

## Umwandlungsvorgänge in Gesteinen des Böhmerwaldes.

(Mit 12 Figuren, gezeichnet, außer Fig. 4, bei gleicher Vergrößerung. Der Durchmesser des Gesichtsfeldes entspricht 2 mm.)

Von M. S t a r k.

Eine lange Reihe von Wanderungen <sup>1)</sup> im Böhmerwalde hat gelehrt, daß die petrographischen wie geologischen Verhältnisse des Gebirges mancher Klärung bedürfen, daß sie vielfach komplizierter sind als für gewöhnlich angenommen wurde.

Der mittlere und südliche, jedoch auch fast der gesamte nördliche Anteil des Böhmerwaldes im engeren Sinne wird von kristallinen Schieferen aufgebaut, die in mannigfacher Art von Massengesteinen durchbrochen werden. Diese kristallinen Schiefer entsprechen Gesteinen, die seinerzeit als charakteristisch für das sogenannte Grundgebirge bezeichnet worden sind.

Wie wenige Landgebiete der Erde zeigt ja Böhmen mit den unmittelbar angrenzenden Landteilen einen zunehmenden Grad der Metamorphose von sicher bekanntem Paläozoicum durch die weithin entwickelten, sogenannten Urtonschiefer, die Glimmerschiefer, Chlorit- und Hornblende-Gesteine zu hoch metamorphen Gneisen, Amphiboliten, Marmoren u. a. Gesteinen. Doch künden zahlreiche Anzeichen, daß manche dieser letzteren, vielfach als archaisch und azoisch bezeichneten Gesteine keineswegs völlig ehemaligen organischen Bestandes ermangelt haben. Darauf soll da nicht eingegangen werden, jedoch soll einiges zur Metamorphose der Gesteine und damit zur Altersbeziehung gesagt werden.

Vornehmlich auf Grund der Lagerungsverhältnisse der Gesteine pflegte man die kristallinen Schiefer des Böhmerwaldes wie auch vielfach anderwärts für geologisch sehr alt zu halten, wiewohl einmal schon seit etwa einem Jahrhundert erkannt ist, daß manche kristallinen Schiefer ein relativ recht jun-

---

<sup>1)</sup> Ein Teil der vorliegenden Ausführungen wurde in Vorträgen im mineralogisch-petrographischen Institut Prag gebracht.

ges geologisches Alter haben können, dann auch seit langem festgestellt ist, daß auf Grund der Lagerung eines Gesteins für die Altersbeurteilung Vorsicht walten müsse, da Überfaltungen und Überschiebungen vorhanden sein können und da ein relativ junges intrusives Eruptivum zusammen mit einem sehr viel älteren Nebengestein zu analog metamorphen Schiefen — analog in Textur, eventuell auch Mineralbestand — werden kann.

Dies ist besonders im böhmisch-sächsischen Erzgebirge seit langem gut bekannt, dies gilt in ganz ähnlicher Weise auch für den Böhmerwald.

Aus vielen sehr bemerkenswerten Angaben Zippes,<sup>2)</sup> Hochstetters und Gumbels kann dies herausgelesen werden, insbesondere aus Lehmanns und mancher anderer Studien im Böhmerwald.

Da jedoch sichere Schlüsse auf das Alter der mannigfachen Eruptiva im Böhmerwalde, seien sie wenig verändert, seien sie zu kristallinen Schiefen geworden, auf Grund einer gesicherten Altersangabe der begleitenden Gesteine kaum zu ziehen sind, so muß hiefür in erster Linie das Augenmerk gelenkt werden auf das geologische Auftreten, also das gegenseitige Verhalten der Schiefer untereinander, bei Orthogesteinen besonders das Verhalten zu den bereits früher vorhandenen Schiefergesteinen, das Verhalten der wenig oder nicht veränderten Eruptiva zu den kristallinen Schiefen und insbesondere auf die strukturellen und mineralogischen Eigenheiten aller Gesteine.

Daß eben diese vor der Eruption der relativ jungen (bis permokarbonischen) Massengesteine vorhanden gewesen Gesteine, insofern sie kristalline Schiefer sind, auch bisweilen wieder ein ganz verschiedenes Alter haben, selbst wenn sie ganz benachbart sind, zeigt sich in erster Linie darin, daß die Orthogesteine repräsentierenden kristallinen Schiefer gelegentlich noch deutlich die frühere, gegenseitige, durchgreifende Raumbeziehung erkennen lassen.

Hinsichtlich der hiezugehörigen ehemaligen Kontaktbildungen muß freilich gesagt werden, daß diese vielfach verwischt sind und daß man in der Regel schwer feststellen kann, was von den Gemengteilen, die jetzt in den unmittelbaren Kontaktzonen vorhanden sind, als ehemalige (Eruptiv-) Kontaktbildung aufzufassen ist, oder ob hiebei nicht etwa Mineralbildung vorliegt, die bei der noch später einsetzenden kristallinen Schie-

<sup>2)</sup> F. X. M. Zippe. Übersicht der Gebirgsformationen in Böhmen. Prag, 1831. — F. Hochstetter. Geognost. Stud. a. d. Böhmerwald. Jahrb. d. g. R. A. 5 und 6. — W. Gumbel. Die geognost. Verhältnisse d. ostbayrischen Grenzgebirges. Gotha, 1868.

ter-Metamorphose resultierte als Wechsel-(Reaktions-<sup>3)</sup>Wirkung benachbarter heterogener Gesteine. Denn bei entsprechender Tieflage in der Erdkrinde oder auch bei allgemein erhöhter Temperatur infolge der sehr viel späteren Intrusionen konnte hierbei ein sehr auffallender Unterschied im Mineralbestand sich nicht immer ergeben.

Gut bekannt ist die weite Verbreitung tektonisch wenig beeinflusster Granite im Böhmerwalde, deren enge Zusammengehörigkeit mit den in Innerböhmen auftretenden Graniten, dann auch mit denen des Erzgebirges allgemein angenommen wird, und man kann mit Recht sagen, daß diese Beziehung eine notwendige Folgerung aus den Zeiten der weitreichenden variscischen Faltung ist. Diese Granite gehören auch nach ihrer Gauverwandtschaft enge zusammen, wie dies beispielsweise für die beträchtlich verschiedenen Granite: Gebirgsgranit und Erzgebirgsgranit gezeigt worden ist.<sup>4)</sup>

Über die Dauer nun von Eruptionsepochen in einem Territorium muß gesagt werden, daß diese sehr lange sein kann, ja durch mehrere geologische Epochen hindurch. So währt die vulkanische Tätigkeit in den Liparen durchs ganze Tertiär, Diluvium bis jetzt, noch länger dauerte der Vulkanismus im nördlichen Mittelitalien, und in manchen Gebieten kann eine noch viel längere Dauer festgestellt werden.

Bemerkenswert ist dann, daß gar nicht selten die Gauverwandtschaft der geförderten Massen mit der Zeit ihren Charakter ändern kann, und zwar entweder sukzessive<sup>5)</sup> oder mit geologisch längerer vulkanischer Ruhepause, wie solches z. B. in Böhmen gilt: noch intensiver Vulkanismus im Karbon-Perm, dann Ruhepause, dann im Tertiär nicht mehr Alkalikalkgesteine, sondern typische Alkaligesteine.

Als Ursache solcher Änderungen in der Gauverwandtschaft wurde manches in der Studie „Petrographische Provinzen“ auseinandergesetzt.

Eine eigentlich weitgreifende Änderung in der Gauverwandtschaft der Eruptiva und deren metamorphen Derivaten im Böh-

<sup>3)</sup> F. E. Sueß. Beispiele plastischer und kristalloblastischer Gesteinsumformung. — Mitt. d. geol. Ges. Wien, III, 1909.

<sup>4)</sup> G. Laube. Geologie d. böhm. Erzgebirges. Prag I. u. II. Teil. — F. Löwl. Die Granitkerne des Kaiserwaldes. Prag, 1885. — M. Stark. Bericht über die mineral. petrogr. Exkursion des naturwiss. Vereines (Wien) in das nordwestl. Böhmen. Mitt. d. naturw. Vereines d. Universität Wien, XI. p. 25.

<sup>5)</sup> Siehe z. B. A. Bergeat. Die äolischen Inseln. Abh. d. k. bayer. Akad. d. Wiss. II. Kl. Bd. XX. 1. Abt. München, 1899. — M. Weber. Zur Petrographie der Samoainseln. Ebenda. Bd. XXIV 1909. II. Abt. — M. Stark. Petrographische Provinzen. p. 269 und 303. Fortschritte der Min. IV. Bd. 1914.

merwald, etwa im Sinne — einmal Alkalikalkgesteine, dann typische Alkaligesteine —, ist bis jetzt nicht bekannt geworden, und damit engen sich die Anknüpfungspunkte solch chemisch wie mineralogisch recht wichtiger Merkmale für die Gesteinswelt des Böhmerwaldes sehr ungünstig ein. Umso mehr gewinnt dann die geologische Beurteilung und Struktur der Gesteine an Gewicht; dies gilt also insbesondere für den Grad der Metamorphose aller in Betracht kommenden Gesteine.

Schon der alte Name Grundgebirgsgestein, der für die meisten kristallinen Schiefer des Böhmerwaldes angewendet wurde, besagt, daß Metamorphose, wie wir sie in den Urtonschiefer- und Phyllitgebieten antreffen, wenig wahrscheinlich ist, am nächsten noch können solcher Metamorphose die Prozesse gestellt werden, die relativ spät in manchen Anteilen von Böhmerwaldgesteinen eingesetzt haben: wir finden sie in Mylonitisierung, in Quetsch- und Verschiebungszonen (Diaphthorese) recht verschiedenartiger Gesteine; manches — jedoch nicht alles — von veränderten Gesteinen nahe und in Begleitung von Quarzgängen gehört ebenso wie manches Pfahlquarzgängen<sup>6)</sup> Benachbartes hierher.

Schließlich seien da noch ganz speziell die sehr nahe der Erdoberfläche vor sich gehenden Umänderungen mancher Minerale betont, die in ähnlicher Art auch in einigen Hunderten Meter Tiefe einsetzen können und die den Prozessen ganz analog verlaufen können, die vielfach bei der Diagenese von Sedimentgesteinen sich vollziehen, wobei für die Oberfläche wenig bestandfähige Minerale wie Biotit, Ca-Na-Feldspate, Orthoklas, Hornblende und Augit der Massengesteine schwinden können.

Im übrigen zeigen die meisten der kristallinen Schiefer des Böhmerwaldes Merkmale von Metamorphose bedeutender Tiefen.<sup>7)</sup> Doch kann ebenso wenig wie im Kaiserwald<sup>8)</sup> diese Metamorphose in allen Gebieten auf sehr große Tiefen allein bezogen werden, denn die mancherorts im Böhmerwald intensive Intrudierung nun zu Gneisen gewordener Granite oder zu Amphiboliten gewordener Diorite und Gabbros, später dann nochmals Intrusion von Graniten und basischen Gesteinen mußte wie im Kaiserwald vielerorts kristalline Schiefer zeitigen, welche vielfach Merkmale kontaktmetamorpher Gesteine tragen.

Es ist daher nicht leicht, in jedem beliebigen Gestein dann zu sagen, was auf Rechnung kristalliner Schiefermetamorphose

<sup>6)</sup> J. Lehmann. Untersuchungen über die Entstehung altkristalliner Schiefergesteine. Bonn, 1884.

<sup>7)</sup> U. Grubenmann. Die kristallinen Schiefer. II. Bd. 1907. p. 16.

<sup>8)</sup> M. Stark. Kontaktprodukte der Kaiserwaldgranite. Mit d. naturw. Ver. a. d. Universität Wien, XI, p. 102.

(in erster Linie also dynamischer Einwirkungen neben gleichzeitiger Neukristallisation) und was auf Rechnung der Kontaktmetamorphose zu setzen ist.

Offenkundig nähert sich in vielen Gebieten die Metamorphose der kristallinen Schiefer dem Begriffsinhalt der Regionalmetamorphose, wie ihn Weinschenk<sup>9)</sup> gefaßt hat, der ja besonders im mittleren Anteil des Bayrischen und Böhmerwaldes grundlegende Studien durchgeführt hat.

Bei Gelegenheit von wiederholten Studienexkursionen wurde seit Jahren solchen Fragen eine besondere Aufmerksamkeit zugewendet und im Moldautal im Schöninger Gebiete bei Krummau und in der Gegend von Rosenberg, im Gebiet von Prachatitz, Oberhaid, Wallern und Winterberg, jedoch auch anderwärts im Böhmerwalde das eine festgestellt, daß die als Eruptiva oder auch als geschieferte Eruptiva auftretenden Gesteine gar oft in magmatisch und gauverwandtschaftlich engerem Verband stehen als es vorerst den Anschein hatte.

Beispielsweise besteht ein unzweifelhafter, enger Zusammenhang<sup>10)</sup> im Schöninger-Gebiet zwischen den Granuliten, den Pyroxengranuliten und den ähnlich struierten basischen Gesteinen mit sehr viel monoklinen und auch rhombischen Pyroxenen nebst brauner Hornblende oder Biotit, auch Granat bei stark zurücktretenden hellen Gemengteilen z. B. am Nordhang des Schöninger und weiters auch noch den Sireichen sehr verwandten Gneiskomplexen n. ö. vom Schöninger z. B. Maidstein und erst im weiteren Sinne zu manchen granitischen Eruptiven, die diese letzteren durchsetzen.

Ähnliche Beziehungen lassen sich unter den Granuliten, Granulitgneisen, andern Orthogneisen usw. östlich von Prachatitz feststellen und östlich Ob.-Haid.

Analoges findet sich auch bei den basischen Gesteinen, die mit Marmoren und Gneisen als Amphibolite, Serpentine und andere mannigfaltige Gesteine nahe dem Granulit auftreten.

Es wird kurz gesagt schwer, die eruptiven Vorgänge, welche Granite, Syenite, Diorite, Gabbros gebracht haben, immer abzugrenzen gegen jene Vorgänge, welche Gesteine geliefert haben, die jetzt zum Teil oder schon vollendet als kristalline Schiefer vorliegen.

---

<sup>9)</sup> E. Weinschenk. Allgemeine Gesteinskunde. 1902, p. 122.

<sup>10)</sup> Solche Zusammenhänge schon hervorgehoben bei Hochstetter, weiters für das n. ö. Waldviertel von J. Čížek, F. Becke u. a.

Diese Schwierigkeit ist übrigens schon in den Arbeiten G ü m b e l s — freilich meist in anderer Beurteilung — und H o c h s t e t t e r s für manche Granite und Gneise mit voller Klarheit aufgezeigt, sie kommt auch in L e h m a n n s <sup>11)</sup> Arbeiten zum Vorschein.

Dies weist eben auch auf die früher besagte, durch lange Zeiten währende Dauer des Vulkanismus.

Den aus dem Behandelten erwachsenden Problemen nun wurde in dem einen oder andern Gebiet des Böhmerwaldes versucht, näher zu treten und einmal festzustellen, in wie weit Dynamometamorphose besonders vorwalte oder aber regional-metamorphe Prozesse in den Vordergrund zu stellen seien.

Es zeigte sich nun, daß der gewiß naheliegende Gedanke, als wären die geologisch jüngsten Gesteine die dynamometamorph am wenigsten beeinflussten, keineswegs durchgehends zutrifft, nur pflegt die Art der Dynamometamorphose, worunter neben Umkristallisation die vornehmlich in Erscheinung tretenden mechanischen Beeinflussungen des Gesteins, die Auswalzung, Verbiegung, Kataklyse, Mylonitisierung verstanden wird, bei diesen jüngeren Gesteinen eine andere zu sein als die älteren dynamometamorphen (mechanischen) Prozesse mancher kristallinen Schiefer.

Im Folgenden sollen einige dieser mehr mechanischen Wirkungen an verschiedenartigen Gesteinen nebeneinander gestellt werden.

In der Frage nun, inwieweit die Mineralbildung der Kontaktmetamorphose zu unterscheiden sei von der Mineralbildung normaler kristalliner Schiefermetamorphose in großer Rindentiefe, hat sich gezeigt, daß in so manchem Anteil des Böhmerwaldes schwer eine Grenze zu ziehen ist.

Daß allein schon durch die Lage eines Gesteins in bedeutender Tiefe der Erdkrinde oder auch durch das Durchstreichen heißer Dämpfe oder auch nur wässriger Lösungen eine sehr hochgradige Metamorphose erzeugt werden kann, ohne daß hierbei irgendwelche, nennenswerte mechanische Beeinflussungen statthaben, ist vielerorts seit vielen Jahrzehnten wohl bekannt: es wurden hiefür verschiedene Begriffe aufgestellt. Es sei nur kurz hingewiesen auf die besonders im Erzgebirge und Kaiserwald eingehend studierten Vorgänge bei der Zinnsteinbildung usw. oder die analogen Vorgänge in der Bretagne, in Cornwall, in Australien.

<sup>11)</sup> Untersuchungen über die Entstehung der altkristallinen Schiefergesteine. Bonn, 1884.

Die in Anspruch genommenen Gesteine erfahren hierbei vielfach eine völlige Änderung im Mineralbestand; jedoch kommt es auch vor, daß diese Änderung nicht allzu auffällig ist (Schwinden der Ca-Komponente aus Ca-Na-Feldspat, fast durchaus Mangel an bemerkenswerter Zonarstruktur, Herauslösung der Fe-Komponente aus Biotit<sup>12)</sup>); derartige Änderungen gehen dann gerne in größeren Gebietsteilen, ja ganzen Granitstöcken vor sich, wie dies z. B. in manchen Erzgebirgsgraniten — im Gegensatz zu den Gebirgsgraniten — im Kaiserwald als sehr wahrscheinlich gefunden worden ist.<sup>13)</sup> Analoges fand A. Bien in Massengesteinen in Phylliten bei Modschiedl—Radotin.

Bei manchen kristallinen Schiefen des Böhmerwaldes wird es offenkundig, daß eine mehrfache Metamorphose, mehrfache (wiederholte) Umwandlung nach Art und Grad, über das ursprüngliche Substrat hinweggegangen ist.

Die Schwierigkeiten, die sich der Lösung der berührten Probleme entgegenstellen, sind demnach gewiß groß.

Es soll dennoch versucht werden, wenigstens einige Fingerzeige anzugeben, welche der Lösung der mannigfaltigen Fragen förderlich sein können, und so sind denn im Vorliegenden zahlreiche Feldbeobachtungen in oft sehr ausgedehnten Gesteinsgebieten wie auch Studienergebnisse an mit zweckmäßiger Auswahl aufgesammelten Gesteinsproben mitverarbeitet. Auch wurde eine Dünnschliffsammlung von Böhmerwaldgesteinen, die dem Institut von der geolog. Reichsanstalt Wien zur Verfügung gestellt worden war, wie auch andere Gesteinsdünnschliffe mit herangezogen.

Vorerst soll die Frage berührt werden, ob die kristallinen Schiefer im Böhmerwalde Ortho- oder Paragesteine sind.

Darauf kann gesagt werden, daß in großen Gebietsteilen unzweifelhafte Paragesteine anzutreffen sind.

Hiezu seien als Beispiele genannt die ausgedehnten Marmor-, Glimmerschiefer-, Graphitschiefer- und Paragneis-vorkommnisse von Krummau. Graphit, Calcit, Zoisit, Epidot sind da in den Paragneisen sehr oft in beträchtlicher Menge anzutreffen, neben Biotit (oft chloritisiert oder muscovitisiert), blaßgrüner Hornblende und Quarz. Ausgedehnte Vor-

<sup>12)</sup> M. Stark. Mitt. d. naturw. Ver. d. Universität Wien. XI. p. 65.

<sup>13)</sup> p. 68. Ähnliche Vorgänge können sich übrigens auch schon bei der Diagenese klastischer Sedimente in einiger Tiefe einstellen, ohne daß sich hierbei Dynamometamorphose sonderlich bemerkbar zu machen braucht.

kommissen der eben genannten Gesteine finden sich dann insbesondere zwischen Wallern — Prachatitz — Winterberg — und Strakonitz.

Andere Paragesteinsvorkommnisse größerer Ausdehnung sind die Glimmerschiefergebiete Neuern, Eisenstein und Tillenberg.

Die jeweilige Feststellung solch ehemals sedimentärer Gesteinskomplexe ist von besonderer Bedeutung und Wichtigkeit, die Feststellung ist jedoch beim einzelnen Gestein keineswegs immer einwandfrei durchzuführen.

Jene kristallinen Schiefer nun, die als Abkömmlinge von Eruptivgesteinen anzusehen sind und die vielfach den erwähnten Paragesteinen eingeschaltet sind, lassen im Böhmerwald einen ungewöhnlich verschiedenen Grad der Metamorphose — auch in enger begrenztem Gebiete — erkennen, so daß dann in manchen Fällen doch möglich wird, auf Grund des Grades und der Art dieser Metamorphose mit gewisser Wahrscheinlichkeit auf ihre frühe oder späte Förderung als Eruptiva zu schließen.

Es soll im Folgenden versucht werden, auf Grund vornehmlich der petrographischen Eigentümlichkeiten einige Klarheit für solche Fragen zu gewinnen, denn es ist ja eine der ältesten Aufgaben der Gesteinslehre, wie sie schon in der Zeit der Neptunisten und Plutonisten gestellt wurde, welche Geschichte hat das Gestein, welche Geschehnisse und Veränderungen hat dasselbe im Laufe der Zeiten erfahren.

Die Deutungen der hiefür heranziehbaren Merkmale mineralogischer und struktureller Art eines Gesteins sind freilich im Laufe der Jahrzehnte, jedoch auch jetzt mitunter von verschiedener Seite keineswegs übereinstimmend.

Zum Studium empfehlen sich besonders basische und neutrale Eruptiva und deren kristalline Schieferabkömmlinge, weil die Möglichkeit neugebildeter Gesteinskomponenten eine viel größere ist als bei granitischen Gesteinen und Granitgneisen, bei welchen letzteren die Struktur und Textur mehr in den Vordergrund rücken.

Hiebei soll vorerst ausgegangen werden von wenig oder nahezu nicht veränderten Eruptivgesteinen und dann übergegangen werden zu solchen, welche in minder oder höherem Grade kristalline Schiefermetamorphose aufweisen, jedoch ohne allzu kräftige dynamische Einwirkung.

Gleichzeitig soll hiebei besonderes Gewicht auf die variablen Eigenschaften jener Komponenten gelegt werden, welche zum Teil wenigstens entsprechend gehen der Änderung in der Zusammensetzung, so bei Hornblende, Augit, Feldspat.

### Basische und wenig SiO<sub>2</sub> reiche Eruptiva.

Auf die im Böhmerwalde an verschiedenen Orten und in mannigfaltigem Grade der Umwandlung auftretenden Gesteine der Pyroxen-, Amphibol- und Peridotit-reihe mit ihren kristallinen Schieferabkömmlingen: meist Serpentin mit gelegentlichen Olivin- und Pyroxen-resten, oft mit Pyrop, wird hier nicht eingegangen; handeln ja darüber ziemlich ausführlich in erster Linie Hochstetter und die bedeutsame Arbeit Schraufs,<sup>14)</sup> dann Studien von Camerlander<sup>15)</sup> und Bergt.<sup>16)</sup> Diese Gesteine stehen gern in engerem Verband mit typischen Amphiboliten. Es sollen jedoch da einige Gesteinsbeispiele angeführt werden, welche im Metamorphosengang Diorit und Gabbro — Amphibolit liegen.

Basische Gesteine und die sonstigen Gesteine des Granulitgebietes von Prachatitz stehen seitens Dr. Heiser in Bearbeitung.

Gabbrovorkommnisse sind im Böhmerwalde nicht selten. Erwähnt seien die eingehender untersuchten Gabbros aus der Gegend von Ronsperg (F. Martin<sup>17)</sup> und Muttersdorf (Fröhlich<sup>18)</sup>, von Böhmisches-Kubitz (R. Sokol und A. Ondřej<sup>19)</sup>; s. a. ferner W. Bergt<sup>20)</sup> und F. Slavik.<sup>21)</sup>

Man pflegt die Förderung dieser Gesteine mit der variscischen Faltung in Zusammenhang zu bringen; sie wären also ebenso als frühkarbonisch anzusehen wie viele benachbarte Granite, denen man auch unterkarbones Alter zuschreibt; jedenfalls ist das eine sicher, daß sehr enge gauerwandtschaftliche Beziehungen zwischen Gabbro-Dioriten und begleitenden Graniten nachgewiesen werden konnten.

Wiewohl diese Gesteine randlich im Intrusivkörper stellenweise Flasertextur annehmen können, wie dies in ähnlicher Ausbildung in mittelböhmischen Graniten und Dioriten, an Gebirgsgraniten im Erzgebirge und Kaiserwald gezeigt worden ist, und also ersichtlich wird, daß sie von den Ausklängen der variscischen Faltung erfaßt worden sind, ist von besonderer Wichtigkeit, wie von A. Fröhlich ausführlich gezeigt worden ist, daß die genannten Eruptivgesteine unzweifelhaft jünger als die Amphibolite und Gneise sind, in welchen sie als Intrusionen

<sup>14)</sup> Zeitschr. f. Kryst. etc. VI. p. 321.

<sup>15)</sup> Jahrb. d. geol. R. A. Bd. 37. p. 123.

<sup>16)</sup> D. geol. Ges. Bd. 60. p. 231 u. 247.

<sup>17)</sup> Die Gabbrogesteine in der Umgebung von Ronsperg. Böhmen. Min. Petr. Mit. XVI. p. 105.

<sup>18)</sup> Der Diorit v. Muttersdorf im Böhmerwalde u. seine Kontaktgest. Lotos. 1925. p. 225.

<sup>19)</sup> Bul. intern. de l'Acad. d. Sciences de Bohême. 1910.

<sup>20)</sup> Sitzb. d. k. preuß. Akad. d. Wiss. Phys. math. Kl. 1906. p. 432.

<sup>21)</sup> Ročník. XXXI. 16.

auftreten. Diese Nebengesteine sind durch den Kontakt in eigenartiger Weise verändert: typische Pflasterstruktur, in den Amphiboliten außerdem reichlich Augitneubildung findet sich.

Andere Intrusivgesteine lassen für die Altersbeziehung nicht immer so sichere Schlüsse ziehen (siehe z. B. Bergt).

Zum Gabbro respektive Diorit zu stellende Gesteine finden sich außer im nördlichen Böhmerwalde insbesondere auch im Bereiche der großen Granulitvorkommnisse z. B. Krummau, Prachatitz, Christiansberg, Oberhaid.

Vor längerer Zeit schon wurden die dioritischen Gesteine von Christiansberg untersucht durch G. Starkl<sup>22)</sup>: Weniges nur sei also darüber gesagt.

Es gibt da mannigfache Gesteinstypen, darunter sehr biotitreiche Massen.<sup>23)</sup> Eines der vorliegenden Gesteine besteht bei hypidiomorphkörniger Struktur weitaus vorwiegend aus Oligoklas, sehr viel weniger Biotit, Quarz, Hornblende, Apatit, sehr spärlichem Zirkon; Orthoklas fehlt. Der Plagioklas (Korngröße oft bis 4 mm<sup>24)</sup> ist fein lamelliert, intensiv nach Ab-, spärlich nach Pe-Gesetz; nicht selten ist auch das Kb-Gesetz. Die Lamellen sind mitunter schwach verbogen. Zonarstruktur ist gering (gelegentlich basische Rekurrenz) oder fehlt.

