nach L. Kölbls Mitteilung im Dunkelsteiner Wald, dann im Granulit bei Waldbiers), ebenso im Gföhlergneis trifft man auf beide Olivinfelse. Es läßt sich daher die geologische Selbständigkeit dieser beiden Olivinfelse nicht aufrecht erhalten. Genau dasselbe gilt auch von den amphibolitischen Typen. Schon F. Becke (1913) und A. Himmelhauer (1913) geben einen schrittweisen Übergang der „zum Granulit gehörigen Diallagamphibolite“ in die Schilterner an, ein Übergang, der heute als ein sekundärer erkannt ist (L. Kölbl, 1925, A. Marchet, 1924). Die basischen Gesteine verhalten sich gegen die beiden „sauren Endglieder“ geologisch unabhängig, genau so wie diese zu den Paragneisen (L. Kölbl, 1925). Gibt ja schon F. Becke, 1913) an, daß geologisch Übergänge von den Granuliten in den Diallagamphibolit und Eklogit fehlen; ferner hat F. E. Sueß (1926) darauf hingewiesen, daß die „basischen Glieder der Differenzierungsreihe des Granulits“ nicht mit den Trappgranuliten vorkommen, sondern von diesen unabhängig sind.

Die Berechtigung dieser beiden Reihen läßt sich daher, wie L. Kölbl (1925 u. f.) und F. E. Sueß (1926) ausgeführt haben, geologisch nicht begründen. Ebensowenig kann man auf die Waldviertler Granatolivinfelse, Trappgranulite und Eklogite die Anschauung K. H. Scheumanns (1926) und H. Limbrocks (1923) übertragen, wonach sie durch die Granulite veränderte basische Gesteine seien.

Die in den älteren Karten angegebenen Granulite von Ober-Grünbach, Pommersdorf, Weinern, Wetzles, Nonndorf und Sieghartsles sind injizierte Schiefergneise und Amphibolite, zum Teil auch Gföhlergneise.

Die Amphibolite und Olivinfelse.

Die dritte Gruppe der Waldviertler Orthogesteine, die Amphibolite und Olivinfelse, liegt als geschlossene Masse unter dem Gföhlergneis. Sie bildet im großen und ganzen den Rand der Synklinale von Gr.-Siegharts gegen die Hauptmasse der Paragneise, ein Verhalten, das in der Kremser Gegend von F. Becke (1923) als magmatische Differentiation aus einem gemeinsamen Stammagma, heute aber in metamorphem Zustande vorliegend, angesehen wird. Diese Deutung besteht, wie für dort L. Kölbl (1925) nachgewiesen hat, zu Unrecht. Beide sind im Auftreten vollständig unabhängig voneinander. Ihr geologischer Verlauf schließt oft einen Winkel ein. Weiters fällt die Intrusion des Magmas, des Granulits, gerade dazwischen. Es handelt sich also um verschiedene magmatische Stämme (V. M. Goldschmidt, Videnskapsselsk. Skrift, Oslo, 1916).

Auch wurden die Amphibolite sowie die Schiefergneise von den Stoffen des Gföhlergneises derart durchtränkt, daß an manchen Orten auf diese Weise Gföhlergneise entstehen konnten. Ihren Umrissen nach stecken unsere Amphibolite genau so wie die von Schiltern (L. Kölbl, 1925) diskordant in und unter dem Gföhlergneis.

Dank der gründlichen petrographischen Untersuchungen A. Marchets (1924) sind wir heute über die Waldviertler Amphibolite⁹⁾ recht gut unterrichtet. Eine Reihe seiner mannigfaltigen Typen, wie die Granat- und Eklogit-Amphibolite mit ihren Eigentümlichkeiten finden sich hier wieder. Normale Amphibolite, solche mit Granat, Biotit, Pyroxen (Diallag), nahe verwandt mit denen des Kamptales, solche mit Hypersthen, seien hier herausgegriffen.

Quarz ist nicht selten in den granatführenden Abarten. Die Hornblende wechselt von tiefgrün bis tiefrotbraun. Ebenso ändert sich die Basizität der Plagioklase. Auch in der Struktur erleiden sie weitgehende Abänderungen von der massigen bis zur

⁹⁾ F. E. Sueß (1926) vermutet in einem Teile von ihnen metamorphe Lager und Ergüsse basischer Eruptiva.

flaserig-schiefrigen und Lagentextur; dichtes und grobkörniges Gefüge lösen einander ab. Um die Granaten siedeln sich gerne sekundäre Kränze von basischem Plagioklas und Hornblende oder Hypersthen an. In anderen Fällen durchwachsen die Plagioklase den Granat diablastisch, derart, daß mehrere Plagioklasindividuen im Granat zusammenstoßen.

Soweit die Amphibolite untersucht sind, besitzen sie durchaus kristalloblastische Struktur. Die Spuren ehemaliger Durchbewegungen mancher von ihnen äußern sich mehr in der Anordnung und unregelmäßigen Verteilung der Gemengteile in Flecken und Linsen, im Wechsel der Korngröße in derselben Lage und in starker Faltung.

Da die Amphibolite, bzw. gabbroiden Gesteine leicht umkristallisieren, lassen sich aus ihrer Struktur nur schwer Schlüsse auf ihre Vergangenheit ziehen.

Immerhin schimmert bei massigen Amphiboliten manchmal die alte Erstarrungsstruktur trotz weitgehender Umkristallisation durch.

Ursprünglich waren die Amphibolite gabbroide Gesteine, teilweise waren es sogar porphyrische Varietäten mit großen Plagioklaseinsprenglingen; ähnlich wie die Schwallenbacher Fleckamphibolite, freilich sind diese ursprünglichen Feldspate zu Augen und feinen Streifen ausgezogen, wie dies A. Marchet (1924) bei den Fleckamphiboliten überzeugend nachgewiesen hat.¹⁰⁾ In manchen Fällen waren sie Norite, beispielsweise an der Grenze gegen die Schiefergneise bei Vestepoppen. Diese Norite sind körnige bis flaserige Gesteine mit großen, ziemlich idiomorphen Hypersthenleisten in einer körnigen Zwischenmasse von Labrador (Hülle: bas. Andesin). Stellenweise ist der Plagioklas mit Quarz verwachsen. Zwischen den Hypersthen und den Plagioklas schaltet sich eine Zone von rotbrauner Hornblende ein.

Es handelt sich aber nicht um eine nachträgliche Umwandlung des Hypersthens in braune Hornblende während der Metamorphose, sondern um eine magmatische Resorption durch das kalkreichere Restmagma. Es fehlt daher auch die stärkere (einseitige, dem Hypersthen; bzw. der Hornblende zuge-

¹⁰⁾ Bei einer Exkursion unter der Führung L. Kölbls (1928) fanden sich in den Aufschlüssen zwischen Jauerling und Spitz Stücke mit größeren Uraliten, sehr vereinzelt Pseudomorphosen von Hornblende nach Olivin (?).

kehrte) Zonenstruktur. Die großen Labradorleisten (auch Karlsbader Doppelzwillinge) sind randlich in kleine Körner mit inverser Zonenstruktur aufgelöst. An einzelnen Stellen enthalten die Norite Reste von Schiefergneisen mit verkehrtzonarem Oligoklas. Es ist daher auch das Vorkommen von Quarz und Biotit in diesen basischen Gesteinen verständlich. Andere Vorkommen sind wieder flaserig, ohne jede Andeutung einer Erstarrungsstruktur, in ihnen ist auch der Hypersthen gänzlich verschwunden. Ob hier die Flaserung das Ergebnis einer Flußbewegung während der Erstarrung war, möchte ich nicht entscheiden.

Die Amphibolite und der Gföhlergneis.

Die Durchaderung der schiefrigen Amphibolite aus der Richtung des Gföhlergneises ging meist parallel der Schieferung, bei den massigen Amphiboliten entlang von Klüften und Sprüngen. In den Adern kristallisieren die Hornblenden¹¹⁾ grobkörnig die Kalifeldspatsubstanz führt zur Bildung von Biotit teilweise auf Kosten der Hornblende und damit zur Entstehung von Biotit-amphiboliten, wobei sich der Biotit gerne an den Bewegungsflächen ausscheidet. Bewegungen schnürten die Adern in der Schieferung zu Linsen ab oder plätteten sie zu Schnüren aus. Die am stärksten beeinflussten Amphibolite gleichen nach einer freundlichen Mitteilung L. Kölbls, manchen Arten des Granodioritgneises von Schwallenbach. Die eben entwickelte Anschauung hat bereits L. Kölbl (1926) für seinen Granodioritgneis geltend gemacht, sich aber davon zugunsten einer magm. Different. abgekehrt (1927). Bei stärkerer Durchmischung entwickeln sich aus ihnen ebenfalls Gföhlergneise. Der Übergang aus den Amphiboliten in solche Mischgneise geht ziemlich rasch vor sich; da die Konzentration der Lösungen wechselt, kann statt des Biotits der Kalifeldspat allein auskristallisieren, manchmal in großen Karlsbader Zwillinge, wie nördlich von Alberndorf; pegmatitische Lösungen sind besonders in den liegenden Teilen wirksam. Allgemein muß erwähnt werden, daß die Durchaderung nicht etwa gleichmäßig vom Rande des Gföhlergneises gegen das Nebengestein zu abnimmt, sondern daß die Durchaderung und Mischgneisbildung oft unvermittelt, sehr gerne in stark bewegten Streifen, aufleben kann.

¹¹⁾ Siehe auch F. Reinhold, 1910.

Die Mischamphibolite.

Die Ungleichmäßigkeit der Amphibolite wird noch beträchtlich erhöht durch die Einschaltung von Schiefergneisen (oft mit Sillimanit), Marmoren und Augitgneisen von mächtigen Lagen bis zu feinen Schmitzen. Diese Einlagerungen sind in den untersuchten Fällen nicht immer auf Einfaltungen zurückführbar, sondern als „fremde Einschlüsse“ aufzufassen. Ja, die Marmor- und Schiefergneiszone von Meires läuft geradezu in die Amphibolite hinein und löst sich da in kleine Schollen und Linsen auf, so daß grobkörnige massige Amphibolite hier an Marmore grenzen.

Die Struktur dieser massigen Amphibolite erinnert in der Verteilung der Labradore und Pyroxene und der Ausbildung der bräunlichgrünen Hornblendesparren an eine nur stofflich veränderte, also reliktsche Erstarrungsstruktur. Die Granaten in den großen Plagioklasen sind resorbiert. Wieder andere besitzen eine der ophitischen ähnliche Struktur mit invers zonar gebautem Plagioklas. Häufig umschließt die Hornblende einen Orthit. Die Marmore in den Amphiboliten führen unregelmäßige Körner von diopsidischem Augit. Die hellen Gemengteile sind freilich in Prehnit und Klinozoisit umgewandelt. Gegen die Amphibolite schaltet sich ein Saum von grünem Diopsid dazwischen, in dessen Zwickeln basischer Plagioklas steckt. Nicht selten greift derselbe Amphibolit buchtig in den Saum hinein. An seiner Grenze reichert sich der Plagioklas an und zeigt da geradezu gabbroides Gefüge. Der Granat im Plagioklas und in der Hornblende ist auch hier korrodiert. Offenbar handelt es sich um eine Wechselwirkung zwischen dem basischen Magma und dem Marmor, unter dessen teilweiser Auflösung. Andere Marmorlinsen, wie die bei der Bobermühle, führen ein Olivinmineral (serpentinisiert). Die schieferigen Augitgneise werden, von den basischen Magmen durchwoben, zu richtigen Mischgesteinen umgewandelt. Die Umwandlung des Pyroxens in Hornblende in den Amphiboliten gehört einem jüngeren Abschnitt der Metamorphose an.

Weit verbreitet sind die Kalksilikatfelse und Augitgneise in den Amphiboliten nördlich von Meires. Sehr wechselvoll ist ihr Aussehen, das Korn, ihre Farbe und die Verteilung der Gemengteile. Die Bytownite bilden einheitliche große Leisten oder breite, poikilitisch von Pyroxen oder diablastisch vom Granat durchwachsene Flecken. Oft ballen sich die farbigen Gemeng-

teile zu Klumpen zusammen und gehen dann in blaßbrötliche Granatfelse oder in grüne Pyroxenfelse über. Nicht selten sind auch reliktsche Knauern von skapolith- kalkspatführenden plagioklasfreien Partien. Vielleicht hängt auch hier die eigentümliche poikilitische Verwachsung der Plagioklase und des Augits mit teilweiser Auflösung zusammen, zumal sie am Rande gegen die Amphibolite auftritt. Nicht selten findet sich auch in diesen Kalksilikattelsen ein Orthit.

Auch im Süden bilden die Augitgneise im Amphibolit keine geschlossenen Züge, sondern nur verschwommene Linsen. Stoffzufuhr aus dem basischen Magma führte zur Kristallisation von Bytownit in großen Karlsbader Doppelzwillingen. Nachträglich sind diese während der Metamorphose in kleinere Körner zerfallen. (Kl. Reichenbach, Ullrichschlag.)

Aus den vielen Augitgneis- und Marmorvorkommen in den Amphiboliten würde ich schließen, daß der unregelmäßig verteilte monokline Pyroxen und z. T. auch der Granat sich auf die Auflösung dieser erwähnten Gesteine durch das basische Magma zurückführen lassen. Ein nahe verwandtes Mischgestein dieser Art ist wohl der von A. Marchet (1918) beschriebene Gabbroamphibolit vom Dürnitzbühel, mit seinen verschwommenen, skapolith- und kalkspatführenden Augitgneisflecken.

Gegen die Hauptmasse der Paragneise entwickelt sich eine eigentümliche Lagentextur, hervorgerufen durch Bänder und Schnüre von Amphibolit und Schiefergneis; in die Schiefergneise hinein nehmen die Amphibolitlagen ab, schließlich deuten nur mehr Imprägnationen von Hornblende- und Oligoklasporphyroblasten die Durchdringung der Schiefergneise seitens eines gabbroiden Magmas an und umgekehrt lassen sich die Bänder von Schiefergneis noch ziemlich weit als biotitreiche Streifen und Schmitzen in den Amphibolit verfolgen. Gerne begleitet solche Mischgesteine der Orthit.¹²⁾ Selbstverständlich muß bei der Beurteilung der biotitreichen Lagen Vorsicht walten; gar wenn die Biotitamphibolite, wie es die Regel ist, reichlich Feldspat führen; kann man sie nicht immer von Mischgneisen zwischen Amphibolit und Gföhlerngneis unterscheiden. Nur in sehr günstigen Aufschlüssen lassen sie sich trennen. (F. Becke, 1913, vermutet in verwandten Typen veränderte Tuffite und Mergel.)

¹²⁾ A. Marchet (1924) hat zuerst solche Mischamphibolite erkannt.

Die vorhin skizzierten Erscheinungen werden nun an
**Beispielen aus der Gegend zwischen Karlstein,
Groß-Siegharts und Blumau**

näher erörtert.

Zwischen Karlstein und Groß-Siegharts taucht unter den Gföhlergneisen ein Komplex verschiedenartiger Paragesteine auf; injiziert von Granuliten, Amphiboliten und auch vom Gföhlergneis. Petrographisch entspricht diese Zone den Hangendpartien des Granulits im Dunkelsteiner Wald, die F. E. Sueß (1904) und H. Tertsch (1917, 1922) beschrieben haben, ebenso dem Nordflügel des Granulitgebietes von Wanzenau, den wir durch die Untersuchungen von F. Becke (1881), R. Grengg (1910) und A. Himmelbauer (1913) kennen. Hier lassen sich die verschiedenen älteren Intrusionsfolgen, ihr Einfluß auf das Nebengestein und die enorme Durchbewegung ausgezeichnet erkennen. Der Hauptsache nach sind es Schiefer- und Augitgneise und Marmore. In ihnen liegen sehr abwechslungsreiche Amphibolite, die selbst noch Fetzen und Linsen, schmale Bänder von Paragesteinen enthalten.

Die Granuliteinlagerungen schwimmen gegen die Schiefer- und Augitgneise.

Die Granulite und Mischgranulite als tektonische Fazies und der Gföhlergneis.

Zwischen Karlstein, Thuma und Gilgenberg lösen sich die Granulite im Gföhlergneis in Schollen auf, die gegen den sie vertretenden Gföhlergneis oft nur undeutlich abgrenzen. Sie standen wohl ursprünglich mit den Granuliten von Waldhers in Verbindung. In diesen liegen Massen von hornfelsähnlichem Trappgranulit und Schollen von Bronzitolivinfels. Der Gföhlergneis selbst enthält neben den Granulitgneisen nördlich von Gilgenberg noch die Pyropolivinfelse mit Bronzit und Hornblende-Eklogite. Der Zusammenhang zwischen den Granuliten ist allerdings durch die weitgehende Zufuhr von Alkalien unterbrochen, wobei auch der Granulit von Waldhers zum großen Teil in einen Granulitgneis umgewandelt worden ist, so daß sich die Abtrennung dieser verschwommenen, mit dem Gföhlergneis verwobenen Granulite kaum durchführen läßt.

Die Mischgranulite von Thuma sind leichtgefaldspatete Paragneise mit der Struktur der Granulite, lagenweise wechseln sie

mit den Granuliten, an deren Grenze sich gerne Mondsteine einstellen (Augengranulite).

