

der pflanzlichen Zellhaut für die meisten Kolloide¹⁾. Immerhin ist es aber bemerkenswert, daß es Thompson²⁾ und Waugh³⁾ gelang, durch Diastaselösung eine Beschleunigung der Keimung zu erzielen. Es dürfte also kaum der Mangel an proteolytischen Fermenten eine besondere Rolle spielen. (Schluß folgt.)

Bericht über die mineralogisch-petrographische Exkursion des Naturwissenschaftlichen Vereines in das nordwestliche Böhmen.

B. Wissenschaftliche Ergebnisse.

Von MICHAEL STARK.

(Mit 17 Textabbildungen.)

(Fortsetzung.⁴⁾)

Kontaktprodukte der Kaiserwaldgranite.

Die in den vorangegangenen Ausführungen untersuchten Erzgebirgs- und Gebirgsgranite haben in sehr mannigfacher Weise die durchbrochenen Schiefergesteine verändert. Die Kontaktmetamorphose hat stellenweise zur Bildung von Andalusit, von Sillimanit, Cordierit, Granat usw. geführt. Auch Löwl und schon vor ihm Hochstetter, Reuß nebst anderen Autoren erwähnen kontaktmetamorphe Gebilde aus dem Kaiserwalde; eine mikroskopische Untersuchung dieser Kontaktprodukte unseres Gebietes wurde aber nicht durchgeführt.

Im folgenden werden die Untersuchungsergebnisse einiger Proben von verschiedenen Punkten des Kaiserwaldes gebracht, um von der Mannigfaltigkeit der Kontaktprodukte eine Vorstellung zu geben.

Von den 11 gesammelten Proben wurden im Dünnschliffe zwei Vorkommnisse von Andalusitglimmerhornfelsen, drei von Hornfelsglimmerschiefern, eine Probe von Granat-Cordierit-Sillimanithornfels und zwei Proben von Hornfelsgneisen untersucht.

¹⁾ W. Ruhland, Studien über die Aufnahme von Kolloiden durch die pflanzliche Plasmahaut. Jahrb. f. wissenschaftl. Bot., LI, 1912, pag. 376.

²⁾ A. Thompson, Zum Verhalten alter Samen gegen Fermentlösung. Gartenflora, XLV, 1896, pag. 344.

³⁾ F. A. Waugh, The enzymic ferments in plant physiology. Science, N. S., VI, 1897, pag. 950.

⁴⁾ Vgl. Nr. 3—7, pag. 25—87.

Von den zwei Andalusitglimmerhornfelsen ist der eine sehr wenig, der andere stark schiefrig, von den drei Hornfelsglimmerschiefern führen alle Sillimanit, zwei auch viel Granat und Cordierit, der dritte hat nur wenig Cordierit und ist ohne Granat.

Von allen untersuchten kontaktmetamorphen Proben zeigen jene, welche im Granit eingeschlossen waren, die kräftigsten Umwandlungserscheinungen in der reichlichen Feldspatausbildung.

Andalusitglimmerhornfelse¹⁾.

1. Andalusitglimmerhornfels von Libau. — In nächster Nähe des Granitkontaktes liegen unfern dem Südausgang des Ortes Libau Blöcke von hochkristallinen, sehr wenig schiefrigen Hornfelsen.

Das Gestein ist auffällig durch die Führung von reichlichen Andalusitporphyroblasten²⁾, die mehrere Zentimeter lang, bis 3 mm breit sind. Sie liegen in einem glimmer- und andalusitreichen Grundgewebe eingebettet.

Die großen Andalusitidioblasten zeigen fleckweise, und zwar vornehmlich im zentralen Teil unscharf abgegrenzte Partien mit deutlichem Pleochroismus: schwach rosenrot — schwach grünlich (fast farblos). Die anderen Kristallpartien sind frei von Pleochroismus. Der Andalusit enthält massenhaft Einschlüsse. Diese sind kohlige Substanz, Biotit in Form von Flimmern und Eiern, spärlich Quarz und noch viel seltener Muscovit. Daß dieser als Einschluß im Andalusit keine sonderliche Rolle spielen kann, versteht man leicht, da Andalusit auf Kosten ehemaligen Muscovits gewachsen ist. Manche der Andalusitkristalle sind in der Richtung der c-Achse hohl gewachsen ähnlich manchen Augiten³⁾. Außer den Andalusitporphyroblasten gibt es im Gestein noch sehr zahlreiche kleine bis 1½ mm lange Andalusitidioblasten von im übrigen ganz gleicher Beschaffenheit wie die Porphyroblasten. Der Andalusit tritt also in zwei deutlich verschiedenen Generationen auf⁴⁾. Die kleinen Andalusite sind gern radial gestellt, eine schon

¹⁾ Siehe hierzu die Nomenklatur der Kontaktgesteine bei Salomon, Min.-petr. Mitt., XVII, pag. 143.

²⁾ Hinsichtlich der Nomenklatur siehe F. Becke, Mineralbestand und Struktur der kristall. Schiefer. Denkschr. d. k. Akad. d. Wiss., Bd. LXXV.

³⁾ Min.-petr. Mitt., Bd. XVII, pag. 535.

⁴⁾ Siehe hierzu beispielsweise Salomon, Z. d. d. g. G., Bd. XLII, pag. 537.

öfter bei diesem Mineral beobachtete Anordnung: sie machen einen Hauptbestandteil des Grundgewebes aus.

Andalusit pseudomorphosiert in Kaolin.

Der Andalusit läßt stellenweise eine Umwandlung erkennen. Manche der kleineren Kristalle sind ganz von ihr betroffen worden. Die neugebildete Substanz ist einachsigt oder von kleinen 2V, (—), etwas stärker lichtbrechend als Kanadabalsam, schwach doppelbrechend und nur am Rande der Kristalle und längs Sprüngen, von denen die Umwandlung ausging, etwa von der Doppelbrechung des Quarzes: demnach ist die Substanz Kaolin.

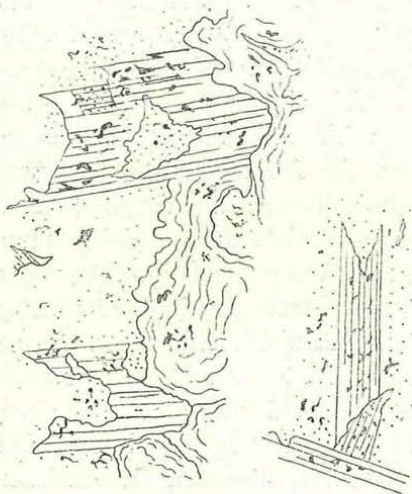
Das Grundgewebe — durchschnittliche Größe der Elemente 1 mm — besteht außer Andalusit noch aus sehr viel schokolade-

braunem Biotit, aus Muscovit, untergeordnetem Quarz, höchst spärlichem Feldspat und sehr wenigem zersetzten Cordierit; dagegen finden sich allenthalben massenhaft Körnchen und Flitterchen kohligler Substanz und von Magnetit.

Der in stark zerhackten bis lappigen Formen auftretende Biotit zeigt kräftigen Pleochroismus (bei einer Dicke von 50 μ zeigt ein Schnitt $\perp$ zur Spaltbarkeit 33 braun t, 33 braun d der Raddeschen Farbenskala) hat kleine 2V oder ist einachsigt. Pleochroitische Höfe sind nicht selten. Spärlicher als Biotit ist Muscovit, der vielfach mit ersterem verwachsen, gar nicht

selten auch in ihm eingewachsen erscheint. Ebensooft ist aber auch Biotit in Muscovit eingewachsen. Bei $\rho > v$ ist 2V des

Fig. 9.



Schnitte annähernd // c sind schraffiert, Schnitte nahezu // 001 gewellt, Punktiert Biotit, ohne Punkte Muscovit. Schwarz Einschlüsse.

Vergr. 50.

Muscovits nach einer Messung an einem Blättchen $39\frac{1}{2}^{\circ}$; an einem anderen Blättchen 41° . Im Gegensatz zu Biotit ist er deutlicher idioblastisch in Täfelchen entwickelt, die bisweilen über 1 mm groß werden. Als ebenes Begrenzungsselement erscheint die Basis. Weniger vollkommen eben sind die Flächen der Vertikalprismenzone, denn man sieht an den leistenförmigen Schnitten, die parallel zu der c-Achse geführt sind, ziemlich regelmäßige Einkerbungen. Siehe hiezu Figur 9. Die ganze Art und Weise des Auftretens dieses Minerals deutet darauf hin, daß es sich der Hauptmasse nach hier um typomorphen nicht protero- oder hystero-genen Muscovit handelt. Die Bildung von Muscovit in einem Andalusithornfels ist um so weniger verwunderlich, da E. Bauer gezeigt hat, daß Andalusit und Muscovit bei einer Temperatur von 450° und erhöhtem Druck bei Gegenwart von H_2O sich zu bilden vermögen¹⁾.

Im Quarz, insbesondere in dem sehr Ab-reichen Plagioklas und im Orthoklas häufen sich die opaken Gemengteile, die zumeist ohne Form gern zu krümeligen Massen geschart sind. Auch Biotit, sehr viel seltener Muscovit erscheint in gerundeten Formen als Einschluß. Sehr oft sind die opaken Körnchen in Schwärmen und Streifen angeordnet, welche nicht nur die oben genannten Gemengteile, sondern auch den Biotit, Muscovit und Andalusit durchziehen. Im Andalusit beteiligt sich an diesen Schwärmen auch Biotit in größerer Menge. Die erwähnten Streifen und Schwärme von Interpositionen sind als Helicitstruktur anzusprechen. Als Fortwachsung eines der Andalusitporphyroblasten erscheinen einige Fasern von Sillimanit.

Wie so vielfach beobachtet, zeigt auch hier deutlich idioblastische Entwicklung der Andalusit und Sillimanit, schon viel weniger der Muscovit, noch weniger der Biotit, während Feldspat, Quarz und Cordierit xenoblastisch erscheinen.

2. Schieferiger Andalusitglimmerhornfels vom Judenhauberg. — 1 km ostsüdöstlich vom Perlsberger Jägerhaus (J.-H. Kote 758) fand sich an der Straße ein größerer Block eines schieferigen andalusitführenden Hornfelses. Das Ursprungsmaterial muß ein kohliges, SiO_2 -reicher Schiefer gewesen sein, daher auch jetzt noch die grauschwarze Farbe. Von der-früher besprochenen Probe

¹⁾ Siehe hiezu Verhandl. d. Ges. deutsch. Naturforsch. u. Ärzte, 1911, II, pag. 378.