Schnitte nahe  $\perp \gamma$  haben im Kern fast  $0^\circ$  ( $\alpha$  P), am Rand  $1-2^\circ$ , ein Schnitt  $\perp \alpha$   $6^\circ$ , einer nur angenähert  $\perp$  MP zeigt vom Kern ( $2^\circ$  stumpf. W.) zum Ab-reicheren Rand nur  $1-3^\circ$  verschiedene Auslöschung; opt. Char. (—) also Oligoklas von 15 bis 20% An. Dessen scharfe kristallographische Umgrenzung gegenüber Quarz (2 mm) ist bemerkenswert; letzterer tritt nur in der Restkristallisation auf, während im Feldspat auch schon Biotit, Apatit gut idiomorph in bis  $\frac{1}{5}$  mm dicken Säulchen und Magnetit erscheinen. Um in Biotit eingeschlossenen Apatit sind schmale (Reichweite führt auf RaA),<sup>25)</sup> um Zirkon breitere (RaC und RaA) pleochroitische Höfe.

Der Biotit (Tafeln bis 3 mm breit),  $v > q$ ,  $a$  34 orange-grau s,  $\gamma$  33 braun i (rotbraun), Schliffdicke  $60 \mu$ <sup>26)</sup> ist stellenweise chloritisiert (opt. einachs. (+)) unter Rutilnadelchen- und spärlicher Ilmenitfitter-Bildung, sehr selten muscovitisiert.

<sup>22)</sup> Jahrb. d. geol. R. A. 33. Bd. p. 638. Hier auch die Analyse des Biotits und der Hornblende.

<sup>23)</sup> Proben waren von Dr. Heiser dem Institut zur Verfügung gestellt worden.

<sup>24)</sup> Im Folgenden analog in Klammer gesetzt.

<sup>25)</sup> G. Hövermann. Jahrbuch f. Min. etc. XXXIV. Bl. Bd. p. 321. s. a. Mit. d. naturw. Ver. a. d. Universität Wien. XI. p. 32 u. f.

<sup>26)</sup> In der Radde'schen Farbenskala ist die Intensität der Farbe angegeben a, b, u, v.

Fast verschwindend an Menge ist Hornblende mit den Eigenschaften wie im folgenden Gestein; sie ist stellenweise umgewandelt in Talk.

Der Dünnschliff einer zweiten, fast feldspatfreien, dunklen, typisch hypidiomorphkörnigen Gesteinsprobe von Christiansberg zeigt weitaus vorwaltend Biotit, etwas weniger Hornblende, wenig Quarz, relativ viel Apatit, und zwar beträchtlich mehr als im vorangegangenen Gestein, dafür viel weniger Zirkon, ferner sehr wenig Fe-erz und in der Restkristallisation spärlich Orthoklas. Im Gestein ist keine Andeutung von Schieferung, der Quarz ist ziemlich weithin parallel orientiert, jedoch etwas kataklastisch.

Der braune, intensiv pleochroitische Biotit (oft 3 mm) ist ähnlich dem des vorangegangenen Gesteins; er hat nach Frl. Dr. Schauberg<sup>27)</sup>  $v > \rho$ ,  $\alpha$  1'567,  $\gamma$  1'620,  $2V$  90' 40' und enthält viele später ausgeschiedene gerundete und zackige Illmenitblättchen.

Biotit und Hornblende haben gleichen Grad idiomorpher Begrenzung.

Die Hornblende (Kristalle 2 mm lang, 1 mm breit) zeigt  $\alpha$  37 grüngrau  $v$ ,  $\beta$  t,  $\gamma$  s (Dicke 50  $\mu$ ),  $c \gamma$  16°,  $V$  (aus Mittellinie  $\alpha$  und Achse)<sup>28)</sup> 40°, in einem andern Durchschnitt 41½°, Achse A  $\rho > v$ , B  $v > \rho$ ,  $\gamma - \alpha$  0'0231.

In Hornblende // 100 und 110 eingewachsen, nach  $c$  gestreckt sind feinste Blättchen und Stäbchen von Titanisen.

Hie und da findet sich in Hornblende und Biotit eingeschlossen wie auch sonst primär Eisenerz, daran bei eventueller Umwandlung Rutilnadelchen neu gebildet sind.

Der in fast allen Komponenten eingewachsene Apatit, streng idiomorph, zeigt in Biotit und Hornblende einen deutlichen schmalen pleochroitischen Saum (RaA)<sup>29)</sup>; Zirkon jedoch (RaA und RaC).

Verschiedenartige Diorite kommen auch um Prachatzitz vor. Sie sind wiederholt in der Literatur erwähnt.<sup>30)</sup>

Zur Untersuchung gelangten Dünnschliffe vom Diorit des Libin. Deutlich zeigen sich darin Spuren von Gebirgsdruck.

Die Komponenten stehen in etwas wechselnden Mengenverhältnis, bisweilen ist gleichviel Oligoklas, Biotit, Quarz, Hornblende vorhanden bei hypidiomorphkörniger Struktur. Bemerk-

<sup>27)</sup> Centrbl. f. Min. etc. 1927 Abt. A. p. 93.

<sup>28)</sup> Auch im Folgenden ist  $V$  aus Mittellinie  $\alpha$  und Achse bei Hornblende ermittelt, wenn nicht anders angegeben.

<sup>29)</sup> Saum nicht mit scharfem Rand und noch etwas weiter reichend (Ra C ?).

<sup>30)</sup> Z. B. Camerlander. Jahrb. d. g. R. A. 37. Bd. p. 120.

kenswert ist in drei untersuchten Proben das Fehlen von Orthoklas.

Der Feldspat ist nicht selten zwischen den andern Komponenten durch einen großen Teil des Schliffs parallel orientiert, gelegentlich etwas verbogen, stellenweise sogar zerbrochen und wieder ausgeheilt und so den Eindruck erweckend, daß dies schon während der Erstarrung geschah.

Ab- und Pe-, auch Kb-Gesetz ist allgemein. Ein Durchschnitt nur angenähert  $\perp a$  gab im Kern  $10^\circ$ , gegen den Rand bis  $6^\circ$ , einer nahe  $\perp MP$   $11^\circ$ , Rand  $7^\circ$ , einer  $\perp \gamma$   $1^\circ$  im Kern,  $5^\circ$  am Rand, in einem Durchschnitt ist der Winkel der Achsenebene mit M im Kern  $78^\circ$ , am Rand  $84^\circ$ ; opt (—): dies führt auf Oligoklas mit etwa 28 % An im Kern, 23 % am Rand.

Biotit (oft 3 mm), frisch, wie in Christiansberg  $v > \rho$ , fast einachsig, ist bisweilen in Chlorit (opt. +), auch in Muscovit umgewandelt; hiebei kann sich Titanitbildung einstellen.

Die Hornblende (selten bis 2 mm) zeigt die Farbtöne wie in Christiansberg,  $c \gamma$   $16\frac{1}{2}^\circ$ , V  $41^\circ$ , in einem andern Durchschnitt  $42\frac{1}{2}^\circ$ , A  $\rho > v$ , B  $v > \rho$ ,  $\beta$   $1.630$ .<sup>21)</sup>

Scharf umgrenzter Apatit, auch Fe-erz in geringer Menge findet sich in allen Gemengteilen eingeschlossen, ersterer zeigt schmale, dunkle Säume im Biotit deutlich, wenig auffallend in der Hornblende. Höchst selten ist Zirkon.

Biotit und Hornblende können bemerkt werden mitten im Oligoklas, Quarz nur am Rande: da kann man öfters wahrnehmen mikropegmatitische Verwachsung von Oligoklas, Quarz und Biotit, daran — allerdings selten — auch etwas Hornblende Teil haben kann.

Manche Dioritprobe zeigt bereits sehr kräftige tektonische Beanspruchung unter intensiver Verbiegung und Zertrümmerung der Komponenten, auch Kalifeldspat.

Im Diorit von Libin beobachtet man mancherorts weiße aplitisch-pegmatitische Adern, die bei fast völligem Fehlen von Biotit und Hornblende (sind diese vorhanden, gleichen sie denen im Hauptgestein) Oligoklas und Quarz in 1 cm weithin pegmatitischer, in der Schlußkristallisation mikropegmatitischer Verwachsung haben.

Es liegt also in diesem Gestein Eutektikum Oligoklas — Quarz vor bei Fehlen von Orthoklas.

Der Oligoklas ist gemäß: nahe  $\perp MP$  Kern  $10^\circ$ , Rand  $7^\circ$ ,  $\perp \gamma$   $4^\circ$ , gleich dem des Hauptgesteins. Wie dieses zeigen auch die Adern mäßige Wirkungen von Gebirgsdruck.

\* \* \*

<sup>21)</sup> Für  $\beta$  wurden Durchschnitte  $\perp$  der Achsenebene genommen.

Von den im nördlichen Böhmerwald oft auftretenden, nicht näher beschriebenen Dioriten sei erwähnt der nahe (vornehmlich Süd und Ost) von Wosant (westl. Alt-Zetlisch) auffallende mittelkörnige Diorit (Quarzglimmerhornblendediorit). Er zeigt typisch hypidiomorph körnige Struktur, gelegentlich geringfügige Kataklaste und Verbiegung der Komponenten.

Ca-Na-Feldspat, reichlich verzwilligt nach Kb-, Ab- und Pe-Gesetz ist im Kern fast durchwegs Ab-reicher als nach außen hin, dabei bis 3 basische Rekurrenzen zeigend.

Kb. D. Zw. Kern I	12°, 1'	10°; 2	18° 2'	22°
Rand	16°	14°	28°	29°
ein zweiter Schnitt Kern	24°	22°	14°	
Rand	27°			

Auch da haben Biotit (gelegentlich unter Titanitbildung chloritisiert) und Hornblende spärlich Ilmenitfitter, die Apatitsülchen enge pleochroitische Höfe, (RaA), die Hornblende  $\gamma$  17°, V 40°. Gelegentlich findet sich Orthit mit pleochroitischem Hof (Th C).

\*

Diorit-adern im Hornblendegabbro. Blöcke etwa  $\frac{3}{4}$  km nordwestlich Ob.-Haid.

Das Gestein zeigt noch die typische Struktur eines erstarrten Tiefengesteins, ist jedoch recht merkbar dynamometamorph.

Vom gabbroiden Nebengestein unterscheidet es sich sofort durch den Gehalt an Quarz. Zwischen diesem oder jenem und Plagioklas tritt als Restkristallisation etwas Orthoklas auf, gern in mikropegmatitischer Verwachsung. S. h. Fig. 1.



Fig. 1.

Mikropegmatit: hell Quarz, durch Zwillinglamellen angedeutet Ca-Na-Feldspat.

Vorherrschend ist Andesin (1 mm), wie sich ergibt aus:  
 $\perp$  MP 24°, 25°, 26°. 27°, 30°;

Karlsb. Dopp. Zw. Kern I	14°, 1'	15°, 2	27°
Rand	5°	7°	

Zumeist fehlt deutliche Zonarstruktur. Der vorliegende Feldspat hat etwa 20% An weniger als der des Gabbro.

Quarz, bis 3 und mehr mm zwischen Feldspat hin parallel orientiert, ist etwas kataklastisch, der Feldspat etwas verbogen, auch zerbrochen und an den Bruchstellen neu orientiert oder es sind Sprünge im Andesin durch Orthoklas verheilt, welcher mit Orthoklas der Restkristallisation in einheitlicher Orientierung steht, so zwar, daß anzunehmen ist, daß manchmal noch während der Auskristallisation des Gesteins die tektonische Beanspruchung erfolgt sein kann.

Die Hornblende (wohl eingeschliert) ist kaum verschieden von der des Gabbro (s. d.); Apatit in ihr hat pleochroitische Höfe (RaA) erzeugt. Ehemaliger Biotit (höchst spärlich) ist zu Chlorit geworden, an dessen Rändern gern Schnüre winzigster Titanitkriställchen sitzen. Epidot ist ebenfalls — allerdings sehr spärlich — neugebildet.

Sehr wenig veränderte Gabbros sind die von Ronsperg und Muttersdorf, durch Dynamometamorphose kaum berührt die von Holleischen (Radbusa — abwärts).

\*

Biotit — Hypersthen — gabbro.

In diesem Gestein setzen die Adern des vorbeschriebenen Diorites auf.

Auch dieses Gestein (massig) zeigt deutlich Einwirkungen des Gebirgsdruckes.

Es besteht zum größten Teil aus Labrador und ebensoviel Hornblende, aus sehr wenig rhombischen Pyroxen und aus Augit und Chlorit, welcher letzterer aus Biotit hervorgegangen ist.

Das eine oder andere Zirkonkriställchen und ebenso spärliche Apatitnadelchen mit wenig deutlich pleochroitischen Höfen sind in Hornblende eingewachsen (RaA).

Nur ein Teil der Gesteinskomponenten kann als ursprünglich, wenn auch verändert angesehen werden; immerhin sind diese Veränderungen mannigfacher Art.

Die Struktur ist im allgemeinen typisch hypidiomorph körnig, doch bemerkt man im Gestein die eine oder andere Partie mit deutlicher Tendenz zur Parallelordnung der Chloritblättchen und der vielfach zerrissenen Hornblendeindividuen nach der Längserstreckung c; die Labradorzwillingslamellen sind etwas verbogen, gelegentlich auch zertrümmert bei Ausheilung solchen Feldspats mit Neugruppierung der Zwillingslamellen, der Hypersthen ist in gerundete, an einander etwas verschobene Stücke zerteilt.

Die Labradorkörner (1 mm) des Gesteins haben nach Karlsb. Zw. 1 25°, 2 38°, nach  $\perp$  MP 35°, 38°, 40°, opt.

(—) Char. bei 65 % An. — Zonarstruktur ist kaum feststellbar.

Die Hornblende, mit Hypersthen und Augit gelegentlich parallel verwachsen und mitunter mehr als 1 cm weithin annähernd parallel orientiert, zeigt die Farben  $\alpha$  36 gelbgrün-grau t,  $\beta$  15 grasgrün n,  $\gamma$  16 blaugrün o, D 37  $\mu$ , c  $\gamma$  17 bis 18°, V 45<sup>3/4</sup>°, 48° (M  $\alpha$  und Achse), A um  $\alpha \quad \rho > v$ , B um  $\alpha \quad \rho > v$ ,  $\beta$  1·647,  $\gamma - \alpha$  0·0237. Nicht wahrscheinlich ist, daß diese Eigenschaften denen der ursprünglichen Hornblende entsprechen, denn man gewahrt zahlreiche feinste Titaneisenblättchen // 110 vornehmlich eingewachsen (ein Gitter darstellend in Schnitten  $\perp$  c) deren manche schon limonitisiert oder überhaupt gelöst sind. Weiters ist zerrissene Hornblende da und dort durch im Dünnschliff farblose ausgeheilt, deren c  $\gamma$ , A und B wenig verschieden sind, wohl aber ist  $\gamma - \alpha$  deutlich höher: 0 0249; auch als Fortwachsung in sehr geringer Menge findet sich diese Hornblende.

Augit ist spärlich, farblos, c. 41°, A und B  $\rho > v$ ; also diopsidischer Augit.

Hypersthen, ebenfalls recht spärlich, meist verbogen, hat V 27°, 29°;  $\rho > v$ . Er zeigt als Neubildung Fortwachsung farbloser Hornblende und feinste, farblose, stark doppelbrechende Schüppchen mit Lichtbrechung Canadab., also wohl Talk.

Daß der nicht spärliche Chlorit aus Biotit hervorgegangen ist, zeigen einige noch nicht völlig chloritisierte Biotitblättchen. Zuerst führte die dabei statthabende Ausscheidung von TiO<sub>2</sub> zu feinsten Ilmenitschüppchen // 001 des Biotit, später jedoch zur Bildung kleinster Titanitkörnchen, und zwar vornehmlich am sich aufblätternden Rand des Chlorits, wie dies beispielsweise N. u. J. Woldrich<sup>32)</sup> beschrieben haben. Chlorit ist opt. (+);  $v > \rho$  bei kleinem  $2V$

Um sehr vereinzelt Erz Körner, die zumeist limonitisiert sind, ist ein Saum von Fe-Epidot (opt. —) gebildet.

Es kristallisierte zuerst rhombischer Pyroxen, dann Hornblende und Augit aus, wobei sich bald Biotit und Feldspat gleichzeitig mit ausschied.

Hornblendegabbro. Blöcke nordwestl. Oberhaid. An dem massigen Gestein ist auffallend deutlich poikilitische Struktur entwickelt: durch den größeren Teil eines der studierten Schiffe geht ein Hornblendeindividuum hindurch, durchwachsen von anderen ebenfalls ein Stück weit hin // orientierten Hornblendeindividuen. Die anderen Gesteinskomponenten sind fast durchwegs in Hornblende eingewachsen. Fig. 2.

<sup>32)</sup> Arch. f. naturw. Landesdurchforschung von Böhmen. Bd. XII. p. 20 u. 41.



Fig. 2.

Kräftig umrandet und mit angedeuteten Spaltrissen Hornblende, darin (punktiert) Augit; das Übrige — zum Teil mit Zwillingslamellen — Feldspat.

Gegenüber der an Menge weitaus vorherrschenden Hornblende nimmt etwa  $\frac{1}{3}$  des Gesteins ein Bytownit, sehr viel weniger ist Augit, Biotit und Erz vorhanden.

Die Hornblende ist von den Farben  $\alpha$  35 gelbgrau v,  $\beta$  36 gelbgrüngrau o (auch bräunlich),  $\gamma$  37 grüngrau p, D 20  $\mu$ , mit  $c \gamma 17^\circ$ , V  $42^\circ$ ,  $42\frac{1}{4}^\circ$ , A  $\rho > v$ , B  $\rho > v$ ,  $\beta$  wie beim folgenden Gestein,  $\gamma - \alpha 0:0231$ .

Der Augit (1 mm), durchwachsen von nach c // orientierter Hornblende, ist im Dünnschliff fast farblos, c  $\gamma 41\frac{1}{2}^\circ$ , V  $27^\circ$ ,  $28\frac{3}{4}^\circ$ , A und B  $\rho > v$ ,  $\gamma - \alpha 0:032$ , also diopsidisch.

Sehr bemerkenswert ist, daß sowohl in der Hornblende wie auch im Augit, die gelegentlich nach 100 verzwilligt sind, jeweils // 110 zahlreiche dünne Titaneisenblättchen eingewachsen sind, auch feinste chloritisierte Biotitschüppchen, so daß wahrscheinlich auch da die ursprünglichen Eigenschaften dieser Komponenten etwas andere waren.

Der Bytownit (selten bis 2 mm) zeigt Ab-, Pe-, hin und wieder auch Kb-Gesetz und hat gemäß

K. D. Zw.	1	32°	1'	30°	2	40°	2'	42°
	1	27° (Mittel)		2	37°			

und opt. (—) Char. um 85 % An. — Zonarstruktur ist nicht wahrnehmbar. Selten ist schwache Verbiegung der Lamellen sichtbar oder es sind Risse im Feldspat durch gleichartige Feldspatsubstanz verheilt.

Biotit war sehr wenig vorhanden, er ist unter spärlicher Titanit- und Epidot-bildung zu Chlorit geworden (opt. — bis  $\pm$ ). Um das eine oder andere Erz körnchen (jetzt limonitisch) ist ein Saum von zonarem Epidot (außen Fe-reicher) neugebildet (opt. —, v  $\rightarrow$   $\rho$ ).

Schiefriger Hornblendegabbro. Blöcke an der Straße nordwestl. Oberhaid. Das als vermutlicher Amphibolit aufgesammelte feinkörnige Probestück hat einen eigentümlichen Gesteinscharakter. Es zeigt wohl eine Paralleltextrur, ohne jedoch eine eigentliche Schieferung erkennen zu lassen. Die Struktur kann am ehesten als hypidiomorphkörnig bezeichnet werden, ähnelt aber in manchem der des vorbeschriebenen Gesteins, da einzelne Hornblenden etwas weiterhin (etwa 3 mm) // orientiert sind und poikilitisch Plagioklas in gerundeten Formen (selten bis 1 mm) eingewachsen haben. Augit (bis 1 mm), an Menge sehr viel weniger, tritt gern agglomeriert auf, einzelne Individuen sind so wie im vorigen Gestein von Hornblende durchwachsen. Ebenso sind in der Hornblende wie im Augit sehr häufig die braunen Titan-eisen-täfelchen vornehmlich // den Spaltbarkeiten 110 ausgeschieden, gelegentlich auch die eine oder andere wohl aus Biotit hervorgegangene sehr dünne Chloritschuppe (opt. —). Auch sind weiters recht spärlich in den Gemengteilen eingewachsen meist schon limonitische Erz körner, um welche schmale Fe-Epidotsäure entwickelt sind ( $\gamma$ — $\alpha$  etwa doppelt so hoch als beim Feldspat); Apatit (etwa  $\frac{1}{10}$  mm große Körner) tritt an Menge ebenfalls ganz zurück. Dann zeigen Hornblende sowohl wie auch Feldspatzwillingslamellen nur selten schwache Verbiegungen. Schließlich sind, was besonders bemerkenswert ist, die optischen Eigenschaften von Hornblende und Augit sehr wenig verschieden von denen dieser beiden Komponenten im vorangegangenen Gestein.

Hornblende, deutlich bräunlich, Farben  $\alpha$  35 gelbgrau v,  $\beta$  34 orangegräu q (mehr gelblich als)  $\gamma$  34 q, D 22  $\mu$ , c  $\gamma$  16 $\frac{1}{2}$ °, V 40°, A und B  $\rho > v$ ,  $\beta$  1.639,  $\gamma$ — $\alpha$  0.022.

Augit c  $\gamma$   $\rho < v$  41°, V 29 $\frac{1}{2}$ °, A und B  $\rho > v$ ,  $\beta$  1.673.

In den Amphiboliten pflegen die Hornblenden mit den c-Achsen vorzugsweise angenähert // der Schieferungsebene oder Streckung zu liegen; im vorliegenden Gestein ist dies nur angedeutet, jedoch ist ein auffallenderes Wachstum der Individuen, die mit c  $\perp$  zur Schieferungsebene stehen, in dieser Ebene unverkennbar.

Ganz eigenartig jedoch verhält sich der Feldspat. Dieser, fast vollständig frisch und höchst selten mit Spuren von Glimmer und Kaolinbildung, ist Oligoklas bis Labrador, ist stark

zonar und zwar fast durchwegs außen viel An-reicher als im Kern. Hin und wieder scheint Zonarstruktur zu fehlen, hin und wieder ändert sich die Auslöschungsschiefe fleckweise und so — wenn abgesehen wird von der recht unregelmäßigen Umgrenzung der Einzelindividuen — Recurrenzen vergleichbar oder corrodieren und wieder ausgeheilten Feldspäten.

⊥ M P Kern eine Partie 1	8°, 1'	11°
Hauptanteil	19°	23°
Rand	23°	25°

andere Durchschnitte ⊥ M P zeigen (Mittel von 1 und 1') Kern 29° Randpartie 31°, K 23° R 34°, K 19° R 28°, K 26° R 37°. Ähnliches ergaben sonstige Schnitte der symmetrisch auslöschenden Zone.

Diese Zonarstruktur läßt sich kaum mit den Kristallisationsgesetzen der Massengesteine vereinbaren, denn in analog zusammengesetzten Gabbros oder Diabasen ungestörter Gebirge ist sie in dieser Intensität invers nicht auffindbar.

\* \*

An diese Gesteine reiht sich enge an ein schon stärker dynamometamorph beanspruchtes Gabbrogestein, das als Amphibolit später erwähnt werden wird von Prachatitz.

\* \*

Veränderter Hornblendegabbro (Amphibolit) Plahetschlag.



Fig. 3.

Oben und unten Schlifftrand. Mit Spaltrissen Hornblende, schwarz Erz, das Übrige Feldspat. — Schieferungsebene —

Dieses Gestein, äußerlich ähnlich dem vorangegangenen von Oberhaid, zeigt einen noch höheren Grad der Umwandlung. Fig. 3

Die Struktur erinnert zwar an die panidiomorph körnige, wobei Bytownit und Hornblende zu ungefähr gleichen Teilen vorhanden sind und gleichzeitig gewachsen. Verbiegungen an Hornblende und Feldspat sind selten.

Bytownit (oft bis  $\frac{1}{2}$  mm) zeigt Ab, Pe, Kb-Gesetz und enthält nach  $\perp$  M P  $39^\circ$ ,  $40^\circ$ ,  $42^\circ$  und dem Maximum symmetrischer Auslöschung gegen 80% An; er ist homogen und ohne Zonarstruktur.

Die Hornblende, gern mit 110, selten nach c etwas verlängert (1 mm), mit Zwillingen hie und da nach 100, hat die Farben  $\alpha$  35 gelbgrau u,  $\beta$  36 gelbgrüngrau k,  $\gamma$  36 h, D 25  $\mu$ , c  $\gamma$  17—18°, V  $39\frac{1}{3}^\circ$ ,  $39\frac{1}{2}^\circ$ ,  $40^\circ$ ,  $40\frac{1}{2}^\circ$ , A  $\rho > v$ , B  $\rho > v$ ,  $\beta$  1.662, <sup>33)</sup>  $\gamma$ — $\alpha$  0.0223. Auch da findet sich Titaneisen // 110 eingeschaltet, jedoch auch spärlich in Quersprüngen, so andeutend, daß diese Ausscheidungen später erfolgten.

Man ersieht, daß die im Dünnschliff leicht faßbaren Eigenschaften der Hornblende wenig von denjenigen der beiden früher von Oberhaid beschriebenen verschieden sind. Höchst spärlich und nur wenige  $\mu$  groß ist an mancher Hornblende fortgewachsen dunklerer Amphibol (bis 15 grasgrün, 2. Übergang nach blaugrün d, c  $\gamma$  ist etwa  $5^\circ$  kleiner, 2 V deutlich kleiner).

Er entspricht am ehesten den dunkelgrünen Hornblenden mit kleinem 2 V, die F. Reinhold in Amphiboliten des n.-ö. Waldviertels beschrieben hat. (Min. Petr. Mitt. XXIX. p. 109.) Es ist hervorzuheben, daß im Gestein Augit fehlt. In den recht spärlichen Apatitstengeln bemerkt man Stäbchen // c.

Um ganz vereinzelte Erzkörner sieht man auch da einen Saum von zonar struierten Epidot, der außen Fe-reicher ist.

Als Neubildung bemerkt man weiters recht spärlich Chlorit (opt. —,  $\rho > v$ , 2 V wechselnd bis  $0^\circ$ , grasgrün), sehr selten Titanit und im Feldspat höchst spärlich Glimmer.

\*

In enge Beziehung zu diesem Gestein sind zu bringen dynamometamorphe Gesteine des nördlichen Böhmerwaldes, typische Amphibolite, welche durchaus oder teilweise im Gestein die gleiche Beschaffenheit aufweisen.

Bei den bis nun besprochenen Gesteinen sind sehr intensive dynamometamorphe Einwirkungen nicht sichtbar geworden, am wenigsten bei den ausführlich beschriebenen dioritischen Gesteinen von Christiansberg und vom Libin, auch von Wosant; immerhin zeugen Umänderungen in den Gesteinskomponenten,

<sup>33)</sup> Spricht für beträchtlichen Fe-gehalt h. W. Ford. Am. Journal of Sc. 1914 Feber.

eventuell direkt Mineralneubildungen und die Art dieser Bildungen von den wechselvollen Bedingungen, unter welchen die Gesteine standen. Am klarsten spricht für die Natur dieser Gesteine deren Struktur. Nicht immer klar für solche Deutungen läßt sich die Zonarstruktur der Feldspate<sup>34)</sup> verwenden. In Massengesteinen ist unter basischen Rekurrenzen im Feldspat seit langem bekannt der Fall, wobei um einen homogenen Kern eine Schale liegt, die innen zwar An-reicher ist als der Kern, außen jedoch Ab-reicher, so daß die Durchschnittszusammensetzung derselben nahe gleichkommt der Zusammensetzung des Kerns.