Die enorme Durchbewegung hat eine straffe Bänderung erzeugt, die Gemengteile: Feldspat, Biotit, Sillimanit sind zu gleichmäßigen feinen, staubförmig zerriebenen Breistreifen auseinander gezogen, zwischen denen sich Lagen von papierdünnen Quarzsträhnen einschalten, die mit den anderen Zerreibseln die plattgedrückten Granaten, die eirunden Feldspatporphyroblasten umfließen und sich in den Winkeln stauen. In die Granaten greifen tiefe Korrosionslöcher hinein, die sie in einzelne Stücke auflösen können. Der neugebildete Oligoklas verkittet sie und bewahrt diese ärmlichen Reste vor der Zertrümmerung. An Stelle des Plagioklases tritt, ihn allmählich verdrängend, der Kalifeldspat. Er verschont nicht einmal die Oligoklasporphyroblasten. Diese, ebenso der Granat, umschließen manchmal resorbierten Disthen, außerhalb tritt der Sillimanit an seine Stelle. Offenbar ist in diesem Mischgranulit der Injektion des Kalifeldspates eine solche von Oligoklas vorausgegangen. Der Oligoklas hat den Disthen noch bestandfähig angetroffen, der Kalifeldspat nur mehr den Sillimanit. Zwischen den hochgradig durchbewegten Zonen schalten sich Linsen und Lagen von weniger beeinflussten Adern ein. Der Biotit ist da viel größer. Durch die Zunahme der Aderung verschweißen die Quarzflammen und verfließen ineinander und durch die Kornvergrößerung leiten sie zum normalen Gföhlergneis über.

Der Granulit von Karlstein selbst lagert sich als selbständiger Körper zwischen die Speisendorfer Augitgneise und die Paragesteine und Amphibolite von Karlstein ein. Mit beiden steht er im Intrusionsverband, der freilich durch die jüngeren Bewegungen umgestaltete, oft nur zart gebänderte Mischgranulite umfaßt. Örtlich liegen in ihm kleine Schöllen von Pyropolivinfels¹³⁾ mit Diopsid, Bronzit, etwas Biotit, der Granat wird von einem Hornblende-Spinellkelyphit verdrängt.

Die größere Pyrop-Bronzitolivinfelsmasse südlich von Karlstein ist ebenfalls durchbewegt, wenn auch in einem anderen Maße als der Granulit.

¹³⁾ Sie spielen durchaus die Rolle fremder Einschlüsse wie im Dunkelsteiner Walde nach der Anschauung L. Köbls (1927). Sie lassen sich daher nicht als metamorphe basische Gänge im Sinne von F. E. Sueß (1926) deuten.

Dieser Granulit ist ein meist gut geschieferter bis gestreckter kristalliner Schiefer. Die Spuren der hochgradigen Durchbewegung werden teilweise durch einen entsprechenden Zerfall der Quarzflammen und -striemen in längliche Körner wettgemacht, ebenso „kristallisieren“ die übrigen Minerale, die Feldspate in winzigen, miteinander verzahnten Körner um. Der alte Biotit ist zu Fetzchen zerrissen. In den tiefen Korrosionstaschen des Granats macht sich der Perthit breit. Dieser nimmt auch gern den Raum zwischen dem Quarz und dem rundlichen Oligoklas ein. Am Granat siedelt sich mit Vorliebe auch noch ein jüngerer Biotit an. Als Porphyroblast ist hauptsächlich der Kalifeldspat entwickelt, während sich der Oligoklas mehr auf das Grundgewebe beschränkt. Der Disthen verbirgt sich als Relikt im Granat, außerhalb tritt auch hier der Sillimanit an seine Stelle. An und für sich sieht man weiter nichts von der Kataklyse. Die Durchwärmung rief einen lebhaften Kornzerfall hervor, durch den das Gestein gleichsam entspannt worden ist.

Noch während einer pegmatitischen Durchaderung wurden die Granulite bewegt. Der Schenkel der pegmatitischen Falten der Turmalinpegmatite liegen meist zerzogen in der Schieferung, das Faltenknie ist nicht verdickt, die Turmaline sind zu linsenförmigen Massen abgeschnürt.

Der Parallelismus der Amphibolit- und Granulitbildung.

Das überaus wechselnde Ineinanderwirken von Durchbewegung und Geäder schafft Gesteine mit vielen Abänderungen auf engstem Raume. Eine Folge davon ist die Umwandlung der gabbroiden Felsarten in Amphibolite. Stellenweise haben sich die Granatamphibolitlagen in den Mischgranuliten und Paragneisen zu Linsen aufgelöst und damit den Zusammenhang mit den Orthoamphiboliten verloren. Sie lassen sich daher in diesem Falle nicht als Paragneise im Sinne A. Marchets (1924) trotz ihres Quarzgehaltes auffassen. Auch ist der Quarz in diesen Amphiboliten nicht ursprünglich, sondern erst nachträglich eingewandert. Ich halte daher solche Amphibolite in Übereinstimmung mit A. Köhler für Mischgesteine. Die Amphibolite leiten sich von mehreren eng miteinander verwandten Typen ab, von Gesteinen mit verschiedenen Mineralkombinationen; Granat, Hornblende, Hypersthen, basischer Plagioklas, mon. Augit sind fast in jedem vorhanden, freilich nicht miteinander im Gleichgewicht;

denn die ursprünglichen Mineralgesellschaften des Erstarrungsgesteins haben sich mit der Zeit geändert.

Bei der Besprechung der Granatamphibolite will ich von einigen ausgehen, die noch Reste der Erstarrungsstruktur besitzen. Man kann sie als diallag- und granatführende Norite bezeichnen. Sie wechseln mit Mischgranuliten, zum Teil sind sie zu Linsen abgequetscht. Ursprünglich stellten sie einen Wechsel von Noriten und verwandten Gesteinen mit Schiefergneisen dar, wobei die Norite auch Material aus dem Schiefergneis aufgenommen haben. Der Granulit durchzieht beide in feinen Äderchen parallel der Schieferung und löst am Rande geradezu den Granat und die Hornblende aus dem Verband des basischen Gesteines heraus.

Die engere Kontaktzone ist oft keinen Finger breit. Es handelt sich, wie noch später ausgeführt wird, um verschiefterte Kontakte.

Der basische Plagioklas (etwa 60% An., ohne Zonenstruktur) der noritischen Gesteine bildet ein grobmaschiges Netz großer Tafeln, das sich zusammen mit größeren Hypersthenleisten um die tief korrodierten Granaten legt. In den Hypersthen und den gleichaltrigen bräunlichen Diallag ragen die Plagioklase ophitisch hinein. Magmatische Korrosion löste beide Pyroxene teilweise unter Ausscheidung einer leuchtend rotbraunen Hornblende auf. Sie schaltet sich in großen Individuen zwischen die Gemengteile, in den plagioklasarmen Flecken ballt sie sich zu Klumpen zusammen. Wahrscheinlich haben sich die Gemengteile in folgender Reihe ausgeschieden: Zunächst Granat und die Übergemengteile, wie Erz, große, gut ausgebildete Apatite. Unter Resorption des Granats kristallisierten Labrador, Hypersthen und Diallag aus. Der wasserreiche Schmelzrest setzte sich jedoch mit den Pyroxenen unter Bildung von rotbrauner Hornblende um. Die ungleiche Verteilung der Minerale, vor allem der Hornblende — der Plagioklas und der Hypersthen können sogar verschwinden —, legt den Gedanken örtlicher Unterschiede in der Zusammensetzung des Magmas infolge Differentiation während Flußbewegungen in der Schmelze nahe. Nach der Erstarrung drangen in diese Norite und Paragesteine die Stoffe des heutigen Granulits,¹⁴⁾ ohne aber trotz der engen Durchdringung und Korro-

¹⁴⁾ Der Schluß H. Limbrocks (1923), daß die basischen Gesteine älter als der Granulit sind, gründet sich auf die Vorkommen in Sachsen. Auch die Beweisführung R. Grenggs (1910) überzeugt wenig.

sion neue Mineralarten in größerem Maße zu schaffen. Diese Adern bestehen aus Kalifeldspat, Oligoklas, Quarz, selten Orthit. Heute ist der Kalifeldspat vollständig durch ein myrmekitisches Gemenge von bas. Labrador und Quarz ersetzt und der Grenz-oligoklas der Granulitadern erhielt seine basische Hülle. (70% An.)

Nach dieser Injektion wurden die basischen Gesteine und die Adern teilweise heftig durchbewegt und in einen Amphibolit, bzw. Granulit umgewandelt, wobei in jenen hauptsächlich die Hornblenden die Durchbewegung auf sich nahmen. Sie zerfielen größtenteils in flach keilförmige Splitter, die um die knotigen Granaten und Pyroxene in gequälten Fasern und Streifen verschleift wurden. Ebenso wurden die Adern gequetscht und gekörnt. Sie umfließen die aus dem Norit herausgelösten Granaten. An die Stelle des Kalifeldspates trat, wie erwähnt, der basische Labrador. Die freigewordene Kalisubstanz kristallisierte sich als Biotit in den Spalten der zersplitterten Hornblende parasitisch ein. Gleichzeitig griffen die Lösungen den Granat unter Kelyphitbildung an. An diesem Kelyphit nehmen ein Bytownit (bis 75% An.), Hypersthen und lebhaft rotbrauner Biotit teil. Mit diesem jüngeren Hypersthen hat der ursprüngliche des Norits nichts zu tun. Die kelyphytischen Aggregate drangen auch in die bei der Durchbewegung entstandenen Risse des Granats und zerlegen ihn in Streifen. Gegen die jüngeren Quarzinfiltrationen grenzen die Kelyphite mit einem einheitlichen schmalen Hypersthensaum oder fehlen ganz, so daß der Quarz unmittelbar den Granat berührt. Es besteht also hier keine ursprüngliche Beziehung zwischen Granat, Quarz und dem Kelyphit. Diese stofflichen Verschiebungen während der Bewegung unter hoher Temperatur führten also zu einer Verkleinerung des Kornes der ursprünglich großen Minerale im Norit und in den Adern, derart, daß sie randlich in ein feinkörniges Aggregat zerfielen. Die Um- und Sammelkristallisation, die Stoffwanderung innerhalb des Gesteins selbst, verseuchten es, verwischten bis auf Spuren die alte Erstarrungsstruktur und schufen ein wildes Haufwerk von einheitlichem Aussehen, nur unterbrochen von größeren, formlosen reliktschen Hornblenden, Pyroxenen und Granaten. Unter dem Einfluß der Stoffwanderung im Amphibolit selbst kehrte sich die Zonenfolge der granulierten Plagioklase um, und zwar: (Kern 45%, Hülle über 60% An.). Größere reliktsche Individuen zeigen sie nicht

oder nur einen schmalen, dem Kelyphit zugekehrten basischen Saum. Die verkehrte Zonenfolge führt sich auf einen Reaktionsvorgang im Gestein zurück, bei dem An-Substanz durch die Umwandlung des Granats in den Kelyphit frei geworden ist. Ganz ähnlich deutet schon A. Marchet (1924) diese Erscheinungen. Die Ursache der verkehrten und normalen Zonenfolge ist in jedem einzelnen Falle zu prüfen, und nicht etwa die verkehrte auf injizierte Gesteine zu beschränken (H. Limbrock, 1923), in denen auch normale Zonenstruktur vorkommen kann (Ch. Bacon, 1927), zumal ja Reaktionen im Gestein die Zonenfolge in dem einen oder anderen Sinne beeinflussen. Durch die Verdrängung des Hypersthens seitens der braunen Hornblende nähert sich dieser Norit dem von Vestepoppen. Da sich die Durchbewegung hier an einzelnen Mineralen ausgelöst hat, so spricht das Vorkommen von Kelyphiten,¹⁵⁾ nicht gegen sie. Durcharbeitung des Norits Korn für Korn hätte von vornherein derartige kelyphitische Bildungen verhindert. Wohl aber hat die Umkristallisation die Durchbewegungen überdauert, ohne aber in unserem Gesteine besonders hoch zu sein. Diese haben sich hauptsächlich an der Gesteinsgrenze und in dem benachbarten Mischgranulit abgespielt. Die starren basischen Massen wurden dabei zu Linsen zerrissen, in deren Lücken SiO_2 auskristallisierte, während der quarzreiche plastischere Mischgranulit aber stetig umgeformt wurde.

Die Lösungen des Granulits veränderten gleichzeitig auch den Schiefergneis, in den der Norit eingedrungen ist, wandelten ihn in ein Gestein um, das von einem richtigen Granulit kaum verschieden ist. Dieser ausgezeichnet schiefrige, gebänderte Granulit enthält große Granaten, reich an Einschlüssen (Andesin, Quarz, Erz, Rutil, Disthen), die sich nicht selten zu S-förmigen Zügen anordnen. Fast alle diese Einschlusminerale sind zugunsten des Granats korrodiert. Die Hauptmasse des Mischgranulits besteht aus einem granoblastischen Gemenge von saurem Plagioklas, Kalifeldspat, vor allem Quarz, Sillimanit und etwas Disthen. Der Biotit setzt stellenweise ganze Lagen zusammen. Disthen kommt nur im Granat und Kalifeldspat vor

¹⁵⁾ Mehr Schwierigkeiten würde man in Kauf nehmen, wollte man den Hypersthenkelyphit in die Zeit der Granulitintrusion stellen, dagegen spricht die einheitliche Deformation, ferner wäre dann der Plagioklasmyrmekit in der Ader während der Erstarrung gebildet worden, dem aber eine Reihe von Beobachtungen entgegenstehen.

und in beiden nur in buchtigen, korrodierten Formen, manchmal mit Spinell, während der Granat mit dem Andesin diablastisch verwachsen ist. Das spricht dafür, daß der Disthen schon während der Granatbildung als solcher vorlag. Schmale geregelte Quarzflammen mit feinkörnigen Mikroperthitflecken und Andesin liegen als ausgeplättete Injektionslagen vor, in die auch noch der Graphit, Granat, Disthen und Rutil aus dem Paragneis übernommen worden sind.

Die winzigen rundlichen Granaten in diesen Injektionslagen sind aber keine Zertrümmerungsformen, sondern wieder auskristallisierte einschlußfreie Resorptionsprodukte älterer Granaten des Schiefergneises, die sich am Rande der Adern noch als größere Reste mit Einschlüssen von resorbiertem Disthen erhalten haben. Der Biotit ist durchwegs fetzig entwickelt. Die Quarzlamellen werden parallel zur Schieferung von Linien durchzogen, an denen sich jene gegeneinander verschoben haben, während das Gefüge zwischen den Lagen verschont geblieben ist. Bei dieser Bewegung wandelte sich der Disthen, soweit er nicht als Einschluß geschützt war, in faserigen Sillimanit um, manchmal unter Erhaltung der Form des Disthens. Meist aber wurde er zu langen nadeligen Trümmerzügen mit Quarz verschleift.

Die Partien zwischen den umgeformten Injektionslagen sind ziemlich grobkörnig; große Granaten mit zahlreichen Einschlüssen, Biotit, mit Vorliebe in der Nähe der Granaten, reichlich Apatit, Quarz und körniger Plagioklas, setzen sie zusammen; der Kalifeldspat fehlt. Der Granat ist gleichzeitig mit einem ziemlich basischen Plagioklas mit inverser Zonenstruktur verwachsen.

Gegen den Norit nimmt der Kalkgehalt des Granats zu, das äußert sich in dem Auftreten der Hypersthenskelyphite. Daß es aber nicht ein Granat des Norits ist, geht aus den zusammenhängenden Einschlußzügen von Quarz und Rutil hervor, ganz wie in den Mischgranuliten. Sogar im Norit gibt es solche Granaten und man wird diese Granaten nicht aus dem Schmelzfluß, sondern aus dem Schiefergneis ableiten. Bei der Intrusion des basischen Magmas reicherte sich in den benachbarten Schiefergneisen das CaO und RO durch Stoffzufuhr an unter Bildung von Plagioklas und Granat (Spinell) auf Kosten des Disthens. In den Übergangszonen zum Norit ist das Plagioklas basischer als in den

Mischgranuliten. Nach den gewundenen Einschlußzügen in den Granaten zu urteilen, ging die Intrusion der Norite unter Bewegungen unbekannten Ausmaßes vor sich. Die aplitischen Injektionslagen besitzen durchaus die Struktur und den Mineralbestand der Granulite mit weitgehender Verquarzung wie in den Amphiboliten.

Andere Amphibolite, die in grobkörnigen Granatgneisen stecken, haben einen fingerbreiten weißlichen labradorreichen Saum, der rasch in den Granatgneis übergeht. In diesem Saume wie auch im Granatgneis ist der invers gebaute Plagioklas diablatisch mit dem Granat verwachsen. Im Granatgneis selbst ist der Feldspat ein Andesin. Die Quarze verraten kräftige Beanspruchung. Ob in diesem Falle die Linse schon während der Intrusion des basischen Magmas durch Abquetschen geschaffen worden ist, vermag ich nicht zu entscheiden.

In den Orthoamphiboliten, die Linsen und Bänder von Augitgneis führen, also CaO reicher sind, ist der monokline Augit nicht mehr bräunlich sondern grünlich, die Hornblende statt rotbraun, bräunlichgrün. In ihren Eigenschaften nähern sich Augit und Hornblende denen in den Augitgneisen. An Stelle des Hypersthenkelyphites tritt der Hornblendekelyphit.

An der Grenze gegen die Augitgneise schaltet sich eine Lage von Hypersthen und Granat ein, beide mit dem Plagioklas diablatisch verwachsen. Schließlich kommt noch eine grünlich-braune Hornblende und Biotit mit Augit hinzu, der Hypersthen verschwindet. Der Skapolith in den Augitgneisen ist auf die kalkspatführende Zone beschränkt. An seine Stelle tritt sonst der Plagioklas.