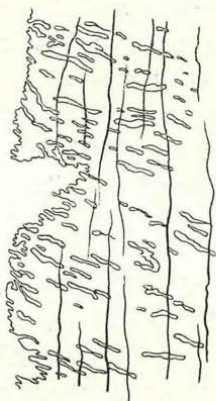
unterscheidet sich das Gestein durch die viel deutlichere Schieferung, die noch gut kenntliche ehemalige Schichtung, durch das viel kleinere Korn des Grundgewebes (durchschnittliche Korngröße $\frac{1}{10}$ mm), durch den reichlicheren Gehalt an kohligter Substanz. Die Schieferungsflächen zeigen infolge parallel gelagerter Glimmerschüppchen einen schwachen Seidenglanz.

In dem Grundgewebe liegen — mit ihrer Längserstreckung vornehmlich parallel der Schieferungsebene gestellt — bis $\frac{1}{2}$ dm lange und 4 mm breite Andalusitporphyroblasten, welche oft zerbrochen sind und deren Stücke bis zu 3 mm voneinander verschoben worden sind. Dies haben jedenfalls dieselben Kräfte bewirkt, welche auch die bei den Gebirgsgraniten besprochenen kataklastischen Phänomene hervorgerufen haben. In den Streckungshöfen solcher zerrissener Andalusitkristalle ist besonders viel Quarz (Körner bis 1 mm groß), der nur selten schwache Kataklaste erkennen läßt, ausgebildet, ferner etwas Oligoklas, welcher ohne scharfe Begrenzung in gerundeten oder gelappten Körnern auftritt. Er zeigt nur selten Zwillingslamellen und ist etwas angegriffen, wobei glimmerige Umwandlungsprodukte entstanden sind. Biotit und Muscovit beteiligt sich gleichfalls am Mineralbestand der Streckungshöfe. Der Andalusit ist als Chiastolith entwickelt. Die Vertikalprismenflächen haben beim Wachstum die kohlige Substanz — bildlich gesagt — direkt vor sich hergeschoben, ohne sie aufzunehmen, so daß an diesen Teilen manche Kristalle von einem schwarzen Belag umsäumt sind. Einschlüsse im Andalusit sind analog denen der vorigen Probe: vornehmlich Biotit in Flimmern, Blättchen und Eiern, opake Substanz, sehr selten Muscovit in größeren Flimmern, öfter dagegen Quarz in eigentümlichen, wurmförmig gekrümmten Stengeln (siehe hiezu Figur 10, die ein Stück eines solchen Andalusitkristalles zeigt, Vergr. 100), die in der Regel eine Richtung — vermutlich die ehemaligen Schnittflächen — bevorzugen, wohl eine Art Helicitstruktur. Der Pleochroismus der Andalusite ist so wie in Probe 1; auch die Umwandlung in das grünlichgelbe Mineral findet sich stellenweise (einachsige oder kleine 2 V, (—), $n > \text{Kanadabalsam}$, Doppelbrechung etwas größer als bei Quarz: also Kaolin).

Im Gegensatz zur ersten Probe fehlt dem Grundgewebe des vorliegenden Gesteins der Andalusit. Das Grundgewebe ist hier

aus winzigen Biotit- und spärlichen Muscovitflimmern von im übrigen der gleichen Beschaffenheit und Ausbildung wie in Probe 1 aufgebaut, vornehmlich aber von kleinsten Quarzkörnchen, von wenig Oligoklasalbit, spärlichem zersetzten Cordierit und reichlichen Körnchen und Flittern von kohligter Substanz und von Magnetit. Mikroskopische, in braunen Tönen mäßig pleochroitische Turmalinnädelchen sind selten. Opake Substanz findet sich reichlich als Einschluß in den Grundgewebskomponenten, Biotiteier, seltener auch Muscovit als Einschlüsse im Quarz, winzigste Rutilnadelchen gelegentlich als Einschlüsse in Biotit. Obwohl die Quarzkörnchen ein klein wenig in der Streckungsrichtung verlängert sind und sich Biotit gegenüber stellenweise diablastisch verhalten, ist doch die Struktur des Grundgewebes der Hauptsache nach granoblastisch.

Fig. 10.



Sehr bezeichnend ist die kräftige Kataklaste der winzigen Grundgewebsquarzkörner im Hinblick auf den fast völligen Mangel der Kataklaste an den viel größeren Quarzkörnern der Streckungshöfe. Auch sind die Minerale der Streckungshöfe im Gegensatz zu jenen des Grundgewebes sehr arm an Einschlüssen. Die opaken Einschlußminerale der Grundmasse sind demnach wohl infolge schwererer Löslichkeit weniger fähig zu wandern.

Hornfelsglimmerschiefer.

3. Sillimanit führender Hornfelsglimmerschiefer von den Bühnlhäusern. — $\frac{1}{2}$ km ostnordöstlich von den Bühnlhäusern finden sich Kontaktschiefer, die ein sehr wechselvolles Aussehen darbieten, da sie im Handstück zu einem Teil granatfrei sind, zum andern Teil reichlich bis $\frac{1}{2}$ cm große Granate führen.

Die im Dünnschliff untersuchte Probe ist granatfrei und zeigt deutliche Schiefertextur mit kräftigen Streckungserscheinungen. Sie besteht der Hauptmasse nach aus durchschnittlich $\frac{1}{3}$ mm großen Quarzkörnchen, viel weniger ebenso großen Biotit- und Muscovit-schuppen. Nur selten sieht man auch sehr dünne weiße Striemen,

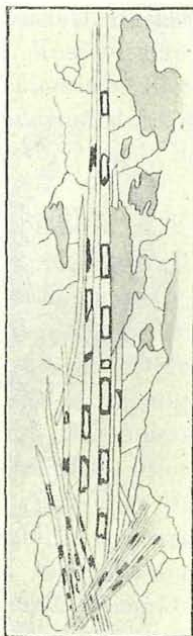
die von Sillimanitbüscheln herrühren. Die etwas verzahnten klaren Quarzkörnchen sind in der Streckungsrichtung etwas verlängert und zeigen vielfach Katakklase. Oftmals begegnet man darin Flüssigkeitseinschlüssen, die gelegentlich Libellen führen. Der Biotit, häufig zu Strähnen vereinigt, ist, wenn frisch, von den gleichen optischen Eigenschaften und von der zerhackten Umgrenzung wie jener in den beiden früheren Proben. Der sehr spärliche Muscovit ist gern mit Biotit parallel verwachsen. Es ist hier nicht sicher, ob der Muscovit typomorpher Gemengteil ist; viel davon ist sicher hysterogen. Der meist xenoblastische Biotit ist bisweilen in homoachsen Pseudomorphosen chloritisiert unter kräftiger Entwicklung zartester Rutilnadelchen. Auch sehr dünne Titaneisentäfelchen finden sich oft. Das chloritische Umbildungsprodukt des Biotit verliert den braunen Farbenton, bleibt aber kräftig pleochroitisch mit den Tönen dunkelgraugrün, hellgelblichgrün. Die Doppelbrechung sinkt unter ein Fünftel jener des Biotits, optischer Charakter und die Größe von 2 V bleiben erhalten. Zirkonkörner bis zu $\frac{1}{10}$ mm groß sind im Schliff nicht selten, im Biotit sind sie die Ursache pleochroitischer Höfe. Bis $\frac{1}{4}$ mm große Magnetit- und Titaneisenkörnchen pflegen gelegentlich in oder zusammen mit Biotit aufzutreten, ähnlich, aber noch seltener, winzige Körner von Apatit. Die Titaneisenkörner erfuhren ziemlich regelmäßig eine Umwandlung zu Leukoxen. Die ihn zusammensetzenden bräunlichen Körnchen haben keine regelmäßigen Umrisse, sind sehr hoch lichtbrechend, von niedrigerer Doppelbrechung als Titanit, einachsige, (—): also Anatas. Im Schliff begegnet man einigen $\frac{1}{3}$ mm großen, unregelmäßig begrenzten Pseudomorphosen aus winzigsten Schüppchen bestehend vom Aussehen der Cordieritpseudomorphosen. Etwas weniger an Menge als Biotit ist im Schliff Sillimanit entwickelt. Die meistens unter 0.01 mm dicken, haarartigen, gut idioblastischen Kristalle sind oft zu Strähnen oder Büscheln vereinigt und durchsetzen poikilitisch die anderen Gesteinsgemengteile.

Sillimanit pseudomorphosiert in Quarz.

Sehr interessant sind am Sillimanit die Umwandlungserscheinungen. Derselbe wird in diesem Gestein zumeist durch Quarz verdrängt. Die Umwandlung beginnt in der Art, daß von den

so häufigen Sprüngen quer zur Längserstreckung der Kristalle aus der Sillimanit allmählich durch Quarz verdrängt wird. Dadurch erhält man oft das Bild mitten in Quarz schwimmender einzelner Glieder (siehe hiezu Figur 11). Die Enden dieser Glieder sind etwas gefranst und lassen eine körnelige braune Masse erkennen. Diese verschwindet bald. Bei Beobachtung mit starker Vergrößerung nun sieht man den Umriß des ehemaligen Sillimanitindividuums noch durch eine sehr zarte Lichtlinie angedeutet. Diese wird durch ein äußerst dünnes farbloses Häutchen verursacht, das wenig stärker lichtbrechend ist als Quarz- und auch an den ursprünglichen Querabsonderungen, von denen die Umwandlung ausgegangen ist, nachgewiesen werden kann. Seltener ist eine dickere Haut ausgebildet, die dann eine viel höhere Doppelbrechung als Quarz aufweist und besonders da sich gerne vorfindet, wo Sillimanit in Biotit eingebettet liegt. Diese weithin optisch gleich orientierten Häutchen sind Muscovit. Die Sillimanitsubstanz der im Quarz eingebetteten Nadeln ist völlig durch Quarz verdrängt, welcher die gleiche optische Orientierung wie sein Wirt hat. Daß nicht etwa amorphe Substanz eingelagert wurde, erkennt man daraus, daß die Interferenzfarbe jedes einzelnen Quarzkornes an der Stelle, wo ehemals Sillimanit vorhanden war, nicht sinkt, was sonst der Fall sein müßte, da vereinzelte Sillimanitstengel, die stückweise umgewandelt sind, die Dicke von 25μ haben. Bei der bedeutenden Länge der Sillimanitfasern werden naturgemäß sehr verschiedenartig optisch orientierte Quarzkörner von einer und derselben Nadel durchspießt. Die an Stelle der Sillimanitfasern getretene Quarzsubstanz hat dann immer die Orientierung des jeweiligen benachbarten Wirts. Bei dem die Biotite durchspießenden Sillimaniten ist die Umwandlung in Quarz ähnlich, nur ist, wie oben gesagt, etwas mehr Muscovit nebenher gebildet.