Dafür wurde die Deutung<sup>35)</sup> gegeben, daß bei sehr langsamer Erstarrung einer Schmelze der kristallisierende Feldspat der Zusammensetzung der Schmelze entspreche, während bei rascher Erstarrung (z. B. Schalenbildung nach der Effusion) der Typus B. R o o z e b o o m sich einstellen müsse: Mischkristallbildung I (mit An-reicherem Kern). Für manche der fast zonarstrukturfreien Feldspate der Diorite und Gabbros wird eben sehr langsame und gleichmäßige Erstarrung auch bis zur Schlußkristallisation zugetroffen sein: dafür spricht auch die allgemeine Lagerung im Gebirge.

Daß in anderen Fällen auch noch später eine Vereinheitlichung der Plagioklasssubstanz im Individuum (also Schwinden der vorhandenen Zonarstruktur) infolge Einwirkung von wässerigen Lösungen eintreten kann, dafür sind manche Beispiele erbracht worden.<sup>36)</sup>

Eigenartig ist die Zonarstruktur in dem nicht sehr von Dynamometamorphose berührten Diorit von Wosant.

Daß bei der sukzessiven Prägung eines kristallinen Schiefers die für wässrige Lösungen schwer lösliche Komponente, Ab-reicher Feldspat im Gegensatz zum leichter löslichen An-reichen Feldspat zuerst zur Ausscheidung kommen kann, also dann im Kern erscheinen muß,<sup>37)</sup> wurde mehrfach betont.

Fälle allerdings, wie der zonarstruierte Ca-Na-Feldspat im schiefrigen Hornblendegabbro westlich Oberhaid, setzen komplizierte Bildungsbedingungen voraus.

\*

Nach Mineralbestand und Struktur können die bisher besprochenen Gesteine (Plahetschlag ausgenommen) gestellt werden

<sup>34)</sup> F. Becke. Lotos XVII. p. 58.

Denkschr. d. math. nat. Kl. d. k. Akad. d. Wiss. LXXXV Bd. p. 122.

<sup>35)</sup> S. h. Min. Petr. Mitt. XXIII. p. 480 u. XXVII. p. 547.

<sup>36)</sup> Z. B. R. Beck, Min. Petr. Mit. XIII. p. 326. — M. Stark, Ebenda XXVI. p. 142. p. 487. — A. Spitz, Ebenda XXVIII. p. 497.

<sup>37)</sup> Geolog. petr. Aufnahme d. Euganeen. Min. Petr. Mit. XXVII. p. 546 und XXVI. p. 142.

zwischen die Diorite-Gabbros z. B. von Ronsperg und Muttersdorf und die typischen Amphibolite.

**Amphibolit**, eingeschaltet im Marmor nördlich Krummau; im Steinbruch vorzüglich aufgeschlossen.

Das Gestein steht nicht allzu fern dem schiefrigen Amphibol-gabbro nordwestlich Oberhaid.

Die tektonischen Bewegungen, die über den Marmor gegangen sind, haben offenkundig auch dieses Gestein mit erfaßt. Schieferung und Streckung ist im Gestein sehr deutlich durch die vorzugsweise Parallelordnung der Hornblenden mit ihren  $c$ -Achsen, nach welchen dieselben viel länger sind als breit (bis  $\frac{1}{2}$  mm).

**Im Ca-Na-Feldspat** (in Körnern bis  $\frac{1}{2}$  mm) nimmt man Ab- und Pe-lamellen wahr; er ist Andesin und zwar mit ausgesprochener Zonarstruktur; innen Ab-reicher. — In Durchschnitten nahe  $\perp a$ : Kern  $3^\circ$ , Rand  $22^\circ$ ,  $K 0^\circ R 19^\circ$ ,  $K 5^\circ$ ,  $R 14^\circ$ ; zur weiteren Prüfung wurde nach der Immersionsmethode festgestellt, daß für 1.54 ein Brechungsexponent des Kerns gleich, der andere höher ist, während die Brechungsexponenten der Randpartie überhaupt höher liegen: dies weist auf einen Gehalt von 20 % An im Kern, 35 % An im Rand.

**Braune Hornblende**, an Menge wesentlich mehr als Feldspat, in Stengeln oder auch Körnern, ist gelegentlich nach 100 verzwillingt, hat  $\alpha$  35 gelbgrau v,  $\beta$  33 braun k,  $\gamma$  34 orange-grau k,  $D 30 \mu$ ,  $c \gamma 16\frac{1}{2}^\circ$ ,  $V 45^\circ$ ,  $A$  und  $B \rho > v$  um  $\alpha, \beta 1.649$ ,  $v-a 0.0238$ .

In der Hornblende spärlich eingewachsen ist gerundet Zirkon mit pleochroitischem (RaA) Hof.

Sonst finden sich noch höchst spärlich Biotitfitter (kleines  $z V$ , orange-braun, mäßig pleochroitisch) und etwas Ferz, darunter auch Magnetkies.

Risse im Gestein sind erfüllt von sehr schwach doppelbrechendem Chlorit, Titanit, Calcit; die Hornblende unmittelbar daneben ist mitunter gebleicht, schwach grünlich und etwas stärker doppelbrechend, oder auch fortgewachsen als farblose bis blaßgrüne, stärker doppelbrechende Hornblende, wobei  $c \gamma$  kaum verschieden ist.

**Amphibolit**, gelegentlich mit Granat. Vorkommen wie das vorherbeschriebene Gestein.

Der Granat ist im Handstück ganz vereinzelt in mehrere mm großen, undeutlichen Kristallen sichtbar.

Auch da ist wie im vorhergesprochenen Gestein der Ca-Na-Feldspat stark zonar. Nahe  $\perp a$ ,  $K 0^\circ R 18^\circ$ ,  $K 0^\circ R 16^\circ$ ,  $K 3^\circ$

R 14°, also bei 20 % An im Kern, 32 % An am Rande. So wie im vorigen Gestein fehlt am Plagioklas Kb-Gesetz.

Hornblende, hier und da mit 110, ähnelt der des vorangegangenen Gesteins:  $c \gamma$  16½°, durch Messung an einem Längsschnitt eines Zwillings nach 100, der jeweils eine Achse im Interferenzbild zeigte 17°, opt. +, V (Mittel.  $\alpha$  und Achse) 48°, A und B  $\rho > v$ ,  $\gamma - \alpha$  0.0235. Die Hornblende ist randlich auf ganz kurz, bisweilen fasrig fortgewachsen (farblos — schwach grün), hierbei  $c \gamma$  kaum verschieden, jedoch etwas höhere Doppelbrechung, oder sie hat gelegentlich in einer ganz schmalen Randzone einen mehr grünen (wenig satten) Farbton, welcher nur selten dunkelgrün wird.

Ganz feine, hin und wieder auch kräftigere Risse durchziehen quer zur Streckung das Gestein. Feldspat pflegt da wieder durch Feldspat und zwar durch Abreichen ausgeheilt zu sein; die Hornblende läßt jedoch in solchen Sprüngen Ilmenit ausscheidung erkennen mit gleichzeitig eintretender geringerer Tiefe des braunen Farbtons. Es folgt also daraus, daß die Ursache kräftigerer Braunfärbung liegt in jenem Ti und Fe, das eben für die Ilmenitbildung der Hornblende entzogen wird. Titan Eisen, wohl auch Magnetit, ist sonst oft in den Hornblenden in Form feinsten, tiefbrauner bis opaker Täfelchen und Körner // 110 zu finden, in ähnlicher Art auch Biotit (sehr dünne Blättchen), der sonst auch hie und da im Gestein erscheint  $\alpha$  33 braun  $v$ ,  $\gamma$  33 m, D 30  $\mu$ ; er ist gelegentlich chloritisiert. Erz kommt weiters in größeren Körnern im Gestein vor, die bisweilen am Rande in Titanit umgewandelt sind. Als auffällige Bildung tritt endlich in der Hornblende Rutil auf in gerundeten Körnern und zwar in ganz ähnlicher Weise wie anderwärts in Eklogiten.

In den breiten Rissen ist allgemein Neubildung von Chlorit, Titanit, Calcit wahrnehmbar, auch von fast farbloser (schwach grüner) Hornblende ohne Ilmeniteinschlüsse; diese Hornblende hat fast gleiches  $c \gamma$  wie die braune Hornblende, doch zeigt letztere in einem Schnitt  $\perp \beta$  rot II. Ordnung, erstere violett III. Ordnung. (s. h. F. Hölletz.)<sup>38)</sup>

### Reaktionssäume.

Es liegt nun die Frage nahe, ob und in wie weit etwa von den Amphiboliten — als ehemalige gangartige Massengesteine aufgefaßt — im Nebengestein selbst eine Kontaktwirkung ausgeübt worden ist.

Es wurden daher Dünnschliffe angefertigt, welche das Nebengestein (Marmor) und den Amphibolit im Kontakt zeigten.

<sup>38)</sup> Lotos, Prag 71. 1923. p. 127.

Die Textur des Amphibolit wird gegen die Kontaktgrenze auffallend durch noch deutlichere Parallelstellung der Hornblende mit  $c$  zur Kontaktgrenze. Sehr bemerkenswert ist, daß gegen diese Grenze zu die Hornblende und der Feldspat durchsät sind mit etwa  $\frac{1}{10}$  mm großen länglichen Titanitkörnchen. Diese Ablösung von Rutil durch Titanit in dieser Grenzzone ist bei der Nachbarschaft des Kalkes leicht verständlich, stellt aber die Deutung als unmittelbare Eruptivkontaktwirkung in Frage. Dann tritt der Feldspat zurück, es erscheint Augit, spärlich Zoisit resp. Klinozoisit und Epidot, welche zusammen den Feldspat ersetzen; die Hornblende dagegen wird blasser im Farbton, kann jedoch auch im selben Individuum von verschiedenen braunen bis braungrünen Nüancen, ja fleckweise farblos sein.

Der Grenzbereich des Feldspat führenden (unbeeinflussten) Amphibolit zum Zoisit-Amphibolit-Anteil ist dabei stellenweise auffallend scharf.

Schließlich erscheint die Hornblende inhomogen, fasrig und kann auch als schwach grüne Hornblende fortgewachsen sein, endlich verschwindet sie dann ganz: diese Grenze nun stellt also die ursprüngliche Kontaktgrenze dar und es folgt weiter ein bis 4 mm breites Augitband mit wenig Epidot mineralen und eingestreuten, reichlichen Titanitkörnchen nebst etwas Calcit.

Dieses Augitband stellt die unmittelbare Wechselwirkung von den beiden heterogenen Gesteinen dar, es grenzt nicht immer deutlich am Marmor ab, sondern es gehen von ihm gerundete Gruppen von Augitkörnern oder einzelne Augitkörner in ihn hinein; nur selten nehmen daran auch Körner von Mineralen der Epidotgruppe teil. Graphit ist im Marmor in Schuppen verstreut.

Bei der Verfärbung (Ausbleichung) der Hornblende wird  $2V$  um  $\alpha$  in der Regel sehr wenig kleiner ( $A\varrho > v$ ,  $B\varrho > v$  um  $\alpha$ ), auffallender jedoch einmal in graugrüner Hornblende: ( $V = 35^\circ$ ). Die Lichtbrechung ist für grünlichbraune bis fast farblose Hornblende kleiner, dagegen wird  $\gamma - \alpha$  größer (so zeigt ein Durchschnitt nahe  $\perp \beta$  in der braunen Hornblende blaugrün der II. Ordnung, in der farblosen gelb-orange der II. Ordnung), in  $c\gamma$  jedoch läßt sich schwer ein Unterschied in diesen verschiedenen Hornblenden festlegen.

Mitunter hat ein Hornblendeindividuum ringsum eine Randzone fast farbloser Hornblende.

Der Pyroxen ist durchwegs optisch gleichartig, hat  $c\gamma$   $38^\circ$ ,  $39^\circ$ ,  $V$   $26^\circ$ ,  $27^\circ$ ,  $28^\circ$ ,  $A\varrho > v$  deutlich,  $B\varrho > v$  wenig deutlich, also nahezu Diopsid, wofür auch der Wert für  $\beta$  und  $\gamma - \alpha$  spricht.

Im Bereich des Augitbandes und des Bandes der verfärbten Hornblende ist nicht selten ein farbloses, nicht pleochroitisches, durchaus Glimmer-ähnliches Mineral mit den Eigenschaften des *Muscovit* anzutreffen ( $2V = 32^\circ$ ).

Der den Feldspat ersetzende *Zoisit* ist feinkörnig (selten bis 1 mm), einschlußreich, hat die  $AE \perp$  zur vorwiegenden Spaltbarkeit, großes  $2V$  mit  $\rho > v$ ,  $\beta$  nahe 1.685 und ist optisch (—) bei recht niedriger Doppelbrechung. Doch kommt um Erzkörner und auch sonst im ganzen Kontaktbereich, auch noch im Marmor selber *Zoisit*, resp. *Klinozoisit* und *Epidot* in paralleler Verwachsung vor und von wechselndem optischen Verhalten.  $2V$  kann da recht klein werden, wobei die Dispersion sehr stark wird; auch scheint in den Partien mit anormaler (himmelblauer) Interferenzfarbe (I. Ordnung) die Achsenebene bereits // der Spaltbarkeit zu verlaufen und  $v \gg \rho$  zu sein, so wie z. B. *Wein-schenk* beschreibt. Eine Abgrenzung dieser optisch verschiedenen Anteile ist schwer durchführbar und erinnert in manchem daran, daß in manchen Gesteinen Kalifeldspat auftritt, der in einem Kristallgebilde partienweise als Orthoklas, in den andern Partien als Mikroklin anzusprechen ist. Auch bei Anorthoklasen gibt es Analoges.

Der meist später gebildete *Epidot* ist opt. (—), deutlich stärker licht — und doppel — brechend als *Zoisit*.

Die geschilderten Grenzzonen können — infolge ihrer kräftigen Schieferung und durch direkte Bewegung gestört — gelegentlich übereinandergreifen, Amphibolit kann auch ziemlich unmittelbar an Marmor grenzen.

Überblickt man das ganz eigenartige Bild der Mineralzusammenstellung im Kontaktbereich, so gewinnt man den Eindruck, daß wohl eine endogene wie auch exogene Kontaktmetamorphose ohne eigentliche, weitreichende Assimilation eingesetzt hat, daß aber der jetzige Mineralbestand nicht oder doch nur zu einem Teil (*Diopsid*) identisch sein kann mit dem ursprünglichen Kontaktbestand.

Dafür spricht das Abklingen des braunen Farbtons der Hornblende, der reichliche Eintritt des *Zoisit* und *Epidot* statt *Andesin* im Hornblendegestein noch selber.

Diese gesamte besprochene schmale Grenzzone der beiden Gesteine ist also nicht mehr als die eigentliche Massengesteinskontaktzone anzusprechen, sondern vielfach auch aufzufassen als *Reaktionsraum* heterogenen — (kristallinen Schiefer) — Materials, wie z. B. *F. E. Sueß* solches beschrieben hat.

\* \* \*

Eine ähnliche Wechselwirkung wie am besprochenen Amphibolit wäre auch an einem andern Gestein aus den Krummauer

Kalkbrüchen zu erwarten, das als widerstandsfähiger im Marmor auftritt und in Stücke geteilt erscheint, wie nebenstehende Figur zeigt.

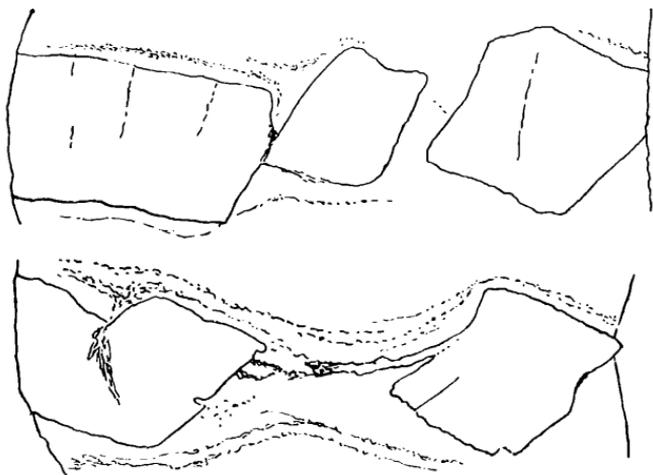


Fig. 4.

Das Gesteinsstück ist beiderseits (correspondierend) gezeichnet (z. Teil). Distanz der Ränder bei 15 cm. Dicke des Stückes bei  $3\frac{1}{2}$  cm.

Zwischen die Stücke schmiegt sich, bildlich gesagt, der Marmor wie eine plastische Masse.<sup>30)</sup>

Das Gestein, wohl ein ehemaliges Biotit-reiches Ganggestein, besitzt einen geringen Grad von Gleichgewichtszustand im jetzigen Mineralbestand.

Die schwarze grüne Farbe ist zurückzuführen auf reichliches, meist fein verteiltes Erz und einen ehemaligen, oblongen Gemengteil, der deutlich idiomorph entwickelt war, jetzt aber jeweils aus einem Aggregat von schwach bräunlichen Glimmerskeletten aufgebaut ist, deren manches den Umrissen dieses ehemaligen Gemengteiles weithin opt. // orientiert ist; daraus kann auf Biotit als ehemaligen Gemengteil zurückgeschlossen werden, während der neue als Phlogopit angesprochen werden kann. Hier und da ist ein winzigstes Zirkonkriställchen mit pleochroitischem Hof eingebettet. Auch finden sich häufig // der Längserstreckung des Gemengteils Titanitenskeletten eingewachsen. Diese trifft man mit Titanitenskeletten und Carbonat neben größeren Erzkörnern auch sonst oft im Gestein, ein Teil des Erzes ist Magnetkies.

Etwa ein Drittel des Gesteins erscheint im Dünnschliff von heller Farbe: die zugehörigen Gemengteile dürften auf umge-

<sup>30)</sup> F. E. S u c h. Mit. d. geol. Ges. Wien III. 1909. p. 255.

wandelten (Kali-)Feldspat zurückgeführt werden können, da Muscovitschüppchen vorwalten neben etwas Calcit. Albit ist in vereinzelt und wenig idiomorphen, selten verzwilligten Körnern anzutreffen (opt. +), Lichtbrechung wenig schwächer als Canadab.,  $\perp a 12^\circ$ . Bemerkenswert ist Chlorit als Gemengteil, einmal selbständig und gern // angeordnet im Gesteinsgewebe, dann in Klüftchen und weiters // verwachsen mit Glimmer, aus dem er hervorgegangen: im Gegensatz zu diesem ist er opt. +, hat // den Spaltrissen  $a$  und die Brechungsexponenten wesentlich höher als Canadab., während beim bräunlichen Glimmer  $a$  nahezu gleich  $n$  des Canadabalsames ist.

Im Kontaktbereich sind vereinzelt Titanitkriställchen anzutreffen; der bräunliche ehemalige Gemengteil ist meist der Kontaktgrenze // gestellt und er grenzt unmittelbar an Marmor.

In diesem selber findet sich verstreut fast farblose Hornblende, gerundet, doch auch von 110 begrenzt.; feinste Titaniteisenblättchen sind // 110 eingewachsen,  $c \gamma$  bei  $21^\circ$ ,  $z V$  nahe  $90^\circ$

Die Kontaktwirkung dieses Gesteins als ehemaligen Eruptivums auf den Marmor war also recht geringfügig, dagegen haben wohl später  $CaCO_3$ -haltige Lösungen auf das in Rede stehende Gestein erheblich eingewirkt.

Außer diesen beschriebenen, Hornblende-führenden Gesteinen treten in den Marmoren von Krummau noch andere auf, deren Hornblende nicht braun, sondern grau oder grün in verschiedenen Nüancen ist.

So bildet wenige mm breite, dunkle Gesteinsbändchen im Marmor zusammen mit spärlichem Titanit nach  $c$  verlängerte Hornblende ( $a$  36 gelbgrüngrau  $r$ ,  $\gamma$  37 grüngrau  $p$ ) bei gelb II. Ordnung;  $c \gamma$   $20^\circ$ ,  $z V$   $90^\circ$ .

Es finden sich da in Hornblende wie auch in im Marmor ganz vereinzelt auftretenden Diopsid (nahe  $\perp \beta$   $c \gamma$   $37^\circ$ ,  $A \rho > v$ ,  $B \rho > v$ ) und im nicht gerade seltenen Phlogopit bisweilen feinste Titaniteisenfitterchen. Hornblende und Diopsid, oft etwas gerundet, bringen doch oft 110 und 010 gut zur Geltung.

Andere dunkelgrüne Gesteinspartien im Marmor bestehen neben etwas Titanit, Phlogopit und Magnetkies aus stengligen Hornblendern (oft mit 110 und 010), die farblos und kaum pleochroitisch im Dünnschliff sind. Diese Art Hornblende ist auch sonst durch ihre Eigenschaften auffallend: optisch posi-

<sup>\*)</sup> S. h. P. St. Richarz. Jahrb. d. geol. Reichsanst. Wien. Bd. 58. p. 33.

tiv;  $^{40)}$   $2 V 80^{\circ}$  aus  $V \alpha \quad 49^{\circ}$ ,  $V \gamma \quad 39^{\circ}$ ;  $c \gamma$  beträchtlich  $22^{\circ}$ ;  $\beta$  ist niedrig  $1.625$ , wohl wegen geringen Fe-Gehalts.

Die Ursache speziell der Bildung brauner Hornblende liegt wohl in erster Linie im eigenartigen Gehalt von Ti und Fe, respektive der Oxydationsstufe des Fe. Dafür können auch Analysenresultate mit verwendet werden.<sup>41)</sup> Oft bemerkt man, daß als Folge der Ausscheidung von bemerkenswerter Menge von Ilmenit und Magnetit aus Hornblende bei ihr Grüntönung eintritt. Daß bei der Bildung der braunen Hornblende in den beschriebenen Amphiboliten von Krummau hohe Temperaturen geherrscht haben müssen, beweist die allgemeine Lage dieser Gesteine im Gebirge und die hohe Metamorphose aller benachbarten älteren Gesteine. Für hohe Temperatur kann auch das häufige Vorkommen primärer brauner Hornblende in Massengesteinen herangezogen werden, dann jedoch auch das gelegentliche Auftreten brauner Hornblende in manchen kontaktmetamorphen Amphiboliten.

Ein Beispiel bietet der mit Granit im Kontakt stehende, später zu besprechende Amphibolit nordwestlich Tachau weiters auch der nahe Staab mit dem Granit in Kontakt stehende und im Urtonschiefer aufsetzende basische Hornfels, der als Folge der Kontaktmetamorphose neben Epidot und Zoisit viel neugebildete braune Hornblende, ebenso auch Biotit führt.

Daß jedoch die Kontaktmetamorphose durch Massengesteine an Amphiboliten keineswegs immer zur Bildung brauner Hornblende führt, beweisen aus dem Böhmerwalde die mit Dioriten, Gabbros und Graniten in Kontakt tretenden Amphibolite der Gegend von Muttersdorf, wo die intensiv kontaktmetamorphosierten Amphibolite nach A. Fröhlich zumeist grüne Hornblende haben.

Dies letztere trifft auch zu für die meisten Hornblenden der durch Kontakt beeinflussten Amphibolite der Gegend südlich von Lauterbach.<sup>42)</sup>

Die Hornblenden solcher Gesteine im Kaiserwald unterscheiden sich in der Farbe wenig von denen der vom Granit ferneren Amphibolite, welche gern farblose bis grüne, jedoch langstenglige Hornblende zeigen.

Bei der Auffassung der Kontaktsäume der erwähnten Amphibolite von Krummau als später gebildete Reaktionssäume müssen

<sup>41)</sup> S. h. H. K ü c h l e r. Chemie d. Erde. 1. Bd. 1. Heft. -- A. Marchet. Min. Petr. Mit. Bd. 38. p. 494.

<sup>42)</sup> Mitt. d. naturw. Ver. a. d. Univ. Wien, XI. p. 126.

die dort genannten Minerale auch sonst in den dortigen Gesteinskomplexen erscheinen.

Dies trifft zu für den in gerundeten Formen im Marmor eingewachsenen Diopsid, (hie und da erscheint sehr spät gebildeter Diopsid, dann in spießigen Formen, schilfiger Hornblende vergleichbar), weiters für die grauen bis graugrünen Hornblenden mit großem  $c\gamma$ , für Zoisit und Epidot, für Phlogopit.

Daß diese Minerale vornehmlich unter erhöhtem Druck und auch erhöhter Temperatur gebildet wurden, beweist, daß in den früher erwähnten Streckungsklüftchen braune Hornblende grün getont wird und als farblose weiterwächst zusammen mit Chlorit, Albit, Titanit. (Vergl. a. F. H o l e t z.)<sup>43)</sup>

### K o n t a k t m e t a m o r p h o s e.

Es empfiehlt sich an dieser Stelle einige Bemerkungen über die Mineralbildung in nicht oder wenig veränderten Eruptivgesteinskontakten einzuschalten.

Im K a i s e r w a l d, wo ähnlich wie in manchen Teilen des B ö h m e r w a l d e s Massengesteine, wenig dynamometamorph, kristalline Schiefer durchschlagen und auf sie Kontaktwirkungen ausgeübt haben, sind sehr mannigfaltige K o n t a k t g e s t e i n e beschrieben worden.<sup>44)</sup>

Ähnliche Gesteine finden sich auch im nördlichen Böhmerwalde nahe den Granitgrenzen.

Westlich K u t t e n p l a n, zwischen H i n t e r k o t t e n und P r o m e n h o f finden sich gleichgeartete H o r n f e l s e vor mit den auffälligen Stengelgruppen von S i l l i m a n i t,<sup>45)</sup> mit C o r d i e r i t, G r a n a t und B i o t i t, ferner Q u a r z und T u r m a l i n.

Erscheinungen, die mit Kontaktmetamorphose in Zusammenhang gebracht werden müssen, sollen später an Gneisen des nördlichen Böhmerwaldes noch berührt werden; siehe ferner hiezu R. S o k o l.<sup>46)</sup>

A m p h i b o l i t e, kontaktmetamorph verändert, finden sich ähnlich wie bei L a u t e r b a c h im Kaiserwalde<sup>47)</sup> auch an Graniten im Böhmerwalde z. B. nordwestlich von T a c h a u bei H e i l i g e n nahe der Straßengabel.

Untersucht wurde eine Gesteinsprobe unmittelbar vom Kontakt.

<sup>43)</sup> Lotos. 71. p. 127.

<sup>44)</sup> Mit. d. naturw. Ver. an der Universität Wien XI. 102.

<sup>45)</sup> Ebenda p. 119.

<sup>46)</sup> Bul. intern. de l'Acad. d. Scienc. de Bohême 1910 XV

<sup>47)</sup> p. 126.

Das der Hauptmasse nach schwarzgrüne Gestein läßt in manchen Anteilen lichtgrüne Farbe erkennen, die von vorherrschendem Diopsid neben Feldspat herrührt.

In den dunklen Gesteinsteilen ist Hornblende und Andesin (erstere mit durchschnittlicher Korngröße  $\frac{1}{10}$ , selten bis  $\frac{1}{3}$  mm, letzterer selten bis  $\frac{1}{4}$  mm) zu etwa gleichen Mengen vorhanden.

Ganz vereinzelt tritt Ferruzin zu unregelmäßigen Gruppen zerfallenen Körnern (1 mm) oder häufiger in einzelnen bis  $\frac{1}{10}$  mm großen Körnern in Hornblende und Feldspat auf; herum ist gerne Zoisit (opt. +, kleines  $2V$ ,  $v > \rho$ ,  $AE //$  der Spaltbarkeit) und Fe-Epidot (opt. —) gewachsen und von gleicher Ausbildung wie etwa in den Gesteinen von Ob.-Haid. An den Erzkörnern, bisweilen auch rund um sie ist gern noch Titanit neugebildet. Ein kleiner Teil des Erzes ist Magnetkies.