Den grünlichen Ton des Augits und der braunen Hornblende in vielen dieser Amphibolite und das Verschwinden des Hypersthens möchte ich daher nicht für einen Faziesunterschied im Sinne P. Eskolas (1922) halten. Beide Vorgänge, die Verdrängung des Granats durch basischen Plagioklas und Hypersthen, wie der Ersatz dieses Granats durch basischen Plagioklas und bräunlich-grüne Hornblende in diesen Gesteinen, sind einander durchaus gleichwertig.

In dem durch H. Tertsch (1922) bekannt gewordenen Krapfenberg-Amphibolit sieht A. Marchet (1924) ein Gestein, das ursprünglich der Gabbrofazies angehört und im Verlaufe der Metamorphose das Eklogitstadium durchgemacht hatte und dann

amphibolitisiert wurde. Es ist ein granoblastisches Gestein mit älteren Einsprenglingen von basischem Plagioklas mit normaler Zonenstruktur, in die Zonenfolge schalten sich nicht selten auch basische Rekurrenzen ein mit scharfen Kristallumrissen, eine äußere Zone ist korrodiert. Gegen die albitreichere Hülle der Einsprenglinge ist der Granat scharf umrissen, erzeugt auch keinen umgekehrten Zonenbau im Plagioklas; sonst ist er aber, soweit er nicht auch durch den monoklinen grünlichen Pyroxen geschützt ist, der Kelyphitisierung anheim gefallen (bas. Plag. und Hypersthen: Pleochroismus mit rötlicher und grünlicher Farbe, opt. 2achs. —, schwache Doppelbrechung; spärlich auch bräunlichgrüne Hornblende). Randlich sind die alten Feldspateinsprenglinge in einzelne Körner mit inverser Zonenfolge zerfallen. Diese ist am stärksten an der den Kelyphiten zugewandten Seite. Zwischen den kelyphitischen Bildungen und den größeren diablastischen Verwachsungen von basischem Plagioklas und Hypersthen herrschen alle Übergänge, jene sind nämlich seitliche Schnitte der Kelyphite. Ich kann daher jene Verwachsungen nicht für umgestandene Omphazite halten. Ebenso würde ich den Granat seinem Verhalten und seiner Stellung nach als einen ursprünglichen Gemengteil ansehen. Das granoblastische Aggregat von monoklinem Pyroxen, bräunlichgrüner Hornblende ist wohl durch Umkristallisation und Kornzerfall aus größeren Individuen hervorgegangen. Kornzerfall, Kelyphitisierung der Granaten und damit auch die inverse Zonenstruktur der granulierten Plagioklase sind, wie A. Marchet (1924) gezeigt hat, offenbar auf Rechnung einer jüngeren amphibolitischen Metamorphose zu setzen. In diesem Kelyphit liegt auch der Übergang zwischen dem reinen Hypersthen- und dem reinen Hornblende-kelyphit vor. Ich möchte hier demnach das Gabbro- und Eklogitstadium geologisch zusammenziehen.

Die Kinzigit- und Granatgneise am Granulit.

In der Mischzone von Karlstein sind auch untergeordnet Lagen von Granat- und grobflaserigen Kinzigitgneisen eingeschaltet, die sich von denen am Granitkontakt wesentlich unterscheiden. Die Granaten sind da den Cordieriten gleichwertige Gemengteile. Diese Gneise sind heftig durchbewegt, dazu noch injiziert unter Bildung von Alkalifeldspatporphyroblasten. Lagen-

¹⁶⁾ Dadurch nähert sich dieser dem Fleckamphibolit A. Marchet's.

artig durchziehen Quarzlamellen und Flammen das Gestein parallel der Schieferung und umfließen lidförmig die flachrunden Feldspatporphyroblasten. Die übrigen Minerale, Sillimanit und Biotit, stauchen sich an den Granaten; auf der anderen Seite bildet sich bei der Verschiebung der Granaten ein toter Raum, in dem lebhafte Neukristallisation von Mikroklin und Quarz, besonders unter Teilnahme der zugeführten Stoffe, herrscht.

Der Disthen ist stellenweise in ein körnig-faseriges Aggregat von Sillimanit umgewandelt unter Beibehaltung der äußeren Form.¹⁷⁾ Sonst sind diese Pseudomorphosen meist zusammen mit älteren Biotiten verschleift oder zu einem groben, knotenförmigen Haufwerk zerdrückt oder zu feinem Nadel- und Flitterwerk zerrieben und stauen sich an den großen Granatkörnern und am Cordierit. Gerne umfließen sie die leicht undulösen Mikroklinaugen oder Streifen von Fibrolith durchziehen sekundäre Mikroklinaggregate. In unversehrten Kalifeldspatporphyroblasten beobachtet man nicht selten Reste von Biotit, Quarz und Disthen, umschlossen von breiten, buchtigen, reliktschen Säumen von Plagioklas einer älteren Injektion von größerer Basizität als der aus dem Porphyroblast sekundär ausgeschiedene Albit. Randlich umgibt der Mikroklin Nadeln von Sillimanit, die auf resorbierten Disthen zurückgehen, ein Zeichen, daß die Bildung des Sillimanits in die Zeit der Injektion der Kalisubstanz fiel, bzw., daß die Bewegungen mit der Injektion gleichzeitig vor sich gegangen sind. An den am stärksten beeinflussten Stellen des Mikroklin scheidet sich der Albit in Spindeln aus, wobei diese Spindeln gegen die weniger beanspruchten Teile des Kalifeldspates rasch verschwinden. Sehr gerne entmischen sich die Alkalifeldspate auch in der Umgebung von Einschlüssen; diese verhalten sich der Deformation gegenüber anders als der homogene Alkalifeldspat, von ihnen strahlen die Albitspindeln gegen das Innere des Wirtes aus. Diese nachträgliche Albitausscheidung um Plagioklase an der Grenze gegen den Kalifeldspat hat schon F. Becke (1913) beschrieben. Vielleicht schied sich die Albitsubstanz an Zerrungsklüften aus.

Auch in den Cordieriten finden sich resorbierte Reste von Biotit, in dem Granat häufig Einschlüsse von Plagioklas, Quarz; Rutil, Erz und korrodiertem Disthen.

¹⁷⁾ Siehe A. Köhler (1925), auch J. Riedel fand solche.

In den Streckungshöfen häuft sich der Mikroklin. Dort konnte er während der Durchbewegung durch das Abheben des Grundgewebes um so reichlicher wuchern.

Die Kalizufuhr führte auch zu einer Neubildung von großblättrigem, unversehrtem Biotit auf Kosten der dunklen Gementeile, vor allem des Granats, freilich erst nach dem Hauptabschnitt der Durchbewegung. Der Granat ist gerne auch mit dem Cordierit verwachsen, doch ließ sich irgend eine genetische Beziehung zwischen beiden nicht feststellen, da die Cordierite doch zu sehr verändert sind. Immerhin gewähren die pleochroitischen Höfe um Zirkon in diesem äußerst feinschuppigen muskowitähnlichen Aggregat eine sichere Unterscheidung gegenüber den grobblättrigen Pseudomorphosen nach Feldspat. Sonst findet sich noch der Cordierit in albitführenden Granatgneisen. Er meidet aber, worauf Köhler aufmerksam gemacht hat, die alkalireichen Mischgesteine.¹⁸⁾

Nahe verwandt mit den Kinzigitgneisen sind die cordieritfreien Granatgneise. Sie bilden ebenfalls wie die gewöhnlichen Schiefergneise Mischgesteine mit dem Granulit. Die Einwirkung des Gföhlerngneises äußert sich in dem Auftreten von Oligoklas (mit Disthenresten) und Kalifeldspatporphyroblasten. Biotit wie Granat (mit Disthenrelikten) werden von den alkalireichen Lösungen nicht verschont. Solche Typen nähern sich im Mineralbestande und ihrer Struktur den Perlgnen. Die Kalifeldspat- und Plagioklasinjektionen sind hier ziemlich gleichaltrig.

In der Fortsetzung des Granulites von Karlstein trifft man bei Loibes auf die erwähnten gefalteten Granulite und andere, die auch noch parallel der neuen Schieferung injiziert sind, dabei sind die Imprägnationslagen noch durch weitere Gleitflächen quer zerlegt, so daß sie einer Kreuzschichtung ähneln. Die Zertrümmerung, vor allem in den Granulitpartien, ist gegenüber den jüngeren Injektionslagen weit gediehen, wenn auch nicht der

¹⁸⁾ Die grobblaserigen Cordieritgneise z. B. von Lunzenau im sächsischen Granulitgebirge möchte ich nach Schiffen aus dem min.-petr. Institut nicht für Kontaktprodukte des Granulits halten, sondern für typische Vertreter von Cordieritgneisen, wie sie bei uns den Granit säumen. Mit diesen stimmen sie bis ins Kleinste überein, die gestauchten, zerfließenden reliktschen Silimanitnadeln und Biotitfetzen im Cordierit, die Feldspatimprägnationen mit wenigen Silimaniteinschlüssen, sind alles Zeugen einer älteren Bewegung. Ganz dasselbe geht aus den Angaben L. Lehmanns (1884) hervor. Die Deutung einer „rhythmischen“ Umwandlung des Cordierits in Granat und Silimanit seitens K. H. Scheumanns (1925) erscheint mir daher unwahrscheinlich.

hohe Grad der Mylonitisierung erreicht wird wie in denen vom Georgenberg und Pyra. In den jüngeren Adern reichert sich der Biotit an. Noch jünger sind die zur Schieferung quer verlaufenden Adern. Sie zeigen, daß hier die Durchbewegung von der Injektion überholt worden ist. Das spricht einerseits für die lange Dauer der Injektion, anderseits macht es uns auf das wechselvolle Ineinanderwirken von Injektion und Durchbewegung aufmerksam. Ersichtlich ist der Granulit nach seiner Erstarrung, bzw. nach der Mischgneisbildung noch heftig durchbewegt worden, unter Bildung der Granitstruktur. Die Granaten sind durchwegs älter als diese Durchbewegung.

Weiter im Süden bei Wienings schaltet sich wie bei Karlstein zwischen die eigentlichen Granulite und den Gföhlergneis auf kurzer Strecke eine Fülle von Gesteinen ein, wie Granat-amphibolite, Augitgneise, Graphitschiefer, Schiefergneise (mit Porphyroblasten von Oligoklasantiperthit und Perthit), Hornfelse (mit Augit, Bytownit, Granat, alle diese vom Quarz poiklitisch durchwachsen), Bronzit-Pyropolivinfelse. Am meisten fallen wohl die Augengranulite und die Kataporphyroide auf. Jene verschwimmen mit dem Gföhlergneis und mit den eigentlichen Granuliten.

Diese neigen nicht zu weitgehender Mischgneisbildung, sie bleiben daher auch leichter erhalten.

Die Verknüpfung der Paratrappgranulite mit Granulit und Gföhlergneis.

In den Granuliten von Blumau und Ellends liegen, wie schon H. Gerhart (1911) erwähnt, häufig Schollen von Trappgranuliten der verschiedensten Größe eingestreut. Sie sind von den Granuliten meist ziemlich kräftig injiziert und mit ihnen gleichzeitig durchbewegt und gestreckt. Manchmal enthalten die Granaten dieser Trappgranulite Aggregate von grünem Spinell. Ziemlich oft findet sich auch der Orthit. Der Hypersthen ist zu kleinen Häufchen streifenförmig ausgezogen. Bei Blumau selbst treten die Trappgranulite mit granulitisierten Partien im Granulit auf. Sie sind granoblastisch struierte Gesteine mit Granat, Hypersthen und Labrador, auch etwas Antiperthit in größeren Körnern und Biotit. Der Granat unterliegt der Umwandlung in Kelyphit (Hypersthen und Bytownit). In manchen Lagen gesellt sich auch noch Disthen (bzw. Sillimanitgemenge mit den Disthenformen) hinzu, der sich freilich unter Stoff-

zufuhr in (grünen Spinell) basischen Plagioklas und Granat umwandelt.¹⁹⁾ In den von den Granuliten injizierten Schiefergneisen und Mischgranuliten spielt der Granat eine große Rolle. Nicht selten enthalten er und der Andesin resorbierte Einschlüsse von Disthen wie in ähnlichen Typen von Karlstein. Beide, Granat und Andesin, oft diablastisch miteinander verwachsen, vereinigen sich gerne zu feinkörnigen Aggregaten mit untergeordneten Biotitflittern, wie in den typischen Trappgranuliten. An anderen Stellen im selben Gesteine umschließt den korrodierten Disthen auch hier ein Pelz von graugrünem Spinell und Andesin (30 bis 40% An.). Der Mantel um diesen Kelyphit ist entweder Andesin in größeren Individuen von derselben Orientierung wie im Spinell oder auch Granat, oder auch beide zusammen. Gegen den Granat und Spinell zeigt der Gesteinsplagioklas basische Säume. In diesen Lagen kommen noch Körnchen von Hypersthen hinzu, die in zarten Linien den Granat umziehen, ohne aber mit ihm in Verwachsungen einzugehen. Diese Erscheinung, schon oft aus den Trappgranuliten beschrieben, läßt sich darauf zurückführen, daß bei der Metamorphose zunächst die Tonerde für Granat (Spinell) und Plagioklas aufgebraucht wurde, und erst dann konnte sich Hypersthen bilden. Das Hauptgestein, in dem sich diese trappgranulitischen Lagen als dünne Schmitzen und Streifen einschalten, geht in Mischgranulite und Granulite durch die Zunahme der Quarz(kali)feldspatinjektion und durch die Umwandlung des Hypersthens in Biotit über und solche Typen lassen sich nicht immer von granulitisierten Schiefergneisen unterscheiden.

Ein disthenführendes, ziemlich quarzarmes (Spinell!) Paragestein ist in einen Trappgranulit mit basischem Plagioklas, Granat und Hypersthen (Spinell²⁰⁾ übergegangen unter Zufuhr von CaO, Na₂O und RO in wechselnden Verhältnissen. Bei der Intrusion der Stoffe des heutigen Granulits wandelte es sich infolge der Injektion von Alkalien und Kieselsäure in einen Mischgranulit um. Die Einwirkung des Gföhlergneises äußerte sich in anderen Proben, im Zerfall des Granats, in Hypersthen und basischem Plagioklas und weiterhin Neubildung von Biotit auf Kosten des Hypersthens.

¹⁹⁾ Ähnliches beobachtete E. Kalkowsky (1881) in den Herzynitgranuliten, dort vertritt der Sillimanit den Disthen.

²⁰⁾ Ähnlich ließe sich vielleicht auch das Vorkommen von Spinell in den Trappgranuliten von Wolfstein erklären lassen (H. Tertsch, 1922, A. Marchet, 1922).

Das Zusammenvorkommen von Sillimanit, Disthen neben Hypersthen und Spinell in den Trappgranuliten Sachsens erinnert ganz an unsere. Die Entstehung von Granat, Hypersthen und Kalifeldspat aus Biotit, ebenso die Umsetzung von Biotit und Sillimanit zu Granat, bzw. Hypersthen, Spinell und Kalifeldspat während der Granulitintrusion, wie H. K. Scheumann es für wahrscheinlich hält, möchte ich für unsere Trappgranulite nicht befürworten.

Die auf den älteren Karten als einheitlich ausgeschiedenen Granulite von Blumau sind in Wirklichkeit vom Granulit und Gföhlergneis oft bis zur Unkenntlichkeit veränderte Schiefergneise, Trappgranulite; dazu kommen noch Olivinfelse und Eklogite. Demselben Typus der Trappgranulite gehören auch die von Kirchberg a. d. W. an. Wir werden daher bei den Trappgranuliten mit A. Köhler (mündliche Mitteilung) guttun, solche reliktsche Vorkommen in den Granuliten nicht ohne weiteres wegen ihres Mineralbestandes und ihrer chemischen Beschaffenheit zu den Orthogneisen stellen, sondern viel eher zu den Paragneisen rechnen. Das Verschwimmen der Grenzen zwischen den Trappgranuliten und den Granuliten läßt sich nicht nur im Sinne einer ursprünglichen magmatischen Differentiation deuten, sondern auch als sekundäre Auflösung durch den Granulit. Die Schieferung geht, wie schon F. E. Sueß (1904) beobachtet hat, durch beide hindurch. In anderen Fällen zeigen die Trappgranulite (bei Namiest) „oft keine Parallelstruktur, sie enthalten aber häufig bis fingerbreite Lagen von weißem, granatführendem Granulit, dessen unregelmäßig gelbe Begrenzung oder rundliches Auskeilen, verbunden mit unregelmäßigen Anastomosen und augenartigen Abschnürungen hin und wieder den Eindruck hervorrufen, wie wenn die Masse des Weißsteines in flüssiger Form in die Spalten des dunklen Granulites eingedrungen wäre“ (F. E. Sueß, 1897).

Das Verhältnis der Hornfelsgranulite zu den Granuliten und Graniten.