Fig. 11.

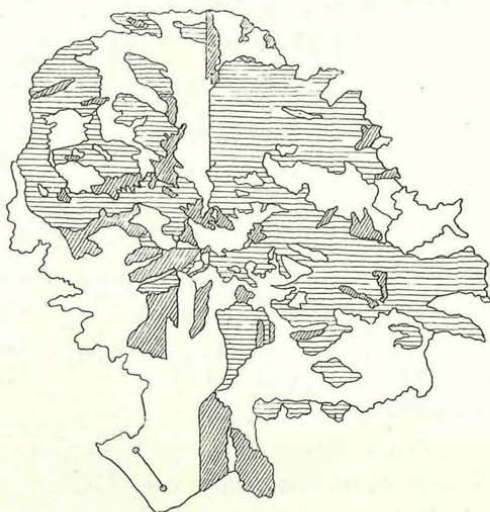


Hellgrau Quarz, dunkelgrau Biotit, stark umrandert Sillimanitreste.
 Vergr. 100.

4. Cordierit-sillimanitführender Hornfelsgranatglimmerschiefer von Perlsberg. — Von der Südseite des Perlsberger Granitkörpers (1 km westsüdwestlich vom J.-H. Frohnau) stammt eine feinkörnige Probe (durchschnittliche Korngröße $\frac{1}{2}$ bis 1 mm) eines Hornfelsgranatglimmerschiefers.

Das Gestein ist dunkelgraublau und läßt dadurch schon größeren Gehalt von Cordierit vermuten. Als Zeichen ehemaliger

Fig. 12.



Schnitt annähernd $\perp$ e.

Die Schraffen geben in dieser Figur die Lage der Achsen-
ebenen an. Vergr. 60.

Schichtung erkennt man in einzelnen Lagen einen Wechsel im mineralogischen Bestand. Einmal herrscht Quarz vor neben wenig Biotit, Muscovit und Granat, ein andermal Cordierit, Feldspat, Glimmer neben Sillimanit und sehr wenig Quarz und Granat.

Der Cordierit ist sehr kompliziert verzwilligt (siehe hierzu Figur 12). Als Zwillings-
ebene fungiert 110. Zwillings-
grenzlinien nach 130
gemäß dem von La-
saulx angegebenen

Zwillingsgesetz konnten in den allerdings nur spärlich geeignet getroffenen Cordieritschnitten nicht festgestellt werden. An einem geeigneten Schnitte wurde aus Mittellinie und Achse gemessen $2V = 76^\circ$ (für β wurde 1.55 genommen).¹⁾ Der Cordierit ist wenig idioblastisch und zeigt vielfach ausgezeichnete Siebstruktur. Im vorliegenden Gestein ist Quarz oft im Cordierit, Cordierit viel seltener im Quarz eingeschlossen. Sonst kommt gewöhnlich das Gegenteil vor.

¹⁾ Dieser Wert wie auch die analogen Messungen im folgenden sind korrigiert nach der Becke'schen Tabelle (Denkschr. d. k. Akad. d. Wissensch. Wien, Bd. LXXV).

Verhältnismäßig selten beobachtet man Biotitteiler im Cordierit; dies ist im Hinblick auf die Zusammensetzung der beiden Minerale leicht verständlich. Ein kleiner Teil des Cordierit ist ohne Übergangs- oder Zwischensubstanz zu Pinit¹⁾ geworden, welcher meist farblos, zuweilen aber infolge Eisenhydroxyd etwas bräunlich gefärbt ist. Sehr schön läßt sich hier beobachten, wie die Pinitmasse allmählich durch größere Muscovitschüppchen aufgezehrt wird. Öfters entwickeln sich auch größere Muscovitblätter direkt aus Cordierit, besonders gern von eingeschlossenen Biotitkriställchen aus weiterwachsend. Als Umwandlungsprodukt des Cordierit bemerkt man hier übrigens nicht gar selten auch den Biotit.

Der etwas kataklastische Quarz ist einschlußreich, besonders in den Gesteinspartien, wo er vorherrscht. In solchen Partien sind seine Körner zwar in der Streckungsrichtung etwas verlängert, doch kann die Struktur noch granoblastisch genannt werden. Unter den Einschlüssen überwiegt und ist dabei durch die Form recht auffällig der Biotit; er erscheint in kugeligen oder linsen- bis tonnenförmigen Gebilden²⁾, deren Durchmesser selten 10 μ oder mehr erreichen; gelegentlich sind diese Biotitindividuen kristallographisch gut begrenzt, und zwar ohne 010-Flächen. Fast regelmäßig sind die genannten Gebilde mit einem winzigen eingeschlossenen Korn von Magnetit oder kohligter Substanz ausgestattet, oder es setzt quer durch ein Glimmerkorn ein opaker Flitter. In ganz gleicher Weise wie Biotit, nur viel seltener, tritt aber auch Muscovit als Einschluß auf. Daß eine Täuschung durch sehr dünne Biotitblättchen nicht vorlag, ergibt sich daraus, daß unmittelbar nebeneinander liegende und ungefähr gleich hohe Interferenzfarben zeigende Muscovit- und Biotitgebilde in verschiedenen Schnittlagen gleichzeitig geprüft wurden. Da diese eingeschlossenen und für Kontaktstruktur typischen Glimmer

¹⁾ Hier wie in den folgenden Zeilen wird unter Pinit jene aggregatpolarisierende, feinst schuppige-faserige-körnige Cordieritumwandlungsmasse verstanden, welche auch in dünnen Schliffen und bei starker Vergrößerung eine völlige Auflösung in Einzelindividuen nicht gestattet. In den meisten Fällen ist ja Pinit nur dichter Muscovit, jedoch nicht immer.

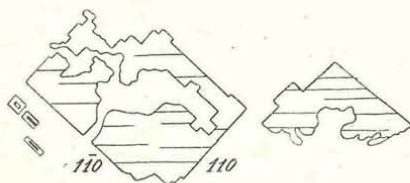
²⁾ Siehe hiezu außer anderen Autoren insbesondere Sauer, Erl. z. geol. Spez.-K. d. Königr. Sachsen, Sekt. Meißen, 1889.

schon am Beginn der Kontaktmetamorphose sich entwickelt haben, ist es sehr lehrreich, daß unter diesen Bildungen auch Muscovit anzutreffen ist. Eine derartige Zahl von Glimmereinschlüssen, wie man sie aus manchen anderen Kontaktgesteinen kennt; erreichen die besprochenen im vorliegenden Fall allerdings nicht.

Der Granat ist in mannigfach verzweigten stengeligen Gebilden entwickelt, seltener in gerundeten Körnern. Manches Korn erreicht einen Durchmesser von 3 mm. Er besitzt oft deutliche Siebstruktur, seltener ist er arm an Einschlüssen. Gelegentlich umschließt Granat den Sillimanit; man sieht aber bisweilen auch den umgekehrten Fall.

Sillimanit ist in diesem Gestein in ziemlicher Menge vorhanden, wenn auch in geringerer als in den folgenden zwei Proben.

Fig. 13.



Er ist zwar gern zu Bündeln geschart, doch sind die Individuen nicht dicht gedrängt. Die Einzelindividuen sind gut kristallographisch begrenzt, bisweilen zeigen sie aber skelettartiges Wachstum, wie es beistehende Figur (Vergr. 140) zeigt. An zwei verschiede-

nen Schnitten wurde übereinstimmend $2V = 29^\circ$ gefunden. Manche Sillimanitstengel werden bis 1 mm dick. Oft ist ein Sillimanitbüschel auf eine größere Strecke hin von einem einheitlich orientierten Quarzkorn umgeben. Solcher Quarz umhüllt scheidenartig die Sillimanite. Als Einschlüsse im Sillimanit lassen sich nur ganz wenige Erz- oder kohlige Körnchen nachweisen.

Für den in ziemlicher Menge vorhandenen Biotit und seine Umwandlung sowie für den gegenüber Biotit spärlichen Muscovit gilt das, was bei Probe 5 gesagt werden wird, ebenso auch für Magnetit, kohlige Substanz und Ilmenit, nebst dem aus ihm hervorgegangenen Anatas. Von den größeren nicht als Einschluß auftretenden einzelnen Muscovitschuppen ist es schwer zu sagen, wie viel typomorph, wie viel hysterogen sind.

Die wenigen vorhandenen Orthoklaskörnchen zeigen feinste Plagioklaslamellen // 100 eingeschaltet. Der gleichfalls in verschwindender Menge vorkommende Plagioklas ist verzwillingt

nach Albit-, Karlsbader und Periklingesetz und ist Oligoklasandesin. Der Nachweis des Karlsbader Gesetzes beim Plagioklas dieses Kontaktgesteines ist deswegen bemerkenswert, weil dieses Gesetz bei Kontaktgesteinen selten realisiert zu sein scheint¹⁾. Schnitte $\perp$ MP (α im spitzen Winkel) gaben a 14, 14; b 20, 21. Opt. Charakter (—).

5. Cordierit-, sillimanitführender Hornfelsgranatglimmerschiefer von Perlsberg.

Wenig östlich von Unter-Perlsberg aus der gleichen Gegend, aus der die vorige Probe stammt (zirka 1 km westsüdwestlich vom J.-H. Frohnau), steht in unmittelbarer Nähe des Granitkontaktes hochmetamorpher Hornfels an.

Cordierit war ehemals reichlich vorhanden, doch ist über die genaue ursprüngliche Menge nichts Sicheres zu sagen, denn es ist nur das Pseudomorphosenmaterial nach ihm erhalten und dies auch in sehr wechselvoller Art. Etwa $\frac{1}{5}$ des Dünnschliffes wird eingenommen von der kräftig aggregatpolarisierenden, feinschuppigen grünlichen Masse, die man als Pinit zu bezeichnen gewohnt ist und die hier zum größten Teil aus winzigsten Muscovitschüppchen besteht. Oft sieht man, daß in dieser ziemlich dichten Masse größere einheitlich auslöschende Schuppen von Muscovit und Biotit eingebettet sind. Manche Stellen des Dünnschliffes zeigen, daß der Pinit allmählich aufgezehrt wird durch wohlindividualisierte Muscovitschüppchen, und manche Stellen, die ein Haufwerk größerer, doch sehr mangelhaft begrenzter Muscovitschüppchen zusammen mit Quarzkörnern darstellen, dürften als das Endprodukt dieser Umkristallisation des Pinit respektive Cordierit aufzufassen sein. Bisweilen finden sich so auch größere, besser begrenzte, fächerig gruppierte Muscovitschuppen. Doch verbirgt sich möglicherweise manchmal unter solchen Quarzmuscovitgemengen auch ehemaliger Feldspat, denn manche Bilder erinnern sehr an die Umwandlungen, die bei einigen Erzgebirgsgraniten beschrieben wurden. So wie dort dienen auch hier schon vorhandene bis zu 1 mm große Muscovitschuppen als Ansatz für den sich neu bildenden Muscovit. Gar nicht selten ist Muscovit auch am Biotit // orientiert fortgewachsen.