Überdies trifft man hie und da Schwärme feinsten Ilmenit-schüppchen und Körnchen, die das eine oder andere Hornblende- und Feldspatkorn durchsetzen und wohl herrühren von einer verschwundenen Gesteinskomponente. Flitter von Calcit, Titanit- und Epidotkörnchen treten hin und wieder gemeinschaftlich damit auf.

In Hornblende und Feldspat sind nicht spärlich feinste Apatit-säulchen eingewachsen. Recht vereinzelt gewahrt man Augit in xenomorphen Gebilden, doch gern mit Hornblende (c //) verwachsen.

Der Feldspat ist fast durchaus homogen, zeigt recht selten Ab- und Pe-lamellen und ist nach Durchschnitten  $\perp \alpha 12^\circ, 14^\circ, 17^\circ, \perp \gamma 5^\circ$  und Lichtbrechung Oligoklas-Andesin von etwa 30% An.

Die unverzwillingte Hornblende, von 110 und 010 begrenzt und nach der c-Achse öfters etwas verlängert, zeigt die Farbe  $\alpha$  35 gelbgrau v,  $\beta$  33 braun p,  $\gamma$  34 orangegrau p,  $D 25 \mu$ ;  $c \gamma 17^\circ$ , opt. (—),  $A \rho = v$ ,  $B \rho > v$ ,  $V = 41^\circ$ ,  $\gamma - \alpha 0.022$ . Der Spaltbarkeit parallel sieht man auch da bisweilen feine Ilmenitflitter eingewachsen.

Das Gestein zeigt typische Hornfels- (Mosaik) Struktur, Hornblende, Feldspat und Augit bilden, ohne eine auffallende bevorzugte Lage einzunehmen, das Grundgewebe; in ihnen eingebettet bringen Titanit und Apatit ihre Kristallformen gut zur Geltung.

Aus der Wiederholung partieller Anhäufung einmal von Feldspat, dann wieder von Hornblende — dies gerne streifig — wird rückzuschließen sein auf die ehemalige Anordnung von Feldspat und Hornblende im Amphibolit und noch weiter gehend

auf die eben verwalzte ehemalige Feldspat- und Hornblende-Verteilung im noch früheren gabbroiden Gestein.

Die dunklen Gesteinsanteile gehen in die hellgrünen in der Weise über, daß die sonst recht spärlichen Augite an Menge zunehmen, Feldspat jedoch abnimmt, und Hornblende schließlich ganz schwindet.

Der Titanit nimmt zu und ist in der Diopsidpartie gleichmäßig verteilt in länglichen Körnern, ganz in der gleichen Art wie er in den Kontaktzonen erscheint der Amphibolite aus den Marmoren von Krummau.

Der unverzwilligte, nach Art des Malakolith ausgebildete Augit ist im ganzen Gestein gleich:  $c \gamma 39^\circ$ ,  $A \varrho > v$ ,  $B \varrho > v$ .

Die durch Kontakt veränderten Hornblendeschiefer von Muttersdorf sind von A. Fröhlich eingehend beschrieben worden.

Für die Kontaktmetamorphose im Böhmerwald sind dann von besonderem Werte die sorgfältigen Untersuchungen E. Weinschenk Die Kieslagerstätten im Silberberg bei Bodenmais. <sup>48)</sup>

Dann sei hingewiesen auf die Studien N. und J. Woldřichs im Wolynkatal; wo sehr mannigfaltige Kontakte behandelt werden, so an Marmoren, in denen Chondroit, Phlogopit, Diopsid und andere Minerale angegeben werden.

Von Gneisen und Glimmerschiefern wird gesagt, daß Biotit am Kontakt zunehme, was mit Angaben anderer Autoren übereinstimmt und auch zum Teil dem entspricht, was von F. Naumann und J. Lehmann im sächsischen Granulitgebirge für zunehmende Tiefe und von F. Becke und M. Schuster in den Sudeten angegeben wird.

In einem vorliegenden Dünnschliff eines im Marmor aufsetzenden hellen Augitdiorites südöstlich Scheiben, nördlich vom Kubany von hypidiomorpher, mittelkörniger Struktur mit viel kataklastischem Quarz, Andesin von etwa 40% An (außen hie und da mit Ab-reicherer Schale, Zwillinglamellen selten verbogen), mit schwach grünlichem Augit ( $c \gamma 45^\circ$ ,  $V 30^\circ$ ), sehr wenig Kalifeldspat, mit Titanit, Zirkon und Apatit ist keine eigentliche Assimilationszone vorhanden; nur ist ohne Änderung der Gemengteile des Diorites Calcit in Körnern im Grenzbereich vorhanden.

Im Marmor findet sich als Kontaktbildung Diopsid und graue Hornblende.

<sup>48)</sup> Abh. d. k. bayr. Akad. d. Wiss. II. Cl. XXI. Bd. II. Abt. 1901.

Ein anderes in Marmor südöstlich Scheiben aufsetzendes Massengestein enthält viel Mikroklin, chloritisierten Biotit in Schuppen (mit pleochroitischen Höfen), Ab-reicheren Plagioklas; ist also Augitgranit.

### Gesteine von Wallern und Hohenfurth.

Gesteine, die wohl direkt unter Bedingungen gebildet wurden, die der Kontaktmetamorphose entsprechen, dies umsomehr, als in ihrer Nähe, ja auch in ihrer unmittelbaren Nähe Tiefengesteine anstehen, finden sich in sehr eigenartiger Ausbildung etwa eine Wegstunde nordw. von Wallern an der Südabdachung des Schreiner; da trifft man einen Steinbruch, in dem Kalk (mittel — feinkörniger Marmor) gewonnen worden ist.

Die Gesteine sind im Steinbruch deutlich geschiefert, es wechsellagern gneisartige Gesteine mit Marmor und Phlogopit-haltigem Marmor, auch solchen, welche außerdem Olivin — öfters auch Spinell — haben und andern Gesteinen, die zum größten Teil aus Pyroxen bestehen. Die Mineralkombination ist mitunter an verschiedenen Stellen eines Gesteinsstückes recht verschiedenartig.

An einer Gesteinsprobe wurde gefunden: in einem feinkörnigen (Korngröße selten bis 1 mm) Marmor ist zu etwa ein Drittel Olivin und ein wenig Phlogopit vorhanden. Die Calcitkörner, vielfach durchzwilligt ohne bevorzugte Stellung etwa infolge Gebirgsdruckes, greifen zackig ineinander, stehen jedoch bisweilen durch ein größeres Stück des Schliffes hin in paralleler Orientierung. Darinnen eingebettet liegt — auch ohne bevorzugte Stellung — in meist rundlichen Körnern, deren einzelne wieder mitunter parallele Orientierung erkennen lassen, der Olivin (Korngröße meist bis  $\frac{1}{2}$  mm); die in // Orientierung befindlichen Olivine stellen Gebilde dar, die ehemals außerhalb des Schliffes verwachsen waren, jetzt im Schriff ohne Zusammenhang und durch Calcit getrennt sind, sie können einige mm weit reichen. Sehr selten konnte kristallographische Begrenzung festgestellt werden.

Der Olivin ist deutlich merkbar opt.  $\dagger$ ,  $v > \rho$  um  $\gamma$ , also Forsterit.

Phlogopit in Blättchen oder Körnern (oft  $\frac{1}{2}$  mm) ohne kristallographische Umgrenzung (am deutlichsten ausgeprägt ist 001) ist im Dünnschliff  $\perp a$  von noch eben merkbaren braunem Ton, im Durchschnitt  $\perp$  zur Spaltbarkeit  $a$  farblos,  $\gamma$  34 orange-grau  $v$ , opt. einachsiger oder von kleinem  $2V\beta$  bei  $1.60$ .

Olivin ist mitunter serpentiniert an Sprüngen und den Rändern, zu denen die Blättchen gern  $\perp$  stehen; sie haben  $\gamma$  in der Blätterichtung, Lichtbrechung höher als Canadabalsam

und schwache Doppelbrechung. Magnetitbildung tritt dabei nicht oder nur spurenweise auf.

Andere Proben mit ähnlichem oder auch etwas wechselndem Mengenverhältnis der Komponenten ergaben: in einem Olivin-durchschnitt fast  $\perp \beta$  war 110 und 010 mit den charakteristischen Winkeln und der Spaltbarkeit des Olivins wahrnehmbar, die Doppelbrechung wurde gleich der des Forsterit gefunden, ebenso auch  $\beta$  (= n Monobromnaphtalin). Für  $z$  V um  $a$  wurde aus Mittellinie und Achse bestimmt  $92^\circ$ , um  $\gamma$   $87^\circ$ ,  $85^\circ$ , was also direkt auf  $z$  V des Forsterit hinweist.

Phlogopit läßt hie und da Ausscheidung sehr spärlicher feinsten Ilmenitblättchen erkennen; bisweilen ist ein Blättchen in einigen Lamellen oder auch ganz in fast farblosen Chlorit umgewandelt, der jedoch in der Blätterrichtung  $a$  hat, opt. nahezu einaxig (+) ist und mit Doppelbrechung etwa 0.012; doch ist diese im selben Individuum nicht immer ganz gleich.  $\alpha = 1.581$ .<sup>49)</sup>

Als weiteres sehr bemerkenswertes Mineral tritt dann noch in mehreren Gesteinsproben auf Spinell. In den Dünnschliffen normaler Größe finden sich davon etwa 10—15 Körner (selten bis 1 mm); er zeigt keine kristallographische Begrenzung, ist schwach graugrün (38 blau-grüngrau s bei  $50 \mu$  D) und hat  $n = 1.726$ , ist also ein Fe-armer Spinell. Fig. 5.

Auch Diopsid kann sich im Marmor als Gemengteil einstellen, er kann auch sehr überwiegen.  $V = 29^\circ$

Eine der Gesteinsproben ist Augitfels, (mäßig geschiefert) mit wenig ehemaligem Ca-Na-Feldspat. Dieser ist jedoch zu kristallographisch nicht umgrenzten, einschlußreichen Zoisit geworden (gegen  $\frac{1}{2}$  mm), der aber auch wieder umgewandelt sein kann zu einem schuppig körnigen Mineral (opt. fast einaxig, (—),  $\gamma$  in der Richtung sehr vollkommener Spaltbarkeit und deutlich  $> n$  Canadab., dieser fast gleich  $\alpha$ ; Doppelbrechung ist jedoch kaum  $\frac{2}{3}$  der des Diopsid, also merklich kleiner als bei gewöhnlichem Muscovit). (Nach Hintze<sup>50)</sup> kommt bei Zoisit Umwandlung in Muscovit vor.)

<sup>49)</sup> Es sei zum Forsteritvorkommen erwähnt, daß Olivin — ohne genaue Charakterisierung — als Kontaktmineral angegeben wird von N. und J. Woldřich im Wolynkatal, weiters wurde er unmittelbar südlich von Krummau in graphithaltigem Marmor aufgefunden als Kontaktprodukt eines bereits veränderten basischen Eruptivums; er ist da z. T. kristallogr. umgrenzt, opt. deutlich +, also auch Forsterit.

<sup>50)</sup> Handb. d. Min. 2. Bd. p. 202.



Fig. 5.

Kräftig umrandet Olivin (die Körner mit gleicher Schwingungsrichtung bezeichnet haben gleiche Orientierung), punktiert ein Spinellkorn, fein gestrichelt Phlogopit, schwarz Erz, alles Übrige Calcit, z. T. (schematisch) mit Zwillingslamellen und Spaltrissen.

Der Augit, meist feinkörnig, doch mehr als 1 cm lang werdend, kaum kristallographisch umgrenzt, nach c gern verlängert, ist farblos mit  $c \gamma 39^\circ$ ,  $A \rho > v$ ,  $B \rho > v$ . Hin und wieder ist infolge Kataklyse schwache Verbiegung der Individuen und Teilung in Einzelfelder, oder Zerfall in viele Teilindividuen mit wenig verschiedener Orientierung eingetreten.

Auch da ist spärlicher Phlogopit gelegentlich chloritiert ( $\alpha //$  der Spaltrichtung). Spuren von Calcit sind sekundär.

Eine andere, fast massige Gesteinsprobe besteht fast durchwegs aus Augit, der mittel-feinkörnig, in der c-Achse etwas verlängert ist (nicht selten bis  $1\frac{1}{2}$  mm lang). Kristallographische Umgrenzung und Verzwillingung fehlen fast ganz. Es ergibt sich so typische Pflasterstruktur im Dünnschliff. Der Augit ist von Poren und feinsten Einschlüssen durchzogen, darunter auch Ilmenitflittern. Sonst ist im Gestein an der einen oder andern Stelle gehäuft, jedoch an Menge vielmals weniger der Phlogopit, dann hie und da ein Korn von Ca-Na-Feldspat und das eine oder andere buchtige Apatitkorn oder Titanitkriställchen. Der Feldspat (mit Ab- und Pe-lamellen)

ist Andesin (Schnitte  $\perp a$   $19^\circ$ ); in ihm erscheint nicht selten glimmerartiges Umwandlungsprodukt. Fig 6.

Nur spurenhaft ist im Augit Kataklyse, doch ist das Gestein von dem einen oder andern Klüftchen durchzogen, das erfüllt ist von Calcit oder Andesin und von farbloser Hornblende, die in feinen Stengeln auftritt oder besenartig an dem Augit (c-Achse gemeinsam) ansetzt.

Es handelt sich also bei solcher Kluftausfüllung um relativ recht späte Bildung.



Fig. 6.

Gestrichelt Phlogopit, punktiert Feldspat, alles Übrige vom Schliffrand Augit.

In wieder einer andern, deutlich schiefriegen Gesteinsprobe von Augitfels, die mit Biotitfeldspatschiefer verflößt ist, ist nicht Phlogopit, sondern spärlich brauner, kräftig pleochroitischer Biotit (bis 1 mm) ausgebildet in Formen, wie sie gern in Hornfelsen erscheinen ( $a$  35 gelbgrau u,  $\gamma$  33 braun o,  $D$  40  $\mu$ ).

Manche Anteile dieser Gesteinsprobe bestehen nur aus Augit und etwas Labrador-Bytownit. Sonst ist Biotit an Menge geringer im Augitfels als Feldspat, welches letzterer etwa ein Zehntel der Gesteinsmasse einnimmt.

Augit, fast durchwegs unverzwilligt — die Körner ineinander verzahnt und nach c verlängert (selten bis 4 mm) — hat

kristallographischen Umriß da, wo er an Feldspat grenzt; er ist Diopsid ( $c \gamma 39^\circ$ ,  $V 28^\circ$ ,  $A \rho > v$ ,  $B \rho > v$ ) und hie und da etwas kataklastisch.

Der nach Ab- und Pe-gesetz fein verzwilligte Feldspat — gern mehrere Individuen zu einem xenomorphen Korn vereinigt — ist Labrador-Bytownit nach opt. (—) Char. und Auslöschung bis  $40^\circ$  in Schnitten  $\perp$  MP; er ist etwas zonar.

Biotit ist im Augitfels und benachbarten Schiefer gleich ( $V$  nahe  $0^\circ$ ;  $\beta$  bei  $1.615$ , also wesentlich höher als bei Phlogopit).

Das Augitgestein setzt gewöhnlich scharf am Biotitfeldspatgestein ab, das seine Biotite gern an der Grenzzone // gestellt hat, entsprechend der leichteren Beweglichkeit und Umformungsmöglichkeit im Biotitgestein. Dieses besteht zum größeren Teil aus Biotit (1 mm), darinnen oft pleochroitische Höfe auftreten, in deren Innern man meist Zirkon findet. Bemerkenswert ist die manchmal scharf sich ausprägende Reichweite. (RA u. RaC). Auch da ist Biotit mitunter chloritisiert: einachs., opt. +, schwach doppelbrechend,  $a //$  den Spaltrissen.

Eigentümlich ist, daß im Biotit statt der hier nur höchst spärlichen Ilmenitfitter Körnchen und Skelette von Titanit — wohl eine Folge der zirkulierenden kalkreichen Lösungen — ausgeschieden sind, der auch sonst gelegentlich im Gestein in deutlichen Kriställchen erscheint.

Vom Feldspat ( $\frac{3}{4}$  mm), der in gerundeten Formen im Biotit eingebettet liegt, ist ein sehr kleiner Teil Orthoklas, der weitaus größere Teil nach Ab- und Pe-gesetz verzwilligt und Andesin-Labrador. Neubildungsprodukte darin sind ähnlich den bei Zoisit Besagten.

Auch Diopsid in xenomorphen Formen trifft man hin und wieder im Gestein und Apatit. Darnach kann das Gestein von einem Syenit hergeleitet werden.

Klüftchen enthalten farblose Hornblende nadelchen und -fasern.

Die meisten der eben besprochenen Gesteine erinnern zwar an Massengesteine, entsprechen aber in Struktur und Umkristallisation nahezu Kontaktgesteinen, wenn von den späteren Veränderungen abgesehen wird; sie mögen — einige mit Sicherheit — auch schon vorher kristalline Schiefermetamorphose erlitten haben, sie sind dann bei hoher Temperatur zu kontaktfelsartigen Gesteinen umgewandelt worden und es traten dann später nochmals dynamometamorphe Einwirkungen auf, die zu Kataklyse, im Augit hie und da auch zu versteckter Druckzwillingsbildung, zu Kluff- und auch Mineral-Bildung (Zoisit, Chlorit, farblose Hornblende etc.) geführt haben.

\*

Charakteristisch tragen kristalline Schiefer-metamorphose zur Schau Gesteine vom selben Aufschluß, die als Gneise, respektive Cordieritgneise bezeichnet werden können, doch auch in ihnen finden sich vielfach Merkmale, die der Kontaktmetamorphose entsprechen.

Ein aus Quarz, genug Kalifeldspat, Oligoklas-Andesin, Biotit, Apatit, ganz vereinzelt Turmalin aufgebaute Gneis zeigt deutlich Schieferung. Quarz ist zerwalzt und stark kataklastisch; der Kalifeldspat (bis 1 mm), perthitisch, zeigt vielfach Mikroklingitterung, der Ca-Na-Feldspat (bis 1 mm) ist oft zonar mit bisweilen deutlich abgesetztem Außenrand und ist bei  $\perp$  Char. und  $\perp a$  (im spitzen Winkel  $a$ )  $K 18^\circ R. 12^\circ$  Andesin. Myrmekit ist nur selten anzutreffen, Apatit in Körnern ( $\frac{1}{10}$  mm); Turmalindurchschnitte (1 mm) zeigen braune Farbtöne.

Reichlich ist Biotit (1 mm) vorhanden, der in seinen Formen an die Biotite der Hornfelse erinnert. Auch ist er in kugelförmigen Gebilden in Quarz eingewachsen, analog Kontaktgesteinen<sup>51)</sup> des böhmisch-sächsischen Erzgebirges und Kaiserwaldes.<sup>52)</sup> Der im frischen Zustand stark doppelbrechende und kräftig pleochroitische Biotit ( $\alpha$  35 gelbgrau v,  $\gamma$  33 braun e,  $D 35 \mu$ ) ist selten chloritisiert (fast isotrop,  $\gamma // 001$ ) und zeigt dann Titanitskelett- und Ilmenitbildung; in Sprüngen quer zu 001 und manchmal am Rande sitzen auch reichlich Rutilnadelchen. Verbreitet sind pleochroitische Höfe (Ra A und RaC).

Dieses Gestein ist wohl ein Orthogneis. Eher als Paragneis zu deuten ist ein sehr quarzreicher, feldspatarmer, deutlich schiefriger Cordieritgneis von demselben Aufschluß. Quarz tritt in weitreichenden (bis 3 mm), zackigen Körnern mit geringer Kataklyse auf. Kalifeldspat ist wenig vorhanden, ebenso Oligoklas (1 mm), der etwas zonar ist und nach  $0^\circ$  oder  $2^\circ$  (i. st. W.) in Schnitten  $\perp a$ , opt. (—) Char. auf etwa 20%. An führt. Cordierit war ziemlich viel entwickelt, ist makroskopisch auffallend, aber fast durchgängig muscovitisiert (Pinit), jedoch finden sich dann um Zirkonkriställchen noch sehr gut kenntliche pleochroitische Höfe. (Über Cordierit und Sillimanit bei Linz s. P. R. Handmann.<sup>53)</sup>

Ähnlich wie im vorangegangenen Gestein erscheint Biotit oft chloritisiert, darin jedoch in dünnen Einzellamellen (wohl frühere Bildung) muscovitisiert. Auffallend ist hierbei die regel-

<sup>51)</sup> Erl. z. geol. Spez. K. d. Königr. Sachsen, Sekt. Meißen 1889.

<sup>52)</sup> Mittl. d. naturw. Vereines a. d. Universität Wien. XI. p. 111.

<sup>53)</sup> Verh. d. geol. R. A. 1902. p. 217 und N. Jahrb. f. Min. etc. 1905.

mäßige Entwicklung des Rutil in Lagen unter  $60^{\circ}$  und auch seine Parallelverwachsung in vielen Titaneisentäfelchen.

Bemerkenswert ist, daß im Gestein nicht selten größere Muscovit schuppen auftreten, deren manche den Biotit quer durchsetzen. Dies erinnert durchaus an jene Kontaktschiefer im Kaiserwald, von denen gezeigt wurde, daß darin Muscovit schon während der Kontakmetamorphose zusammen mit Biotit zur Kristallisation kam.<sup>54)</sup>

Noch sei hervorgehoben, daß sich in Strähnen mitunter Sillimanit vorfindet.

Vieles in diesem Gestein erinnert an das, was in den Kontaktschiefern bei Hohenfurth, z. B. nordwestlich dem Kienberg-granit, beobachtet werden kann, daß nämlich die Biotite keine oder nur geringe Verbiegungen zeigen, also wohl direkt aufzufassen sind als Neubildung infolge der Kontakmetamorphose, daß nicht selten Muscovit-täfelchen quer zu 001 oder // 001 des Biotit gewachsen sind und zwar ohne auffallenden Ilmenit- oder Rutil-gehalt, der bei chloritisierten, auch muscovitisierten Biotiten sehr häufig zu sehen ist, wohl aber bemerkt man mitunter gewundene Züge von Ilmenit-täfelchen und Rutil-nädelchen in Muscovit-blättchenscharen, deren einzelne Blättchen nicht verbogen sind, eingebettet, die andeuten, daß eine Ablösung wohl vor der Kontakmetamorphose vorhandener durch Faltung gewundener Biotitsträhne durch Muscovit erfolgt ist.

So beobachtet man dies in einer von Turmalin-granit (darin Albit: Schnitt  $\perp$  M P  $17\frac{1}{2}^{\circ}$ ) umhüllten Glimmerschieferscholle. — Im Granit wie im Schiefer zeigt der Quarz eine geringe, doch deutliche Kataklyse: diese hat also nach der Granitintrusion und der Erstarrung des Granits eingesetzt.

Gleichartiges erweist ein Kontaktglimmerschiefer, der etwas Oligoklasalbit enthält (Schnitt  $\perp$  a  $3^{\circ}$  i. st. W., opt. + Char.) und ein Andalusitschiefer, der viel Oligoklas-Albit führt (Schnitte  $\perp$  a  $7^{\circ}$ ,  $9^{\circ}$  im st. W bei noch opt. + Char.). Manche dieser Feldspate haben Quarzstengeln eingewachsen.

Auch finden sich da wie so häufig noch Biotite unter Ilmenit- und Rutil-ausscheidung chloritisiert und muscovitisiert, sind oft pleochroitische Höfe um Zirkon, und ebenso, wie dies oft in den Kaiserwaldkontaktschiefern vorkommt, sind manche Biotitscharen in feinste Sillimanitfasern aufgelöst.

Es sei erwähnt, daß der Andalusit mehrere cm lange graue Kristalle bildet und daß er in ganz ähnlicher Weise —

<sup>54)</sup> p. 105.

offenkundig auch mit Granitintrusionen in Zusammenhang stehend — bei Zetlesreith nordöstlich Rosenberg — recht häufig auftritt in dunkel- oder hell-grauen, auch schön pfirsichblütroten Kristallen von mehreren cm Länge; auch sind eben da größere Turmalinkristalle samt Quarzausscheidungen (oft Rauchtropas) keineswegs selten.

### Dynamometamorphose.

Die kristallinen Schiefer des Böhmerwaldes lassen mitunter ganz ausgezeichnete Merkmale intensiver mechanischer Inanspruchnahme erkennen, die sich als Verbiegung, Zerreißung der Gemengteile und Verschiebung derselben aneinander, Zertrümmerung, Auswalzung, Mylonitisierung kundtun.

Erscheinungen solcher Art stehen ja immer in enger Beziehung zu den großen, gebirgsbildenden Bewegungsvorgängen der Gesteinsmassen und sie wurden besonders klar erkannt bei dem ins Verhältnis setzen der Struktur vieler kristalliner Schiefer der Alpen mit der Struktur des Gebirges, mit den vor sich gegangenen weitreichenden Überfaltungen und Deckenbewegungen.<sup>55)</sup>

Daß auch im Böhmerwalde solche gebirgsbildende Vorgänge weiten Ausmaßes, verknüpft mit Verschiebung, Verwalzung, Verknetung, Mylonitisierung nicht gefehlt haben, dafür lassen sich zahlreiche Beweise erbringen und zwar nicht nur aus den geologischen Beobachtungen,<sup>56)</sup> sondern vielfach aus der Beschaffenheit der Gesteine selber.

Für die Auswalzung und Verschiebung von Gemengteilen, wobei dieser Vorgang als mit am bedeutsamsten für die kristalline Schieferbildung bei gleichzeitiger Umkristallisation betrachtet wird, können herangezogen werden manche Granulite, Gneise und Amphibolite.

Recht klar zeigt sich dies bei Granuliten, von denen manche als ehemalige Massengesteine Quarz und Feldspat als Einsprenglinge führten, dann bei vielen Gneisen, die ehemals porphyrtartige Granite waren, weiters bei Amphiboliten, da meist in etwas anderer Form.

Gneisgebiete im nördlichen Böhmerwald lassen nicht selten da, dort z. B. Neuhaimhausen-Galtenstallung

<sup>55)</sup> s. z. B. V Uhlig. Der Deckenbau in den Ostalpen. Mit d. Geolog. Ges. Wien, 11. Bd. p. 462. — Sitzber. d. k. Akad. d. Wiss. in Wien. Math. naturw. Kl. Bd. CXXI. Abt. I. p. 195. — L. Kober. Bau der Erde. Berlin 1921.

<sup>56)</sup> F. E. Sueß. Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge. Berlin 1926. — F. Kober. Centralbl. f. Min. etc. 1925. Abt. B. p. 348.

Brand, Galtenhof, Hässelsdorf, Labant, durch Feststellung solch verwalzter Feldspate ihre Natur leicht erkennen; es kommen Fälle vor, wo diese Einsprenglinge dünngewalzt sind, wie dies in manchen Erzgebirgs-Granitgneisen gut bekannt ist.

Solche Erscheinungen betreffen aber nicht etwa nur schmale Gesteinszonen, sondern vielfach größere Komplexe, so daß ausgiebige Bewegungen in den Gebirgsmassen erschlossen werden müssen.

Auch in manchen Paragesteinen kann auf ursprüngliche Strukturmerkmale geschlossen werden.

### Gneise und Granulite.

#### Syenitgneis von Prabsch (Budweis).

Am Wege im Tälchen von der Eisenbahnhaltestelle Prabsch zum Schafstall (a. d. Moldau) trifft man mehrfach aufgeschlossen grobflaseriges Gestein, das noch deutlich die ehemalige Massengesteinsstruktur erkennen läßt, jedoch nunmehr infolge kräftig zur Geltung gekommener gebirgsbildender Prozesse eben ausgeprägte Flasertextur aufweist.