„Die granulitoide Metamorphose.“

Es ist hier vielleicht am Platze, die Hornfelsgranulite von Borry zu besprechen, die zuerst durch die gründlichen Untersuchungen von F. E. Sueß (1900) bekannt geworden sind. Sie spielen auch in der Deutung der Granulite eine wichtige Rolle. Durch Übergänge sind sie mit den Cordieritgneisen eng ver-

knüpft; sie gehören heute zusammen mit ihren ursprünglichen Intrusivgesteinen dem Granulit zum Kontaktmantel des Trebitscher Granitstockes. Diese beiden Umstände haben den Mineralbestand und die Struktur der Hornfelsgranulite bestimmt. Mit dem Granulit haben sie, wie F. E. Sueß (1900) gezeigt hat, die Struktur, ferner den Granat, die Feldspate, den Disthen (Sillimanit) und den Biotit, ebenso den Rutil und nach analogem Vorkommen auch den Graphit gemeinsam, mit den Cordieritgneisen aber, den Cordierit (Spinell), der sich auf Kosten des Granats, des Disthens (bzw. des Sillimanits) und des Biotits entwickelt, also von Mineralen, die dem ursprünglichen Gestein angehörten. Die Verdrängung des Granats geht auf dem Wege des Cordieritmyrmekites (Cordieritkelyphite nach Kolenko). Der Disthen und der Sillimanit werden durch das kelyphitische Gemenge von Cordierit und Spinell ersetzt. In anderen Fällen hat sich der Spinell (als örtliches Zwischenprodukt), nicht entwickelt. F. E. Sueß (1900) erwähnt auch schon die Verdrängung des Granats durch den Cordierit, er betont auch einen ursprünglichen Zusammenhang zwischen dem Disthen, dem Spinell und dem Cordierit, ohne sich darüber näher zu äußern. Er machte auch schon auf den Zusammenhang zwischen den Feldspatäugen und -aggregaten mit den gekörnten Granulitadern aufmerksam. Ebenso erkannte er auch den stengeligen Zerfall des Disthens in Sillimanit.²¹⁾ Der Granulit selbst hat wohl mangels an Lösungsmitteln seinen Mineralbestand und seine Struktur beibehalten, der Cordierit fehlt ihm gänzlich (F. E. Sueß, 1900). Den Ausführungen von F. E. Sueß (1900) kann man entnehmen, daß die Hornfelsgranulite ursprünglich einen Kontaktmantel um eine Eruptivmasse darstellten. Beide wurden während der Granitintrusion verändert, die Eruptivmasse in Granulit, das Nebengestein in den Hornfelsgranulit, bzw. in Cordieritgneis. Demnach wären der Cordierit, Spinell, Disthen, Sillimanit, der Granat und der Biotit nebeneinander gleichberechtigt; sie lösten sich höchstens in der Richtung gegen den Granulit ab, derart, daß der Cordierit und der Spinell verschwänden. Demnach hätte der Granit die granulitoide Metamorphose verursacht, eine örtliche Abstufung innerhalb der moldanubischen Metamorphose als Folge der abweichenden Gesteinszusammensetzung. Nun sind aber die erwähnten Minerale durch-

²¹⁾ Diese Umwandlung hat vorher schon J. Lehmann (1883) in den sächsischen Granuliten beobachtet.

aus nicht miteinander im Gleichgewicht gestanden, wie dies auch schon aus der Beschreibung hervorgeht. Die Entwicklung des Cordierits auf Kosten anderer Minerale findet sich überaus häufig am Granitkontakt: Hauzenberg, Bodenmais, Linz (F. Grube r), Ispertal (J. Riedel), usw. Es sind viel eher der Granat und der Disthen, der Sillimanit und zum Teil auch der Biotit Relikte eines Gesteines, das eine dem Granulit ähnliche mineralogische Zusammensetzung besaß, sich aber in dem Mengenverhältnis der Minerale unterschied. Auf Grund seines später erworbenen Mineralbestandes kann man den Hornfelsgranulit nicht mehr als Kontaktprodukt des Granulits allein, aber auch nicht zusammen mit den Granuliten und Cordieritgneisen nur als Kontaktgestein des Trebitscher Granites ansprechen. Nach der Erstarrung des Granulits sind beide Gesteine unter Ausbildung einer Lagentextur der Quarze (Kornzerfall) unter hoher Temperatur meist ohne besondere Stoffzufuhr durchbewegt worden, wobei ihnen die Granulitstruktur aufgeprägt wurde. (Zeit der Gföhlergneise.) Das würde meines Erachtens der granulitoiden Metamorphose²²⁾ entsprechen. Die spätere Intrusion des Granits rief in den Hornfelsgranuliten und Schiefergneisen die Bildung des Cordierits hervor, und die reichliche Durchtränkung mit Alkalien führte zu grobflaserigen Cordierit- und Perlgneisen, gleichgültig, ob die Gesteine noch in der „Disthenfazies“ vorgelegen sind oder schon die „Sillimanitfazies“ erreicht haben. Auch in den Hornfelsgranuliten sind die Granaten und die Disthene, soweit sie nicht vom Cordierit-spinellmantel umgeben sind, buchtig korrodierte Individuen, wie in den Granuliten. Die gekörnten Feldspate und der Quarz ordnen sich zu Lagen und reichern sich schließlich zu Adern an, die dem Granulit angehören. In manchen Hornfelsgranuliten hat sich der Disthen nur mehr als korrodiertes Relikt im Plagioklas, wie im Gföhlergneis, erhalten, während außerhalb auch hier der Sillimanit an seine Seite getreten ist, der nun der Umwandlung in Spinell und Cordierit verfällt. Auch in diesen Gesteinen erkennt man noch das Wechselspiel der älteren Durchbewegung und der Injektion seitens der Stoffe des Gföhlergneises.

In der Nähe des Granites ist der Granulit nach den Beobachtungen von F. E. Sueß (1926) und F. Schuck (1927) nicht be-

²²⁾ Jedenfalls hat sie, wie F. E. Sueß betont, die Granulite erst nach der Erstarrung geschaffen.

standfähig. H. Limbrock (1923) lehnt die granulitoide Metamorphose, weil er die Granulitstruktur für eine unter besonderen Bedingungen entstandene Erstarrungsstruktur hält. Sie ist aber ein Ergebnis späterer Vorgänge, wie Durchwärmung, verbunden mit Durchbewegung, unter Beibehaltung des Mineralbestandes. Diese Vorgänge von wechselndem Ausmaße innerhalb bestimmter Grenzen schufen die Granulitstruktur.

Die Umwandlung der Augitgneise von Karlstein.

Unter den Karlsteiner Granuliten und ihren Mischgneisen tauchen abwechslungsreiche Augitgneise auf mit reichlichen Amphibolit ähnlichen Einlagerungen, so daß früher alles insgesamt als Amphibolite aufgefaßt worden ist, zumal die Augitgneise noch nachträglich amphibolitisiert worden sind. Diese Zone reicht im Süden mindestens bis Wienings, im Norden noch über Thuma hinaus. Bezeichnend für diese grünen, gesprenkelten Augitgneise ist die unruhige schlierige Verteilung der Gemengteile. Die diablastisch mit basischem Plagioklas verwachsenen Granaten sammeln sich bis zu kopfgroßen Klumpen an, ja vielfach gewinnen diese Augitgneise ein brekziöses, konglomeratisches Aussehen, das sie vielleicht einer ursprünglichen Anlage verdanken. Nachträglich wurden die Granatmassen nicht selten zerschert und ausgewalzt. An nicht verschleiften Kontakten mit den Granuliten wurden sie zu lebhaft gebänderten Gesteinen verändert und zu verschwommenen schlierigen Streifen aufgelöst, die ganz und gar die Struktur der Granulite besitzen; solche Mischgesteine könnten daher auch als Augit- und Hornblende-granulite bezeichnet werden. Die Granulitintrusion führte zur Auflösung und zum Teil zur Wiederausscheidung der Granats und des Augits, dann auch von Hornblende in kleineren rundlichen Körnern. Diese Mischgesteine sind nur örtliche Vorkommen an der Grenze und im Innern der Augitgneise ohne selbständige Bedeutung. Die Augitgneise setzen sich überwiegend aus einem körnigen Gemenge von basischem Plagioklas (Labrador im Kerne, Bytownit in der Hülle) und einem grünen diopsidischen Augit zusammen, in wechselnder Menge tritt noch Quarz hinzu. In anderen Fällen erscheinen noch Skapolith und der diablastisch mit Kalkspat verwachsene Granat. Diese beiden Gemengteile Granat und Skapolith beschränken sich mehr auf Nester. Nicht selten führen die Augitgneise neben dem Titanit auch noch den

Orthit. Nachträgliche Durchbewegung führt zu weiß, grün und rot, oft straff gebänderten Mischgesteinen mit der ziemlich gleichkörnigen Granulitstruktur. Dabei wandelt sich der Diopsid teilweise in die dunkelgrüne Hornblende um. Neubildung von Biotit, Antiperthit, sind wohl auf Stoffzufuhr zurückzuführen. Auf diese Weise entwickeln sich aus den Augitgneisen zunächst Amphibolite, ja bei starker Stoffzufuhr sogar Biotitgneise mit denselben Granatklumpen, dabei geht der Augit gänzlich verloren und an seine Stelle tritt der Biotit. Die Bewegung nahmen die quarzreichen Granulite auf sich, ihre Lagen sind daher oft weitgehend ausgewalzt.

Schmale Einlagerungen von Hornblendegranuliten in den (Misch-)Granuliten entsprechen der Struktur und der Deformation nach durchaus dem Granulit. Im Mineralbestand weichen sie allerdings erheblich ab. Sie bilden hellgraue, feinkörnige Lagen im echten Granulit, auf deren Schieferungsflächen Hornblendeknötchen liegen. Randlich sind diese zerschnitzelt und mit den Biotitkrümeln in der Schieferungsebene verschleift. Der Quarz wurde dabei zu Streifen ausgezogen. Die Feldspate, der Mikroklin und der Andesin schließen sich zu einem einheitlichen feinkörnigen Gemenge zusammen; selten heben sie sich in größeren Augen heraus, nur in ihnen sind die Hornblenden und die Biotiten unversehrt geblieben.

Diesem mächtigen Zuge von Augitgneis und Amphibolit entspricht offenbar auf der anderen Seite im Osten der Streifen Liebenberg-Fistritz. Auch er enthält Augitgneise mit Skapolith; stellenweise ist er reich injiziert und enorm durchbewegt zu Ultramyloniten, ohne aber den Mineralbestand dunkelgrüner Pyroxen, Granat, Skapolith und bas. Plagioklas zu ändern. Auch die Augitgneise und Granulite von Zemmendorf verhalten sich genau so zueinander wie die von Wienings-Thuma.

Unter den amphibolitisierten Augitgneisen und den Amphiboliten von Speisendorf liegen hochgradig injizierte Schiefergneise, die sich manchmal sogar den Gföhlergneisen nähern. Doch enthalten auch sie noch Einlagerungen von Amphibolit und Marmor (N. Alberndorf). Diese injizierten Schiefer Granat-)gneise ließen ebenfalls die Folge Plagioklas, dann Kalifeldspat unter Aufzehrung des ersteren erkennen. Zwar korrodierten schon die Alkalilösungen des Plagioklases den Disthen, erst im Kalifeldspat selbst

schied sich der gelöste Überschuß als Sillimanit am Rande in wirren Nadeln aus. Die aufgelöste Granatsubstanz kristallisierte im Kalifeldspat in winzigen scharf umrissenen Kriställchen gruppenweise aus, ja in manchen der Feldspatporphyroblasten zeigen Reste von Biotit und Quarz die Spur der alten Schiefer-
textur an. Gegen Weikertschlag zu werden diese Schiefergneise von Cordieritgneisen abgelöst.

Die Dobersberger Bewegungszone.

Nahe den Karlsteinern verwandte Felsarten erscheinen im Westen unter der Gföhler Gneismasse bei Dobersberg a. d. Thaya in einer Mächtigkeit von etwa 20 m. Sie sind in den Amphiboliten eingeschlossen, die in einem ununterbrochenen Zuge von Waldkirchen bis über Weinpölz nach Süden reichen. Auch tektonisch entsprechen sie der Amphibolit-Augitgneiszone von Karlstein, aber auch der Faltungszone von Peigarten.

Im Liegenden dieser Paragesteine sind die Amphibolite ziemlich kräftig durchbewegt, soweit es die Umkristallisation überhaupt erkennen läßt. Oft sind sie stark injiziert, zu migmatitischen Biotitamphiboliten umgewandelt unter fleckenweiser schlieriger Anreicherung des Biotits mit reichlich diffus verteiltem Quarz und Andesin. Zum Teil mögen in diesen Amphiboliten auch Schiefergneise drinnen stecken. Manche von den massigen Amphiboliten könnte man für statisch veränderte Gabbros halten; gar wenn die grobe ophitische Struktur der Bytownitleisten gegen die uralitische bräunlichgrüne Hornblende noch durchschimmert; monokliner Pyroxen (Neubildung?) säumt gerne die Hornblende gegen den Plagioklas.

Eine Reihe der verschiedensten Gesteine sind da in der Linse miteinander verfaltet und trotzdem ist in manchen Fällen der Intrusionskontakt mit den Amphiboliten erhalten geblieben. Während der Durchknetung drangen aus der Richtung des Gföhlergneises aplitische Adern ein^{22 a)} und erzeugten Adergesteine der verschiedensten Art.

Wesentlich beteiligen sich an dem Aufbau wie Kalksilikatmarmore, Augitgneise (Pyroxen- und Amphibol-) Hornfelse, Cordierit- und Sillimanit- und Granat-führende Paragneise. Sie sind oft kräftig durchbewegt, verarbeitet zu violett und grün gebänderten

^{22 a)} Die jüngsten Ganggesteine sind hier blaugraue Titanitpegmatite.

tiefeultramylonitischen Knetgesteinen: violette, dichte, injizierte Schiefergneise mit Linsen, Fetzen von Augitgneisen und umgekehrt, deren Lagen meist nicht einmal 1 cm Dicke erreichen. Der Struktur und der Deformation nach entsprechen sie durchaus (Augen-) Mischgranuliten und Paragranuliten. Diese ultramylonitischen Schiefergneise besitzen gedrehte elliptische Injektionsaugen von Andesin, randlich gerne von Kalifeldspat sekundär durchsetzt, umsäumt; wenn sie auch abgequetscht sind, so liegen die Augen doch in der Fortsetzung der Adern, daneben stellt sich auch reichlich Kalifeldspat in selbständigen Augen ein. Der Biotit ist feinkrümelig zerrieben, streifenweise mit Sillimanitnadelchen und Quarz, zu Trümmerzügen verschleift, die Augen umfließend, sich in den Winkeln stauend. Selten zeigen kompakte Sillimanite noch die ursprüngliche Disthenform. Der Disthen freilich erhielt sich als armseliger Rest nur in einigen Plagioklasporphyroblasten, und nur in ihnen ist der Biotit trotz der Korrosion noch halbwegs gut entwickelt. Auch hier gehen Andesin und Granat zusammen. Die jüngere Myrmektisierung des Kalifeldspats führt zur Umwandlung des Granats in blättrigen Biotit.

Auch der mitverknetzte Augitgneis bleibt nicht von der Injektion durch Kalifeldspat und Quarz verschont. Der Plagioklas des Kalksilikatgesteins ist ein Labrador, aber in diesem viel starrerem Augitgneis hat sich die Mylonitisierung in lebhafter Zerschneidung des Labradors und des monoklinen Pyroxens sowie auch der Aderminerale geäußert.

Die massigen Augitgneislagen in den Marmoren sind zerissen, zu Klumpen ausgezogen; die Bruchstücke dabei vom plastischen Marmor lidartig umflossen, ohne irgendwie sonst in ihrem Mineralbestand: Augit, Skapolith, Kalkspat und in ihrer Struktur weiter gelitten zu haben. An jüngeren Quetschzonen erlitten diese gebänderten Ultramylonite noch eine rückschreitende Umwandlung in Hornblende und Epidot-führende Streifen.

Die Bildung der Augitgneise geht vielfach auf die Intrusion des gabbroiden Magmas der Amphibolite zurück. Sie hat gegen die Marmore einen Augitgneis-(mit Skapolith, Diopsid)saum geschaffen, in dem sogar noch Linsen und Flecken von grobkörnigem Amphibolit stecken. In den Amphiboliten selbst zeugt der reiche Augitgehalt für die Kalkaufnahme. Meist ist allerdings der Marmor von den Amphiboliten abgeschert.

Die Hauptmasse der Linse gehört aber zu den grobflaserigen injizierten (Cordierit) Granatgneisen, die, wie erwähnt, stellenweise mit den Augitgneisen innigst verknüpft sind.

Das Grundgewebe außerhalb der Adern besteht aus einem feinschuppigen, mylonitischen Biotitgeflecht mit untermengtem Quarz. Die großen Granaten sehen wegen ihres gleichzeitigen Wachsens mit dem Andesin ganz zerfranst aus, ja sie sind zu länglichen Formen umgestaltet. Manche von ihnen umschließen auch korrodierten Disthen. Um die Granaten und die Feldspatporphyroblasten stauchen sich die mit Biotit verquickten Sillimanite zu Knäueln und Wülsten, sonst sind sie zu dichten Strähnen ausgezogen, während sie im neugebildeten Quarz als Fibrolith schön umkristallisiert sind. Die Stauchung hat aber auch die größeren Biotitblätter nicht verschönt.