¹⁾ Siehe hiezu Goldschmidt, l. c., pag. 165.

Die meist unter 1 mm großen Biotitschuppen sind, wenn frisch, vom Aussehen jener, die in den früheren Proben beschrieben wurden; zumeist sind sie aber angegriffen und in homöomorphe Pseudomorphosen von Chlorit (einachsig bis zweiachsig mit kleinen 2 V, (—), sehr schwach doppelbrechend mit übernormalen Interferenzfarben) umgewandelt, wobei bisweilen noch schmale Streifen von Biotit im Chlorit erhalten blieben. Bei dieser Umwandlung ist es hier zur Bildung zahlloser Ilmenitschüppchen und massenhafter frischer Rutilnadelchen gekommen. Eine Anreicherung von säulig ausgebildeten Biotitkriställchen läßt sich um die dickeren Sillimanitstengel und zwischen ihnen konstatieren; diese sind ebenso wie die im Granat eingeschlossenen Biotiteier meist frisch, sehr kräftig pleochroitisch, dunkelrötlich-braun bis hellbraun, sind einachsig oder von mäßigen 2 V bei $v \gg \rho$. An einem solchen Korn im Granat wurde gemessen 2 V = 20°. An einer Biotitschuppe im Gesteinsgewebe wurde gemessen 2 V = 12°; gleich daneben lag eine gleich tiefbraun gefärbte einachsige Biotitschuppe. Der Wechsel der Größe von 2 V findet bisweilen auch in ein und derselben Schuppe statt. Pleochroitische Höfe sind im Biotit bisweilen vorhanden, ebenso auch im Chlorit.

Sillimanit in mehreren Millimeter dicken Stengeln und Granat in erbsengroßen Körnern bilden etwa die Hälfte der Gesteinsmasse. Ersterer ist stellenweise an Sprüngen in Muscovit umgewandelt. Im Sillimanit sitzen zahlreiche kohlige, ferner Magnetit- und Ilmeniteinschlüsse, bisweilen auch Biotiteier und Quarz. Diese Einschlusminerale treten auch häufig im Granat auf. In diesem deuten sie zusammen mit winzigsten Rutilnadelchen, die zu welligen Scharen vereint sind, die ehemalige Phyllit-textur an. Das Zentrum der im Dünnschliff ganz schwach rötlichen Granatkristalle ist besonders reich an Einschlüssen. Der Quarz tritt hier nur untergeordnet auf, und zwar in bis zu 2 mm großen Partien, die aus verzahnten Körnchen bestehen, welche deutliche Kataklase zeigen. Höchst spärlich kommt Feldspat in kaum $\frac{1}{10}$ mm großen Körnern vor. Der optisch (+) Charakter, die Auslöschungsschiefe in einem Schnitt $\perp$ MP 14° deuten auf Albit. Bisweilen sind Quarzstengelchen eingewachsen, was an Myrmekit erinnert.

Muscovitquarzpsedomorphosen.

Schreigenartige Muscovitquarzpsedomorphosen treten gelegentlich in den früher genannten Partien von grobschuppigem Glimmer und Quarz, viel seltener auch im dichten Muscovit, dem Pinit, auf. Diese Gebilde sind zum Teil auf Kosten des Biotit, zum Teil auf Kosten des Cordierit hervorgegangen. Man beobachtet nämlich in bis zu 1 mm großen Muscovitblättchen sehr dünne Quarzstengelchen eingewachsen, die gern // der 001 Fläche des Muscovit gestellt sind. Dies ergibt sich aus den Schnitten, die $\perp$ zur Spaltbarkeit im Dünnschliffe getroffen sind. Siehe hiezu die Fig. 14. Von den verschiedenen Richtungen auf der 001 Fläche ist, wie zu erwarten war, keine bevorzugt. Dies lehren Schnitte annähernd // 001.

Diese Bildungen erinnern sehr an den Myrmekit, sie stellen eine Parallele zu ihm dar. Anlaß zu ihrer Bildung haben die in dem ursprünglichen Cordierit eingeschlossenen ehemaligen Biotitschuppen gegeben, denn man kann im Innern des einen oder anderen derartigen Gebildes Biotit feststellen, der bisweilen chloritisiert ist, in manchen Fällen deuten auf den Umwandlungsprozeß noch vorhandene Titaneisenflimmer oder Rutilnadelchen hin. Überlegt man, daß bei der Umwandlung eines normal zusammengesetzten Biotit zu Muscovit ziemlich viel SiO_2 frei wird — der gleiche Vorgang findet übrigens in beschränktem Maße auch bei der Umwandlung des Cordierit zu

Fig. 14.



Hell Muscovit, dunkel Quarz.
Vergr. 260.

Muscovit statt¹⁾ —, so ist diese eigentümliche Bildung und die Analogie zu Myrmekit einleuchtend.

Die besprochenen eigentümlichen Formen des Quarzes sind ein neues Beispiel für das Auftreten dieses Mineralen in wurmförmigen Gebilden. Dieser wurmförmige Quarz (wurmförmiger Quarz im weiteren Sinne gebraucht als *quartz vermiculé*, wenn *quartz vermiculé* = Myrmekit gesetzt wird) verdankt seine Entstehung der Aufzehrung eines vorhandenen Minerals oder eines Mineralgemenges unter Freiwerden von SiO_2 . Solcher wurmförmiger Quarz wurde meines Wissens bis jetzt beobachtet am Myrmekit, einer sehr häufigen und gesetzmäßigen Bildung, an Cordierit und an Biotitpseudomorphosen, ferner auch bei Umkristallisation eines Mineralgemenges, wofür der früher erwähnte Andalusit mit seinen Quarzstengeln ein Beispiel ist. Bei allen diesen Fällen entsteht zusammen mit Quarz ein Mineral, das vollkommener idiomorphisch ist als Quarz.

Da im vorliegenden Gestein manchmal an ein und derselben Biotitschuppe Umwandlung zu Muscovit und zu Chlorit auftritt, ist es wahrscheinlich, daß diese beiden Umwandlungerscheinungen in verschiedenen Zeiten erfolgt sind. Vermutlich ist die Muscovitisierung ein zeitlich früherer Vorgang gewesen.

Granatführender Cordierit-Sillimanithornfels.

6. Aus der Gegend 1 km südsüdwestlich der Kirche von Frohnau stammt ein grobschiefriger Hornfels, der sehr ähnlich der letztbeschriebenen Probe, doch wesentlich frischer ist.

Auch dieses Gestein besteht zum größten Teil aus Cordierit, Sillimanit und Granat. Quarz tritt völlig in den Hintergrund. Der an Menge überwiegende einschlußreiche Cordierit verleiht dem Gestein eine dunkelgraublaue Farbe, ebenso machen sein muschliger Bruch, sein Fettglanz das Gestein auffällig. Die zu bis 3 mm dicken Büscheln gescharten Sillimanitstengel sind dunkelgrau. Die erbsengroßen Körner von Granat haben die Farbe des Almandin.

¹⁾ So wurde wurmförmiger Quarz, der bei der Umwandlung von Cordierit sich bildete, von Reinhold nachgewiesen. Siehe hiezu: Min.-petr. Mitt., XXIX. Bd., pag. 67.

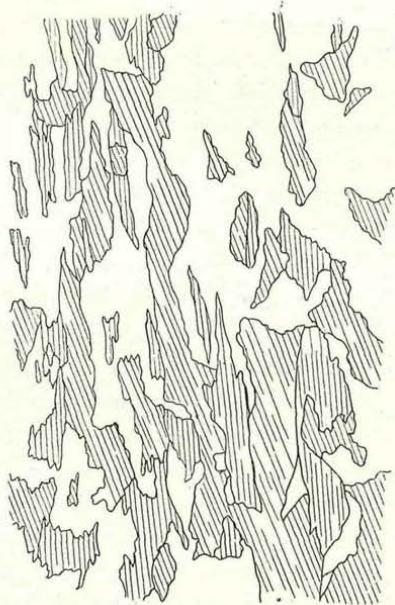
Die oft über 1 cm großen Cordierite erweisen sich unter dem Mikroskop zu ungefähr einem Drittel umgewandelt. Die frischen Partien haben zwischen gekreuzten Nicols stellenweise ein absonderliches Aussehen infolge intensivster Verzwillingung. Während manche Körner Zwillingsslamellen von über 1 mm Breite zeigen, wobei die Grenzen der Lamellen geradlinig verlaufen, sinken sie in andern Körnern bis unter 10 μ herab, wobei außerdem die Zwillingseindividen stengelig respektive gerüstartig entwickelt sind und sich mannigfach durchdringen (siehe hiezu Fig. 15).

Optischer Charakter ist (—) bei $v > \rho$. Zwei Messungen an Mittellinie und Achse führten zu $2V$ zirka 65° .

Pseudomorphosierung des Cordierit.

Die Umwandlung des Cordierit geht wie so häufig auch hier vom Rande und von Sprüngen aus, wobei insbesondere an den Sprüngen faserige bis blättrige Produkte sich ansetzen, deren Längserstreckung fast regelmäßig // der c-Achse des Cordierit gerichtet ist. Diese Produkte führen zur Bildung von Muscovit zumeist in der Pinitmodifikation, seltener zu größeren Blättchen, die gleichfalls gern // c des Cordierit gestellt sind. In ähnlicher Weise // orientiert oder spreuförmig entwickelt ist auch der Chlorit (schwach doppelbrechend und wenig pleochroitisch) (—). Die Umwandlung des Cordierit am Rande dagegen führt hier fast regelmäßig zu einem gelblichgrünen bis strohgelben Mineral, das als gelbe Übergangssubstanz bezeichnet werden soll. Ihre Doppelbrechung ist etwa ein Drittel der des Cordierit; in

Fig. 15.