Die Hauptmasse des Gesteins wird von Kalifeldspat eingenommen, der in seinen bisweilen mehr als  $\frac{1}{2}$  cm großen meist ovoiden bis linsigen Formen ohne kristallographische Umgrenzung erkennen läßt, daß es sich da noch um die ehemals aus Magma auskristallisierten Individuen handelt.

Zwischen den Feldspatovoiden — offenkundig als ehemalige Restkristallisation des Gesteins — ist vielfach geringer an Menge Quarz in stark kataklastischen, verzahnten Körnchen (bis 1 mm).

Etwa zu einem Drittel wird das Gestein von Biotit und Hornblende (fast zu gleichen Mengen) aufgebaut, an einer Partie des Gesteins ist auch recht spärlich noch Augit vorhanden.

Diese letzteren Gemengteile sind vor und während der Kalifeldspatkristallisation ausgeschieden worden.

Die oft nach 100 verzwillingte Hornblende (bis 1–3 mm) mit 110 und 010 — auch terminal gut begrenzt — ist nach c 2–5 mal länger als quer hiezu.  $\alpha$  37 grüngrau u,  $\beta$  37 grüngrau p (bräunlich),  $\gamma$  37 p, D 55  $\mu$ , c  $\gamma$  18°, opt. —, V = 41°,  $\gamma - \alpha$  0.026.

Der kräftig pleochroitische Biotit (3 mm),  $\alpha$  33 braun s,  $\gamma$  33 f, enthält viel feinste Titaneisenblättchen // 001.

Ebenfalls als ursprüngliches, nicht seltenes Kristallisationsprodukt ist anzusehen Titanit in scharfen Formen, weiters Apatit, in zahlreichen langen (bis  $\frac{1}{10}$  mm dicken) Prismen in

Hornblende und Biotit, besonders oft im Feldspat, sogar auch im Titanit.

In Hornblende sind selten, noch seltener im Glimmer pleochroitische Höfe, auch vereinzelt Doppelhöfe wahrzunehmen (RaA und RaC).

Der recht spärliche Augit ( $\frac{1}{5}$  mm), gern verzwilligt nach 100, mit 110, 100, 010 ist gelegentlich mit Hornblende primär // c verwachsen, kann jedoch auch spurenhafte uralitisiert oder sparsam mit winzigen späteren Fortwachsungen farbloser Hornblende besetzt sein. Er ist diopsidischer Augit, fast farblos,  $c \gamma 43^\circ$ ,  $B \rho > v$ .

Die tektonische Beeinflussung des Gesteins tut sich vornehmlich kund in undulöser Auslöschung, in Zerreibungen und Wiederausheilung der Kalifeldspatindividuen, an den Rändern der Feldspäte und in Sprüngen durch Andeutung von Mörtelstruktur und wie im Kaiserwald besonders auch durch gelegentlich nicht unbeträchtliche Myrmekitbildung.<sup>57)</sup> Der Myrmekitfeldspat ist nach Lichtbrechung und opt. Char. Albit. Sonst fehlt Ca-Na Feldspat im untersuchten Dünnschliff. Er war in der Orthoklasssubstanz mit auskristallisiert und erscheint da — nicht überall gleichmäßig verteilt — in späterer Ausscheidung als Ab-spindeln.

Das Gestein befindet sich im Metamorphosengang zum Syenitgneis und ist nach der relativ geringen Veränderung wie auch auf Grund des Mineralbestandes und also der Gauverwandtschaft nahe zu stellen den Granit- und Syenit-porphyr-Gängen; letztere sind in diesen Gebieten nicht selten z. B. nach J. Woldřich<sup>58)</sup> im Tal der Wolinka.

Nicht ferne im Metamorphosengang steht diesem Gestein Syenitgneis östl. von Schönwald (südwestlich Tachau).

Das wenig schiefrige, fast massige Gestein, besteht vornehmlich aus zu idiomorpher Begrenzung neigendem Mikroklin (bis 3 mm), der manchmal zerbrochen oder etwas verbogen ist, darin meist eingeschlossen gut idiomorpher Oligoklas (1 mm) angetroffen wird, dessen Ab- und Pe-lamellen nur selten verbogen sind: Durchschnitt etwas schräg zu  $a 10^\circ$  i. st. W.,  $\perp a 3^\circ$  sp. W im Kern,  $5^\circ$  st. W in der Schale,  $\perp a 0^\circ$  K,  $15^\circ$  st. W Schale. Die Schalen sind meist sehr deutlich abgesetzt, doch langt sehr oft Myrmekit in benachbarten Kalifeldspat hinein.

Quarz (selten bis 1 mm) findet sich recht wenig: etwas kataklastisch hie und da als Restkristallisation, dann spärlich als gerundete Einschlüsse im Feldspat und Cordierit,

<sup>57)</sup> p. 39.

<sup>58)</sup> Arch. f. naturw. Landesdurchf. Böhmen. Bd. XII. p. 1.

schließlich im Myrmekit. Viel mehr als Plagioklas und Quarz ist gut individualisierter Cordierit ( $\frac{1}{2}$  cm), bisweilen mit schwach lichtbrechenden isotropen veränderten Anteilen //  $\alpha$ , mit pleochroitischen Höfen um Zirkon, die sich auch im reichlichen, kräftig pleochroitischen Biotit (bis 2 mm) finden, der die Ausbildung wie im früher besprochenen Syenitgneis hat, doch gern etwas verbogen, auch bisweilen als Muscovit fortgewachsen ist; anderseits durchquert hie und da Muscovit den Biotit, oder er wächst in den Cordierit hinein.

Letzterwähnter Muscovit ist eine späte, hie und da im Cordierit und Feldspat gebildeter spreuschuppiger Muscovit eine noch spätere Bildung.

Spärlich trifft man im Cordierit und Plagioklas feinste Sillimannitnadeln, während sie den Orthoklas meiden.

\*

Etwa 1 km nördl. Wosant (westl. Alt-Zetlisch) findet sich deutlich geflasierter Granit bei typisch hypidiomorphkörniger Struktur. Vorhanden ist reichlich idiomorpher Labrador (3 mm), viel perthitischer Kalifeldspat und mäßig kataklastischer Quarz, beide allotriomorph und in der Gestaltung der ursprünglichen Kristallisation, ferner hie und da Titanit und Erzkörner.

Nicht selten sind Nester von blaßgrüner, wenig pleochroitischer Hornblende, die mit dem zumeist später auskristallisierten kräftig pleochroitischen Biotit manchmal // verwachsen ist.

Oft beobachtet man am stark zonarem Plagioklas K. D. Zwillinge, so z. B.

K 1	38°	2	23°	(Mittel)
Schale	18°	—		

⊥ MP 30° K, 6° i. st. W Schale.

Die meist deutlich abgesetzte Schale kann auffallende basische Rekurrenz aufweisen.

Die ehemalige Massengesteinsstruktur wenig verändert haben noch viele andere Gneise im nördlichen Böhmerwald.

Pfraumberg. Eine vorliegende deutlich flasrige, mittelkörnige Gesteinsprobe von Granodioritgneis bietet die Struktur eines fast in gleichmäßiger Ruhe erstarrten Schmelzflusses: typisch hypidiomorph körnig bei geringen Druckwirkungen, die sich in mäßiger Kataklyse kundgeben. Das Gestein besteht aus Quarz (bis 3 mm), der an Menge wenig nachsteht dem nur selten zerbrochenen Oligoklas-Andesin. Dieser zeigt oft Karlsb. Doppel-Zwillinge, auch Ab- und Pelamellen: die Zwillingsslamellen meist ziemlich breit und kaum

verbogen; nahe  $\perp a$  I  $13^\circ$ , I'  $13^\circ$ , doch macht sich oft bemerkbar Zonarstruktur; angenähert  $\perp MP$  K  $17^\circ$ , R  $10^\circ$ . Auch im Innern der Individuen ist gerüstartig etwas verschiedene Auslöschung.

Den Orthoklas (selten 1—2 mm) führen meist nur Interstitien, derselbe tritt jedoch eigenartig als feine Einwachsung auch im Plagioklas auf. (A. Hennig, E. Sueß.<sup>59</sup>)

Biotit (bis 2 mm), in mäßiger Menge vorhanden, ist stellenweise chloritisiert ( $\gamma // 001$ ); viel seltener sind feinste Einzellamellen muscovitisiert: Ilmenitblättchen, Rutil-Skelette und -Nädelchen sind hiebei ausgeschieden, um Zirkonkriställchen finden sich pleochroitische Höfe (Ra A).

Muscovit kommt auch sonst vor, einmal deutlich individualisiert zwischen den Komponenten, besonders auch gerüstartig im Feldspat (Orthoklas) wie oft in Erzgebirgsgraniten des Kaiserwaldes,<sup>60</sup>) dann als offenkundig späte Bildung in spreuschuppigen Aggregaten im Feldspat, auch im spärlichen Cordierit, welcher sonst noch mit Einschaltung einer isotropen Übergangssubstanz in das Umwandlungsprodukt verwandelt ist, das die Achsenebene gekreuzt zu der des Cordierit hat.<sup>61</sup>)

Sillimanit ist in vereinzelt Nädelchen, meist in feinsten, erst bei starker Vergrößerung sichtbaren Fasern im Feldspat wie auch gelegentlich im Quarz nachweisbar.

Apatitkörner sind selten (bis  $\frac{1}{4}$  mm).

In Sprüngen des Gesteins sind winzige Fe-Erz-körner und -flitter angesiedelt.

Eine andere mäßig flasrige Gneisprobe ist granodioritisch, deutlich hypidiomorphkörnig, mit noch weniger Kalifeldspat, mit Quarz, der stellenweise zerbrochen ist, im übrigen allgemein mäßige Kataklyse zeigt, und vornehmlich Oligoklas-Andesin (bis 30 % An).

K. D. Z. I  $12^\circ$ , I'  $9^\circ$ ;  $17^\circ$  2'  $13^\circ$   
I  $17^\circ$ , I'  $16^\circ$ ; 2  $12^\circ$ , 2'  $10^\circ$  der  
erstere mit stellenweise ein klein wenig verschiedener Auslöschung, der zweite mit ganz mäßiger basischer Rekurrenz.

$\perp a$  im Kern  $20^\circ$ , R  $14^\circ$ .

Der eine oder andere der größeren Plagioklase (3 mm) ist in zwei oder wenige Stücke zerbrochen, die von einander etwas verschoben sind.

<sup>59</sup>) Jahrb. d. g. R. A. 54. Bd. p. 417. Dasselbst Literatur; ferner R. Sokol. Über Anorthoklas im Cordieritgneis d. südl. Gruppe d. Oberpfälzer Waldes. Centralbl. f. Min. etc. 1914 p. 560.

<sup>60</sup>) p. 53.

<sup>61</sup>) p. 123 ebenda.

Apatit ( $\frac{1}{2}$  mm) ist wenig, Biotit (bis 2 mm), frisch, selten mit etwas Ilmenitausscheidung, ist ziemlich viel vorhanden, hat reichliche pleochroitische Höfe um Zirkon und ist am Rande bisweilen wie in manchen Granuliten eigenartig aufgefrenst.  $\alpha$  35 gelbgrau v,  $\gamma$  33 braun k, D 25  $\mu$ ; wenig Fe-erz. Pleochroitische Höfe führen auf RaA und ThC.

Sillimanit, wie im vorangegangenen Gestein auftretend, findet sich — was erinnert an am Pfraumberg beobachtete Einschlüsse älterer Gesteine — auch in wenigen bis  $\frac{1}{2}$  mm dicken, gerieften Stengeln und enthält hie und da längliche, schwach grüne Spinellkörner und etwas Rutil, der in feinsten Nadelchen auch in wenigen bis 2 mm großen, mit Biotit, Feldspat, Cordierit durchwachsenen Granatkörnern auftritt. Spreuschuppiger Muscovit hat stellenweise Feldspat, auch etwas angegriffenen Cordierit ersetzt.

Außer deutlich gneisartigen Gesteinen trifft man am Pfraumberg z. B. am Weg zur Ruine (Ost) kaum geschieferte Flasergranite. Solche Gesteine sind unzweifelhaft — im magmatischen Zustand — beträchtlich spät nach der eigentlichen Prägezeit der hochmetamorphen benachbarten Schiefer, z. B. mancher Amphibolite, zur Intrusion gekommen und darnach noch vom Gebirgsdruck erfaßt worden, doch folgten später noch Granite in diesem Gebiete.

Hässelsdorf (nordwestlich Pfraumberg). In der Umgebung dieser Ortschaft sind ebenfalls Gneise von wenig verändertem Granit durchschlagen. Eine Gesteinsprobe von mittelkörnigem, flasrigem Cordieritgneis erweckt den Eindruck mäßiger Beanspruchung durch Dynamometamorphose, da einzelne große Feldspateinsprenglinge in der Form wenig verändert sind und durchs Gestein (Dünnschliff) nur hie und da Zonen ziehen, markiert durch Scharen von Biotiten, von denen der eine oder andere verbogen ist, Züge von Erzkörnern und Sillimanitbüscheln, letztere zum Teil aus Biotit hervorgegangen, welche Zonen einzelne größere Gemengteile im großen umfließen; da jedoch sehr auffallend ist der Mangel der Kataklase an den bis  $\frac{1}{2}$  mm großen Quarzkörnern, die besprochenen Bewegungszonen vielfach in weithin im Schliff einheitlich orientierten Cordierit ziehen, so ist also wohl an Neuorientierung durch Hitzewirkung späterer Granitintrusionen zu denken.

Auffallend sind jedenfalls die sehr oft gerundeten Formen des Biotit.

Das Gestein besteht gegenüber den beiden früher besprochenen Gesteinen zu einem großen Teil aus Cordierit, der

sich zum Orthoklas ebenso wie der Oligoklas idiomorph verhält. Er zeigt stellenweise randlich, nach //  $\alpha$  fortschreitend, ein zartgelbes Umwandlungsprodukt mit nahezu parallelen Auslöschungsrichtungen, doch (in einem Durchschnitt schräg zu  $\gamma$ ) verkehrter optischer Orientierung, also in der Art, wie dies vom Kaiserwald beschrieben wurde, ferner stellenweise geringe Muscovitisierung.

Oft trifft man im Cordierit wie Biotit um Zirkon pleochroitische Höfe wie im vorigen Gestein.

Kalifeldspat (Mikroklin) (1 cm) ist perthitisch, er wird randlich stellenweise von Myrmekit verdrängt.

Der Oligoklas (hie und da in größeren Gesteinsmassen mehrere cm große Einsprenglinge) mit etwa 20% An ist kaum zonar und zeigt ebenfalls stellenweise feinste Kalifeldspatpartikel ausgeschieden.

Reichlich vorhanden ist Sillimanit es ist hervorhebenswert, daß er häufig in Cordierit, auch Oligoklas, bei diesem lieber im Innern in Menge, am Rand spärlich oder nicht, erscheint, Kalifeldspat jedoch auffallend meidet.

\* \* \*

Vielfach ähnlich diesem Gestein, mit reichlichem weithin // orientierten Cordierit, der oft pleochroitische Höfe um Zirkon hat, mit Quarz (die bis 2 mm großen Körner kataklastisch), dessen Menge etwa gleicht der des kräftig pleochroitischen, etwas Ilmenit führenden Biotit (oft 1 mm),  $\alpha$  35 orange v,  $\gamma$  33 braun k, D 28  $\mu$ , welcher sehr oft in gerundeten Formen wie in Kontaktgesteinen erscheint, mit perthitischem Mikroklin (ein bis 3 mm großer Karlsbader Zwilling ist in mehrere, von einander etwas verschobene Stücke zerbrochen) und mit deutlich idiomorphen Oligoklas ist ein mittelkörniger, flasriger Cordieritgneis von Goldenstein (Neuheimhausen), (westl. Kuttentplan), der hinweist auf komplizierte Metamorphose; denn der in seinen Lamellen etwas verbogene Oligoklas-Albit hat häufig eine deutlich abgesetzte Abreichere Schale:

nahe  $\perp \alpha$  (i. st. W.) K 5° R 15°

gut  $\perp \alpha$  (i. st. W.) K 5° R 19°, Sillimanit ist in feinsten Stengeln, besonders reichlich in Strähnen und garbenähnlichen Büscheln im Cordierit und im Oligoklas, jedoch viel spärlicher im Quarz und Orthoklas entwickelt, Muscovit endlich zeigt abgesehen von kleinen, spreuförmigen Partien im Feldspat und Cordierit gut ausgebildete Blättchen, die gern auch Biotit quer zu 001 durchsetzen, ganz wie es an Kontaktgesteinen im Kaiserwald und im südlichen Böhmerwald beschrieben worden ist.

Mittelkörnige, jedoch intensiver geschieferte Cordieritgneise ganz analoger Zusammensetzung liegen vor von Neuhäusel und Heiligenkreuz (westl. Plan).

Mittelkörnige, deutlich flasrige Cordieritgneise, die jedoch noch unverkennbar die Struktur des granodioritischen Massengesteins erkennen lassen, werden bei Wallern z. B. an der Südabdachung des Schreiner mit als Straßenschotter verwendet.

Bei Krinhof nordwestlich Wallern liegen zahlreiche Blöcke sehr widerstandsfähiger Gesteine, die an Ort und Stelle als dem Diorit oder Gabbro nahestehende, jedoch von Dynamometamorphose bereits in Angriff genommene Gesteine bezeichnet wurden.

Untersucht wurde eine Quarz-Glimmerreiche und eine Hornblende-Glimmerreiche Gesteinsprobe.

Mikroskopisch erweisen sich diese nach dem Mineralbestand am ehesten als dem Quarzglimmerdiorit und Hornblendeglimmerdiorit entsprechende Gesteine, doch ist die Umkristallisation eine ziemlich intensive: dies zeigt sich vor allem an der fast durchgehend sehr deutlichen Parallelordnung der Glimmerschüppchen und der Hornblende, welche beide Gemengteile keine oder sehr wenig Verbiegungserscheinungen aufweisen, wohl aber erkennt man oft, daß offenkundig ein ehemalig einheitliches Hornblendeindividuum in zackige Teilindividuen (bis 1 mm) von etwas differenter Orientierung zerfallen ist und daß außerdem — abgesehen vom zentralen Teil der einen oder andern Hornblende — intensive Durchwachsung des Amphibols mit Quarz, Feldspat und Biotit vorliegt. Ganz das gleiche gilt für Glimmer: Schwärme oder Nester zackiger Biotitblättchen, die einzeln meist vollkommen einheitlich orientiert sind, stehen zu einander in solcher Beziehung, daß an Zertragung und Verbiegung ehemals größerer einheitlicher Biotitindividuen und nachherige Neukristallisation (bis 1 mm) zu denken ist.

Ähnlich verhält es sich mit manchen in die Länge gezogenen Quarzpartien, die in sich gern aus zackigen, verlängerten Quarz(Teil-)individuen (selten 1 mm) bestehen, welche selber aber durchaus kataklastisch sind.

Vielleicht ist der eine oder andere bis 2 mm große, etwas ungleichmäßig auslöschende Feldspat aus ursprünglichem Substrat übernommen, doch zeigt sich keine sonderliche Verbiegung der Zwillingsgrenzen der sehr reichlichen Lamellen nach dem Ab- und Pe-gesetz; außerdem ist immer ganzhin Durchwachsung mit Quarz festzustellen. Fig. 7.



Fig. 7.

Bytownit (punktiert) mit Quarz durchwachsen.

Orthoklas wurde in beiden Proben nicht gefunden. Kristallographische Umgrenzung fehlt beim Feldspat, doch kommen gegenüber meist schärfer individualisierten Feldspaten seltener rundliche, ebenfalls Quarz-durchwachsene Individuen vor, die an Myrmekit erinnern.

Allerdings läßt sich ein Unterschied in der Zusammensetzung nicht ermitteln, denn der gesamte Feldspat ist *Bytownit*, da Durchschnitte nahe  $\perp$  MP auf  $40\text{--}45^\circ$ , auch  $47^\circ$  führen, bei sehr geringer Zonarstruktur.

Viel weniger scharf umrissen als Feldspat und insbesondere nach außen wie ein schwammartiges Gerüst verzweigt ist *Hornblende*; sie besitzt sehr feine Streifung // 001, zeigt  $a$  36 gelbgrüngrau  $u$ ,  $\gamma$  s,  $D$  28  $\mu$ ,  $c$   $\gamma$  16°,  $A \rho > v$ ,  $B \rho > v$ ; in der biotitreichen Probe ist sie nur in vereinzelt Anteilen des Schliffes zu finden, und zwar in kleinen Individuen, als Teilindividuen wohl früherer größerer Einzelkristalle.

Der kristallographisch nur von 001, sonst sehr unregelmäßig umgrenzte *Biotit* ( $a$  35 gelbgrau  $v$ ,  $\gamma$  33 braun  $k$ ) ist nach der Gesteinsprägung nur wenig, jedoch etwas verschiedenartig umgewandelt.

In Blättchen, welche schräg zur Schieferungsebene liegen, machen sich manchmal *Risse* quer zu 001 (also wohl der Lage der Streckungsklüfte parallel) bemerkbar, in denen *Ilmenit* zur Ausscheidung kam, der meist so wie bisweilen in Rissen // 001 und an manchen Biotiträndern von einem Besatz kleinster *Rutilnadelchen* begleitet ist. Als spätere Ausscheidung, insbesondere bei der *Chloritisierung* des Biotit tritt neben *Rutil* vornehmlich *Titanit* in Körnchen und feinen Skeletten auf, der auch die bereits früher ausgeschiedenen *Ilmenit-schüppchen* aufzehren kann: der Chlorit ist fast isotrop bis sehr schwach doppelbrechend mit  $\gamma$  // 001.

Sowohl im Biotit wie in Hornblende bemerkt man um *Zirkon-kriställchen* pleochroitische Höfe ( $Ra A$  und  $Ra C$ ).

*Apatit* trifft man im Gestein in länglichen Körnern oder kurzen Stengeln.

Recht auffällige Merkzeichen sehr intensiver Gesteinsvernetzung zeigen nicht wenige *Granulite*. Diese Gesteine sind

mehrfach Gegenstand von Untersuchungen gewesen. (Hochstetter, Camerlander, Lehmann, Barviř,<sup>62)</sup> Bergt.<sup>63)</sup> Unter diesen Granuliten gibt es solche, welche unverkennbar — ähnlich wie dies z. B. aus dem sächsischen Granulitgebirge öfters beschrieben worden — ehemals porphyrische Gesteine waren, in denen Quarz und Orthoklas als Einsprenglinge auftraten. Diese sind nun bisweilen verquetscht, der Quarz auffallender als der Feldspat. Mitunter kommt es vor, daß die Quarzeinsprenglinge zerrissen, zu Linsen oder ganz dünnen Flatschen ausgewalzt sind, deren Längserstreckung — im normal auf die Schieferungsebene hergestellten Dünnschliff — ein vielfaches der Dicke sein kann. Die Feldspateinsprenglinge sind zwar auch in der Schieferungsebene verlängert, zerrissen oder verbogen doch sind die Dimensionen der Verwalzung niemals so auffallend als bei Quarz. Fig. 8.

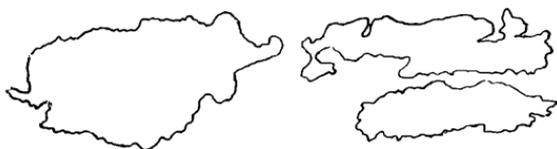


Fig. 8.

Kalifeldspat nach der Schieferung ausgedehnt,      Quarzindividuen relativ doppelt gedehnt.

Diese Auswalzungserscheinungen sind also ganz so wie sie B. Lehmann<sup>64)</sup> beschrieben hat.

Bemerkenswert ist, daß hiebei die Quarzlinsen oft ziemlich weithin, mitunter fast durchaus ähnliche oder gleiche Orientierung haben (s. h. Trenner<sup>65)</sup>), was also auf einseitigen Wachstumsdruck hinweist.

Die Kalifeldspate entsprechen auch da den seinerzeit sogenannten faserigen Feldspaten (Mikroperthiten); die Albitspindeln darin sind sehr dünn.

Manchmal wird dieser Kalifeldspat aufgezehrt von Myrmekit.

In dem einen oder andern Dünnschliff trifft man Anteile, die an Myrmekit erinnern, gern pinitisiert sind, so z. B. östlich Mar-

<sup>62)</sup> Barviř. Sitz.-Ber d. böhm. Ges. d. Wiss. 1897. III.

<sup>63)</sup> D. geol. Ges. Bd. 60. p. 231 n. 247.

<sup>64)</sup> pag. 202.

<sup>65)</sup> Jahrb. d. geol. R. A. 56. Bd. p. 469.

garethenbad, und dem gleichzustellen sind, was Reinhold<sup>66)</sup> als Umwandlungsprodukt des Cordierit beschreibt.

Manche sehr dünne Quarzlagen (auf solche förmlich lamellare Quarze in Granuliten wurde wiederholt hingewiesen<sup>67)</sup> sind wohl als Füllungen an Zerreißungsflächen, die im Granulit oft deutlich sichtbar sind, aufzufassen (Scherungsflächen).

Die Verwalzungen ehemaliger Einsprenglinge lassen nun für Granulit klar erkennen, daß die betreffenden Gesteine sehr ausgiebigen tektonischen Verfaltungen und mechanischen Verschiebungen, also weitgehenden Bewegungen unterworfen waren und zwar konnten sie nur im starren, nicht flüssigen Zustand davon betroffen worden sein.<sup>68)</sup>

In den Hohen-Tauern z. B. konnten Verwalzungen an Gesteinen und deren Komponenten als notwendige Folgen intensiver Überfaltungen und Deckenbewegungen gedeutet werden. Sehr bezeichnend sind dort manche ehemalige, nun geschieferte Conglomerate (so nördl. Dorfgastein,<sup>69)</sup> nordöstl. Mairhofen), besonders jedoch die Conglomeratgneise von der Bockhartscharte, auf die F Berwerth aufmerksam gemacht hat.

In diesen sind die ehemaligen Gerölle verwalzt und zwar in Dimensionen von 1 4 bis 1 12 und mehr.

Analoges findet man dort für manche Gesteinskomponenten in den kristallinen Schiefen selber z. B. für Feldspate in den Granitgneisen im südlichen Sonnblickgneisgebiet.<sup>70)</sup>

Wir können aus all den besagten Beobachtungen mit Recht auch für den Böhmerwald auf überaus intensive Faltungs- und Überschiebungsvorgänge schließen, die der endgültigen nun uns vorliegenden kristallinen Schieferprägung der Granulite zu einem Teil vorangegangen sind. Daß dem so ist, kann in erster Linie aus der Struktur der jetzigen kristallinen Schiefer ersehen werden, dann aus gut beobachtbaren Faltungerscheinungen z. B. um Krummau (im großen Kalksteinbruch) oder im Wolinkatal östl. Modlenitz bei Winterberg (Marmor und Schiefer).<sup>71)</sup> Daß die Gesteinsmetamorphose vieler kristalliner Schiefer des Böhmerwaldes nach den weitgehenden gebirgsbildenden Bewegungen noch weiterging und zwar in

<sup>66)</sup> Min. Petr. Mit. XXIX. Bd. p. 67.

<sup>67)</sup> Lehmann p. 218 s. a. p. 144.

<sup>68)</sup> Lehmann pag. 218.

<sup>69)</sup> M. Stark. Vorl. Ber. über geol. Aufnahm. im östl. Sonnblickgebiete u. s. w. Sitz.-Ber. d. k. Akad. d. Wiss. Wien. Math. nat. Kl. Bd. CXXI. Abt. I p. 214—216.

<sup>70)</sup> p. 206.