Während sich nun der Mikroperthit mehr an die quarzreichen Adern hält, verteilt sich der Andesin in normal zonar gebauten Porphyroblasten wieder auf die granat- und biotitreichen Lagen. Der mit dem Kalifeldspat injizierte Quarz bildet ein Netzwerk mit verzogenen Maschen. In diesen geregelten Quarzen drückt sich die Durchbewegung viel mehr aus, als in den anderen Streifen. Lagenweise in verschiedenem Grade, an den Porphyroblasten wie auch in den Adern, läßt sich sehr schön die Verdrängung des Andesins durch den Kalifeldspat studieren. Von dem Andesin bleiben oft nur mehr kleine, ganz unregelmäßige, lamellierte Fetzchen übrig (nicht zu verwechseln mit den sekundären antiperthitischen Ausscheidungen). In solchen kleinen wie auch in größeren Resten entdeckt man noch hie und da kleine korrodierte Disthene oder Biotit. In den Adern nehmen Granat und der Biotit an Größe stark ab. Diese Adern imprägnieren das Gestein ungleichmäßig mit Kalifeldspat und verleihen ihm wegen der gleichzeitigen Durchbewegung ein unruhiges Aussehen. Feinschuppige, farblose pinitartige Gemenge sind wohl nur als ehemaliger Cordierit zu deuten. (Gelbgrüne Höfe um Zirkon.)

Diesen „granulitisierten“ Schiefergneisen schalten sich auch Hornfelse ein. Der Granat ist diablastisch mit Andesin (invers) verwachsen. Gerne umkränzt den Granat eine undeutliche Kelyphitzone von basischem Plagioklas und Hypersthen. Als selbständiger Gemengteil spielt in dem Andesinmosaik neben dem rhombischen Pyroxen auch der monokline (Diallag) eine gewich-

tige Rolle. Der Quarz mit seinen rundlichen Formen, ebenso auch der fleckenweise angereicherte dunkelbraune Biotit muten eher fremd an.

Alle diese injizierten Biotitgneise gehen partienweise in Gföhlergneis ähnliche grobkörnige Mischgesteine über.

Wenn wir nun die Dobersberger Paragneislinse unter Berücksichtigung ihrer weiteren Umgebung mit den Paragneisen von Karlstein vergleichen, so fallen vor allem die vielen Gemeinsamkeiten nicht nur in ihrer Zusammensetzung, vor allem aber in ihrer Struktur und ihren Schicksalen auf. Ja in ihrer südlichen und nördlichen Fortsetzung treten sogar hellgrünlich-graue Tiefenporphyroide und Augengranulite vom Typus Wienings, mit Bronzit-Olivinfelsen auf.

Wir sind daher berechtigt, die Synklinale unter dem Gföhlergneis durchzuziehen. Unten liegt beiderseits die Hauptmasse der Amphibolite und Augitgneise in wechselnder Mächtigkeit. Der Gföhlergneis selbst vertritt heute im Raume Karlstein, Riegers, Jarolden, Gr.-Siegharts, Schiefergneise mit Einlagerungen von Granuliten u. a.

Die Mischgneise außerhalb der Sieghartser Masse.

Abseits der großen zusammenhängenden Orthogneismassen, wie zum Beispiel Gföhlergneis und Granulit, durchwärmen und durchtränken andere Granitgneise in unregelmäßiger Weise die Schiefergneise und Amphibolite bald rasch bis auf Spuren erlöschend, bald wieder zu mächtigen Zügen anschwellend. Sie reihen sich als solche zu wenig definierten Streifen, ohne sich dabei strenge an einen geologischen Horizont zu halten. Stellenweise sind es bloß Mischgneise, während Gesteine von der Art der Granitgneise ganz zurücktreten können. Die Ausbildung der Granitgneise knüpft sich enge an die von den magmatischen Stoffen durchtränkte Gesteinsgruppe und erklärt auch den starken Wechsel der Granit- und Mischgneise. Reichtum an flüchtigen Stoffen begünstigte die Entwicklung von Mischgneisen, von Turmalinpegmatiten, die zu mächtigen Körpern anschwellend, im Norden bei Dobersberg und Gr.-Harmans die Granitgneise vertreten.

Manche dieser Granitgneise (Kainraths) könnten ebensogut als Granodioritgneise bezeichnet werden. Sie besitzen anscheinend noch Anklänge an die Erstarrungsstruktur wie normalen

Zonenbau mit Kristallumrissen bei den Oligoklasen. Ebenso zeigen die Plagioklaseinschlüsse in den Kalifeldspaten annähernd die Umrisse. In jüngeren diaphthoritischen Zonen entwickelt sich Muskowit in Porphyrobl. Diese letzten Bewegungen verschmierten den Biotit und zertrümmerten die farblosen Gemengteile.

Es scheint, daß die Granitgneise außer den Stoffen für den Kalifeldspat vielleicht auch die für die Plagioklasporphyroblasten in den Schiefergneisen der Umgebung geliefert haben, wie bei Edengans, Ranzles. Gegen Westen zu macht sich auch der Einfluß des Granites durch die reichere Stoffzufuhr und Entwicklung von Cordierit bemerkbar. Doch lassen sich diese beiden Einflüsse in ihren Feldspaten bisher nicht unterscheiden.

Der wichtigste Zug, der von Meires, läßt sich von Weinpolz bis Dobersberg verfolgen; der Zusammenhang mit den Adergneisen bei Datschitz ist noch unklar.

Am Edengansbach liegen unter dem diaphthoritischen Meireser Granitgneise hochgradig durchbewegte Orthit reiche Schiefergneise mit rundlichen Porphyroblasten von Oligoklasalbit, der stellenweise von Kalifeldspat verdrängt wird; umwunden werden diese einseitig bewegten Porphyroblasten von unruhigen flaserigen Aggregaten eines feinkörnigen Zerreibsels von Quarz, Feldspat und Biotit. Nur in den Porphyroblasten erhielt sich der dunkle Glimmer in größeren Blättern. Geregelte Quarzflammen und -strähne stauen sich an den Porphyroblasten zu Knoten und Wülsten, und zwar im Zerfall begriffen, verstärken sie noch den Eindruck der Durchbewegung. Nach dem Grade der Durchbewegung erinnern sie an die Ultramylonite von Hollenbach und Pyra. Mit der Meireser Störung haben sie nichts zu tun.

Ähnlich mitgenommen sind die ihnen eingelagerten Amphibolite. Demselben Typus gehören auch die Mischgneise von Windigsteig an. Sie gehen bereits in blastomylonitische Injektionsgneise mit reichlich Mikroperthit über; alles deutet bei diesen Gesteinen auf das Zusammenfallen von Injektion und Durchbewegung. Etwas abgesondert von den Meireser Streifen häufen sich aplitische Durchaderungen in der Gegend von Brunn gegen Süden zu breiteren Zügen von Mischgneisen, während sie bei Dimmling mit den Meiresern verschmelzen. Inwieweit sie selbständigen Charakter besitzen, wird ja die Aufnahme der Kartenblätter Zwettl und Horn lehren.

An der Bahn zwischen Schwarzenau und Windigsteig kommen in den Schiefergneisen ganz granitisierte Stellen vor. Zunächst nimmt der Grad der Schieferung in den veränderten Schiefergneisen ab und macht einer Flaserung Platz. Es kann dann soweit kommen, daß das Orthomaterial stark überwiegt; und doch kommen auch in ihm noch öfter Schmitzen von biotitreichem, grobkörnigem Schiefergneis vor, von denen die Flaseren ausgehen. Umgekehrt strahlt das kleine Geäder von mächtigen aplitischen Lagen aus, die finger- und blattförmig in die Schiefergneise hineingreifen und diese auflösen. Das Magma drang auch entlang von Klüften und Sprüngen in das Gestein ein und setzte sich dort mit den Mineralen um. Gegen die Paragneise zu sind die Adern mehr feinkörnig, in ihrem Innern dagegen gröber und enthalten da Turmalinnester. Der Schiefergneis ist ziemlich grobkristallin, reich an gleichmäßig verteilten Feldspaten, die sich besonders dort anreichern, wo der Schiefergneis die Ader berührt. Diese Gesteine sind nicht mehr nachträglich durchbewegt, im Gegensatz zu den diaphthoritischen Meireser Granitgneisen. Auch die geaderten Augitgneise von Windigsteig und Kühfressen gehören in diese Injektionszone. Sie führt auch Schmitzen von injiziertem Schiefergneis, mit reichlich Porphyroblasten von Perthit und basischem Oligoklas. In dem Augitgneis selbst tritt noch zur dunkelgrünen Hornblende und Pyroxen als Folge der Alkalizufuhr der Biotit hinzu.

Die Granitaplite durchbrechen die Injektionszone quer zur Schieferung, ohne weitere Kontakterscheinungen zu zeigen.

Gegen Matzlesschlag wechseln die Granitgneise mit Amphiboliten unter teilweiser Umwandlung in Biotitamphibolite und Biotitgneise. Außerdem schalten sich noch Lagen von Schiefergneis ein. Vereinzelt stößt man in den Granitgneisen auf unverdaute Reste von mit Feldspat durchsetzten flatschigen sillimanitreichen Schiefergneisen. Diese Mischzone reicht mindestens bis zur Sprinzelmühle; weiterhin überwiegen die Granit- und die extremen Mischgneise, wie bei der Saalmühle (Waidhofen).

Gegen Stögersbach und Allentsteig zu werden die flaserigen Granitgneise stengelig. In Stögersbach schalten sich ihnen reichlich Amphibolite vom Aussehen der Fleckamphibolite ein mit Kornknoten (ehemaligen Einsprenglingen) von Andesin in einem granoblastischen Grundgewebe von invers zonarem Andesin, braungrüner Hornblende und Biotit. Die dünnen Amphibolitlagen

im Granitgneis sind meist zu Linsen ausgezogen. Auch hier erinnern diese Granitgneise an die Granodioritgneise. In unserem Falle sind es Mischgneise der Granit-(Gföhler)gneise und der Amphibolite, möglicherweise enthalten sie auch noch Paragneise.

Diese Granitgneise besitzen große einsprenglingartige Individuen (Karlsbader Doppelzwillinge) von Oligoklas-Andesin mit verkehrtem Zonenbau in einem Grundgewebe von Plagioklas mit Fetzen von Kalifeldspat und Quarz. An einzelnen Stellen tritt auch noch der Mikroperthit in größeren Körnern auf. Untermischt ist das Grundgewebe von zarten Fasern grünbraunen Biotits. Der Quarz neigt zur Lagentextur. Die alte Durchbewegung läßt sich infolge der Kristalloblastese nur mehr undeutlich erkennen.

Eine weniger ausgesprochene Injektionszone liegt unter dem Gföhlergneis von Karlstein zwischen Alberndorf und Weikertschlag. Nicht nur richtige Mischgneise vom Aussehen des Gföhlergneises, sondern auch verwandte, allerdings wechselnde Typen des Granodioritgneises zusammen mit Amphiboliten, sondern sich unscharf von den übrigen Gesteinen. Diese Granodioritgneise, wenn man sie so nennen darf, besitzen eine dunkle, anscheinend einachsige, zerstückelte Hornblende. Mit dem fetzigen Biotit zusammen deutet sie die zarte Schieferung an. Als Einschlüsse in den Feldspatporphyroblasten (Mikroperthit) sind beide Minerale besser ausgebildet.

Die Paragesteine im Liegenden der Sieghartser Masse und ihre Tektonik.

Unter der Sieghartser Masse im Hangenden des Meireser Granitgneises liegt ein schmaler, eng gefalteter Komplex von zum Teil aplitisch injizierten Schiefergneisen, Marmoren, Graphitschiefern, Augitgneisen, Olivinfelsen und Amphiboliten mit Einlagerungen von quarzitischem Hornfelsen.

Den Schiefergneisen von Gr.-Eberharts sind eigentümliche Sillimanitfleckengneise mit fingernagelgroßen faserigen Flecken von Sillimanit auf der Schieferungsfläche eingelagert. Diese stellen wohl die zerdrückten Umwandlungsprodukte nach Disthen dar. Solche Typen fanden J. Riedel in der Nähe des Granitgneises von Lainbach und L. Kölbl am Jauerling. Sie sind auch bei Primmersdorf anzutreffen. K. Hinterlechner (1907) hingegen hält sie für metamorphe Kaolinanreicherungen.

Aus dieser Schieferzone heben sich besonders zwei Marmorzüge heraus. Die gebirgsbildenden Kräfte haben die durch Graphit oder Kalksilikate dünn gebänderten Marmore zerknittert und zerschert, zahlreiche in Steinbrüchen weit verfolgbare Gleitflächen durchschneiden auch die reinen graublauen Marmore in regelmäßigen engen Abständen. Diese Ablösungsflächen haben unter anderem einen Belag von Tremolitstengeln und flatschigen Biotit (dieser ist freilich nachträglich in eine Vermikulit-ähnliche Substanz umgewandelt). In den Steinbrüchen von Ober-Edlitz fallen die Marmore mit ihren Einlagerungen flach mit 20° bis 25° unter die östlichen Schiefergneise und Amphibolite ein. Große liegende Falten mit mehr als 10 m Ausmaß, bei Thaya aufgeschlossen, weisen gegen Osten, wobei die Stirne fast NS streicht. Die Einlagerungen sind oft extrem gestreckt und ausgeplättet, die Graphitschiefer zu Linsen zerrissen, an anderen Stellen angeschoppt. Bei der Haltestelle Edlitz sind die Verfaltungen von Marmor und Amphibolit, bzw. Augitgneis sehr schön zu sehen. Die Feldspate der fein geschiefertten und gefaserten Amphibolite sind zu weißen Linien und Streifen ausgezogen, ebenso sind auch ihre älteren aplitischen Einlagerungen gestreckt, die jüngeren aplitisch-pegmatitischen Durchtränkungen nicht. Während der starken Durchbewegung haben sie keine rückschreitende Veränderung erlitten. Die Faltenachsen streichen NNW. In dieser Richtung spitzen sich auch die Marmore in die Amphiboliten immer mehr aus.

Bei den Brillhäusern von Peigarten wechsellagern tektonisch Dolomite, Schiefergneise, Marmore (mit Pargasit, Diopsid, Phlogopit, Olivin (serpent.), Kalksilikاتفelse und Graphitschiefer mit Amphibolit- und Olivinfelseinschaltungen; die zum Teil noch den alten Intrusionskontakt erkennen lassen, wobei feine körnige Schnüre basischer Adern die metasomatisch in Augitgneise und skapolithführende Pyroxenfelse umgewandelten Marmore durchweben. Sie stehen sicherlich mit der keinen Kilometer entfernten Amphibolitmasse im Zusammenhang. Daneben injizieren weiße, dichte, granulitartige Lagen mit Perthit und Oligoklas die Augit- und Schiefergneise; ihnen stehen gröbere Adern fremd gegenüber, diese würde ich eher dem Gföhlergneis zurechnen. Alles in allem handelt es sich offenbar um tektonisch stark beeinflusste alte Kontakte.

Die starke Auswulzung und Verknetung der orthitführenden Schiefergneise führt bis zu glimmerreichen Häuten und Fasern in den Marmoren. In den Steinbrüchen bilden diese über ein Dutzend Lager. Die Kalksilikatefelse wurden in feinkörnige Gesteine mit flammiger, dunkler und heller Streifung umgewandelt. Sonst fehlt diesen Gesteinen jegliche Diaphthorese, abgesehen von Stellen, die jüngeren Störungen ausgesetzt waren und die die ganze tektonische Folge quer durchsetzen. Auch die Amphibolite sind feinkörnig und dünnstief, die Dolomite und Marmore teilweise umkristallisiert, der Graphit reichert sich in den Marmoren randlich an. Ebenso sind die Graphitquarzite außerordentlich stark durchbewegt, gebändert, mit lebhafter Kleinfältelung, doch ist der Grad der Kristallinität ziemlich hoch. Diese alten Mylonite unterscheiden sich von den jüngeren, an die Quetschzonen gebundenen, begreiflicherweise nur wenig, zumal in den jüngeren nicht immer Neubildungen vorkommen; es gelingt aber leicht, da in diesen Pegmatite und die aplitischen Einlagerungen serizitisch verquetscht sind, dazu kommt noch eine ausgeprägte Streckung dieser jung gestörten Felsarten in der Richtung der Quetschzonen. Der erste Marmorhauptzug führt zwischen Weipolz und Meires noch einen schmalen Marmorbegleiter und dann wieder bei Kainraths, getrennt durch gestreckte Hornblende- und Schiefergneise zum Teil auch Amphibolite; im Hangenden der Marmore zunächst injizierte Schiefergneise (mit oder ohne Sillimanit und Granat), dann Amphibolite mit Schiefer- und Augitgneisen. Diese sind geradezu von den Amphiboliten aufgelöst, ja man hat den Eindruck, daß sie nur mehr Schlieren im Amphibolit bilden.

Ein zweiter, den Misch- und Cordieritgneisen eingeschalteter Graphit führender Parallelzug mit untergeordneten Marmoreinlagerungen zieht über Grünau, Brunn, Dimmling und über die Graphithütte bis Dobersberg. Bei Dobersberg tauchen die Marmore, hier freilich in Linsen aufgelöst, unter dem Gföhlergneis unter. Erst in der Umgebung von Jamnitz erscheinen sie wieder und ziehen von da an durch die Vereinigung mit den Drosendorfer und Vöttauer Marmoren in einer großen Zahl von Lagen gegen Norden.

Die Marmor-, Amphibolit-, Schiefer- und Augitgneissreihe zwischen Eibenstein und Drosendorf zeigt in noch ausgesprochenerer Weise als im Westen den großartigen Bewegungsstil. Ihre

innige Verfallung und Knetung im Großen wie im Handstück unter hoher Temperatur lassen eine Auffassung einer ursprünglichen stratigraphischen Folge nicht zu, auch ein Zusammenhang mit der moldanubischen Überschiebung erscheint ausgeschlossen.