Schnitt annähernd // c. Die Schraffen deuten in dieser Figur nicht die Achsenebene an.
Vergr. 80.

den Schnitten annähernd $\perp$ α , β , γ des Cordierit löscht sie zugleich mit ihm aus, jedoch sind immer die Schwingungsrichtungen α' und γ' gegenüber Cordierit verkehrt. Daher erscheint im Schliff an der Grenze zwischen dieser gelben Übergangssubstanz und dem frischen Cordierit zwischen gekreuzten Nicols regelmäßig ein Kompensationsstreifen, der entsprechend der Schnittlage meist schmal, bisweilen aber auch bis 1 mm breit wird. In letzterem Falle könnte auch an eine isotrope Zone gedacht werden. Es kamen nämlich auch isotrope farblose Zonen mit Brechungsexponenten niedriger als Cordierit, aber höher als Quarz bisweilen zur Beobachtung. Eine solche isotrope bis schwach doppelbrechende Zone erwähnt auch Gareis¹⁾ in seiner Cordierit-pseudomorphosenarbeit. Die Brechungsexponenten der gelben Übergangssubstanz sind höher als jene des Cordierit. Versucht man ein Achsenkreuz mit den Ästen α , β , γ zu einem zweiten analogen so zu legen, daß die Schwingungsrichtungen α' γ' jeweilig gekreuzt zu liegen kommen, so ergibt sich dies Verhältnis, wenn die Achsenebenen der beiden Minerale // bleiben, α und γ aber ihre Lagen vertauschen. Dies konnte auch an einem Cordieritschnitt festgestellt werden, der die Mittellinie γ im Interferenzbild erkennen ließ. In der gelben Übergangssubstanz lag die Achsenebene //; jedoch war es die Mittellinie α , die hier zur Beobachtung kam. Es konnte außerdem festgestellt werden, daß α die erste Mittellinie, daß der Achsenwinkel ziemlich groß, aber schwankend ist. Die Übergangssubstanz zeigt in späteren Stadien Aggregatpolarisation und läßt Bildung von feinschuppigem Material erkennen. Nicht selten trifft man im Cordierit Zirkonkriställchen an mit pleochroitischen Höfen in den Tönen farblos bis strohgelb. Die Höfe sind nicht sehr scharf begrenzt. Messungen an drei Höfen lieferten die Zahlen 32·5, 34, 34·5 μ , welche auf RC deuten. Es wurde auch nachgesehen, ob die pleochroitische Substanz früher der Umwandlung unterliege als die frische. Aber nur in einem Falle konnte mit Sicherheit nachgewiesen werden, daß dies zutrifft, denn um ein Zirkonkriställchen, das etwa 25 μ breit und 50 μ lang ist, zieht sich ein stark grünlich-gelb gefärbter Hof von ähnlicher Beschaffenheit wie die gelbe Übergangssubstanz.

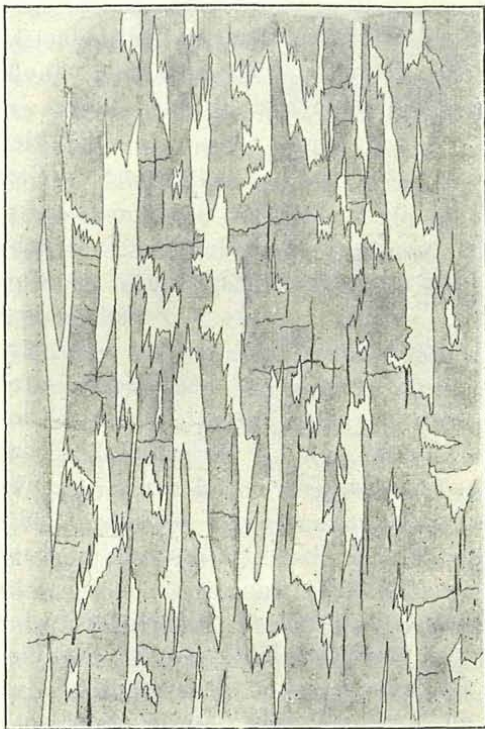
¹⁾ Min.-petr. Mitt., XX, pag. 6 usw. Siehe daselbst auch die umfangreiche Literatur über Cordieritpseudomorphosen.

An diesen Hof schließt sich eine farblose isotrope Zone (schwächer lichtbrechend als Cordierit). Die Zonen der beiden Substanzen, welche nach dem früheren auch sonst im Schliff als Umwandlungsprodukte vorhanden sind, umgeben als ovaler Doppelring den Zirkon. Die Breite des ersten Ringes entspricht größtenteils der Reichweite von RA, die Breite des zweiten Ringes entspricht wohl stellenweise (zusammen mit der Breite des ersten Ringes) der Reichweite von RC, doch hatte die Umwandlung des Cordierit vielfach auch weiter fortgegriffen. Die Substanzen der Ringe stehen mit den analogen einer anderen, größeren, umgewandelten Cordieritpartie durch einen Kanal in Zusammenhang.

Der im Schliff an Menge dem Cordierit zunächst stehende Sillimanit tritt meist in sehr dünnen, doch auch bis $\frac{1}{2}$ mm dicken, zu Bündeln gescharten Stengeln auf, die viel-

fach miteinander anastomosieren; doch sieht man bisweilen auch einen ziemlich einheitlichen, breiten Sillimanitstengel, der sich dann ziemlich regelmäßig am Ende oder am Rande in zahlreiche dünne Stengel auflöst. Siehe hiezu die Figuren 16 und 17. Fig. 16 stellt ein Stück eines solchen Sillimanitbüschels dar, dessen einzelne Stengel anastomosieren. Die Figur 17, welche einen quer geschnittenen Sillimanit darstellt, läßt die intensive Gliederung

Fig. 16.

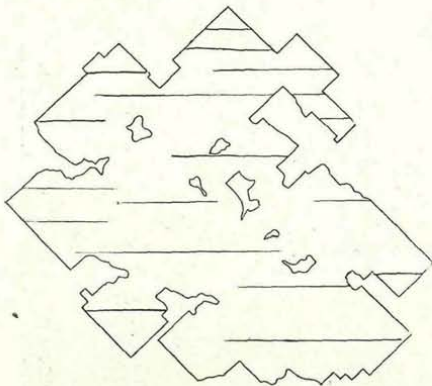


Grau Sillimanit, hell Grundgewebe. Vergr. 40.

der Sillimanitstengel in Figur 16 leicht verstehen. (Vergr. 110.) Der Sillimanit durchspießt poikilitisch alle Gemengteile, insbesondere den Cordierit. An einem geeigneten Schnitt wurde aus Achse und Mittellinie $2V = 39^\circ$ gemessen.

Im gut idiomorphischen Granat findet er sich nur in dessen äußersten Zonen, was möglicherweise auf einen etwas späteren Kristallisationsbeginn hinweist. Weitere Einschlüsse des Granats sind Magnetit, Titaneisen, Biotit, wenig Quarz und höchst spärlich Schwärme feinsten Rutilnadelchen, die auf ehemaligen Phyllit deuten. Diese Minerale, außer Rutil, finden sich auch sonst im Schliß in bis $\frac{1}{2}$ mm großen Individuen in den

Fig. 17.



kleinen Räumen zwischen Cordierit, Sillimanit und Granat und auch als Einschlüsse im Sillimanit und Cordierit. Das Titaneisen ist zumeist zu Leukoxen umgewandelt, der bis zu $\frac{1}{10}$ mm große zersprungene Körnchen bildet, die schwach pleochroitisch sind in weingelben bis bräunlichen Tönen, infolge der sehr starken Lichtbrechung nur selten ein Interferenzbild entwerfen lassen,

das aus dem optisch (—) Charakter und der Zahl der Ringe auf Anatas schließen läßt. Biotit hat die gleichen Eigenschaften wie in Probe 5 und ist gern randlich oder von Einschlußmineralen aus zu Muscovit oder Chlorit umgewandelt unter Bildung von feinsten grünlichbraunen bis violetten Titaneisenschüppchen, seltener von etwas Anatas. Hin und wieder hat die Umwandlung bereits den ganzen Biotit ergriffen. Dann erinnert das Bild der Umwandlung — natürlich keineswegs sensu stricto — an manche korrodierten Glimmer in den Ergußgesteinen. Biotit führt ebenso wie Cordierit oft Zirkonkriställchen mit pleochroitischen Höfen. Messungen führten auch hier auf RC. Ein solches Zirkonkriställchen zwischen Cordierit und Biotit veranlaßte einen Hof, der kräftig gefärbt in Biotit, schwach gefärbt in Cordierit ist; die Unterschiede der

voraussichtlich verschiedenen Dimensionen des Hofes in beiden Mineralen sind so, daß sie bei der nicht sehr scharfen Begrenzung innerhalb der Fehlergrenzen der Messungen zu liegen kommen. In dem Hofe ist immer die dem Zirkon zunächst gelegene Partie am tiefsten gefärbt. Auch in den Chloritschüppchen sind gleichartige pleochroitische Höfe. Die gemessenen Höfe (die Dimensionen liegen zwischen 33 und 35 μ) deuten gleichfalls auf RC. Der innerste Teil der Höfe bleibt bei beiden Nicolstellungen dunkelgrau, nach außen nimmt die tiefe Farbe allmählich ab. Bei gekreuzten Nicols beobachtet man eine erhebliche Erhöhung¹⁾ von $\gamma - \alpha$ des schwach doppelbrechenden negativen Chlorits nahe am Einschlußmineral, nach außen klingt auch diese allmählich ab. In einem Chloritblättchen, das etwa 40° zu 001 geneigt ist, ist die Interferenzfarbe (übernormal) indigoblau I. Ordnung, im Hofe nahe dem Einschluß rot I. Ordnung.

Im Schliff trifft man noch höchst spärlich winzige Apatitkörnchen und Spinelloktaederchen.

Das Gestein zeigt kräftige mechanische Beeinflussung, die sich auch in einem System mehr oder weniger // gestellter Sprünge im Cordierit, Granat und Sillimanit äußert. Außerdem umfließen dabei bisweilen Sillimanitbüschel den Granat und sind manchmal zerborsten oder zu vielen Stücken zerbrochen. In den Klüften, auch in den Streckungshöfen des Granats haben sich vornehmlich Quarz (etwas kataklastisch), Chlorit und Muscovit ($2V = 43^\circ$) angesiedelt, seltener auch Sillimanit. Während dieser neugebildete Chlorit (Eigenschaften gleich den früher genannten) in den Sillimanitsprüngen zumeist so gebildet ist, daß 001 // c des Sillimanit gestellt erscheint (Sillimanit wird von solchen Sprüngen aus auf ein Stück hin in Chlorit umgewandelt), ist im Granat 001 des Chlorit annähernd // den Klüften gestellt.

Hornfelsgneise.

7. Hornfelssillimanitgneis von Unter-Hammer. — Etwa 300 m südlich der Mühle Unter-Hammer (südl. Schönwind) steht eine vom Granit umhüllte Schieferscholle an.