<sup>71)</sup> R. v. Zepharovich. Beitr. Geol. d. Pilsner Kreises. Jahrb. d. geol. R. A. 5. p. 25. d. Arbeit.

komplizierter Weise, dafür konnten manche bedeutsame Eigentümlichkeiten von Granuliten festgestellt werden.

Nicht wenige Granulite des Böhmerwaldes haben *Disthen*.

In den Pyroxengranuliten nördlich des *Schöninger* von der *Hollubauer Mühle* fanden sich auffallende Anhäufungen von *Spinell*. Eigenartig ist bisweilen, daß eine solche Spinellanhäufung umrandet ist von *Granat* (Fig. 9. a). Ringsum zieht sich dann ein Hof von fast nur hellen Gemengteilen.

Dieser Hof ist leicht verständlich unter der Annahme, daß Fe und Mg direkt aus der Umgebung für die Granat- und Spinellbildung herangezogen worden sind.

In manchen Granuliten z. B. stellenweise vom *Schöninger*, dann im *Christiansberger Granulit*, weiter unmittelbar nordöstlich und auch nördlich von *Prachatitz*, auch östlich von *Margarethenbad*, finden sich ebenfalls öfters solche Spinellaggregate, jedoch meist ohne direkte Beteiligung von Granat.

Mitunter kann man nun noch einen Kern des Minerals erkennen, welcher das Ausgangsmaterial des Spinells war: *Disthen* (Fig. 9. c).

Dieser kommt sonst in vielen Granuliten ohne Spinellsaum vor.

An den genannten Fundpunkten nun sind *Disthene* in sehr verschiedenem Grade der Umwandlung gefunden worden.

S. h. H. *Rosenbusch* *Spinell um Disthen*<sup>72)</sup> und F. E. *Sueß* *Spinell in Granulitkontaktgesteinen*.<sup>73)</sup> Manche *Spinellaggregate* enthalten in den Zwischenräumen, die die Einzelindividuen lassen, die hellen Komponenten des Gesteins; manchmal wird die dem Anschein nach ehemalige Umgrenzung des *Disthens* in schmalen Abstand markiert durch einen Saum recht schwach lichtbrechender, fast isotroper bräunlicher Substanz (Fig. 9. b), oft durchzogen von Quarzstengeln, (s. h. *Reinhold* p. 67) manchmal auch von Kalifeldspatpartikeln, ein andermal wieder ist keine Spur einer solchen Grenze wahrnehmbar. Mitunter ragt — was betont werden soll — in das Spinellaggregat eine *Biotitlamelle* (Fig. 9. d und e) hinein, ohne eine Änderung in ihrer Consistenz gegenüber den anderen Gesteinsbiotiten erkennen zu lassen, manchmal liegt *Spinell* noch in später gebildetem *Granat* (Fig. 9. d); ein Hof nur heller Komponenten muß also keineswegs immer entwickelt sein, dies alles also gelegentlich in ein und demselben Dünnschliff. Fig. 9.

<sup>72)</sup> Elemente der Gesteinslehre 1923, p. 709, 711.

<sup>73)</sup> Der Granulitzug von Borzy in Mähren. Jahrb. d. geol. R. A. Wien. Bd. 50. p. 615.

In einem andern Dünnschliffe wurde wahrgenommen, daß das Spinellaggregat begleitet wird von Muscovitschüppchenbildung, die so erfolgt, daß sie nur selten im Spinellaggregat einheitliche Orientierung erkennen läßt; viel häufiger sind unscharf gegeneinander abgegrenzte Partien mit einheitlicher Auslöschung festzustellen ( $2V$  klein, opt. Char. —).

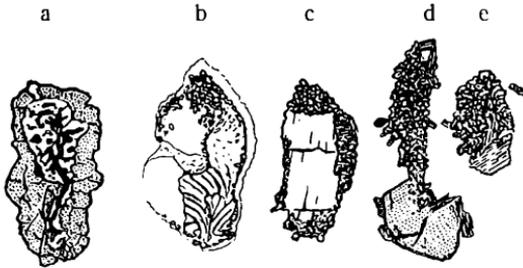


Fig. 9.

a) Innerhalb des (fein punktierten) Granats die hellen Gemengteile des Grundgewebes; dunkel (z. T. verzweigt) Spinell. Hollubauer Mühle.

b) Links oben und links unten Schliff ausgebrochen, links mitten leitet Quarz zum Gesteins-Grundgewebe. Etwa die rechte Hälfte ist Sillimanit, oben durchsetzt und fast rings am Rande begleitet von Spinell. Die äußere, schmale Zone, meist isotrop, ist gleich oder schwächer lichtbrechend als Canadab.

c) Disthen, am Rande mit Spinell. (In den Spinellkranz greifen von außen her Quarzkörner bis zum Disthen hinein.)

d) Spinellaggregat, das in ein Granatkorn (fein punktiert) hineinlangt. Biotitschüppchen (schraffiert) rechts oben, rechts mitten und unten links und rechts am Granat. Schwarz vereinzelt Erzkörner. Die hellen Komponenten des feinkörnigen Gesteinsgrundgewebes gehen ins Spinellaggregat hinein, wie leicht mit Hilfe eines Gipsblättchens entschieden werden konnte.

e) Spinellaggregat. In der Mitte von recht. oben nach unten, ferner unten, weiters seitlich Biotit (schraffiert). An den übrigen Stellen greifen ins Aggregat die hellen Gemengteile des Grundgewebes.

In a—e Grundgewebe als solches nicht gezeichnet.

Man wird nicht fehl gehen, diese Muscovitbildung als spätere Bildung anzusprechen als die Spinellentstehung. Einmal konnte spärliche Spinellbildung auch um ein Sillimanitbüschel wahrgenommen werden. (Fig. 9. b).

Sehr eigentümlich ist nun, daß in vielen solchen Spinellführenden Granuliten Sillimanit reichlich auftritt und zwar in nahezu geschlossenen Stengelaggregaten oder es strahlen von solchen mehr weniger gerundeten Sillimanitgruppen Stengel oder ganze Faserbüschel von Sillimanit ins Gestein (Sillimanit nach Spaltbarkeit,  $\gamma$  in der Richtung der Stengel, kleinem  $2V$  und opt. + Char.).

Man ersieht daraus, daß auf eine Zeit sehr intensiver Schieferung und Zerwalzung, welcher wohl auch die Bildung von Disthen folgte, von Granat und Biotit (letztere nicht selten in Durchwachsung) eine Zeit anbrach, in der der kristalline Schiefer (bereits Granat - Disthen - Biotit - Granulit) in Zustände versetzt wurde, denen der Disthen nicht mehr entsprach. Da Spinellbildung allgemein als Zeichen hoher Temperaturen genommen wird (häufige Spinellbildung in Kontakten, auch in Magmen bei entsprechender Zusammensetzung) so ist an spätere, kräftige Durchwärmung solcher bereits geschieferter Granulite mit Disthen zu denken.

Damit stimmt dann auch überein die häufige, intensive Entwicklung von Sillimanit, von dem z. B. im Kaiserwald gezeigt werden konnte, daß er sich mit Vorliebe statt des Andalusites in den im Magma des Granites eingehüllten Schieferschollen oder auch in den dem Granitkontakt zunächst gelegenen Schiefnern bei gleichzeitiger Dynamometamorphose einstellt.

Als eine relativ jedenfalls viel spätere Bildung im Granulit erweist sich die erwähnte Muscovitisierung, die Chloritisierung der Biotite unter Ilmenit - Rutil - ausscheidung, Grüntönung von Biotiten im Granat, Chloritisierung des Granats, ganz spät Kaolinisierung der Feldspate.

Die häufige und bisweilen sehr reichliche Myrmekitbildung hat wohl früh bei der Dynamometamorphose begonnen und sehr lange fortgewährt, denn auch in mittelkörnigen Granit-Pegmatit-adern (Mikroklin, Abreicher Plagioklas, Cordierit, Quarz, Biotit) die den Granulit quer zur Schieferung durchschlagen, finden sich stellenweise am Rande der Kalifeldspate kleine Myrmekitansätze.

Ebenso ist die Perthitbildung (Ausscheidung der Abspindeln) ein offenkundig spätes Phänomen, da diese Spindeln sich nicht nur in den ehemaligen Orthoklaseinsprenglingen finden, sondern auch in den Kalifeldspaten (oft Mikroklin) des Grundgewebes, die wohl sehr viel später als jene ihre jetzige Gestaltung angenommen haben.

Auch ist in den besagten Kalifeldspaten der Granitadern Albitspindelbildung wahrnehmbar.

Eigentümlich ist, daß bisweilen die Ränder der großen ehemaligen Einsprenglinge und auch der ganz kleinen Grundgewebs-Kalifeldspate völlig frei von Albitspindeln, also homogen sind, wofür sich als einfachste Deutung geben läßt, daß am Rande die Absubstanz bis zu einer gewissen Entfernung ausgewandert sein kann oder ganz analog, daß diese äußersten Ränder der Kalifeldspate überhaupt erst bei niedrigeren Temperaturen ihre definitive Gestaltung erfahren haben, bei welchen die Ab-

komponente nicht als Beimischung im Orthoklase zu kristallisieren vermochte.

Sonach kann kurz zusammenfassend gesagt werden: Manche Granulite haben als Ausgangsmaterial ein saures Massengestein, das porphyrische Einsprenglinge von Quarz und Orthoklas, wohl auch von Biotit führte.

Intensive Gebirgsbewegungen zerwalzten das Gestein zu kristallinen Schiefer: Disthen, auch Granat bildeten sich hierbei neu neben Rutil und Zirkon bei sonstiger Umkristallisation.

Einsetzende Temperaturerhöhung, sei es durch Tieflagerung der Gesteine, sei es durch Wärmeeffekt als Begleitfolge der gebirgsbildenden Bewegungen, sei es durch später einsetzende Intrudierung seitens aus der Tiefe empordringender Schmelzmassen, ließen Disthen unbeständig werden und Spinellbildung beginnen wie auch Kristallisation von Sillimanit. S. h. W. Vernadsky. <sup>74)</sup>

Relativ spät folgte Muscovitisierung, Chloritisierung, Perthitbildung, noch später spurenhafte Kaolinisierung, während die Myrmekitbildung durch einen sehr langen Abschnitt der kristallinen Schieferprägung fort dauerte.

Für die feinkristalline Struktur der Granulite, auch Pyroxengranulite, wird die Begründung gesucht in der bereits ursprünglichen Feinstruktur des Ausgangsgesteins, das umkristallisierte; es war die Struktur also nicht die mancher grobkörniger Granite oder Gabbros. Für diese Auffassung spricht der im Vorausgegangenen berührte merkwürdige Gegensatz von ehemaligen Einsprenglingen von Feldspat und Quarz in manchen Granuliten zu dem nun feinkristallinen Grundgewebe.

\*

Am nächsten stehen den Granuliten manche Gneise respektive Granulitgneise z. B. des Schöningergebietes, so im Moldautal besonders Maidstein und nächste Umgebung, dann von Prachatitz (östlich Margarethenbad), weiters östlich Oberhaid.

Ebenfalls in gauverwandtschaftlich und genetisch engem Zusammenhang mit diesen Granuliten und Granulitgneisen sind zu setzen z. B. Gneise mit Biotit und Sillimanit östlich Prachatitz, Hussinetz u. a.

Diese Gesteine sind manchmal, z. B. Maidstein, dünn-schiefrig, bisweilen schiefrig mit noch deutlicher Massengesteins-

<sup>74)</sup> W. Vernadsky. Bull. Soc. min. Fr. XIII. 256. — F. Raaz. Min. Petr. Mitt. XXXVIII, p. 583.

struktur, haben zumeist Quarz, Ab-reichen Feldspat, Mikroklin (perthitisch), genug Biotit, weniger Granat als die Granulite bei diesen bisweilen angenäherter Struktur.

Auch da, z. B. östlich Margarethenbad bei der Mühle, sind die Quarze oft linsig, hiebei mehr weniger einheitlich orientiert mit mäßiger Kataklyse, auch da sind feinperthitische Kalifeldspate (Mikroklin) in größeren oder kleineren Individuen von Myrmekitbildung ergriffen, Sillimanitgehalt ist in der Regel nicht groß.

Deutlich zeigen ehemalige Massengesteinsstruktur Gneise östlich von Prachatitz (s. h. Camerlander <sup>75</sup>).

Zwar ist Schieferung offensichtlich, oft sehr intensiv, einmal durch bevorzugtes Wachstum von Quarz, Kalifeldspat, Biotit // den Schieferungsebenen, dann dadurch, daß später entstandene Zerreißungsflächen // der Schieferung — gern durch Biotite — das Gestein durchsetzen, die mitunter — ähnlich wie in manchen Granuliten durchs ganze Handstück und weiterhin — durch den ganzen Schriff gut verfolgbar sind, weiters ist gelegentlich Quarz, Mikroklin, auch Ca-Na-Feldspat verbogen oder zerbrochen, die Bruchstücke an den Zerreißungsflächen etwas von einander verschoben, doch erkennt man noch die ehemalige Massengesteinsstruktur an Quarz, Feldspat und Biotit vielfach.

Der Mikroklin (perthitisch) zeigt gelegentlich noch das Kb-Gesetz, der spärliche, jedoch deutlich idiomorphe Oligoklasalbit hat normale Zonarstruktur ( $\perp \alpha 9^\circ$  im Kern i. st.  $W 13^\circ R$ ) und sitzt im Mikroklin oder in der Restkristallisation.

Vereinzelt sind Apatit, Erzkörner, Zirkon, um welch letzteren im Biotit pleochroitische Höfe entwickelt sind. Im Biotit sieht man Ilmenit- und Rutil-ausscheidung. Aus Biotit geht auch gern Sillimanit hervor, und zwar besonders in den Zerreißungsflächen, wo dann kräftige Stengel weithin sich erstrecken.

Diesem Gestein nahe verwandt erweist sich eine am Husinetzer Bahnhof aufgenommene Gneisprobe, die mehr Quarz (etwas linsig) und noch weniger Plagioklas enthält, ferner wenig Sillimanit, der jedoch z. T. muscovitisiert und umgewandelt ist in der Art, wie im Kaiserwald <sup>76</sup>) beschrieben worden ist; auch Biotit ist stellenweise muscovitisiert.

<sup>75</sup>) Camerlander. Jahrb. d. g. R. A. 37. Bd. 117.

<sup>76</sup>) p. 109.

Zur Sillimanit-Bildung und -Verwendbarkeit für die Deutung der Natur kristalliner Schiefer, ob Ortho- oder Paragestein, muß also gesagt werden: da Sillimanit gelegentlich auch in Massengesteinen aus dem Magma direkt ausscheidet (s. h. die Vorkommnisse in Hintze und Rosenbusch), dann auch bei tektonischen und kontaktmetamorphen Vorgängen leicht aus Biotit, auch aus Ca-Feldspat hervorgehen kann, wobei offenkundig gerade der Fe-, Mg-, K-anteil im einen Gemengteil, der Ca-anteil im andern am leichtesten schwinden kann und dieser Vorgang am ehesten in Rißflächen der Gemengteile wie des Gesteins selber einsetzen kann, in denen die Lösungen besonders leicht beweglich sind und die genannten Stoffe abtransportieren können bei Zurückbleiben und Neuumsatz der weniger beweglichen  $Al_2O_3$  und  $SiO_2$ , so muß der Gehalt an Sillimanit in einem kristallinen Schiefer mit besonderer Vorsicht als etwaiges Kennzeichen für Paragesteinsnatur verwertet werden.

Ein lehrreiches Beispiel hierfür — Sillimanitgneis — wurde an der Berglehne des Libin an der Straße von P'rachatitz nach Pfefferschlag gesammelt.

Quarz, Biotit, Sillimanit im Schriff fast nur allein auftretend, lassen auf Paragesteinsnatur schließen: Sillimanit ist zum Teil aus Biotit hervorgegangen. Restierende Linsen im Gestein von feldspatreicher, früherer Felsart konnten die Annahme nicht bekräftigen.

Reichlich Sillimanit aus Biotit geht auch hervor in den Gesteinskomplexen um Winterberg, die vielfach Glimmerschiefer und Paragneise vermuten lassen.

Ein dünnstiefriger Gneis östlich Winterberg, nördlich Scheiben zeigt etwas Kalifeldspat und Oligoklas ( $\perp$  M fast  $0^\circ$ ), reichlich Quarz, Muscovit und Biotit (dieser z. T. in Sillimanit aufgelöst), ferner Myrmekit und wohl (zersetzten) Cordierit. Sillimanitstengel finden sich auch im Oligoklas.

Sehr reich an Muscovit (z. T. aus Cordierit, Feldspat, Biotit hervorgegangen) sind viele Gneisglimmerschiefer z. B. des Wolynkatalgebietes.

Diese reichliche Kaliglimmer- auch Chloritbildung setzt vielfach spät ohne sonderliche mechanische Vorgänge ein, also nicht wie z. B. die Muscovitisierung der Granitgese als Folge intensiver Bewegungen im südlichen

Sonnblickgebiet<sup>77)</sup> und so Ähnlichung an Glimmerschiefer; sie entspricht mehr der Pseudophitbildung.

Diese wurde von mehreren Forschern studiert, z. B. von R. v. Zepharovich; <sup>78)</sup> sie ist auch, wie übrigens auch die Prehnitbildung meist, ein sehr später Umwandlungsprozeß. Derselbe geht vor sich in Gesteinen granitischer, syenitischer (z. B. auch Kalksteinbruch Čkyn), dioritischer (z. B. im Prabscher Serpentinbruch) Natur u. a.

Die Pseudophitbildung steht näher der Chlorit- und Delessitbildung in Eruptivgesteinen, wie z. B. in vielen Melaphyren und in recht verschiedenartig zusammengesetzten Gesteinen der Euganeen.

### Amphibolgesteine.

Dynamometamorphe Erscheinungen mäßigen Grades an basischen Hornblende haltigen Massengesteinen und deren Derivaten wurden bereits im I Abschnitt berührt.

Nun sollen Beispiele von Amphiboliten angeführt werden, die verschiedenartige Grade mechanischer Beeinflussung und der damit parallel gehenden Neukristallisation aufweisen.

Als gabbroid, dynamometamorph wurde südöstlich Prachatitz ein fein- und mittel-körniges, mäßig flasriges Gestein gesammelt, das in Mineralbestand und Struktur eine Mittelstellung einnimmt zwischen dem früher beschriebenen Hypersthengabbro von Ob.-Haid und dem schiefrigen Gabbro westlich Oberhaid.

In gleicher Weise wie beim erstgenannten Gestein ist mehr weniger parallel geordnet, oft etwas verbogener, genau so umgewandelter Chlorit vorhanden, der gern mit Hornblende // verwachsen ist.

Die nicht gerundete Hornblende (1 mm), öfters zerbrochen und verbogen, doch wieder neu orientiert, gleicht mehr der im zweitgenannten Gestein, ebenso ist der Ca-Na-Feldspat (Körner meist 1 mm) mit reichlichen Ab- und Pe-lamellen, wohl vielfach aus den früheren, größeren Individuen, die zerbrochen und verbogen wurden, neukristallisiert (Maxima der symmetr. Auslöschung in Ab-lamellen 26°, opt. +, also Andesin-Labrador). Die Auslöschung erfolgt öfters unruhig, spricht am Rand bald für An-, bald für Ab-

<sup>77)</sup> Sitz.-Ber. d. k. Akad. d. Wiss. in Wien. Mat. naturw. Kl. Bd. CXXI. Abt. I. p. 206.

<sup>78)</sup> Min. Petr. Mit. 1874. p. 7.

reicheren Feldspat, bald für basische Rekurrenz: eingewachsen darin in Partikeln und spurenhafte in Zwickeln ist Orthoklas.

Bemerkenswert ist der Umschlag der grünbraunen Farbtöne der Hornblende, die gleicht der des schiefrigen Gabbro, an manchen Stellen der Individuen in die grünen Töne der Hornblende des Hypersthengabbro.

Erze mit Epidotrand, Apatit, Zirkon verhalten sich wie früher dort besagt ist.

In den im Folgenden zu besprechenden Gesteinen haben die Hornblendenerze, vornehmlich Ilmenit-blättchen // 110 ausgeschieden wie in den früher beschriebenen Dioriten und Gabbros, Amphiboliten. Alle diese Gesteine zeigen jedoch einen höheren Grad dynamometamorpher Einwirkung als der Amphibolit von Plahetschlag. Palimpseste sind selten sehr deutlich, doch bisweilen nicht verkennbar, hierbei ist der gesamte Feldspat neukristallisiert oder zumindest Überbleibsel substantiell neu orientiert zum Teil.

Der ursprünglich wohl braune Farbton der vielfach ebenfalls neu kristallisierten Hornblende ist selten erhalten, meist herrscht grüne Hornblende, doch kommt in manchem Gestein neugebildet auch braune — braungrüne Hornblende vor. Unter den Fe-erzen fällt hie und da Magnetkies in größeren Körnern auf.

\*                      \*

Zwar ist ähnlich dem Amphibolit von Plahetschlag, doch zeigt kräftigere Verwalzung bei voller Neukristallisation ein ziemlich gleichkörnig struierter Amphibolit von Hölldraht (südwestlich von Tachau).

Hornblende (selten bis 1,2 mm) ist wesentlich mehr vorhanden als Andesin (meist gerundete Körner  $\frac{1}{2}$  mm). Letzterer hat nach  $\perp$  MP K  $17^\circ$  R  $26^\circ$ , K  $12^\circ$  R  $22^\circ$ , nach  $\perp$  a K  $18^\circ$  R  $20^\circ$ . Im Kern der Andesine sind oft in paralleler Verwachsung Paquete von Orthoklasstengeln (diese in Schnitten  $\perp$  a gern quadratisch).

Die Hornblende, dunkler braungrün als in Plahetschlag ( $\alpha$  34 orangegrau u,  $\beta$  33 braun f,  $\gamma$  33 g, D 30  $\mu$ ), ist körnig, in größeren Individuen innen tiefer braungrün, außen siebartig Feldspat umfassend.

Biotit, kräftig pleochroitisch, braun, ist höchst spärlich, auch Fe-erz, noch spärlicher Apatit.

Noch weitergehend ist die Verwalzung in einem Amphibolit von Neuheimhausen westlich Kuttenplan. Helle Schmitzen deuten den verwalzten Feldspat an, Hornblendenester umkristallisierte Hornblende (es waren

ehedem im Gestein hie und da Hornblendeindividuen mehr als 1 cm groß und jetzt noch gut kenntlich vorhanden). Sonst ähnelt das Gestein dem vorangegangenen, doch ist, wenn auch sehr vereinzelt, fast farbloser diopsidischer Augit vorhanden mit  $c \gamma 39^\circ$ . Die Individuen erscheinen oft // der Schieferungsebene in Körnern, doch in gleicher Orientierung angereiht, sind also linsig, gerüstartig ( $\frac{1}{4}$  2 mm).

Auch Titanitkörnchen, oblong ( $\frac{1}{8}$  mm), sind in Schmitzen gern zusammen mit Erz angeordnet; sonst finden sich kleinere solche Körnchen in den Komponenten. Fe-erzkörner (bis  $\frac{1}{4}$  mm) umrandet hie und da etwas Epidot.

Die Hornblende, gern körnig (oft 1 mm, höchst selten mehrere mm lang) zeigt bisweilen deutlich 110 und 010, selten Verzwilligung nach 100 ( $\alpha$  35 gelbgrau u.  $\beta$  38 blaugrüngrau f mehr braun,  $\gamma$  38 g, außen Stich ins Braune, doch nicht gleichmäßig in den Einzelindividuen, D 38  $\mu$ );  $c \gamma 16^\circ$ , A und B  $\rho > v$ .

Der Feldspat (meist Körner unter  $\frac{1}{2}$  mm) ist wenig gleichmäßig zonar, Bytownit, doch in manchen Schnitten K 50 % R 80 %; in den Hornblendeindividuen ist er nur selten eingewachsen.

In einer andern, dünnstriefrigen Probe von Amphibolit (Neuheimhausen) verhält sich die innen bisweilen blaugrüne, außen meist gelbbraun getonte Hornblende (bis  $\frac{1}{2}$  1 $\frac{1}{2}$  mm) ähnlich; opt. deutl. —,  $c \gamma 17^\circ$ , A  $\rho > v$ . Auch finden sich Zacken tief blaugrüner Hornblende.

Weiters verhält sich ähnlich der Labrador, (an Menge etwa  $\frac{1}{3}$  der Hornblende, in Schmitzen und Linsen, Körner selten bis  $\frac{1}{2}$  mm), unruhig zonar, dann der Augit ( $c \gamma 40^\circ$ , A  $\rho > v$ ), Titanit, das Fe-erz mit Epidotsaum hie und da.

Prehnit findet sich im Gestein in engen Sprüngen, gelegentlich auch im Feldspat.

Beide Gesteinsproben deuten mit ihren in Schmitzen und Linsen angeordneten Feldspaten, Augiten und Titaniten auf ausgiebige Verwalzungen ehemalig gabbroider Gesteine, die während und vornehmlich nach der mechanischen Beeinflussung neukristallisiert sind.

\*

Auf ganz analoge Vorgänge deutet ein flasriger typischer Amphibolit von Schönwald (etwa 2 km N. W.).

Hornblende und Feldspat setzen etwa zu gleicher Menge fast ausschließlich das Gestein zusammen. Feldspat in Schmitzen und Linsen angereichert (Korngröße selten bis 1 mm) ist unruhig zonar: Schnitte  $\perp$  M geben bis  $30^\circ$  im Kern, 45 am Rand; er ist von Quarzstengeln durchwachsen, selten auch von Orthoklaspartikeln.



Fig. 10.

Kräftig umrandet Hornblende, punktiert Biotit, das Übrige ist Labrador mit wenigen runden Quarzstengeln.

Die Hornblende (2, selten mehrere mm lang, dann verbogen), nicht selten von 110 begrenzt,  $a$  36 gelbgrüngrau t,  $\beta = \gamma$  doch mehr braun getont,  $\gamma$  38 blaugrüngrau m,  $D$  35  $\mu$ ,  $c \gamma$  17°,  $V$  42°, 43°, nach  $c$  gern mehrmals länger als quer hiezu, ist gern mit  $c //$  der Schieferung gelagert und läßt deutlich erkennen, daß öfters zu einer Gruppe gescharte kleine Individuen aus einem ehemals einheitlichen Individuum durch Zerreißen und Neuorientierung hervorgegangen sind, also nicht ursprünglich hypoparallel gewachsen.

Das Gestein enthält noch höchst spärlich blaßbraunen Biotit (2  $V$  sehr klein,  $v > \rho$ ).

Ein nach der Beschaffenheit seiner Hornblenden zwischen das vorangegangene Gestein und den im ersten Teil beschriebenen Amphibolit von Krumm-*Paulusbrunn*, wo davon vereinzelt dunkle Blöcke nahe dem Weg westl. der Kirche sich finden.

Da nicht ferne davon (an der Landesgrenze) granitisches Gestein aufgeschlossen ist, ist auch mit an Kontaktmetamorphose dieses sehr feinkörnigen Amphibolits zu denken.

Es ist etwa gleich viel von lichten und dunklen Gemengteilen vorhanden.

Die Hornblende ( $1 \text{ } 0.4 \text{ mm}$ )  $\alpha$  33 braun u,  $\gamma$  in ist randlich oft 36 gelbgrüngraus oder farblos, hat c  $\gamma$   $19^{\circ}$ — $20^{\circ}$ , ist noch deutlich opt. (—) und ist randlich sparsam mit Quarz und Feldspat durchwachsen, bringt jedoch ihre Kristallgestalt zur Geltung.<sup>79)</sup>

Im Bytownit ( $0.5 \text{ mm}$ ) (2 Durchschnitte  $\perp$  MP  $36^{\circ}$ ) ist ziemlich viel Quarz eingewachsen. Dies wie auch die feine Streifung der Hornblende // 001, die gelegentlich auch von mäßig pleochroitischem Biotit (1 mm) (darin Höfe um Zirkon) durchquert wird, erinnert an den nordwestl. von Wallern beschriebenen Dioritgneis.