Der Kontaktmantel des Südböhmischen Granits.

An die Granite stößt eine Zone einer von den übrigen Waldviertelgesteinen abweichenden Gesteinsgruppe, es sind vorherrschend Cordieritgneise, Hornfelse und Perlgneise. Sie streichen ziemlich einheitlich NNO und fallen regelmäßig, meist steil gegen Osten, also vom Granit weg, das gilt für den ganzen Granitrand an der Donau (A. Köhler, 1924, H. Limbrock, 1925, E. Rauscher, 1924, J. Riedel) bis hinauf gegen Deutschbrod (K. Hinterlechner, 1907). Die Breite dieses Streifens wechselt, auch die Gesteine erleiden einige Abänderungen, da ja der Granitrand nicht immer mit dem Gesteinsstreichen übereinstimmt. In Mineralbestand und Struktur schwanken die Cordieritgneise untereinander; hornfelsähnliche Felsarten, wie die von Hauzenberg, werden von grobkörnigen massigen abgelöst, andere sind wieder schieferig oder faserig; durch Überwuchern des Cordierits in Tonerde-reichen Gesteinen kann die Schieferstruktur oft nur mehr in reliktschen Flecken im Handstück oder gar nur mehr als Einschlußzüge im Cordierit erhalten bleiben.

Den Cordieritgneisen sind außer den Perlgneisen noch reichlich Hornfelse in dünnen Lagen und gewöhnliche Schiefergneise eingelagert. Die Hornfelse variieren ungemein im Mineralbestand und in der Struktur oft an einem und demselben Fundort: fein- und grobkörnig, massig oder leicht gebändert bis schiefrig. Ein reichlicher Hornblendegehalt macht sie schwarzen Amphiboliten recht ähnlich (Pfaffenschlag). Sehr bezeichnend ist der eigentümliche Fettglanz der feinkörnigen Arten. Ein granoblastisches Gemenge von Bytownit, Quarz, monoklinem Pyroxen, blaßbräunlicher Hornblende, gibt das Wesen vieler Hornfelse wieder, dabei sind die großen Individuen von Hornblende, Pyroxen und Granat ganz von Quarz durchwachsen und grenzen gegen das Grundgewebe unregelmäßig ab.

In anderen mehr bräunlichen Hornfelsen wurde von A. Köhler und J. Riedel auch der rhombische Pyroxen

gefunden. Durch Zunahme des monoklinen Augits entwickeln sich grüne Hornfelse. Nehmen aber die Plagioklase oder der Quarz überhand, so werden die Gesteine hellgrau, schließlich sogar weiß. Diese Hornfelseinlagerungen in den Cordierit- und Perlgneisen stellen meist das Äquivalent mergeliger Gesteine dar, sie kommen auch außerhalb des Granitbereiches vor, freilich nicht so häufig. Ich halte sie für ältere Bildungen, die ihren Mineralbestand und ihre Struktur auch während der Metamorphose durch den Granit beibehalten haben. Sie sind zusammen mit den Cordieritgneisen gefaltet, ohne daß man an ihnen irgend eine Kataklase merkt. Sie sind geradezu Reste, die der Umwandlung in Perlgneise nicht gänzlich unterlegen sind.

Ursprünglich lagen Gesteine vor, wie sie sonst im Moldanubischen vorkommen, Schiefer- und Sillimanitgneise mit eingeschalteten Hornblenden- und Pyroxengneisen (Hornfelsen) u. a., die zum Teil am Granit neuerlich umgewandelt worden sind. Manchmal läßt sich aus den Cordieritgneisen noch herauslesen, daß sie oft einen Disthen führten, auf dessen Kosten sich ältere Plagioklase neugebildet haben, während außerhalb dieses Plagioklases auch hier an Stelle des Disthens der Sillimanit in arg gequälten Fasern und gefalteten Streifen getreten ist. Auf Kosten dieser Sillimanite und anderer Minerale, wie Granat und Biotit, haben sich dann die Cordierite (Spinell) (Cordieritmyrmekit) und die jüngeren Feldspate entwickelt, die nicht selten die alten Faltenzüge von zerfressenem Sillimanit und Biotit umschließen.

Sehr verwickelt gestalten sich die Verhältnisse durch die reiche Alkalizufuhr, die das Wachstum der Plagioklas- und Kalifeldspatporphyroblasten zwischen den Bewegungsflächen hervorrief. Die Abschnürung dieser neugebildeten Feldspate läßt auf eine gleichzeitige leichte Durchbewegung schließen, deren Spuren gegen den Granit mehr und mehr schwinden. Die Feldspatimprägnation verlief recht unregelmäßig, sie beeinflusste oft nur gewisse Lagen in den Paragneisen, in anderen Fällen ergriff sie das ganze Gestein. An manchen Stellen verlief die Alkalizufuhr neben der Bildung des Cordierits, in anderen Fällen getrennt von ihr. Dort, wo sich Cordierit und Plagioklas gleichzeitig in Schiefergneisen einstellen, nehmen sie rundliche Formen an und geben dem Gestein das massige Aussehen der Perlgneise.

In anderen Fällen (größerer Wassergehalt der Lösungen?) verschiebt sich das Gleichgewicht zwischen den Feldspaten und dem Cordierit zugunsten der Feldspate und des Biotits, vor allem des Plagioklases. Die Bildung des Feldspates überdauert die des Cordierits. Der Cordierit enthält noch die resorbierten Einschlüsse von Sillimanit, Biotit, anderseits umspreizen ihn parasitisch neu gebildete Biotite und schließen ihn so von den jüngeren Plagioklassen ab. Der Plagioklas nimmt an Menge und Größe zu, während der Kalifeldspat gegen den Biotit ins Hintertreffen gerät. So kommt es ebenfalls zu einem granitähnlichen Perl- oder Körnelgneis.

Die normalen Schiefergneise mit ihrem geringen Tonerdeüberschuß wandeln sich unmittelbar in Perlgneise um. Das Korn vergrößert sich durch das Wachstum der Plagioklase (bis Andesin), die die Biotite beiseite drängen und überflügeln. In den Adern und in ihren Fortsetzungen tritt noch der Kalifeldspat hinzu.

Die starke Stoffzufuhr sucht die Gesteine während der Granit-intrusion im Mineralbestand wie in der Struktur denen der Granite anzugleichen. Besonders F. E. Sueß (1897) hat wiederholt darauf hingewiesen (S. a. F. Becke, 1882, 1923; V. M. Goldschmidt, 1922).

Die feldspatreichen grobflaserigen Cordieritgneise von Echsenbach u. a. O. sind oft gefaltet, ohne kataklastische Spuren zu hinterlassen. In den vielleicht mitkristallinen Falten folgen die Cordierit- und Plagioklaskörner mit ihrem größten Durchmesser den Bogen, während in den nachtektonisch kristallisierten Cordieritgneisen die älteren Falten von den Cordieriten umschlossen worden sind. Die Biotitpelze um die Cordierite sind allerdings nicht genau jenen Falten angepaßt, sondern nur roh um die Cordieritkörner gelagert. In den gestreckten Cordieritgneisen ordnen sich die Cordierite in langgezogene Körner an.

Ein vom Hauptstreifen abgesondertes Vorkommen von Cordieritgneis, schon H. Gerhart, nach mündlicher Mitteilung, bekannt, schließt sich im Osten an die Sieghartser Masse nördlich von Alberndorf in der Umgebung von Weikertschlag und Niklasberg an; trotzdem es von den übrigen Cordieritgneisen des Granitkontaktes getrennt ist, ist es wahrscheinlich, daß in geringer Tiefe ein Granit steckt, der den Rastenberger mit dem Trebitscher Granit verknüpft; auf einen solchen Granit weist auch die Anhäufung der Lamprophyre und granitporphyrischen Ganggesteine

hin. Diese Cordieritgneise gleichen bis in die Einzelheiten des Gefüges durchaus denen im Westen am Rande des südböhmischen Granitblockes.

Ja sie lassen noch tief in ihre eigene Vergangenheit blicken. Die mit Andesin diablastisch verwachsenen Granaten enthalten manchmal resorbierte Reste von Staurolith, stellenweise mit einem Spinellsaum als Zwischenprodukt. Auf die frühere Anwesenheit von Disthen weisen die eigentümliche Form der Sillimanitaggregate hin. Unter dem Einfluß des Granits wandeln sich Granat, Biotit und Sillimanit in Cordierit (und einen jüngeren grünen Spinell) um. Diese Cordieritgneise haben nichts mit den Kinzigit-(Cordierit-)gneisen von Karlstein gemein.

Im Süden greifen die Cordieritgneise nach J. Riedels Aufnahmen über Lainbach nach Osten zu hinaus, noch in der Marmorzone bei Hartenstein hat sie F. Reinhold (1910) gefunden. Auch diese gleichen den übrigen Cordieritgneisen am Granitrande in jeder Hinsicht. Der Cordierit mit den resorbierten Sillimanit- und Biotiteinschlüssen; der Cordieritmyrmekit²³⁾ um den Granat sind dieselben wie anderwärts in den Cordieritgneisen am Granitrande. Die älteren Andesine enthalten auch noch Reste von Disthen.

Der Ostrand des südböhmischen Granits im nordwestlichen Waldviertel.

Den größten Anteil am Aufbau des Grundgebirges auf dem Kartenblatte Gmünd besitzt der südböhmische Granitstock. Ihm ist ein kleines Massiv, der Granit von Rastenberg, vorgelagert. Über unsere Granite sind namentlich in neuerer Zeit ziemlich viel Beobachtungen in der Literatur niedergelegt. (H. Graber, F. Gruber, K. Hinterlechner, R. Grengg, A. Köhler, L. Kölbl, M. Koller, H. Limbrock, R. Ostadal, E. Rauscher, J. Riedel, F. E. Sueß.) Mit der Aufnahme des Granites im Waldviertel ist gegenwärtig A. Köhler beschäftigt. Ich beabsichtige daher nicht, mich mit all den Granit und sein Gangfolge betreffenden Fragen weiter auseinander zu setzen; nur der Übersichtlichkeit halber will ich hier einiges aus der Grenzzone des Granitgebietes mitteilen. Die Grenze des Haupt-

²³⁾ F. Reinhold (1910) deutete diese Verwachsungen in seinen zersetzten Cordieriten als nachträgliche Ausscheidungen bei der Umwandlung des Cordierits in Pinit.

granites verläuft zwar im großen und ganzen NNO, ist aber im einzelnen recht gewunden und verwickelt. Bei Pfaffenschlag greift der Granit zungenförmig in die Cordieritgneise hinein. Auch weiter im Norden weicht er nicht unbeträchtlich vom Streichen der kristallinen Schiefer ab. Mannigfache und verschiedenaltige Abarten setzen den Granit zusammen von sauren bis zu basischen, dioritischen Typen. Wie überall im Waldviertel, so stellte sich auch hier das höhere Alter der basischen Gesteine vor den sauren heraus.

Sehr bezeichnend ist der grobporphyrische Granitit (Amphibolgranitit, Kristallgranit). Er bildet eine große einheitliche Masse in der Gegend von Eulenbach, ferner zwischen Heidenreichtstein, Ruders und Kautzen. In dem Rastenberger Stock verbreitet er sich hauptsächlich von Eschenbach gegen Süden, wo ihn M. Koller (1883) beschrieben hat. Die Struktur schwankt außerordentlich. Die Schwärme von Kalifeldspateinsprenglingen können derart überwiegen, daß die Grundmasse nur in schmalen Zwischenräumen Platz hat. Ein anderes Mal fehlen sie vollständig. Hand in Hand mit der steilen Fluidalstruktur, an die sich nicht selten Protoklase der Feldspateinsprenglinge knüpft, und der mangelnden Gleichgewichtseinstellung, steht auch der innige Wechsel im Mineralbestand. Er äußert sich nicht nur in dem veränderlichen Gehalt an Hornblende, im schwankenden Gehalt an Quarz, sondern auch in dem Auftreten von Pyroxenen und (pilitisiertem) Olivin. Manche Typen sind reich an, bei der Intrusion mitgerissenen verschleppten Schollen, basischer olivinführender Erstausscheidungen, die von den großen Feldspateinsprenglingen des etwas jüngeren Intrusivgesteines umflossen werden. Allen diesen Gesteinen hat bei der Erstarrung die Ruhe gefehlt. Auch in der Basizität schwanken diese granitisch-syenitischen Gesteine des Rastenberger Typus. Außer den olivinreichen, dioritischen Ausscheidungen treten hellere Arten ebenfalls mit den Piliten in der Gegend von Drösiedl und Artolz auf.

Die seigere Flußstruktur im grobporphyrischen Granit und das Abfallen der Schiefer vom Granitstock sprechen für eine Intrusion von unten und nicht für ein Übergreifen des Granitmagmas über die kristallinen Schiefer in Form eines deckenförmigen Intrusionsastes.

Die basischen Gesteine führen Pilitpseudomorphosen nach Olivin, grüne Hornblende, monoklinen Pyroxen; Biotit, Labrador

und Quarz, ferner reichliche Übergemengteile wie Apatit, Zirkon, Titanit, Orthit. Ausscheidungsfolge: Olivin, basischer Kernplagioklas, Pyroxen, — Reaktion der Schmelze mit Olivin und dem basischen Kernplagioklas (Kerngerüst) unter Neubildung von Biotit und Hornblende (manchmal kann sich auch noch der Pyroxen in Hornblende umwandeln) und saurem Plagioklas. Die Erstarrung schließt mit dem Quarz. H. Michel (1926) gibt unter den Mineralien der groben Pilitpseudomorphose auch Anthophyllit an. Dioritische Gesteine ganz ähnlicher Art sind den Cordieritgneisen bei Eichenbach eingelagert, es sind schlierige fluidalstruierte Gesteine mit wechselndem Mengenverhältnis der Minerale. Eine Ausscheidungsfolge nach der besseren Umgrenzung der älteren gegen die jüngeren ist wegen der Flußbewegungen nicht zustande gekommen, es fehlen daher auch die pilitischen Verwachsungen von Hornblende und Biotit. Doch läßt sich auch hier dieselbe Reihenfolge der Auskristallisation nach der Art der Umschließung erkennen, so tritt im basischen Kerne der Plagioklase (gerne Karlsbader Doppelzwillinge) niemals Hornblende oder Biotit auf, stets wird der Pyroxen von Hornblende und Biotit umschlossen, aber nie umgekehrt.

An manchen Stellen werden diese (Amphibol) Granite von einem grobkörnigen, zum Teil porphyrischen Zweiglimmergranit, zum Beispiel bei Engelbrechts, abgelöst. Zwischen beiden herrscht anscheinend keine scharfe Grenze, doch ist das Verhältnis zwischen diesen beiden noch ungeklärt, möglicherweise gehören sie zusammen und würden dann im Gegensatz zum jüngeren fein- bis mittelkörnigen Granit stehen. Dieser durchdringt den Kristallgranit, löst in stellenweise auf, so daß manchmal nur noch die großen Kalifeldspate darinnen schwimmen (Langenließ). Ähnliches fanden H. Michel (1926) und H. Graber (1926). Dieser jüngere Granit nimmt die nördliche Hälfte des Rastenberger Stockes ein. Von ihm leiten sich auch die Gänge von Zweiglimmergranit in der Umgebung von Immenschlag-Gastern ab. Sie stellen die nördlichsten Ausläufer des Rastenberger Granitstockes dar, der als einheitliche Masse am Buchberg endet.

Über die Zweiglimmergranite (Schoberdorf) ist nicht viel zu sagen. Die Ausscheidung entspricht der der gewöhnlichen Granite. Der Muskowit selbst, soweit er ursprünglich ist, schied sich als letzter Gemengteil aus. Der Plagioklas besitzt normale Zonenstruktur (Oligoklas→Albit). An der Grenze gegen einen

Einschluß von Hornblendegranitit (Quarzdiorit) sind die Labradore des basischen Gesteines wie abgeschnitten und an sie hat sich mit gleicher Orientierung der saure Plagioklas des jüngeren Granits angesetzt.

In den leicht gequetschten Graniten des Buchberges kommt es bereits zu Neubildungen von Muskowit. Immerhin finden sich noch Reste des Erstarrungsgefüges, ferner normale Zonenstruktur, Chloritisierung der Biotite und Mörtelzonen sind untergeordnet, vielfach werden diese durch ungünstig geschnittene Myrmekite vorgetäuscht.

Zu den jüngsten Ausscheidungen des mittelkörnigen Granites gehört der Turmalin führende Andalusitgranit. Der Andalusit tritt als ältester Gemengteil mit seinen großen Prismen schon dem freien Auge entgegen. Im Kristallgranit von Eichenbach kommt dieser Andalusitgranit nur in mächtigen flachen Gängen und Lagern mit scharfen Kontakten vor, ohne eine besondere Einwirkung auf das Nebengestein erkennen zu lassen, im Gegensatz zu mittelkörnigem Granit. Er liegt als intrusive Platte auf fast seigeren Cordieritgneisen und bildet die Berggipfel nördlich von Schlag. Dort ist auch ein Titanitpegmatit aufgeschlossen.

Pegmatite sind verhältnismäßig selten (vergl. F. E. Sueß, 1903), bei Rohrbach steckt einer mit großen Andalusiten im Cordieritgneis. Südlich von Weikertschlag setzt ein Titanitpegmatit im Augitgneis auf. Hieher gehört auch der Titanitpegmatit von Dobersberg.