¹⁾ Diese Beobachtung stimmt mit jener von Mügge überein, der gezeigt hat, daß im optisch (+) Chlorit die pleochroitischen Höfe eine Verminderung, im optisch (—) Chlorit eine Erhöhung der Doppelbrechung verursachen.

Das mittelkörnige Gestein derselben ist deutlich schiefrig und kräftig gestreckt. Strähne von Sillimanit geben deutlich die Streckungsrichtung an. Sillimanit, Biotit und Quarz machen vorwiegend, Orthoklas, Muscovit und Cordierit mehr untergeordnet den Mineralbestand aus.

Der wie immer alle übrigen Gemengteile durchspießende Sillimanit, dessen Stengel hier meist sehr dünn sind und selten $\frac{1}{5}$ mm erreichen, ist in mannigfacher Weise umgewandelt.

Sillimanit pseudomorphosiert in Kaolin und in Quarz.

Es kommen auch hier Umwandlungen in Quarz, gelegentlich mit den schwärzlichbraunen Umwandlungsprodukten wie in Probe 3 vor. Viel häufiger jedoch ist der Sillimanit in eine aggregatpolarisierende, etwas stärker lichtbrechende Masse als $\approx (1.553)$ des Quarzes umgewandelt, welche hin und wieder sehr feinschuppige Textur annimmt. Hier konnte festgestellt werden: Doppelbrechung zirka 0.006, optisch (—) Charakter, 2V sehr wechselnd, manchmal nahezu 90°. Das Mineral gehört jedenfalls der Kaolingruppe an, denn Pseudomorphosen von einem steinmarkähnlichen Mineral nach Sillimanit sind ja bekannt gemacht worden durch Kalkowsky¹⁾. Noch mag erwähnt werden, daß in den ehemaligen Quersprüngen des umgewandelten Sillimanit — also als frühere Bildung als jene des Kaolin — Muscovit gebildet ist, seltener auch schwach pleochroitischer bräunlicher Glimmer. Die Glimmerschüppchen sind auch hier fast durchgehends so gestellt, daß ihre 001-Flächen // c des Sillimanits sind. Dies trifft auch in sehr dünnen Sillimanitstengelchen zu.

Pseudomorphosierung des Cordierit.

Das obengenannte Kaolinmineral erscheint zusammen mit Pinit, seltener etwas gröber schuppigem Muscovit oder mit Chlorit auch als Umwandlungsprodukt von Cordierit. Ein Körnchen frischen Cordierits ließ sich in einem Falle noch direkt nachweisen. Zwischen das kaolinartige Umwandlungsprodukt und den frischen Cordierit schaltet sich auch hier eine Übergangssubstanz in ähnlicher Weise wie jene in Probe 6. Die Doppelbrechung dieser Substanz ist im Vergleich zu der des Cordierit kleiner geworden.

¹⁾ N. Jahrb. f. Min. etc., 1882, 1, 233.

Diese Übergangssubstanz ist im Gegensatz zu der gelben Übergangssubstanz der Probe 6 farblos; im gewöhnlichen Licht erkennt man keinen Unterschied zwischen ihr und dem frischen Cordierit; auch die übrigen Eigenschaften sind von jenen der gelben Übergangssubstanz verschieden. Zwar löscht die farblose Übergangssubstanz auch gleichzeitig mit dem Cordierit aus (der Cordieritschnitt war nahezu $\perp \gamma$ getroffen), auch ist γ und α im Cordieritschnitt und in der farblosen Übergangssubstanz verkehrt orientiert, doch zeigte das Interferenzbild des neu gebildeten Minerals die Mittellinie γ in der Art, daß die Achsenebene nicht // der des Cordierit liegt, sondern senkrecht. Hier haben also α und β ihre Plätze vertauscht. Außerdem ist der optische Charakter in der farblosen Übergangssubstanz ein anderer, nämlich (+). Bemerkenswert und ein Zeichen der geringen Doppelbrechung ist auch, daß bei Parallelstellung der einen oder anderen Schwingungsrichtung mit der des unteren Nicol ein Lichtbrechungsunterschied zwischen den Brechungsexponenten für α' (Cordierit), β'' (farblose Übergangssubstanz), β' , α'' kaum merkbar ist. Dies ist dann verständlich, wenn β'' und α'' wenig voneinander verschieden sind und zwischen α' und β' des Cordierit liegen, denn die Brechungsexponenten für α und β sind ja bei manchen Cordieriten nur um 3—4 Einheiten der 3. Dezimale voneinander verschieden.

Die gelbe und die farblose Übergangssubstanz und die bei Probe 6 erwähnte isotrope bis schwach doppelbrechende Zone des Cordierit entspricht vielleicht zum Teil jener von Gareis an manchen in Umwandlung begriffenen Cordieriten beschriebenen Zone, die eine Verminderung von γ — α des Cordierit eventuell auf 0 aufweist, gelegentlich auch eine Änderung der Farbe erkennen läßt. Die beiden im Vorangehenden beschriebenen Übergangssubstanzen sind optisch sehr gut charakterisiert, doch haben sie keine lange Lebensdauer, denn es gehen aus ihnen sehr bald Muscovit und Chlorit hervor, und zwar entweder direkt in größeren Blättchen oder durch Vermittlung jener kryptokristallinen Masse (von Gareis Zwischensubstanz genannt), die offenkundig nur ein feinstschuppiges Aggregat von Muscovit und Chlorit, eventuell zusammen mit Biotit, Quarz und Kaolin darstellt. Diese Mineralbildung repräsentiert einen Kreislauf der hier in Betracht kommenden Stoffe, denn vielfach waren es die gleichen Minerale,

die bei der Kontaktmetamorphose das Material für die Cordieritbildung geliefert haben. Außer den eben genannten Mineralen und den beiden Übergangssubstanzen nebst der früher erwähnten isotropen Substanz konnte in den Cordieriten der Kaiserwaldkontaktgesteine kein anderes Umwandlungsmineral festgestellt werden, was ebenso wie die Untersuchungen von Gareis, Wichmann, Lacroix und anderen zur Genüge dartut, wie überflüssig die zahlreichen Namen sind, die für Cordieritpseudomorphosen im Laufe der geschichtlichen Entwicklung der Erkenntnis der Umwandlungen des Cordierit geschaffen worden sind.

Das früher bei Sillimanit genannte feinschuppige kaolinartige Mineral findet sich auch hin und wieder spärlich im Orthoklas, ferner als Ausfüllung von Klüftchen, welche das Gestein durchziehen.

An den wenigen bis 1 mm großen Kalifeldspatkörnern konnte festgestellt werden: 2 V von gewöhnlicher Größe, Auslöschung auf 010° , in den wenigen // c eingeschalteten zarten Albitspindeln 15° . Der Kalifeldspat ist Mikroklin im Kern, Orthoklas in der Hülle, wie die Feststellung der charakteristischen Lage der Auslöschungsrichtungen für diese beiden Minerale in einem Schnitt annähernd // 001 ergab. Auch dieser Schnitt enthielt zarte Albitspindeln // 100. — Den Kalifeldspat an Menge überwiegt der Quarz, dessen kataklastische Körnchen etwas verzahnt und in der Streckungsrichtung verlängert sind.

Der in lappigen bis zerhackten Formen vorhandene Biotit gleicht dem der früheren Proben und ist sehr frisch. 2 V ist wechselnd, bisweilen in ein und demselben Blättchen. So ergab die Messung in einem Schnitt an einer dicken Stelle $2 V = 7^{\circ}$, an 2 dünneren Stellen $2 V = 17^{\circ}$ bei $v \gg p$. — Der viel spärlichere Muscovit läßt hin und wieder hystero gene Bildung aus Biotit erschließen, manche gut idioblastische Muscovitschuppen könnten aber auch typomorph sein. An einem geeigneten Schnitt wurde gemessen $2 V = 43^{\circ}$. — Zirkon in kleinen Körnern oder Stengeln ist öfters vorhanden. Im Biotit finden sich dann nur einfache, seltener ringförmige pleochroitische Höfe. Von den in nicht unbeträchtlicher Menge auftretenden Magnetit- und Titaneisenkörnern sind letztere in den meisten Fällen zu Leukoxen umgewandelt.

Die sehr hohe Lichtbrechung, die etwa 3—4mal größere Doppelbrechung als jene des Sillimanit sprechen auch hier für Anatas. Von manchen Biotiten werden auch winzigste Titan-eisentäfelchen — wohl gleichfalls hysterogener Natur — eingeschlossen.

8. Hornfelssillimanitgneis von Kirchenbirk. — $1\frac{1}{3}$ km nördlich von Kirchenbirk stecken im Granit mehrere eingebackene Schollen von Hornfelssillimanitgneis.

Die untersuchte Probe ist mitteldörnig, deutlich schiefbrig und läßt Sillimanitsträhne erkennen. Das Mengenverhältnis und die Größe der Komponenten ist ähnlich wie in der vorigen Probe, doch ist mehr Feldspat vorhanden. Lagentextur ist ausgeprägt in der Weise, daß sehr sillimanit- und biotitreiche Partien wechseln mit solchen, die mehr Feldspat und Quarz führen.

Von den Umwandlungen der filzig aggregierten Sillimanitstengel zu Quarz gilt das bei Probe 3 Gesagte. Sillimanit durchspießt alle übrigen Gemengteile. Der ähnlich wie in den früheren Gesteinen beschaffene Biotit ist auch hier viel weniger idio-blastisch als der viel seltenere Muscovit. Dieser durchsetzt bis- weilen schräg den Biotit oder ist mit ihm parallel verwachsen. Die Grenzen der beiden Glimmer sind dabei immer scharf. Daß hier wie auch im vorigen Gestein so wenig Muscovit erscheint, ist bei der reichlicheren Orthoklasbildung leicht verständlich. Der im Gestein oft anzutreffende Zirkon ruft im Biotit pleochroitische Höfe hervor. An manchen Biotitschuppen schlägt der braune Farbenton des Biotit in Grün um, wobei die Doppelbrechung zunächst kaum geändert erscheint. Später sinkt sie und gleichzeitig scheiden sich winzigste Rutilnadelchen, Titaneisenflitter- chen und etwas bräunliche körnelige Substanz aus. — Ehemaliger spärlicher Cordierit, gern in rundlichen Partien dem Quarz und Feldspat eingewachsen, verrät sich durch feinstsschuppige Glimmermassen; hin und wieder bietet darin eine etwas größere Muscovitschuppe mit Quarzstengeln das gleiche Bild wie bei Gestein 5. Die kräftige Kataklyse am flüssigkeitseinschlüsse- reichen Quarz deutet auch hier auf mechanische Inanspruchnahme des Gesteins, ebenso der Umstand, daß die Quarzkörnchen verzahnt und in der Streckungsrichtung etwas verlängert sind. Zwei etwa $\frac{1}{2}$ mm große verquetschte Andalusitkörner, gut kenntlich durch

ihren Pleochroismus und durch die übrigen optischen Eigenschaften, sind von den gleichen Umwandlungen ergriffen wie jene im Gestein 1 und 2. Eine Umwandlung in Sillimanit läßt sich aber nicht beobachten.