Durchs ganze Gestein hin ist in nicht unbedeutender Menge verbreitet Ilmenit, Magnetit und Rutil in Kriställchen.

\*

Unfern Wosant wurde aus den als Schotter bei Hölldraht verwendeten Amphiboliten eine feinkörnige, flaserige Gesteinsprobe ausgelesen, die  $1$ — $1\frac{1}{2}$  cm lange helle Schmitzen und verdrückte Linsen von Feldspat erkennen läßt; dieser ist Labrador (Körner selten bis  $\frac{1}{2}$  mm),  $\perp$  MP K 24 R 36, K 27 R 36 mit bisweilen auffallend deutlich abgesetzter basischer Randzone; doch ist die Zonarstruktur keineswegs bei allen Feldspatkörnern gleichmäßig. Die Feldspatnester vertreten wohl, neukristallisiert, die ehemaligen Gabbroplagioklase; in ihnen tritt Augit und Hornblende völlig zurück oder es erscheinen nur vereinzelte kleine Hornblendestengel, dann gern insgesamt gleichmäßig orientiert.

Sehr eigenartig ist in diesem Gestein der Augit, der in zahlreichen, hin und wieder bis 2 mm großen Individuen erscheint, die an aufgezehrte Einsprenglinge erinnern, gelegentlich verbogen oder zerbrochen sind, und der nur am Rand und in kleinen Individuen einheitlich auslöscht,<sup>80)</sup> ferner in der Zone 100 001, während in den Durchschnitten sonst, // 010 wogige Auslöschung zumeist, in allen übrigen Schnitten — abgesehen vom Rand — in der Auslöschungsstellung des Augit nicht Dunkelstellung eintritt, sondern es geht statt derer über das Gebilde gleichsam wie eine Flißbewegung hin. Dies rührt davon her, daß // der Achsenebene des Augit, also // 010, gelegentlich jedoch auch // 110 feinste blaßgrüne Hornblende lamellen, — spindeln oder — fasern eingewachsen sind.

<sup>79)</sup> Stellenweise erweckt es den Eindruck, daß aus vereinzelt einmalig größeren Individuen viele kleinere mosaikartig gebildete geworden sind.

<sup>80)</sup> Verwachsung von Augit und rhomb. Pyroxen analog s. F. Martin. Min. Petr. Mitt. XVI. p. 117.

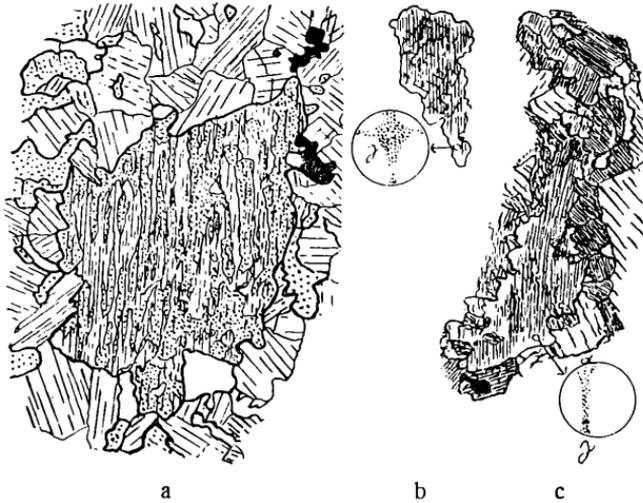


Fig. 11.

a) Verwachsung von Augit und Hornblende: In der einen Figur Augit punktiert, Erz schwarz, Feldspat ohne Bezeichnung, alles Übrige Hornblende.

b) In der kleinen Figur nahe  $\perp$  c des Augit Lamellen (sehr fein) von Hornblende // 010 des Augit.

c) Diallag, wenige Grade von 100 nach 110 geneigt. Im Diallag (verbogen) sind sehr feine Hornblendelamellen // 010. Ringsum dicht schraffiert Hornblende, mit weiten Schraffen Augit, schwarz Erz.

Neben den zwei letzten Figuren jeweils das Interferenzbild.

Dies wurde in Schnitten  $\perp$  c, // 100 und // 010, und durch die Lage der Achsenebene in Augit und Hornblende und den Pleochroismus der Hornblendelamellen klargelegt. Es herrscht also Lamellenpolarisation.

Stellenweise werden diese Lamellen dicker und es ergibt sich dann die Verwachsung der beiden Minerale in der gewöhnlichen Art. Der Augit ist Diallag-artig, hat  $c \gamma 39^\circ$ ,  $40^\circ$ ,  $A \rho > v$   $B \rho > v$ , die mit ihm verwachsene oder randlich fortgewachsene grünbraungetonte Hornblende hat  $c \gamma 17^\circ$ ,  $B \rho > v$ .

Einzelne Gesteinsanteile haben mehr weniger selbständige Körner von Hornblende und Augit ohne parallele Verwachsung. Solche im Schliff sonst körnig oder kurz säulig, gut mit 110 auftretende Hornblende (selten 1 mm) ist kräftig braun ( $\alpha$  34 orangegrau t,  $\beta$  33 braun f,  $\gamma$  33 braun g (grünlich),  $D$  28  $\mu$ ); selten erscheint als Fortwachsung auch etwas blaugrüne Hornblende.

In Augit wie in Hornblende finden sich parallel Ilmenit-schüppchen und -stäbchen; Erz Körner, gerundet, auch ge-

gliedert sind sonst nicht selten, ebenso Titanit, etwas Apatit und Epidot.

Das Gestein leitet über zu einem noch intensiver umkristallisierten, jedoch Augitärmeren feinkörnigen Amphibolit, der bei Schönwald gesammelt wurde.

Es finden sich auch Hornblende, dann Feldspat, weiter Augit, je in Nestern gehäuft, so daß es nahe liegt, diese auf ehemalige größere Einzelindividuen zurückzuführen; doch pflegt in die Feldspatnester spärlich Hornblende in getrennten, kristallographisch umgrenzten, meist gleiche Orientierung aufweisenden Stengeln zu wachsen.

Die Hornblende gleicht der des vorigen Gesteins, ist braun, in den Innenanteilen der Individuen manchmal braungrün, sie ist jedoch kräftiger kristallisiert, hat gern 110 und 010, auch terminale Begrenzung (bisweilen bis 1 2 mm);  $c \gamma 16^\circ$ ,  $16\frac{1}{2}^\circ$ ,  $A \rho > v$ ,  $V 42^\circ$ ,  $\gamma - a 0.022$ , Augit  $c \gamma 38^\circ$ ,  $A v > \rho$ ,  $B v > \rho$ ,  $V 27^\circ$

Linsige Nester von Körnern (bis  $\frac{1}{4}$  mm) von Augit und Hornblende erinnern an die derbe Verwachsung dieser Komponenten im vorigen Gestein (1. Teilfigur), doch sind da diese ehemaligen Gebilde verquetscht und haben nur in kleinen Anteilen // Orientierung erhalten.

Auch ist der Feldspat (Körner selten  $\frac{1}{4}$  mm) sehr ungleichmäßig, bisweilen jedoch intensiv zonar:  $\perp a K 19^\circ R 30^\circ$ , nahe  $\perp MP 30^\circ K 38^\circ R$  oder  $31 K 37 R$ .

Die ehemaligen Fe-erzkörner, nicht spärlich, sind verwalzt (bis  $\frac{1}{4}$  1 $\frac{1}{2}$  mm), auch zertragen oder siebartig, manchmal mit Titanitkörnern umgeben. Auch längliche Apatitkörner gewahrt man hie und da. Fig. 12.

\*

Die beiden letztgenannten Gesteine lassen unverkennbar Palimpsest-Struktur bei recht komplizierter Metamorphose erschließen; nachdem die Gesteine gewalzt und verdrückt worden waren mit gleichzeitiger Ummineralisation, führte schließlich eine fortgehende Umkristallisation zu relativ feinkörniger Struktur, aber mehr einheitlicher Orientierung innerhalb der Einzelindividuen, doch wurde in den besagten Relikten von mit Hornblendelamellen durchwachsenem Augit oder in den offenkundig aus zertrümmerten Gabbrolabradorkörnchen heranwachsenden Plagioklasen eine gründliche und weitergehende Vereinheitlichung der Substanz nicht erreicht.

Daß in dem großen Amphibolitgebiet um Neuheimhausen, oder dem von Purschau — Schönwald nicht nur verschiedenartige Zusammensetzung des Substrates die Ver-

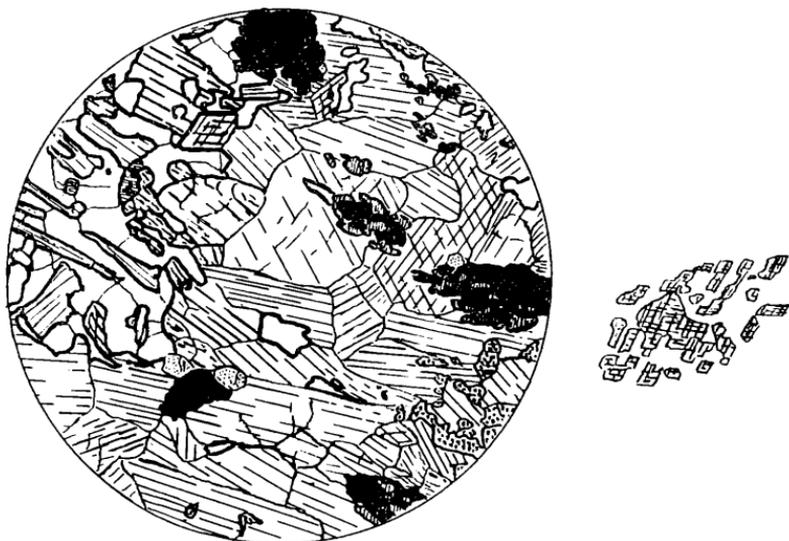


Fig. 12.

Hornblende (mit angedeuteter Spaltbarkeit), Augit (kräftig —) Apatit (fein — punktiert), Erze (schwarz), in der Nähe des Ilmenit gern Titanit (vertikal strichliert), ganz wenig Epidot (horizontal strichliert), Feldspat (ohne Bezeichnung, ganz kräftig umrandet).

Einzeln gezeichnet doch richtig orientiert zum Schliiff-Bild Hornblendestengel nahe  $\perp$  c.

anlassung zu recht heterogenen Hornblendegesteinen war, liegt nahe, da ja vielfach spätere Intrusionen von Graniten, Dioriten usw. stellenweise komplizierte Verhältnisse schaffen mußten.

In den genannten Amphibolitgebieten kommen auch Granatführende Gesteine nicht allzu selten vor.

Von Neuheimhausen liegt Granatamphibolit vor, dessen Granat hie und da bis 2 cm haltende Partien bildet. Dem Granat sind in gesetzmäßiger Stellung feinste Rutil-Strahlen eingewachsen.

Gleich alt dem Granat ist braune Hornblende, ähnlich der mancher Erzgebirgs-Eklogite (Körner oft 1 mm),  $c \gamma 17^\circ$ ,  $V$  nahe  $42^\circ$ ;  $a$  33 braun v,  $\gamma$  33 h,  $D$  30  $\mu$ ; sie hat reichlich — oft auch etwas größere — Ilmenit-täfelchen und -Körner // 110 und in andern Lagen, besonders gern in Quersprünge. Gleich alt ist weiter Augit (oft über 1 mm), Diallag-artig, bräunlich, kaum pleochroitisch, bisweilen mit Hornblendefasern und derselben Art der Auslöschung wie im vorangegangenen Gestein,  $c$   $38^\circ$ , dann Magnetit.

Ganz vereinzelt Feldspatnester (Körner oft  $\frac{1}{2}$  mm) haben *Andesin*, unruhig zonar mit etwa 30 % *An*.

Vielfach ist braune Hornblende, vornehmlich an tektonisch beanspruchten Zonen, zerstückt, ausgebleicht oder als schwach grüne Hornblende ( $c \gamma 15^\circ$ ) fortgewachsen; ähnlich verhält sich auch Augit.

Um Granat herrscht intensive *Kelyphit*-Bildung, (Feldspat + Hornblende), letztere kräftig blaugrün bis gelbgrün pleochroitisch.

Dieses Gestein nähert sich also den *Eklogiten*.

\*

Ebenso steht diesen nahe eine bei *Schönwald* aufgesammelte Gesteinsprobe, die *Granaten* von Erbsengröße enthält. Auch da ist reichlich *Diallag* (bis 2 mm) von analoger Beschaffenheit,  $c \gamma 39^\circ$ ,  $A v > \rho$ ,  $B \rho > v$ , da grüne und braune *Hornblende* lamellen in ihn hineinlangen; ferner findet sich blaßbraune Hornblende  $c \gamma 17^\circ$ ,  $2 V$  nahe  $90^\circ$ , doch noch deutlich (—). Bemerkenswert ist, daß auch da als Fortwachsung von Augit und Hornblende tiefer braune Hornblende auftritt, während die Hornblende, die als Folge späterer, intensiv mechanischer Prozesse sich einstellt, blasse Farbtöne aufweist, wenig pleochroitisch ist so wie die Hornblende des reichlich entwickelten *Kelyphit* um Granat.

Feldspatnester bestehen aus sehr feinkörnigen, sehr unruhig zonarem *Labrador* (nahe  $\perp$  MP  $23^\circ K$ , bis  $43^\circ$  bisweilen *R*).

*Rutil*körner, formenähnlich denen in *Eklogiten*, sind z. T. zu *Titanit* umgewandelt.

In *Klüften* und auch sonst im Gestein erscheint *Prehnit*.

\*

In der *Kelyphit*-Bildung, die nach Beispielen aus dem Böhmerwald zu Feldspat usw. führt neben brauner, oder blaugrüner, oder blaßgrüner, oder auch fast farbloser Hornblende, liegt im gewissen Sinne der reciproke Vorgang zur eigenartigen Umwandlung von Augit + Feldspat zu Granat, wie dies z. B. *F. Martin* erwähnt<sup>81)</sup> und *A. Pelikan* am *Gabbro* von *Wischkowitz*.

\*

Einen wesentlich anderen Grad der Metamorphose als die vorbeschriebenen Amphibolite zeigen manche der im östlichen Anteil des von *A. Fröhlich* aufgenommenen Gebietes auftretenden *Hornblende*- und *Chlorit*-Gesteine, insbesondere dann noch weiter östlich.

<sup>81)</sup> Jahrb. d. geol. Reichsanst. Wien 1900. p. 418, ferner *A. Pelikan*. *Lotos* 1900 u. 1901 Nr. 3 u. 4.

Man findet dann mitunter Gesteine mit wenig, heller bis grüner, dabei auch deutlich pleochroitischer Hornblende, aber mit viel Chlorit, weiters Epidot und Titanit nebst Abreichem Feldspat u. s. w.

Solche Gesteine entstammen gern dem Gneisglimmerschiefergebiet.

Eine von dem Hornblendeschieferzug im Tälchen ( $\frac{1}{2}$  km südöstlich) von Hostau genommene Probe mit eigentümlicher feiner Körnung, entsprechend einem intensiv dynamisch beanspruchten Massengestein, enthält schilfige Hornblende (darin pleochroitische Höfe, RaA), Zoisit, Epidot, Albit, Titanit, letzterer hervorgegangen aus Ilmenit.

Das Gestein setzt schon im Urtonschiefergebiet auf.

Zu dieser Abteilung weniger hoch metamorpher Gesteine sind auch zu stellen die Hornblendegesteine von Chudenitz, Klattau und Merklin, die R. Sokol<sup>82)</sup> beschrieben hat, ferner Gesteine im Miesa-Tal.<sup>83)</sup>

Auch sei hingewiesen auf die schilfige Hornblende führenden Gesteine, die F. Slavik<sup>84)</sup> beschreibt.

Es ist besonders hervorzuheben, daß die Bildung schilfiger Hornblende, von reichlich Chlorit, Zoisit und Epidot, von Albit, Prehnit sehr nahe steht der Mineralbildung in relativ spät entstandenen Klüften und Streckungs-Klüftchen mancher Amphibolite und auch anderer Gesteine, die in den ersten Teilen dieser Studie beschrieben worden sind. Dieser Bildung verläuft analog auch die Mineralneubildung z. B. in den im Urtonschiefer zwischen Holleischen und Hradzen aufsetzenden gabbroiden Gesteinen.

Die letztbesprochenen Gesteine stellen die Prägung basischer Gesteine zu kristallinen Schiefen in der Art dar, wie sie von U. Grubenmann als Meso- und Epi-Gesteine bezeichnet worden sind, von P. Eskola als Facies, wofür von vielen Petrographen seit Jahrzehnten charakteristische Namen wie Chloritschiefer, Grünschiefer verwendet worden sind.

### Vorwiegend dynamische Umwandlungen.

Der Großteil der bis nun beschriebenen dynamischen Veränderungen von Gesteinen ist so erfolgt, daß an ausreichende Belastung und damit auch gemäß der geothermischen Tiefen-

<sup>82)</sup> Sborník Státn. Ústav geol. Českoslov. rep. 1924 p. 337 und 1925 p. 469.

<sup>83)</sup> J. K a t z e r. Geologie v. Böhmen. 1892. p. 228.

<sup>84)</sup> Archiv f. d. naturwiss. Landesdurchforschung v. Böhmen XIV Nr. 2.

stufe an beträchtliche Temperaturen gedacht werden muß; freilich ist eben in vielen Teilen des Böhmerwaldes diese auch gebracht worden durch Intrusionen intensiven Stiles.

Vielfach finden wir jedoch auch, und zwar häufiger als gewöhnlich angenommen wird, in Böhmerwaldgesteinen metamorphe Erscheinungen, die wie schon für die Pfahlgesteine angedeutet worden, nicht für allzu hohe Belastung sprechen.

Über die Pfahlgesteine und sonstige Bildungen wurde viel Heterogenes gesagt.<sup>85)</sup> Bei der Vorstellung der überaus langen Erstreckung dieser Störungszone, bei der ja die Masse secretionären Quarzes am auffälligsten ist, hat man auch eine nicht zu geringe Reichweite in die Tiefe vorauszusetzen, analog, wie dieser Gedanke in dem Vorstellungskreis der Verhältnisse der petrographischen Provinzen<sup>86)</sup> verwendet wurde; daher mußten an verschiedenen Bereichen dieser Störungszone auch verschiedene Bildungen erfolgt sein.

Meist sind derartige Störungslinien im Böhmerwald nicht so ausgeprägt, doch weisen nicht gar selten Quetsch- und Verschieferungs-zonen, ja sogar Mylonitisierung, die die Gesteine erfassen, auf die langdauernden gebirgsbildenden Prozesse im Böhmerwalde hin.

Auf den Verlauf solcher Zonen soll hier nicht eingegangen werden, doch sollen einige Beispiele von Gesteinen angeführt werden, die zeigen, daß sie ihr jetziges Gepräge nicht unter allzu hoher Belastung und bei nur mäßiger Temperatur erlangt haben.

Östlich von Prachatitz wurde ein hellgraues Gestein aufgesammelt, das in dichter Grundmasse reichlich bis 1 mm große gerundete Einsprenglinge von Mikroklin (etwas perthitisch) und sehr viel weniger schwach zonarem Oligoklas, ferner Biotit (1 mm) führt. Es liegt also ein Feldspatporphyr, syenitischem Magma entsprechend, vor; der reichliche Biotitgehalt deutet auf Beziehung zu Minette.

Mikroskopisch zeigt sich jedoch, daß Flasertextur vorhanden ist, daß der Mikroklin (oft mit Kb-Gesetz) und der Oligoklas (mit Ab- und Pe-Gesetz) (mit  $10^0$  im st. W  $\perp a$ ) nicht selten zerbrochen und verbogen sind, daß sie an den Ribstellen und der sonstigen Umgrenzung z. T. aufgelöst wurden, daß der Mikroklin stellenweise durch Myrmekit aufgezehrt, auch Quarz vielfach neugebildet worden ist.

<sup>85)</sup> S. h. außer J. Lehmann, p. 178, in Weber. Geogn. Jahrb. München. 23 Bd. — R. Sokol, Verh. d. böhm. Akad. Prag. 20. Jahrg. — A. Kochler, Verh. d. geol. Bundesanst. Wien 1924. p. 118. — E. Sueb, Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge. Berlin 1926. — V. Graber, Mit. d. geol. Ges. Wien. Bd. XIX.

<sup>86)</sup> Fortschr. d. Min. IV. Bd. p. 301.

Biotit war corrodirt und ist nun oft verbogen.

Zwischen den Einsprenglingen schmiegt sich wie bei Fluidalstruktur die dichte Grundmasse, aus den gleichen Gemengteilen (Kalifeldspat jedoch z. T. verdrängt) bestehend, aus Rutilkörnchen, sekundär -nadelchen und genug Apatit.

Dies ist jedoch nicht mehr ursprüngliche Fluidalstruktur, sondern ein dynamisches Phänomen, vergleichbar dem der Porphyroide.

Pleochroitische Höfe finden sich oft um winzigste Zirkonkriställchen, bezeichnenderweise auch in den feinsten Schüppchen des Biotitreichen Grundgewebes. Doppelhöfe sind selten.

Das Gestein ist offenkundig zur Intrusion gelangt nach den Hauptgebirgsbewegungen, jedoch von ihren Nachklängen noch erfaßt worden.

In dem Kalkbruch nördlich Krummau durchquert weithin den Marmor ein heller Granit-, richtiger Granitporphyrang (schon Zippe waren solche Gänge bekannt).

Das Gestein hat, wenn auch von Rissen durchzogen, typische Erstarrungsgesteinsstruktur. Quarz zeigt relativ geringe Kataklase, Ca-Na-Feldspat (Einsprenglingsartig 1—1½ mm, gelegentlich mäßig verbogen) normale Zonenfolge mit bisweilen 1—2 kräftigen basischen Rekurrenzen.

Schnitt  $\perp$  MP  $7^{\circ}$  (sp. W.) Kern;  $8^{\circ}$  (st. W.) Rand, ein  
anderer  $9^{\circ}$   $8^{\circ}$

Am viel spärlicheren Mikroklin sitzt bisweilen Myrmekit. Biotit ist chloritisiert unter Rutil, Ilmenit, Titanitausscheidung, nur sehr schwach doppelbrechend ( $\gamma$  // den Spaltrissen).

Bezüglich des Tektonischen gilt Analoges wie beim vorangegangenen Gestein auch hier.

Ein geologisch sicher viel älteres Massengestein (Granitgneis) mit vereinzelt, recht auffälligen Biotiten (bis 3 mm) findet sich ebenfalls im Marmorbruch; es zeigt Biotitreiche und -ärmere Partien kräftig verknetet, ist also sehr viel kräftiger tektonisch in Anspruch genommen als der Granitporphyr.

Immerhin erkennt man, daß die ehemaligen Quarz- (1½ mm) und Feldspateinsprenglinge (jetzt Mikroklin und Oligoklas-Albit) (1½ mm) zerrissen sind, verdrückt und verwalzt; dies gilt insbesondere für Quarz, was in etwas also ähnelt dem Umwandlungsvorgange mancher Granulite.

Die ehemaligen Biotiteinsprenglinge sind verdrückt, zum Teil zerfallen und neukristallisiert, teilweise dann chloritisiert

(farblos—schwachgrün, opt. +, fast einachsig,  $\alpha$  // der Spalt-  
richtung) bei Rutilnadelchenbildung.

Vereinzelte größere Titanitkörner sind wohl ur-  
sprünglich.

In den dunklen Gesteinsanteilen, die reich an Apatit-  
nadelchen sind, auch an neugebildeten Muscovit schüppchen  
und Titanit körnchen (letztere zum Teil aus Ilmenitfittern her-  
vorgegangen), beide wieder aus Biotit stammend, ist die Um-  
wandlung bei reichlicher Calcitfitterbildung ähnlich wie im  
früher Vorausgehenden beschriebenen, zerstückten glimmer-  
reichen Gestein.

Die Metamorphose dieses Gesteins liegt demnach zwischen  
der Eruption des voranbesprochenen Granitporphyrs und der  
eigentlichen Präzezeit der Granulite.

\*

Auffallend intensive Einwirkung durch dynamische Vor-  
gänge hat der ausgedehnte, schräg die Marmorschichten durch-  
setzende Granitgang im Kalkbruch Opolonec (nördlich  
Winterberg) erfahren.

Quarz ist stark zertrümmert, gibt vielfach Mörtelstruktur,  
ebenso wie der reichliche Mikroklin (Myrmekit daran nicht  
selten). Der spärliche Ca—Na-Feldspat ist wenig zonar  
 $\perp \alpha 14^{\circ}—17^{\circ}$  (st. W.).

Biotit ist unter Titanitskelettausscheidung chloritisiert,  
sehr schwach doppelbrechend,  $\gamma$  // den Spaltrissen; auch längs  
Zerreißungsflächen im Gestein sind Trümmerchen von Biotit  
angereicht.

Hie und da gewahrt man ein Korn von Granat (primär).  
Besonders charakteristisch sind Zerreißungsflächen folgende ge-  
scharte Quarzlamellen, geknetet, undulös, kataklastisch.

Intensive mechanische Einwirkungen in den Marmoren ein-  
gelagerten Intrusivgängen scheinen überhaupt häufiger zu sein  
als vorerst vermutet wurde (s. a. Diorit von Scheiben bei  
Kontaktmetamorphose).

Ein sehr eigenartig und intensiv kataklastisches, vielfach  
mylonitisches Gestein, auf das Prof. A. Liebus die Aufmerk-  
samkeit lenkte, wird nahe Wetz mühl östlich Winterberg  
im Steinbruch gewonnen. Es geht ebenfalls zusammen mit einem  
Marmorzug, ist dicht, mit einzelnen Feldspat- oder Quarz-  
körnern, manchmal deutlich körnig und erinnert äußerlich unge-  
achtet zahlreicher Harnische, stellenweise auch deutlicher  
Schieferung, an ein mäßig altes Erstarrungsgestein.

Geringe Sericit- und Chlorit-bildung verleiht dem  
meist hellgrauen Gestein vielfach schwach grünlichen Farbton.

Den Großteil des Gesteins bildet Quarz, einmal als intensiv kataklastisches Trümmer- und Mörtel-Material, dann auch allenthalben sekundär in Klüften und Klüftchen.

Meist in Mörtel zerrissen und mitunter nur in wenigen größeren Splittern im Dünnschliff sichtbar ist Kalifeldspat (opt. (—)), während wenig Albit (nahe  $\perp \alpha 13^{\circ} - 16^{\circ}$  i. st. W) teilweise stark verbogen oder zertrümmert ist, teilweise neugebildet erscheint.

Wenn bisweilen auch das Gestein noch deutlich körnig ist, sind dennoch die Komponenten kataklastisch, verbogen, zerbrochen, und Zonen gekneter Quarz-linsen oder -lamellen und Feldspatmörtel ziehen durchs Gestein, die Bewegungsflächen andeutend; in anderen Gesteinsanteilen sieht man fast alles zu feinem Mörtel zerlegt, darinnen einzeln Scherben von Quarz und Feldspat restieren, die jedoch in sich selber wieder jeweils verbogen, zertrümmert oder vollständig in feinstes Mosaik aufgelöst sind, dem dann einzeln angenähert parallele Auslöschung zukommt. Besonders die völlig mylonitischen Gesteinsanteile, die im Mikroskop dichten Eruptivgesteinsgrundmassen ähneln können — es kommen übrigens solche Massengesteine in diesem Gebiet des Böhmerwaldes vor — werden reichlich von Aderwerk sekundären Quarzes durchzogen.