Südlich von Thaya durchschwärmen granitporphyrische Ganggesteine des Kristallgranits in großer Zahl die kristallinen Schiefer, doch nur selten glückt es, den Kontakt mit dem Nebengestein aufzufinden. Gewöhnlich ist er scharf, nur in wenigen Fällen nahm ich eine Anreicherung von Feldspaten und Schiefergneis wahr. Gegen Norden zu treten diese Ganggesteine zurück. In der Umgebung von Pfaffenschlag, Rohrbach und Buchbach werden sie von Kersantiten, ferner rötlichen syenitporphyrischen Arten abgelöst.

Den Raum zwischen dem Rastenberger und dem Hauptgranit nehmen auch hier Cordieritgneise mit ihren üblichen Begleitern ein, sie fallen auch hier vom Gmünder Hauptgranit ab. Die granitischen Lösungen durchadern die Cordierit- und Perlgneise so innig, daß bei den geringen Aufschlüssen wie bei Buchbach gegen Süden ein einheitliches Granitgebiet vorgetäuscht wird.

Ganz dieselbe Gruppe finden wir mit Einlagerungen von Amphiboliten und Augitgneisen in der Umgebung von Wolking, Lihersch und Zlabings in Südmähren.

Die nachkristallinen jungen Störungen.

Schon früher wurde angedeutet, daß junge Störungen unseren Gesteinen stellenweise ein neues Gesicht²⁴⁾ aufgeprägt haben, ohne sich aber in der Landschaft besonders bemerkbar zu machen. Die am schärfsten hervortretende Störung von Meires tritt im Süden bei Weimpolz in das Arbeitsgebiet herein, zieht zunächst im allgemeinen Gesteinsstreichen über Meires und Dimmling gegen Dobersberg. Im einzelnen schneidet sie aber das Streichen. Sie beeinflußt die Gesteine ziemlich ungleichmäßig, auch in ihrer Breite wechselt sie von einigen Metern bis etwa einen Kilometer. Bei Dimmling löst sie sich aber in zahlreiche NNO streichende Quetschzonen auf, die gegen Norden allmählich verschwinden, während die Hauptquetschzone über Egmanns bei Peigarten gegen Lexnitz zieht. Da schon bei Peigarten die Granitgneise gänzlich durch Ader- und Cordieritgneise ersetzt werden, so tritt die Störungszone nicht so auffällig einheitlich hervor wie im Süden, am ehesten noch in den Augitgneisen. Immerhin läßt sie sich auch hier in einer Breite von fast 1 km ganz gut erkennen; naturgemäß sind die Gesteine da nicht alle durchbewegt, sondern nur partienweise von Gleitflächen in flache, linsenförmige, scharfkantige Stücke zerlegt und dabei die Minerale zerrieben und verändert. Die Augitgneise wurden in weiß und schwarz gefleckte oder lauchgrüne brekziöse oder gebänderte felsitische Ultramylonite umgewandelt. Am Rafingsberg sind die vom Granitgneis injizierten Schiefergneise in muskowitreiche phyllitähnliche Diaphthorite verändert, die Adern serizitisiert, die Turmaline zerdrückt, dazu macht sich eine lebhaft Verquarzung der hochgradig mylonitisierten Granitgneise bis zu fettglänzende graue Quarzite geltend. Auf den Schieferungsflächen entwickeln sich große Muskowitporphyroblasten, die entsprechend ihrer Kristallisation während der Bewegung oft leicht verbogen sind. Die Granitporphyre von Meires, Edengans, die die Gesteine in der nächsten Nähe der dort besonders schmalen Quetschzone durchschneiden, sind wohl deswegen nicht zerdrückt, weil die dazu besser ge-

²⁴⁾ Entsprechend dem damaligen Stande der Kenntnisse bezeichnete V. M. Lipold diese Gesteine als Talkschiefer (1853).

eigneten Granitgneise die ganze Bewegung auf sich genommen haben, in denen sich die Spannung ausgelöst hat. Bei Dobersberg aber sind sie arg gequält. Dagegen hat die Stengeltexur der Granitgneise von Stögersbach nicht mit der Epistörung von Meires zu tun, es sind in Wirklichkeit von der Kristalloblastese überdeckte alte Strukturen; Zertrümmerungserscheinungen, dann die Muskowitbildung, ebenso die Verquarzung fehlen ihnen durchaus. Im Norden, etwa zwischen Datschitz und dem Galgenberg bei Zlabings gehen mehrere solcher jüngerer Verschiebungszonen durch die Schiefer- und Cordieritgneise. Die Diaphthorose kann so tief eingreifen, daß auch hier quarzitisches Gesteine aus ihnen hervorgehen (Galgenberg, Mont Serat bei Sitzgras). Es ist daher nicht ausgeschlossen, daß manche der Quarzitzüge K. Hinterlechners auf dem Blatte Iglau solche besonders verquarzte Quetschzonen darstellen. Gewisse diaphthoritische, zum Teil geaderte Schiefergneise, hochgradig kataklastische Gesteine mit Neubildung von Serizit hält K. Hinterlechner (1907) für nicht oder nur wenig veränderte Grauwacken, die in schmalen Zügen ganz unvermittelt dem hochmetamorphen Kristallin eingeschaltet seien. Von den Felsarten weiter im Süden aus der Gegend von Datschitz — Urbantsche spricht er „als sehr wenig hochkristallin entwickelte Schiefer, die nicht stets und kurzweg als Gneise benannt werden können“ (1900). Eine weniger einheitliche NS streichende Quetschzone tritt südlich von Vitis herein, durchsetzt den Buchberg und scheint in der Gegend von Kl.-Göpfritz auszuklingen. In diese breite Zerrüttungszone fällt die Granitgrenze hinein. Gleitflächen durchschneiden die Cordieritgneise, die dabei arg verquetscht und unter Neubildung von Muskowit und Chlorit rückschreitend verändert, während die Adern aber oft ganz serizitisiert worden sind. Im Süden häufen sich die Störungszonen auf ein enges Gebiet, so daß da die Beanspruchung um so stärker hervortritt. Die hellen mittelkörnigen Granite von Vitis sind zu einer Brekzie mit unregelmäßigen Bruchstücken zerdrückt, dabei lebhaft vergrünt, stellenweise zu feinkörnigen dichten, auch gebänderten Myloniten verändert. Auch abseits dieser größeren Verruschelungsstreifen durchziehen Quetschzonen von geringer Ausdauer den Granit. Die zahlreichen NW streichenden Klüfte sind dann mit den bei der Serizitisierung der Feldspate frei gewordene Quarz ausgefüllt (A. Köhler, 1924).

Ergebnisse.

Wir sehen also, die kristalloblastischen Strukturen in den moldanubischen Gesteinen sind nicht einheitlich, sondern sehr verschiedener Art, ungleichwertig in ihrer Entstehung und in ihrem Alter. Sie lassen in den moldanubischen Gesteinen mannigfache Abstufungen in der Metamorphose erkennen, die sich durch die Verschiedenheiten im Mineralbestand und in der Struktur kennzeichnen; sie finden sich regional in den ganzen sillimanit-führenden Schiefergneisen, in der gesamten Masse des Gföhlergneises, im Granulit, nicht nur im Waldviertel, sondern auch in Mähren, sogar im sächsischen Granulitgebirge lassen sie sich aus der Literatur herauslesen.

Soweit wir gegenwärtig zurückblicken können, waren zur Zeit, als die basischen Magmen eindrangten, bereits metamorphe Gesteine weit verbreitet, u. a. Marmore und Paraschiefer mit Lagen von metamorphen Porphyren, Glimmerschiefer mit Disthen, Staurolith, Quarz, Rutil, Biotit, Erz, manchmal auch mit Graphit; Feldspat dagegen ließ sich bisher nicht sicher nachweisen. Spuren dieser Metamorphose fanden sich im Gföhlergneis von Dürnnstein, Kienstock, Ispertal (J. Riedel), Fuglau (H. Schumann), Pöchlarn²⁵⁾ (A. Köhler), Mühlbach (F. Reinhold), Engabrunn. Auch der Hornfelsgranulit von Borry und die Stengeltgneise von Pullitz waren ursprünglich derartige Gesteine. Der Grad dieser Metamorphose findet sich in gewissen nicht diaphthoritischen Gesteinen der moldanubischen Glimmerschieferzone und auch im moravischen Altkristallin wieder.

Das erste nachweisbare Ereignis war die Intrusion der basischen Gesteine²⁶⁾ unter Bewegungen unbekannten Ausmaßes. Diese führten vielfach zur Abquetschung der ersten Ausscheidungen der verschiedenen Olivinfelse und Eklogite von den gabbroiden Gesteinen. Letztere als leichter bewegliches, verhältnismäßig wasserreiches Magma (Norite, Hornblende-, Olivingabbro und so weiter) drangen in die Schiefer ein, veränderten sie zu

²⁵⁾ Sogar in den Cordieritgneisen von Persenbeug.

²⁶⁾ R. Staubs Vermutung, die Waldviertler „Ophiolithe“ hingen mit der moldanubischen Überschiebung zusammen, ist daher abzulehnen. Sie stehen auch mit den großen Bewegungen innerhalb des moldanubischen in keiner Beziehung. Der Olivingabbro von Nonndorf bei Raabs ist ein jüngerer Ganggestein, das eine WNW streichende Kluft ausfüllt. Eine Betätigung einer von Herrn Prof. F. E. Sueß mir gegenüber gemachten Äußerung. Die Umwandlung des Olivins in Hornblende hat also nichts mit der Amphibolitfazies im Waldviertel zu tun.

Mischgneisen, lösten sie auf und imprägnierten sie mit ziemlich basischem Feldspat, Hypersthen und Granat (Spinell) auf Kosten von Disthen, Staurolith und Quarz. Die Bildung von Cordierit in diesem Abschnitt ist noch fraglich. Diese Metamorphose erzeugte in manchen Paragesteinen den Mineralbestand der Orthotrapppgranulite. Die Marmore wurden metasomatisch in Augitgneise umgewandelt.

In der Folgezeit drangen ziemlich saure magmatische Stoffe in diese älteren Gesteine ein und veränderten sie u. a. zu Mischgneisen. Aus ihnen entwickelte sich durch eine weitere Metamorphose der Granulit,^{26 a)} wobei freilich spätere Bewegungen die an sich geringe Kontaktzone noch verdünnt haben. Immerhin vermochten die magmatischen Stoffe die benachbarten Schiefergneise, wenn auch nur auf kurze Strecken, innig zu durchtränken, lagenweise zu durchadern und auf diese Weise Mischgesteine zu schaffen. Dabei wurde vielfach der alte Mineralbestand wie Granat, Disthen usw. in korrodiertem Zustande übernommen. Der geringe Wassergehalt im Magma verhinderte die Entwicklung von Biotit im Granulit. Bewegungen während der Granulitintrusion, die H. Limbrock angibt, harren noch der Bestätigung, außer man wollte die öfter beschriebene Wechsellagerung von Olivinfels und Granulit, die älteren Strukturen des gefalteten Granulits von Loibes hierher stellen.

Vielleicht den ausschlaggebenden Einfluß auf die Gestaltung und Entwicklung des moldanubischen Grundgebirges im Waldviertel und auch anderwärts hatte die regionale Durchtränkung mit alkalireichen Lösungen, die zum Gföhlergneis führte, unter gleichzeitiger heftiger Durchbewegung von regionalem Ausmaß. Fast alle Gesteine, soweit wir sie kennen, sind von der Wirkung dieser beiden betroffen worden.

Marmore, Amphibolite, Schiefergneise und Granulite sind oft in liegende Falten umgeformt, enge zusammengestaut (wie bei Eibenstein, V. M. Lipold, 1852), die Einlagerungen zu Linsen ausgezogen. Die verdoppelten, verflößten und miteinander verknieteten Serien, die gebänderten bis felsitischen Ultramylonite von Dobersberg und anderen Orten, die Sillimanitisierung der Disthen führenden Gesteine, die flatschige Ausbildung der

^{26 a)} Die Deutung von Granat, Disthen, Sillimanit, Rutil als Piezokristallisation in großer Tiefe im Sinne von E. Weinschenk durch H. Limbrock (1923) trifft nicht zu, da diese Minerale teils älter, teils jünger als die Intrusion des Granulits sind.

Schiefergneise geben ein beredtes Zeugnis von dem hohen Grade der damaligen Bewegungen. Diese waren bei uns am stärksten in und an der Masse von Gr.-Siegharts.

Die erwähnte gleichzeitige Durchtränkung der moldanubischen Gesteine durch die magmatischen Stoffe erzeugte Mischgesteine von großer Einheitlichkeit, Einförmigkeit, ohne viel Rücksicht auf das Ausgangsgestein. Sie erreichte ihre größte Ausdehnung in dem Horizont, in dem der Granulit liegt, ohne sich strenge daran zu halten, sie greift auf weite Strecken tief in die Nachbarschaft hinein, durchschneidet sogar diskordant den Gebirgsbau, wie dies bereits L. Kölbl (1925) an der Donau erwiesen hat. Danach ist auch das Vorkommen von großen, weniger beeinflussten Schollen im Gföhlergneis begreiflich.

Das Wechselspiel zwischen der hohen Durchwärmung und der kräftigen Durchbewegung gaben den Granuliten die Struktur, wobei das Verhältnis zwischen der Durchbewegung und der Injektion veränderlich war. Die starke Durchwärmung verhinderte allgemein die Bildung von Diaphthoriten, sie wirkte aber in den gespannten H_2O armen Granuliten kornverkleinernd, während sich dem in anderen Fällen die „granulitfeindliche“ Injektion widersetzte.

Auch die Amphibolite wie die von Schiltern verdanken allen diesen Umständen ihr heutiges Aussehen. Der Einfluß des Gföhlergneises war insofern schon erkannt, als man ja die Amphibolite je nach dem mit vorkommenden Orthogneis als Glieder zweier Differentiationsreihen trennte; in Wirklichkeit wirkte der schwer durchlässige Granulit im Vergleich zum Gföhlergneis auf manche basische Gesteine „konservierend“ (Köhler) und ermöglichte so diese Doppelgliederung der basischen Gesteine. Die Durchgasung und die Durchtränkung der Gesteine mit den magmatischen Stoffen des Gföhlergneises förderten die Umkristallisation, auch die Neubildung von Mineralien, vor allem der Feldspate, doch vermochten sie nicht überall die mylonitischen Strukturen gänzlich zu verwischen. Unter den Begleitumständen der Intrusion des Gföhlergneises und der Durchbewegung war der Disthen nicht bestandfähig, er ging in den Sillimanit über.

Diese gewaltigen Bewegungen von W nach O, die zu stetigen Gesteinsdeformationen geführt haben, sind wohl nur unter der Last einer überschobenen mächtigen Deckenmasse verständlich, die die Granulite und ihre Begleiter, ihr Liegendes, zu einer ver-

hältnismäßig dünnen ausgedehnten Decke oder auch zu Linsen ausgewalzt haben.²⁷⁾ Dieser liegenden Decke gehören möglicherweise an: der Granulit von Wanzenau, Elsarn, der Dunkelsteiner Granulit, ferner die großen Granulitmassen an der Donau bei Marbach. Dieselbe tektonische Stellung besitzen vielleicht die südböhmischen Granulite. Heute sind sie ebenso voneinander abgesondert. Man hält sie daher auch für örtliche Einlagerungen, lakkolithische Intrusionen. Die Isolierung läßt sich aber, auch abgesehen von der auf die Verbiegungen zurückgehenden Abtragung und den Auswalzungen stellenweise auf die gleichzeitige magmatische Beeinflussung zu Gföhlergneis zurückführen.

F. E. Sueß (1926) hält es auch für möglich, daß diese alkali-reichen Stoffe der wasserreichen Restschmelze des Granulits angehören. Die Lösungen drangen gleichzeitig mit der großen Gebirgsbildung passiv ein, veränderten die Gesteine zu Mischgneisen, ähnlich wie Perlgneisen, wobei sie am stärksten die Kernpartien der „Granulit“-Decke verändert und in einzelne Teile aufgelöst haben, ja die Injektion die Deckenbewegungen stellenweise noch überdauert hat.

Diese Ereignisse spielten sich, wie F. E. Sueß betonte, vor der moravisch-moldanubischen Überschiebung ab. Nach seiner Ansicht ist auch die Granitintrusion im Waldviertel (die subbatholithische Metamorphose) älter als die vorkulmische Überschiebung. Demnach besäßen die Großformen vorkulmisches Alter. Die Metamorphose der moldanubischen Gesteine im Waldviertel durch den südböhmischen Granit beschränkt sich wegen seiner tektonischen Lage auf einen Saum von mehreren Kilometern Breite, der Granit veränderte die kristallinen Schiefer je nach den örtlichen Bedingungen zu Cordierit- und Perlgneisen. Der Granat und der Sillimanit in den Schiefergneisen neigte zur Umbildung in Cordierit und Feldspat. Größere Bewegungen haben während der Intrusion, abgesehen von den Verbiegungen, nicht stattgefunden.

In letzter Zeit, vor dem Miozän, haben zahlreiche Störungen die moldanubischen Gesteine betroffen, unter starker mechanischer Quälung und Diaphthorese, sie folgen zum Teil dem

²⁷⁾ L. Kölbl (1922) vermutete schon in dem Blumauer Granulit eine Deckscholle; vom Gföhlergneis bei Dürnstein wurde dies mehrfach vermutet (F. E. Sueß, 1918, Limbrock, 1923/25).