Das im vorigen Gestein vom Kalifeldspat Gesagte gilt auch hier. Ein Schnitt // M gab $5\frac{1}{2}^{\circ}$ Auslöschung, im Plagioklas, der in Spindeln und Blättern // 100, in wenigen gröberen Partien // der Murchisonitspaltbarkeit eingewachsen ist, im selben Sinn 13° . Ein Schnitt schräg zu MP läßt messen in der Hülle $2V = 70^{\circ}$, im Kern $2V = 82^{\circ}$, wobei sich eine beträchtliche Verschiebung der Lage der Mittellinie im Mikroklin gegenüber der im Orthoklas konstatieren läßt. Die Achsenebene ist im Kern zur Trasse der Spaltrisse nach P zirka 7° geneigt, in der Hülle aber //. Ein Schnitt annähernd $\perp \beta$ läßt gerade Auslöschung am Rand, 10° im Kern erkennen, ein anderer ähnlicher 16° im Kern, welcher Betrag gegen den Rand zu bis 0 abnimmt. Diesen Schnitten sind // 100 sehr dünne, aber scharf begrenzte gerade Albitblättchen eingelagert. Der Kalifeldspat dieses und des vorigen Gesteins hat also im Kern den Charakter des Mikroklin, am Rande den des Orthoklases, ein in Kontaktgesteinen jedenfalls nicht häufiger Fall. Umwachsen erscheint er im vorliegenden Gestein bisweilen noch von Oligoklasalbit, der auch für sich im Gestein in wenigen Körnern auftritt. Schnitt $\perp$ MP gab $12\frac{1}{2}^{\circ}$. Spärlich finden sich auch hier die für Kontaktgesteine so charakteristischen Biotiteier als Einschlüsse in Feldspat und Quarz.

Anhang.

Die im südlichen Teil des Kaiserwaldes verbreiteten Serpentin- und Amphibolgesteine hat Patton beschrieben (Min.-petr. Mitt., Bd. IX, 89). Wenn diese mit den Graniten in Kontakt treten, so entwickeln sich auch Hornfelse.

Solcher Hornfels dürfte das von Patton pag. 122 angegebene zähe Gestein (gebänderter Pyroxen-Amphibolschiefer) sein, das er vom Granit umgeben schildert. Ein ganz ähnliches Gestein liegt auch mir vor. Es stammt aus der gleichen Gegend (südlich Lauterbach) an der Straßengabel Neudorf-Sangerberg und hat Hornfelscharakter. Das Gestein ist sehr zähe, die Korngröße $\frac{1}{4}$ mm. Es wechseln $\frac{1}{2}$ bis mehrere Millimeter breite dunkle Horn-

blendelagen und solche, welche hornblendearm oder -frei sind und dafür Pyroxen führen. Der in beiden Lagen auftretende Plagioklas ist frisch.

Zu der eingehenden Beschreibung Pattons sei ergänzend bemerkt: der fast farblose Pyroxen hat $c\gamma = 41^\circ$, Achse A schwach $\rho > v$, Achse B schwach $\rho > v$, mäßig großen Achsenwinkel um γ ; die kräftig pleochroitische, grüne Hornblende hat $c\gamma = 15\frac{1}{2}^\circ$, Dispersion von Achse A und B sehr schwach, großen Achsenwinkel, doch ist der optische Charakter noch deutlich (—).

Zur leicht irreführenden Bemerkung . . . größter Teil gestreifter, zurücktretender ungestreifter Feldspat, mikroklinähnliche Zwillingsstreifung . . . sei bemerkt, daß dies zwar alles zutrifft, daß jedoch kein Kalifeldspat vorhanden ist, sondern ausschließlich Labrador: mehrere Messungen an Schnitten $\perp$ MP ergaben den Durchschnittswert 32° im Kern, 36° in der Hülle. — Die Zonarstruktur folgt also der Regel Beckes¹⁾ für die kristallinen Schiefer. — Die gleiche Zonarstruktur wurde auch an den Labradoren einiger gewöhnlicher Amphibolitproben des südlichen Kaiserwaldes festgelegt.

Allgemeines.

In der vorangegangenen Beschreibung von Kontaktgesteinen des Kaiserwaldes war wiederholt die Rede von deutlicher Schieferigkeit oder Streckung dieser Gesteine. Auch der mikroskopische Befund hat unverkennbare Merkmale für kräftige mechanische Beeinflussung der untersuchten Proben gegeben. Die Metamorphose der vorliegenden Gesteine ist also keineswegs eine einfache gewesen.

Eine interessante Frage, die sich beim Studium metamorpher Erscheinungen ergibt, ist die, ob sich nach der Art der Metamorphose — sei sie nun Dynamo-, Regional- oder Kontaktmetamorphose — ein Unterschied in der Mineralassoziation und in struktureller Beziehung ergibt. Lassen wir unter den Begriff der Dynamometamorphose mehr die metamorphen Vorgänge in den obersten und mittleren Anteilen der Erdrinde fallen, also in die obere Tiefenstufe Beckes²⁾, unter den Begriff der Regional-

¹⁾ Siehe jedoch dazu Goldschmidt, l. c., pag. 299.

²⁾ Siehe hiezu Becke l. c. und Grubemann, Die kristallinen Schiefer.

metamorphose jene der tiefsten Zone, so muß infolge der mäßigen Druck- und Temperaturverhältnisse der mittleren, besonders aber der obersten Zone die Pressung ihren energischen Einfluß in der Prägung der Gesteine ausüben, ihre Wirkung überschreitet sehr oft die Fähigkeit der Umkristallisation des Substrats und hat so ausgedehnte mechanische Zertrümmerungen und Verschiebungen im Gefolge; in der tiefsten Zone aber schwindet der Einfluß der Pressung gegenüber dem sehr hohen allseitigen Druck und der hohen Temperatur, es resultieren öfter Strukturen und Texturen, die in mancher Beziehung Anklänge an die Massengesteine zeigen.

Doch ist bekanntlich das Gesagte nicht immer die Regel; es gibt Fälle von metamorphen Gesteinen, die in recht hohen Niveaus der Erdrinde umgewandelt wurden, beispielsweise manche Eruptivgesteine, bei denen die Pressung wenig oder gar keine Wirkung gehabt, daher auch keine Schiefertextur hervorgerufen hat: solche Eruptiva haben also ihre ehemalige Struktur fast unverändert erhalten trotz einer bereits stark vorgeschrittenen Metamorphose.

Es mögen als Beispiele nur angeführt sein die ausgezeichnet erhaltene Diabasophitstruktur in manchen Grünschiefern¹⁾ der Hohen Tauern, wobei ein Großteil der Augite uralitisiert, der basische Plagioklas unter Erhaltung der Form in Albit übergegangen ist, ferner die Gerölle von Granit und Diorit aus benachbarten Niveaus, welche Analoges zeigen, oder die metamorphen basischen Eruptiva mit erhaltenen Strukturen — ehemalige Kalknatronfeldspate sind hier gleichfalls unter Erhaltung der Form in Albit umgewandelt — aus den Kitzbühler Alpen²⁾. — Auch hängt der Grad der Schieferung eines Gesteins in höheren Anteilen der Erdrinde bekanntermaßen aufs engste zusammen mit dem Gehalt an schieferholden Mineralen.

Andererseits aber bedingt der letztgenannte Umstand auch noch in sehr großer Tiefe gelegentlich ausgezeichnete Schieferprägung.

Wir sehen also, daß die Metamorphose in jeder Tiefenstufe sowohl schiefrige Typen ausbilden kann als auch solche, welche keine oder geringe Schieferung zeigen.

¹⁾ Stark, Min.-petr. Mitt., Bd. XXVI, pag. 142 und 487.

²⁾ Spitz, Min.-petr. Mitt., Bd. XXVIII, pag. 497.

Die ersteren Typen sind gebildet unter Vorherrschaft der Pressung.

Von den letzteren Typen erinnern insbesondere die Gesteine, welche in großer Rindentiefe umgebildet wurden, in vieler Beziehung an jene Gesteine, welche die Kontaktmetamorphose in nicht zu geringer Rindentiefe liefert, und zwar ist selbstverständlich die Ähnlichkeit um so größer, in je größerer Rindentiefe solche kontaktmetamorphe Gesteine entstanden sind, denn zur hohen Temperatur, die die Kontaktmetamorphose in allen Rindentiefen beherrscht, gesellt sich dann auch noch hoher Druck; in diesem Falle also schwinden die Unterschiede zwischen Regional- und Kontaktmetamorphose. Es schwinden aber nicht bloß die strukturellen und textuellen Unterschiede, sondern auch jene des Mineralbestandes.

Der Mineralbestand kontaktmetamorpher Gesteine in den oberen Zonen der Erdrinde wird wenig vom Druck, dafür aber vornehmlich von der Temperatur beherrscht, demnach bilden sich bekanntlich gern Minerale von größerem Molekularvolumen; bei der Ausbildung der anderen metamorphen Gesteine aber in der oberen Tiefenstufe hat die Temperatur geringen Einfluß, hier diktiert der Druck die Gesetze; demnach bilden sich Minerale mit kleinem Molekularvolumen.

In der unteren Tiefenstufe herrscht Antagonismus von Druck und Temperatur, demnach bilden sich vielfach auch Minerale mit größerem Molekularvolumen und diese Eigentümlichkeit bedingt, daß manche regionalmetamorphe Gesteine im Mineralbestand eine große Ähnlichkeit mit Kontaktgesteinen aufweisen, die in verhältnismäßig geringerer Rindentiefe gebildet sind.

Offensichtlich ist aber der Kontrast im Mineralbestand und in textureller Beziehung zwischen druckmetamorphen und kontaktmetamorphen Gesteinen in den mittleren und oberen Zonen der Erdrinde am größten.

In den obersten Partien der Erdrinde verschwinden naturgemäß wieder diese Unterschiede, weil für die Gesteine weder zu einer Metamorphose durch Druck Veranlassung gegeben ist, noch auch bei der sehr niedrigen Temperatur der Gesteine der obersten Erdkruste und der raschen Ableitung der durch das Eruptivum zugeführten Wärme die Kontaktmetamorphose kräftig zur Wirkung kommen kann.