Vom ehemaligen spärlichen Biotit zeugen Chlorit- und Muscovit-schüppchen (opt. einachsig, (—),  $\gamma //$  der Spaltbarkeit für Chlorit), ferner Rutil- und Ilmenitschwärme, die wieder zu Titanit geworden sein können; auch das eine oder andere Zirkon-kriställchen hat sich erhalten. Neugebildet sind auch etwas Carbonat und in Würfelchen Pyrit.

Das Gestein, ehemed granitischem Magma entsprechend, erhielt in geringer Tiefe seine Prägung, die in keiner Weise gleichgesetzt werden kann der der benachbarten schieferigen Gesteine (Marmor, Gneis, Glimmerschiefer); es ist mechanisch hochgradig beansprucht und leitet direkt zu manchen Pfahlquarzschiefern hin.

### Zusammenfassung.

Durch mehr als 220 km ziehen die Gebirgsrücken und Bergwellen des Böhmerwaldes, doch werden sie, wie schon vor Jahrzehnten E. Sueß auf Grund der vorhandenen geologischen Forschungsergebnisse dargelegt hat, von einem einheitlichen Bauplan beherrscht. F. E. Sueß hat die Gesetzmäßigkeiten des weitgreifenden Baues in einem tiefgründigen Werke<sup>87)</sup> auseinandergesetzt.

<sup>87)</sup> Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge. Berlin 1926.

In einer Studie über Gauverwandtschaft der Eruptivgesteine wurde hingewiesen auf die sehr bemerkenswerte, recht regelmäßig einsetzende Durchflutung großer Faltengebirge in der Tiefe seitens magmatischer Massen, so gilt dies z. B. für Schwarzwald, Vogesen, Erzgebirge, Iser- und Riesen-Gebirge.<sup>88)</sup>

Auch im Böhmerwalde finden wir vom südöstlichen bis nordwestlichen Anteil oftmals ein Durchwallen der alten kristallinen Gesteinsmassen durch glühende Schmelzflüsse.

Wir sehen darin ein ganz analoges Bild wie im Kaiserwalde, wo gleichfalls große Massen granitischer Magmen in die Grundfesten des Gebirges gedrungen sind und nun den Bau des Gebirges, dessen äußere Konfiguration<sup>89)</sup> und die Beschaffenheit der Gesteine (vielfach kontaktmetamorph beeinflusste Schiefer)<sup>90)</sup> bedingen.

Sonach ist zu erwarten, daß die Metamorphose vieler Gesteine, da wie dort, eine komplizierte sein mußte.

Im Vorangegangenen wurde oftmals hingewiesen auf die weitgehenden Verwaltungen, auch Verknetungen mancher Gesteine.

Dies bezieht sich ebenso auf viele Paragesteine, wie Marmore, Glimmerschiefer, Graphitgesteine, welche letztere beide besonders deutlich in den dichtgescharten, klar hervortretenden Schieferungsflächen — einer Summe förmlich von Harnischen vergleichbar — die auffallendsten Merkzeichen weitgehender tektonischer Verschiebungen bieten, dies bezieht sich auch auf viele ehemalige Massengesteine, die porphyrische oder auch gleichmäßig körnige Struktur besaßen, wofür ja eine große Anzahl sehr verschiedenartiger Massengesteine, die den Weg zu kristallinen Schiefen nahmen, in dieser Arbeit angeführt worden sind.

Besonders auffallend treten solche Bewegungsflächen, und zwar mit Notwendigkeit, in den Grenzbereichen heterogener Gesteinskomplexe auf wie dies z. B. merkwürdig deutlich in den Gneisdecken des südlichen Sonnblickgneisgebietes in Erscheinung tritt.<sup>91)</sup>

Als analoges Beispiel seien die weitreichenden, mit Biotitbelag und Quarzlamellen ausgezeichneten, ebenen Schieferungsflächen mancher Granulite z. B. nahe Prachaticz angeführt.

<sup>88)</sup> M. Stark. Petrographische Provinzen. p. 265.

<sup>89)</sup> F. Löwl. Die Granitkerne des Kaiserwaldes. Prag. 1885.

<sup>90)</sup> M. Stark. Exkursionsbericht. Mit d. naturw. Ver. XI. p. 102.

<sup>91)</sup> Sitz.-Ber. d. kais. Akad. d. Wiss. Wien. Mathem. naturw. Kl. Bd. CXXI. Abt. I. p. 9.

Ist dort vornehmlich Muscovit und Chlorit in den Gesteinskomplexen ausgebildet, so ist es da oft Biotit, mitunter auch Sillimanit, was also auf höhere Temperaturen verweist.

Das erwähnte Tauerngebiet wie auch manches in viel größerer Tiefe zu krystallinen Schiefen gewordene Böhmerwaldgebiet sind kräftige Stützen der schon vor zwei Jahrzehnten nachdrücklich vertretenen Annahme, daß bei Deckenbewegungen nahe der Erdoberfläche auch die Rindenteile in der Tiefe darunter mit Faltung teilnehmen müssen.<sup>92)</sup>

Solche obgenannte Schieferungsflächen, Bewegungsflächen (hierher auch schichtenparallele Querverschiebungen nach F. Wähner,<sup>93)</sup> Scherungsflächen sind eben mit das prägnanteste Attribut eines krystallinen Schiefers als eines durch Dynamometamorphose hervorgebrachten Gesteins.

Oftmals — jedoch nicht überall — war die Metamorphose an Böhmerwaldgesteinen so, daß auf eine Zeit intensiver Bewegungsvorgänge, die die Gesteine bei offenkundig ausgiebiger Kataklyse und mitunter Kleinertrümmerung wie auch Neukristallisation mancher Komponenten beherrschte<sup>94)</sup> eine Zeit ruhiger Umkristallisation (Vergrößerung des Kornes) folgte.

Diese Umkristallisation erfolgte zwar an und für sich bei erhöhter Temperatur infolge der Tieflage im Gebirge, doch stellte sich unzweifelhaft in vielen Gebieten eine sehr weitgehende Um- und Neukristallisation ein infolge Temperatursteigerung durch empordringende Magmen. Nicht wenige der krystallinen Schiefer des Böhmerwaldes mochten so lange Zeiten bei hohen Temperaturen, über der kritischen Temperatur des Wassers, gestanden sein.

So wurden ähnlich wie im Kaiserwalde stellenweise aus Schiefen geradezu Kontaktfelse. Ja es wurde dieser Wärmeverrat in manchen Böhmerwaldgebieten noch weiter getragen und es herrschte dann weithin Regionalmetamorphose, doch ist diese nicht durch alle Teile des Böhmerwaldes gebreitet.

Spät konnten nochmals dynamische Einwirkungen folgen.

<sup>92)</sup> S. h. a. F. Wähner. Sonnwendgebirge. Wien u. Leipzig. 1903.

<sup>93)</sup> Jahrb. d. geol. R. A. 1916. p. 1.

<sup>94)</sup> Diese Art verwalzender Metamorphose ist in nicht wenigen Teilen des Erzgebirges verbreitet, betrifft ebenso Pegmatite, z. B. bei Tellnitz, wie porphyrtartige Granite (nördl. Joachimsthal, Kupferberg). Zu dünnen Blättern ausgewalzt sind die Feldspateinsprenglinge z. B. in den von W. Zartner studierten Pürsteiner Granitgneisen. (S. h. auch F. Kossmat, K. Pietzsch, Geolog. Rundschau. Bd. XIII. 313 und F. E. Sueß. Intrusionstektonik etc. p. 57.)

Wie nun im Altertume der Menschheit von manch beschriebenen Pergament die Schriftzeichen fast ganz fortgenommen wurden und das Blatt mit anderer Schrift bedeckt, so spricht auch manches kristalline Schieferblatt von den sonderlichen Wegen, die es in der Gesteinsbildung der Erdrinde gegangen: wiewohl ihm nun aufgedrückt sind die deutlichen und unverkennbaren Spuren der mächtig bewegenden gebirgsbildenden Kräfte, hat es doch noch bestimmende Merkmale des seiner ursprünglichen Natur entsprechenden Gefüges bewahrt und vermag so kundzutun seine Geschichte. Mit bezeichnendem Worte hat daher Sederholm solchen Merkmalen den Namen Palimpseststruktur gegeben.

Es gibt nun im Böhmerwalde nicht selten Gesteine, die, wie aus dem Vorangegangenen erhellt, mehrartige Metamorphose über sich haben ergehen lassen.

Für die Bezeichnung der einzelnen metamorphen Vorgänge hat man — besonders B. Sander — eine an Begriffen reiche Nomenclatur aufgestellt. Es ist in erster Linie die Aufgabe des Gesteinskundigen, aus dem Fels dessen Geschichte zu erschließen; deshalb ward im Vorliegenden mehr Gewicht darauf gelegt, das Charakteristische der verschiedenartigen Metamorphosen, die über ein Gestein gegangen sind, hervorzuheben.

So ruhig und friedsam, ja bisweilen gleichförmig die Bergzüge des Böhmerwaldes mit ihren herrlichen, weitgebreiteten ersten Forsten dem Beschauer entgetreten — nicht das bewegte, vielgestaltige Linienspiel der nordböhmischen tertiären Feuerberge zeigt sich oder die Mäuer der Wasser — durchschnittenen Quadergebirge, nur die Moldau hat in auffallenderer Weise mit geduldig unermüdlich furchendem Griffel Tal- und Fels-Landschaft in den Gesteinsbau gezeichnet und die Wässer manches Flübchens, manches Bergbachs haben da und dort eine Felswand, eine Schlucht ins liebliche Gelände geschnitten — bei meist ruhigen Formen also birgt der Böhmerwald dennoch in sich auf große Strecken hin einmal Gesteinswelten, die in ihrer Lagerung wie in ihrem Bestand unzweifelhaft bekunden die ehemals aufbereitende wie ablagernde, dabei überaus wechselvolle Tätigkeit der Wasser: manch unscheinbarer Sand oder Ton der Vorzeiten liegt vor im schimmernden Gewand der Glimmerschiefer, gar oft durchsetzt und geschmückt mit Granat, manch ehemalig dichter Kalk ward zum Marmor; hat außerdem ein Übermaß von Wärme auf solche Gesteine gewirkt, gebracht aus dem tieferen Inneren des Planeten, so empfangen sie noch weitere Prunksteine: Chrysolith, Diopsid, Spinell, Cordierit, oder sie lieferten mit anderen Stoffen Disthen, pfirsichblütroten Andalusit, Turmalin, Rauch- und

Rosen-Quarz; der Böhmerwald birgt aber auch in sich eine überaus mannigfaltige Eruptivgesteinswelt. Der Aufdrang der glutflüssigen Massen ist im Böhmerwalde nicht nur weitverbreitet sondern er erstreckt sich auf überaus lange geologische Zeiträume, und somit sind diese den Tiefen entstammenden Massen in ihrem Bestand und ihrer Struktur ungewöhnlich mannigfaltig. Unzweifelhaft haben die Feuergewalten der Tiefen auch an den ehemaligen Gebirgsoberflächen ihre dräuenden Kräfte entfesselt, doch von den Vulkanbauten an der Erdoberfläche, die solche Massen auch geleistet, ist sicher das Meiste längst entschwunden; eine dankbare Aufgabe ist es, ihrem ehemaligen Bestande nachzuforschen.

Gar oft jedoch läßt der Böhmerwald Einblick tun in den Werdegang der Glutmassen in seinen Tiefen, denn es haben wohl schon seit altersher, besonders jedoch seit dem Eintritt des Karbons die Wasser der Oberfläche von seinem Gesteinsmantel große Anteile fortgenommen, sie haben die Intrusivkörper der Tiefe bloßgelegt, deren Felsblöcke nun vielfach über die Höhen und Lehnen der Berge gestreut sind, oft in Riesenformen: um diese war von jeher der Hauch der Poesie gewoben. Und wie groß auch die Verbreitung dieser Feuermassen der Tiefe ist, wie verschieden in ihrer Zusammensetzung, wie weit auch auseinanderliegend sind manche der Zeiten, in denen sie einzeln erstarrt sind und so auch recht ungleichartig wurden durch den wechselvollen Gang späterer Beeinflußung, einmal seitens gebirgsbewegender Kräfte, dann auch seitens noch folgender Prozesse aus der Tiefe, so werden sie doch so ziemlich durchaus beherrscht von großen chemischen Gesetzen, die der Mannigfaltigkeit der Mineralbildnug Schranken ziehen; eine überaus dankbare Aufgabe ist es, den Bereich dieser Grenzen zu ermitteln.

Im Gefolge der Glutwirkungen der Tiefe reihen sich in manchen Gebirgstteilen Pegmatitgänge ins riesenhafte gehen darinnen mitunter die Feldspate, auch mächtige Beryllkristalle zeichnen sie da und dort aus.

Forscher im Bergwesen haben das Gebundensein von Gold an manche  $\text{SiO}_2$  reiche Eruptiva und an deren Folgevorgänge klargestellt und so sind solche Gesteine an einzelnen Fundstellen des Böhmerwaldes mit diesem Metall durchwirkt und die Wasser langer Zeitläufe haben im weiteren das Metall an den Säumen der Berge gebreitet.

Wie schon in den einleitenden Seiten gesagt worden, hat man die kristallinen Schiefer des Böhmerwaldes für sehr alt gehalten, man hat sie vor nicht viel mehr als einem halben Jahrhundert als ursprüngliche Erstarrungskrusten der

Erde angesehen oder nach ihrer bisweilen an das Gefüge von Sedimentgesteinen wie Steinsalz, Gips erinnernden Struktur für Ausscheidungen aus Urmeeren gehalten; man erkannte dann mit der Zeit, daß sie umgewandelte Gesteine darstellen und zwar sowohl ehemalige Sedimente wie auch Eruptivgesteine. Das Alter, insbesondere mancher zu kristallinen Schiefen gewordenen Intrusiva muß dann notwendigerweise jünger als archaisch genommen werden.

Für die Umwandlung von Gesteinen zu kristallinen Schiefen hat man schon seit einem Jahrhundert Gase und Dämpfe, dann hohe Temperatur und Druck wie auch die Bergfeuchtigkeit mit veranlassend angenommen.

Neuerdings neigt F. E. Sueß<sup>95)</sup> der Meinung zu, daß manches von den kristallinen Schiefen des Böhmerwaldes, wie Marmore, Graphitgesteine und auch Granulite überhaupt relativ jung (paläozoisch) seien (siehe jedoch hiezu K. Pietzsch und H. Scheumann<sup>96)</sup>). Gewisse seit langem aufgefallene Lagerungsverhältnisse leiten ihn dazu.

Zwar ist auch im Vorliegenden gezeigt, daß ursprüngliche Strukturen und Eigenheiten vielfach aus den Gesteinen durch die dynamischen Einwirkungen genommen worden sind, jedoch oftmals auch gezeigt, daß ehemalige charakteristische Merkmale noch zu erkennen sind; dies gilt auch für manche der ehemaligen als kristalline Schiefer vorliegenden Sedimentgesteine.

Zur Beurteilung des Alters der Orthogesteine, seien sie noch Massengesteine, seien sie kristalline Schiefer, kann aus dem Vorangegangenen auf Grund der Metamorphose zwar auf das geologische Alter geschlossen werden,<sup>97)</sup> doch muß dies mit Vorsicht geschehen, denn der Deckenbau der Gebirge hat gelehrt, daß Bewegungen und sonach dynamometamorphe Prozesse vornehmlich sich in gewissen Zonen, Bewegungsbahnen, Schubflächenbereichen abspielen können, während innerhalb bewegter Massen große Anteile der Gesteine kaum verändert zu werden brauchen.

Man kann so ausgehen von den westböhmischem Granitstöcken. Die Staaber Granitintrusion, die Urtonschiefer durchschlagend, zeigt sehr geringe Dynamometamorphose; über ihr und ihrer Kontaktzone gebreitet liegen stellenweise die Steinkohlenflöze; ähnlich wenig verändert ist die schon nahe an Silurschichten herantretende Granitintrusion südlich von

<sup>95)</sup> Intrusionstektonik etc. pag. 31.

<sup>96)</sup> Centralbl. f. Min. etc. 1922 p. 265 und Abt. d. Math. phys. Kl. d. sächs. Akad. d. Wiss. XXXIX, Bd. Nr. III.

<sup>97)</sup> s. h. zum Beispiel A. Fröhlich: Věstník státn. geol. úst. česk. Rep. 1927. 2—3.

Pilsen (s. h. C. R. Purkyně),<sup>98)</sup> dann die von Kladrau, die von Haid. Auch im eigentlichen Böhmerwalde trifft man nicht selten ebenso wenig vom Gebirgsdruck berührten Granit, Syenit, Diorit, auch Gabbro.

Solchen gegenüber hat man die Granulite und viele Amphibolite sicher viel älter einzusetzen.

Speziell die Gesteine der Granulit — man kann fast sagen — Formation haben etwas so Selbständiges, daß schon F. Zippe und A. Reuß<sup>99)</sup> mit andern Forschern die Granulite des Böhmerwaldes in enge Beziehung zu denen des Egertales (auch im Grunde des böhmischen Mittelgebirges bei Trüblitz stehen sie an) und denen Sachsens gebracht haben.

Die Verbreitung der Granulite über ein Gebiet wie St. Pölten, Waldviertel, Mähren, weiters Böhmerwald, Erzgebirge hat nichts Sonderliches, ja sie ist mäßig, wenn man von gauerwandtschaftlicher Seite in Parallele stellt petrographische Provinzen wie die brittanioarktische tertiäre Gesteinsprovinz oder die tertiäre Eruptivgesteinswelt: Schlesien, Böhmen, ein Teil von Süd und Mittel-Deutschland.

Was jedoch diesen Granuliten mit den enge zugehörigen Pyroxen-, Hornblende- und Biotitgesteinen ihr Charakteristisches und in der Alkalikalkreihe Besonderes verleiht, ist die — nach H. Rosenbusch — ausgesprochene Zugehörigkeit zu den Gesteinen der Anorthositreihe.

Die Eigenschaften ihrer Komponenten fallen jedoch nicht außerhalb derer der Gemengteile der normalen Alkalikalkreihe.

Als Kriterien der Komponenten können in erster Linie die wechselnden optischen Eigenschaften isomorpher Mischkristalle mit mehreren Mischungsgliedern herangezogen werden.

Für Ca-Na-Feldspat ist seit Jahrzehnten bekannt, daß bei den Eruptivgesteinsreihen, insoferne sie unverändert vorliegen, mit zunehmender Basicität der Gesteine dieselben auch An-reichere Feldspate führen.

Für rhombischen Pyroxen,<sup>100)</sup> für Olivin,<sup>101)</sup> für Biotit<sup>102)</sup> gilt Analoges: mit Annäherung gegen das femische Ende der Gesteinsreihe werden diese Komponenten Mg-reicher, Fe-ärmer.

<sup>98)</sup> Geologie okresu Plzeňského. 1913.

<sup>99)</sup> Kurze Übersicht d. geognost. Verhältn. Böhmens. Prag, 1854.

G. Calve.

<sup>100)</sup> A. Weich. Min. Petr. Mitt. Bd. XXXII.

<sup>101)</sup> M. Stark. Centrbl. f. Min. etc. 1924. p. 33.

<sup>102)</sup> G. Schauburger. Centrbl. f. Min. etc. 1927. Abt. A.

Sogar in den im Vorangegangenen beschriebenen Biotiten der Amphibolite kann auf Fe-ärmere Biotite geschlossen werden gegenüber denen in den Diorit-, Syenit-, Granit-Gneisen.

Diese eben berührten Gesetzmäßigkeiten gelten jedoch sowohl für Alkalikalk- und auch für Alkali-Gesteine. Günstiger stellt es sich mit den Eigenschaften der Augite<sup>103)</sup> und Hornblenden. Auf die große Bedeutung der Natur dieser beiden Komponenten für die Gauverwandtschaft der Eruptivgesteine haben besonders H. Rosenbusch und F. Zirkel<sup>104)</sup> hingewiesen.

Die Eigenschaften aller in den Böhmerwaldgesteinen bisher festgestellten Augite weisen auf Zugehörigkeit dieser Gesteine zur Alkalikalkreihe. Aber auch die Hornblenden der Massengesteine wurden bislang als mit ihren Eigenschaften vereinbar gefunden mit den Hornblenden der Alkalikalkreihe. Treten tiefgrüne bis fast blaugrüne pleochroitische Hornblenden<sup>105)</sup> auf, so handelt es sich bereits um Neubildungen, bei welchen wie z. B. Petrographische Provinzen p. 268 und 272 hervorgehoben worden ist, nicht ohneweiters auf Zugehörigkeit des betreffenden Gesteins zur Alkalireihe geschlossen werden darf.

Wie da p. 267 schon vor einer Reihe von Jahren ausgesprochen wurde, gehören die Gesteine des Böhmerwaldes — so weit bis jetzt bekannt ist — der Alkalikalkreihe H. Rosenbuschs an, da nirgends, auch nicht im bayrischen Walde bislang ein typisches Alkaligestein gefunden wurde mit Nephelin, Leucit oder mit Sodalithmineralen.

Der beobachtete Eintritt von Orthoklas in dioritisch-gabbroide Gesteine entspricht eben nur der Differentiation der im Böhmerwalde nicht zu seltenen syenitischen Gesteine gegen das basische Ende der Reihe zu.

Überblickt man die mannigfach differentiierten Massengesteine des Böhmerwaldes, sei es, daß sie unverändert oder sei es, daß sie nicht intensiv umkristallisiert sind, so findet man im südlichen wie im nördlichen Böhmerwalde von Graniten her eine K-reichere Gesteinsfolge zum basischen Ende der Gesteinsreihe über typisch syenitische Gesteine (bisweilen mit Kalifeldspat nur allein als Feldspat) einerseits, andererseits auch eine Ca-reichere Folge über dioritische Gesteine, die fast nur Ca-Na-Feldspat haben neben — mitunter — sehr beträchtlichem Quarzgehalt.

<sup>103)</sup> M. Stark. N. Jahrb. f. Min. etc. Bl. Bd. LV Abt. A. p. 1.

<sup>104)</sup> Handbücher der Petrographie.

<sup>105)</sup> Eigentümliche Gesteine solcher Art bei Purschau.

Von Bedeutung ist nun, daß nach den vorangegangenen Ausführungen manche Granite, Syenite, Diorite und Gabbros mitunter stellenweise von der Schieferung erfaßt worden sind und daß dann noch weiter bereits ausgeprägte kristalline Schiefer vorliegen können; hierher gehören beispielsweise weite Gneisareale des nördlichen Böhmerwaldes, deren ehemalige granitische oder granodioritische, syenitische oder dioritische Natur mit Sicherheit aus der Struktur erkannt werden kann.

Die Differentiation ist also weder im lateralen noch temporalen<sup>106)</sup> Sinne sehr weit gegangen.

Bei all diesen Gesteinen ist auch kaum von einer Spezialisierung,<sup>107)</sup> etwa einer Gesteinsfamilie nur für einen bestimmten Böhmerwaldanteil zu reden. Da jedoch in manch ausgedehntem Intrusionsgebiet keineswegs selten zugehörige Ganggesteine angetroffen werden,<sup>108)</sup> so wird es mit der Zeit wohl möglich sein, enger zusammengehörige Gesteinsdifferentiationsfolgen festzulegen.

Hervorgehoben sei da auch, daß die Syenite des Böhmerwaldes weniger das Kolorit der syenitischen und granitischen Gesteine um Meißen tragen als das der syenitischen Gesteine des Schwarzwaldes.

In den syenitischen wie dioritischen, oft auch gabbroiden Gesteinen pflegen dem Diopsid nahestehende Augite sich zu finden, in gabbroiden Gesteinen auch Diallag.

Die Hornblenden sind in Syeniten und Dioriten gern blaßgrün, wenig pleochroitisch, in den gabbroiden Gesteinen infolge höheren Gehaltes an  $TiO_2$  und  $Fe_2O_3$  grün-braun. Oft gilt dies auch für die kristallinen Schieferderivate.

Es ist im Vorangegangenen oft darauf hingewiesen worden, daß Komponenten wie Hornblende, Augit, Biotit, ohne daß ihr Kristallgebäude zu schwinden braucht, eine andere Zusammensetzung erhalten können, z. B. durch Ausscheidung von  $TiO_2$  oder Fe. Analoges gilt für Feldspat.

Es liegt nahe, für das Alter der Böhmerwaldgesteine, soweit sie Massengesteine sind, auch einen Blick zu tun auf die alten Eruptivgesteine Innerböhmens.

In der viele Vorkommnisse erschöpfend behandelnden geologisch-petrographischen Arbeit F. Slavíks<sup>109)</sup> über die Spilite zeigt sich, daß in ihnen primäre braune Hornblende, wie sie so

<sup>106)</sup> Petrograph. Provinzen. p. 303.

<sup>107)</sup> Ebenda. p. 258.

<sup>108)</sup> s. z. B. N. u. J. Woldřich. Das Wolynkatal.

<sup>109)</sup> Archiv f. d. naturw. Landesdurchforschung v. Böhmen. Prag, XIV Nr. 2. und Bul. intern. de l'Acad. d. Scienc. d. Bohême. XX. 1915.

regelmäßig in gabbroiden Gesteinen, Amphiboliten im Vorliegenden z. B. Ob.-Haid, Prachatitz, dann auch Ronsperg, Muttersdorf erwähnt wurde, nicht oder sehr selten auftritt; in den Spiliten spielt trotz der zahlreichen studierten Vorkommnisse die vorwaltende Rolle — auch als Einsprengling, somit in der Tiefe gebildet — der Augit; <sup>110)</sup> etwas Analoges zeigt sich dann in den silurischen und devonischen *D i a b a s e n* Innerböhmens. <sup>111)</sup>

Die eigenartige Entwicklung der Gesteine von Granuliten aus, entsprechend der Anorthositreihe, wurde schon betont.

Der Gedanke liegt nicht fern, daß der SiO<sub>2</sub>-reiche Ast granodioritischer Massengesteine des Böhmerwaldes nahe steht den Quarzporphyren und Melaphyren mit Hypersthen des Perm, während der Syenite liefernde Ast als Vorläufer genommen werden kann für die gewiß auch unter dem Böhmerwalde stattgefundene Differentiation zur tertiären Alkalimagmenzone, deren Zeugen im Kammer- und Eisenbühl, im Wolfsberg, Klunger und Podhorn ganz nahe stehen, näher dem Saum des Böhmerwaldes als die Tiefen sind, denen sie entstammen.

Während so am Fuße und in der Nachbarschaft der nördlichen Teile des Gebirges in geologisch nur wenig entlegenen Zeiten die Feuerherde aufglühten, arbeitete im weiteren Verlauf an den Höhen glitzernde Firn- und Eispracht mit ihrem Meißel und hat Raststätten geschaffen den nun eilenden Wassern in nunmehr von Wald und seinen Blumen umkränzten traumvollen Seen, in deren steilen Wänden vereinzelt steht doch vollkommen gestaltet der Tann; denn seither haben die Bäume des Waldes einige Hunderte von Metern höher hinauf die Flanken der Berge erobert. auf deren höchsten mit mancher Alpenart noch grünen Almmatten.

---

<sup>110)</sup> s. h. a. R. K e t t n e r. Bul. internat. de l'Acad. des Scienc. d. Bohême. 1912.

<sup>111)</sup> s. z. B. F. S e e m a n n. Beitr. Paläont. Geol. Österreich-Ungarns und d. Orients. Bd. XX. p. 69.

# ZOBODAT - [www.zobodat.at](http://www.zobodat.at)

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Lotos - Zeitschrift fuer Naturwissenschaften](#)

Jahr/Year: 1928

Band/Volume: [76](#)

Autor(en)/Author(s): Stark Michael

Artikel/Article: [Umwandlungsvorgänge in Gesteinen des Böhmerwaldes 1-77](#)