Streichen wie die Meireser Störung, andere verlaufen NS oder NNO. Sie alle sind durchaus jünger als der gesamte Granit.

Nach Abschluß dieser Studien erschien eine Arbeit von M. Stark: Umwandlungsvorgänge in Gesteine des Böhmerwaldes, Lotos, Prag, 76/1928, S. 1—77. Sie konnte hier nicht mehr berücksichtigt werden. Ebenso wenig wie der Aufsatz H. V. Grabers: Fortschritte der geologischen und petrographischen Untersuchungen am hercynischen Donaubruch. Sitzungsbericht d. Wiener Akad., math.-nat. Kl., 137/1928.

Arbeiten.

1. Bacon Ch.: Moldanubische Orthogneise des niederösterreichischen Waldviertels östlich vom Gföhlergneis. Tscherm. Min.-petr. Mitt., 37/126.
2. Backlund H.: Petrogenetische Studien an Taimyrgesteinen. Geol. För., Stockholm, 1918.

3. Becke F.: Die Gneisformation des niederösterreichischen Waldviertels. Tscherm. Min.-petr. Mitt., 4/1881. — Die Eruptivgesteine aus der Gneisformation des niederösterreichischen Waldviertels. Tscherm. Min.-petr. Mitt., 5/1882. — Über Mineralbestand und Struktur der kristallinen Schiefer. Denkschr. d. Wiener Akad. d. Wiss., math.-nat. Kl., 75/1903. — Das niederösterreichische Waldviertel. Tscherm. Min.-petr. Mitt., 32/1913. — Fortschritte auf dem Gebiete der Metamorphose. Fortschr. d. Min., 1/1911, 6/1916. — Zur Faziesklassifikation der metamorphen Gesteine. Tscherm. Min.-petr. Mitt., 35/1922. — Stoffwanderung bei der Metamorphose. Tscherm. Min.-petr. Mitt., 36/1923. — Struktur und Klüftung. Fortschr. d. Min., 9/1924.

4. Bowen N. L.: Crystallization-Differentiation in Igneous Masses. Journ. of Geol., Bd. 27/1919.

5. Čížek J.: Geologische Karte der Umgebung von Krems und vom Manhartsberge samt Erläuterungen. Sitzungsber. d. Wiener Akad., Beilage zu Band 7/1853.

6. Eskola P.: Om sambandet mellan kemiska och mineralogisk sammansättning hos Orijärvitraktens bergarter. Bull. Comm. Geol. Finl. 1914. — On the petrology of the Orijärvi region in southwestern Finland. Bull. Comm. Geol., Finl. 1914. — The mineral facies of rocks, Norsk. geol. Tidsskr., 1920. — On the Eklogites of Norway, Skr. Vid. Kristiania, 1922. — On Contact phenomena between Gneis and limestone in Western Massachusetts. Journ. of Geol., 30/1922.

7. Gerhart H.: Vorläufige Mitteilungen über die Aufnahme des Kartenblattes Drosendorf, Westhälfte. Verh. d. geol. Reichsanst., 1911, 1913.

8. Dittler und Köhler A.: Zur Frage der Entmischbarkeit der Kalinatronfeldspate und über das Verhältnis des Mikroklin bei hohen Temperaturen. Tscherm. Min.-petr. Mitt., 39/1925. Beckefestband.

9. Goldschmidt V. M.: Kalksilikatgneise und Kalksilikatglimmerschiefer des Trondjemgebietes. Skr. vidensk. Selsk., Kristiania, 1916. — Die Injektionsmetamorphose im Stavangergebiet. Skrift. vid. Selsk., Krist., 1920.

10. Graber H. V.: Geomorphologische Studien aus dem oberösterreichischen Mühlviertel. Peterm. geogr. Mitt., 1902. — Das Alter der hercynischen Brüche. Mitt. d. Wiener geol. Gesellschaft, 19/1926. — Der hercynische Donaubruch I. Verh. d. geol. Bund.-Anst., 1927.

11. Grengg R.: Der Diallagamphibolit des mittleren Kamptales. Tscherm. Min.-petr. Mitt., 29/1910.

11a. Grengg R. und Müller F.: Petrographische, chemische und bautechnische Charakteristik von Gesteinen des Südendes der böhmischen

Masse zwischen Ardagger, Grein, Ybbs und Amstetten. Verh. d. Geol. Bund.-Anst., 1926.

12. Gruber F.: Geologische Untersuchungen im oberösterreichischen Mühlviertel. Diss., Wien 1927.

13. Hauer R.: Heimatkunde des Bezirkes Gmünd. Gmünd, 1924.

14. Himmelbauer A.: Die kristallinen Schiefer zwischen dem mittleren Kremstale und der Horner Bucht. Tscherm. Min.-petr. Mitt., 32/1913. — Beiträge zur Mineralogie Niederösterreichs. Tscherm. Min.-petr. Mitt., 37/1927.

15. Hinterlechner K.: Geologische Verhältnisse im Gebiete des Kartenblattes Deutschbrod. Jahrb. d. geol. Reichsanst., 57/1907. — Referat über Becke, Himmelbauer, Reinhold, Görges: Das niederösterreichische Waldviertel. Verh., 1914. — Aufnahmebericht über Blatt Datschitz. Verh. d. geol. Reichsanst., 1900.

16. Kalkowsky E.: Über Herzynit im sächsischen Granulit. Ztschr. d. deutsch. geol. Ges., 1881.

17. Köhler A.: Petrographisch-geologische Beobachtungen im südwestlichen Waldviertel. Anz. d. Wiener Akad., 1924. — Mineralogisches aus dem niederösterreichischen Waldviertel. Tscherm. Min.-petr. Mitt., 36/1924. — Einige Bemerkungen über Pfahlschiefer aus dem niederösterreichischen Waldviertel. Verh. d. geol. Bundesanst., 1924. — Graphit in Orthogesteinen. Verh. der geol. Bundesanst., 1925. — Das Granulit- und Granulitgneisproblem im südwestlichen Waldviertel. Anz. d. Wiener Akad., 1925. — Bericht über den Fortgang der petrographisch-geologischen Untersuchungen im südwestlichen Waldviertel. Anz. d. Wiener Akad., 1926. — Ganggesteine im niederösterreichischen Waldviertel. Anz. der Wiener Akad., 1927. — Beiträge zur Kenntnis der Ganggesteine des niederösterreichischen Waldviertels. Tscherm. Min.-petr. Mitt., 38., 1928.

18. Köhler A. und Marchet A.: Neue Analysen von Waldviertelgesteinen. Tscherm. Min.-petr. Mitt.

19. Kölbl L.: Zur Deutung der moldanubischen Glimmerschieferzone im niederösterreichischen Waldviertel. Jahrb. d. geol. Bundesanst., 1922. — Bericht über petrographisch-geologische Studien im westlichen Teile des niederösterreichischen Waldviertels. Anz. d. Wiener Akad., 1924. — Geologische Untersuchungen der Wasserkraftstollen im oberösterreichischen Mühlviertel. Jahrb. d. geol. Bundesanst., 1925. — Aufnahmebericht über Blatt Krems. Verh. d. geol. Bundesanst., 1925. — Die Stellung des Gföhlergneises im Grundgebirge des niederösterreichischen Waldviertels. Tscherm. Min.-petr. Mitt., 1925. Beckenfestband. — Aufnahmebericht über das kristalline Gebiet auf dem Blatte Krems. Verh. d. geol. Bundesanst., 1926. — Die geologischen Verhältnisse am Nord- und Nordwestrand des Dunkelsteiner Granulitmassivs. Verh. d. geol. Bundesanst., 1926. — Der Südrand der Böhmisches Masse. Geol. Rundsch., 18/1927.

20. Kolenko B.: Cordieritgranulites and kelyphitic structure. Transact. inst. econ. min., 24/1926, Moskau.

21. Lehmann J.: Untersuchungen über die Entstehung der altkristallinen Schiefergesteine. Bonn, 1884.

22. Limbrock H.: Der Granulit von Marbach—Granz an der Donau. Jahrb. d. geol. Bundesanst., 1923. — Geologisch-petrographische Beobachtungen im südöstlichen Teile der Böhmisches Masse zwischen Marbach und Sarmingstein. Jahrb. d. geol. Bundesanst., 1925.

23. Lipold V.: Die kristallinen Schiefer- und Massengesteine in Nieder- und Oberösterreich, nördlich der Donau. Jahrb. d. geol. Reichsanst., 3/1852.

24. Marchet A.: Der Gabbroamphibolit von Rehberg im niederösterreichischen Waldviertel. Sitzungsber. d. Wiener Akad., math.-nat. Kl., 1918. — Zur Kenntnis der Amphibolite des niederösterreichischen Waldviertels. Tscherm. Min.-petr. Mitt., 36/1924. — Die chemische Zusammensetzung des Diagamphibolites vom mittleren Kamptale. Tscherm. Min.-petr. Mitt., 39/1928. — Eisenspinell im Trappgranulit vom Dunkelsteinerwald. Mitt. d. Wr. min. Ges., 1922 (Tscherm. Min.-petr. Mitt., 1922).

25. Michel H.: Mineralfunde aus Niederösterreich. Tscherm. Min.-petr. Mitt. (Mitt. d. Wiener Miner. Ges.), Bd. 37/1926.

26. Niggli P.: Die leichtflüchtigen Bestandteile im Magma. Preisschr. d. fürstl. Jablonowskischen Ges., Leipzig, 1919.

27. Niggli P. und Grubenmann U.: Die Gesteinsmetamorphose. Berlin., 1926, I. Teil.

28. Ostadal R.: Zur Tektonik des Granits im nordwestlichen Teile des niederösterreichischen Waldviertels. Verh. d. geol. Bundesanst., 1925. — Über den Quarzgang vom Kalvarienberg bei Weitra. Tschem. Min.-petr. Mitt., 1926. — Migmatitischer Cordieritgneis im nordwestlichen Waldviertel-Granit. Verh. d. geol. Bundesanstalt, 1927.

29. Rauscher E.: Vorläufige Mitteilungen über Untersuchungen im südwestlichen Waldviertelkristallin. Verh. d. geol. Bundesanst., 1924.

30. Reinhold F.: Pegmatit- und Aplitadern aus den Liegendenschiefern des Gföhler Zentralgneises. Tschem. Min.-petr. Mitt., 32/1913. östlich des Kampales. Tschem. Min.-petr. Mitt., 32/1913.

30 a. Riedel J.: Geologisch-petrographische Untersuchungen im Ostrongebiet. Diss. 1928.

31. Sander B.: Über Zusammenhänge zwischen Teilbewegung und Gefüge in Gesteinen. Tschem. Min.-petr. Mitt., 30/1911. — Über tektonische Gesteinsfazies. Verh. d. geol. Reichsanst., 1912. — Über einige Gesteinsgruppen des Tauernwestendes. Jahrb. d. geol. Reichsanst., 1912. — Beiträge aus den Zentralalpen zur Deutung des Gesteinsgefüges. Jahrb. d. geol. Reichsanst., 1914. — Bemerkungen über tektonische Gesteinsfazies und Tektonik des Grundgebirges. Verh. d. geol. Reichsanst., 1914. — Zur petrographisch-tektonischen Analyse. Jahrb. der geol. Bundesanst., 1923, 1925, 1926. — Referat über F. E. Sueß' Intrusionstektonik. Verh. d. Bundesanst., 1927.

32. Scheerer Th.: Über die Genesis der Granulite, mit besonderer Beziehung auf die sächsische Granulitformation. Neues Jahrb. f. Min., 1873.

33. Scheumann K. H.: Das kinematische Moment in dem Prozeß der Metamorphose des sächsischen Mittelgebirges. Zeitschr. f. Krist., 56/1922. — Über Intrusiv-, Injektions- und Assimilationsverband des Granulits mit Derivaten der Peridotit-, Gabbro-, Amphibolitreihe im Sächs. Granulitgebirge. Zeitschr. f. Kristallograph., 57/1922. — Die gesteins- und mineralfazielle Stellung der Metakieselschiefer. Abhandl. d. Gesellsch. d. Wiss., Leipzig, 1926.

34. Silberhuber A.: Von den steinernen Schätzen des Waldviertels. Zeitschr. Deutsches Vaterland. Wien, 1925.

35. Schmidt W.: Gesteinsumformung, Denkschriften des Naturhist. Museums, 2/1925.

36. Staub R.: Über die Verteilung der Serpentine in den alpinen Ophiolithen. Schweiz. min.-petr. Mitt., 2/1923.

37. Sueß F. E.: Der Bau des Gneisgebietes von Gr. Bittesch und Namieset in Mähren. Jahrb. d. geol. Reichsanst., 47/1897. — Der Granulitzug von Borry in Mähren. Jahrb. d. geol. Reichsanst., 50/1900. — Bau und Bild der böhmischen Masse, Wien, 1903. — Das Grundgebirge im Kartenblatte St. Pölten. Jahrb. d. geol. Reichsanst., 54/1904. — Über Perthitfeldspate aus den kristallinen Schiefen. Jahrb. d. geol. Reichsanst., 54/1904. — Erläuterungen zur geologischen Karte von Trebitsch-Mähr.-Kromau, Wien, 1906. — Die Beziehungen zwischen dem moldanubischen und moravischen Grundgebirge von Frain und Geras. Verh. d. geol. Reichsanst., 1908. — Beispiele plastischer und kristalloblastischer Gesteinsumformung. Mitt. d. geol. Ges. in Wien, 1909. — Die moravischen Fenster. Denkschr. d. Wiener Akad., math.-nat. Kl., 88/1912. — Über die Bedeutung der sogenannten Tiefenstufen im Grundgebirge der variszischen Horste. Tschem. Min.-petr. Mitt., 38/1925, Beckefestband. — Das Großgefüge der böhmischen Masse. Zentralbl. f. Min., Bd. 1926. — Begriff und Bedeutung der Intrusionstektonik. Geol. Rundschau, 1927. — Bemerkungen zur neueren Literatur über die moravischen Fenster. Mitt. d. Geol. Ges. in Wien, 11/1918. — Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge. Berlin, 1926.

37 a. Sueß F. E., Gerhart H., Beck H.: Geol. Spez.-Karte, Blatt Drosendorf, 1925.

38. Schuck F.: Tektonisch-petrographische Studien am Mitweidaer Granitkörper. Abh. d. sächs. Akad. d. Wiss., 39/1927.

39. Tertsch H.: Studien am Westrande des Dunkelsteiner Granulitmassivs. Tscherm. Min.-petr. Mitt., 34/1917, 35/1921.

40. Waldmann L.: Das Südennde der Thayakuppel. Jahrb. d. geol. Staatsanst., 1922. — Vorläufiger Bericht über die Aufnahme des moravischen Gebietes südlich der Bahnlinie Eggenburg—Siegmunsherberg. Anz. d. Wiener Akad., 1924. — Zum geologischen Bau des moldanubischen Grundgebirges auf dem Kartenblatte Gmünd. Anz. d. Wiener Akad., 1925, 1926, 1927. — Studien zur Metamorphose im moldanubischen Grundgebirge des Waldviertels. Anz. d. Wiener Akad., 1928. — Erdgeschichte im Sammelwerke „Das Waldviertel“. Zeitschr. Deutsches Vaterland, Wien, 1925. — Kristalline Gesteine von Hauzenberg im Bayrischen Walde. Tscherm. min.-petr. Mitt., 1926.

Inhalt.

	Seite
Überblick.	35
Stellung der Granite in der Großtektonik der moldanubischen Gneise.	37
Die moldanubischen Gesteine, ihre Lagerung und Metamorphose (bes. tekt. Fazies).	39
Der Gföhlergneis, ein Beispiel für das Ineinandergreifen von Durchbewegung und Injektion.	40
Katamylonite.	44
Die Tektonik des Gföhlergneises und der Südböhmische Granit.	45
Der Granulit, seine Mischgesteine und tekt. Fazies.	46
Der Granulit und die Eklogitfazies.	52
Die Amphibolite und die Olivinfelse.	53
Die Amphibolite und der Gföhlergneis.	55
Die Mischamphibolite.	56
Beispiele aus der Gegend zwischen Karlstein, Groß-Siegharts und Blumau.	58
Die Granulite und Mischgranulite als tekt. Fazies und der Gföhlergneis.	58
Der Parallelismus der Amphibolit- und Granulitbildung.	60
Die Kinzigit- und Granatgneise am Granulit.	66
Die Verknüpfung der Paratrappgranulite mit dem Granulit und dem Gföhlergneis.	69
Das Verhältnis der Hornfelsgranulite zu den Granuliten und den Graniten; die „granulitoide Metamorphose.“	71
Die Umwandlung der Augitgneise von Karlstein.	74
Die Dobersberger Bewegungszone.	76
Die Mischgneise außerhalb der Sieghartser Masse.	79
Die Paragesteine im Liegenden der Sieghartser Masse und ihre Tektonik.	82
Der Kontaktmantel des Südböhmischen Granits.	85
Der Ostrand des Südböhmischen Granits im nordwestlichen Waldviertel.	88
Die nachkristallinen Störungen.	92
Ergebnisse.	94

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Austrian Journal of Earth Sciences](#)

Jahr/Year: 1927

Band/Volume: [20](#)

Autor(en)/Author(s): Waldmann Leo

Artikel/Article: [Umformung und Kristallisation in den moldanubischen Katagesteinen des nordwestlichen Waldviertels. 35-101](#)