Die oben auseinandergehaltenen Arten von Metamorphose haben aber nicht immer einen ganz einfachen Verlauf. So können insbesondere in mittlerer Rindentiefe an einem Substrat kontaktmetamorphe Vorgänge sich abspielen, denen sich gleichzeitig dynamometamorphe Einflüsse zugesellen, Vorgänge, die Weinschenk¹⁾ unter dem Namen Piezokontaktmetamorphose gefaßt hat.

Freilich ist dabei im Auge zu behalten, daß es nicht immer leicht, ja im Gegenteil zumeist sehr schwierig ist festzustellen, ob schon gleich bei Beginn der Wirksamkeit der Kontaktmetamorphose auch die Wirksamkeit der Dynamometamorphose sich einstellte oder später.

Auch Brögger behandelt Fälle von Superposition von Kontakt- und Dynamometamorphose und nennt diese komplizierte Art von Metamorphose Kontakt- und Druckmetamorphose.

Dieser Fall der Metamorphose liegt nun unzweifelhaft auch bei unseren früher besprochenen Kontaktschiefern vor. Es wurde bei der Behandlung der Gebirgsgranite wiederholt auf die kräftige mechanische Inanspruchnahme des Granits hingewiesen. Es konnte sehr wahrscheinlich gemacht werden, daß diese mechanischen Eingriffe nicht bloß nach, sondern auch schon während der Erstarrung sich geltend gemacht haben. Darauf deuten außer manch anderen Merkmalen die eigentümliche Zertrümmerung und Wiederausheilung mancher Feldspatkrystalle, ferner die infolge Zertrümmerung ganz sonderbar verzahnten und durcheinandergewachsenen Quarze in den Graniten. Diese eigentümliche Durchwachsung kann am besten verstanden werden, wenn die Zertrümmerung des Quarzes erfolgt ist, bevor noch die allerletzten Reste des Magmas auskristallisiert waren. Ein Teil der dynamometamorphen Einwirkungen in den Graniten und den Kontaktschiefern ist allerdings noch nach der Graniterstarrung erfolgt (Streckungshöfe am Granat und Andalusit).

Da die Kontaktmetamorphose im zeitlich engen Konnex mit der Erstarrung des Intrusivgesteins steht, ja stellenweise schon vor²⁾ der Erstarrung des Eruptivums erfolgt ist, so ist dies im

¹⁾ Z. d. D. G. G., 1912, pag. 441.

²⁾ Siehe hiezu Teller und John, Jahrb. d. geol. Reichsanst., 1882, pag. 677.

— Außer anderen Autoren äußert sich in gleichem Sinne auch Goldschmidt, Die Kontaktmetamorphose im Christianiagebiet. Christiania 1911.

Verein mit anderen Beobachtungen ein Zeichen dafür, daß unsere Kontaktprodukte nicht bloß nach erfolgter Kontaktmetamorphose, sondern schon während derselben starken mechanischen Eingriffen unterworfen worden sind, daß also bei ihnen Kontakt- und Dynamometamorphose gleichzeitig wirkten. Ob die genannten dynamometamorphen Prozesse auf Faltung zurückzuführen sind oder nur auf Störungen, die die in längerem Zeitintervall hervordrängenden Magmamassen in den umgebenden Schiefen oder auch in den bereits erstarrten Granitpartien hervorriefen, kann nicht entschieden werden.

Eine Frage, die sich nun aufdrängt, ist die: Zeigen die nach dem eben Gesagten unter komplizierteren Verhältnissen als unter einfacher Kontaktmetamorphose gebildeten vorliegenden Gesteine abgesehen von strukturellen und texturellen Verschiedenheiten einen Unterschied im Mineralbestand gegenüber solchen, wo nur einfache Kontaktmetamorphose im Spiele war? — Die Frage muß bejaht werden.

Werfen wir zum Vergleich einen Blick auf die Kontaktprodukte des aufschlußreichen und von einer Reihe von Forschern vorzüglich studierten Christianiagesbietes, welches vor kurzer Zeit von Goldschmidt¹⁾ in einer sehr ergebnisreichen Arbeit behandelt wurde und welches als Typus reiner Kontaktmetamorphose angesehen werden kann. Dabei dürfen wir nach den schon ziemlich lange zurückdatierenden Untersuchungsergebnissen einer Reihe von Forschern annehmen, daß die chemische Natur des Intrusivmagmas ohne sonderlichen Einfluß auf die Ausbildung der Kontaktprodukte ist. — Unter den im Christianiagesbiet ausgebildeten Mineralen finden wir nun den Muscovit nie als typomorphes Kontaktprodukt; auch der Sillimanit fehlt.

Diese Minerale sind nun aber gerade in unseren Gesteinen recht häufig. Daß Muscovit ein typomorphes und nicht hysterogenes Mineral ist — zum Teil natürlich —, beweist der Umstand, daß in den Cordieriten, Quarzen usw. der Muscovit des öfteren in derselben Art auftritt wie Biotit, daß er typomorph auch im Andalusit eingeschlossen erscheint und daß er in Probe 1 und mancher anderen Formen zeigt, die andeuten, daß er gleich-

¹⁾ Die Kontaktmetamorphose im Christianiagesbiet, 1911.

zeitig mit den übrigen Komponenten der Hornfelse, und zwar schon vom Anfang an gebildet wurde.

Er findet sich auch noch in den im Granit eingebackenen Schieferschollen und auch hier wohl zum Teil als typomorpher Gemengteil.

Daß Muscovit quantitativ in den äußeren Kontaktzonen vorwiegt, scheint nicht immer darauf zurückgeführt werden zu dürfen, daß es sich um proterogenen Muscovit dabei handle, sondern mehr darauf, daß in solchen Zonen Temperaturen herrschen, die dem Stabilitätsfeld des Muscovit entsprechen. Falls außerdem, wie in unseren Gesteinen, noch Pressung hinzutritt, welche vielfach dem Entweichen von H_2O — auch bei Temperatursteigerung — hindernde Momente zeitigt, dürfte der Muscovit auch bei ziemlich hoher Temperatur bestandfähig sein, also in den inneren Kontakthöfen, eine Annahme, mit der ja auch das Vorkommen des Muscovit als primärer Gemengteil vieler Granite harmoniert.

Ein Teil des Muscovit in den Kontaktschiefern ist jedoch nach den früheren Ausführungen hystero gener Natur.

Ähnliches wie das oben für Muscovit Gesagte trifft auch für den Sillimanit zu.

Er erscheint nicht nur mit allen Anzeichen eines typomorphen Gemengteils allenthalben als Einschluß im Cordierit, Feldspat, Quarz usw., sondern er wird auch öfters von Granat umwachsen, der selbst wieder gelegentlich durch Führung zahlreicher Biotiteier und durch Helicitstruktur ausgezeichnet ist und so auf ehemaligen Phyllit als Ausgangsmaterial des Kontaktproduktes hinweist.

Was nun den eigentümlichen Wechsel: hie Andalusit, da Sillimanit betrifft, so können für die Bildung des Sillimanit zweierlei Gründe geltend gemacht werden. Einmal die Temperatur. — Bekanntlich¹⁾ wandelt sich bei Temperaturen über 1320° Andalusit in Sillimanit um. So sehen wir auch oft den Andalusit der Einschlüsse in Eruptivgesteinen in Sillimanit umgewandelt, beispielsweise in den Euganeen oder nach Bergeat²⁾ im Cordieritandesit von Lipari, manchmal aber noch erhalten.

¹⁾ Vernadsky, Bull. Soc. min. Fr., XIII, 256.

²⁾ N. Jahrb. f. Min. etc., Beil. Bd. 30, pag. 575.

Diese Umwandlung, welche bei niedrigem Druck erfolgt, dürfte eine Folge der hohen Temperatur des einschließenden Magmas gewesen sein.

Wir könnten uns also vorstellen, daß auch in unserem Gebiete die Ausbildung des Sillimanit eine Funktion der Temperatur war, derart etwa, daß die Schiefer, die in unmittelbarer Nähe des Granitkontaktes metamorphosiert wurden, Sillimanit, die ferner davon gelegenen Andalusit ausgebildet haben¹⁾. Dahin könnte das Auftreten des Sillimanit in den im Granit direkt eingebackenen Schieferschollen ausgelegt werden.

Andererseits sehen wir aber wieder in unserem Gebiet an dem Beispiel des im Granit schwimmenden unveränderten Andalusit, ferner am Andalusit in der im Granit schwimmenden Schieferscholle — auch im Christianiagebiet ist in tief ins Magma eingesunkenen Schieferschollen nur Andalusit entwickelt —, dann daraus, daß in vielen Partien der Gebirgs- und Erzgebirgsgranite schon zur Zeit der Intrusion zahlreiche porphyrtartige Einsprenglinge von Orthoklas und Plagioklas gebildet waren, daß diese Umwandlungstemperatur von 1320° zur Zeit der Intrusion und somit auch während der Zeit der Kontaktmetamorphose bereits unterschritten war.

Wenn wir nun dies Letztgesagte als richtig voraussetzen und der Ursache der Sillimanit- statt Andalusitbildung nachgehen, so gibt uns das Volumgesetz eine hinreichende Antwort. Kommt dieses bei nicht allzuhoher Temperatur zur Herrschaft, so bildet sich Disthen, die Modifikation von Al_2SiO_5 mit dem kleinsten Molekularvolumen. In unseren Schiefeln aber mußte entsprechend der Kontaktmetamorphose die Temperatur dem Volumgesetz entgegenarbeiten. Es bildete sich demnach vielfach das Kompromißmineral aus, der Sillimanit, dessen Molekularvolumen zwar nicht viel, aber immerhin merklich kleiner²⁾ ist als jenes des Andalusit. Bezeichnend ist auch, daß die schönsten und größten gefundenen Andalusitporphyroblasten westlich vom Libauer Kern und vom Judenhaukern herkommen, zwei Gebieten, deren Granite eine geringere mechanische Beeinflussung während

¹⁾ So bemerkt Salomon, Z. d. d. g. G., Bd. 42, 1890, daß die Andalusit-schiefer weniger umgewandelt zu sein scheinen.

²⁾ Siehe hiezu in F. Becke l. c.

und nach der Erstarrung zur Schau tragen, während der Andalusit in den übrigen Proben, insbesondere jenen aus der Perlsberger Gegend, zurücktritt, wo auch die am stärksten mechanisch veränderten Granite angetroffen werden.

Vielleicht ist auch die reichlichere Granatentwicklung in manchen der Schiefer dieser letzteren Gegend auf kräftigere dynamometamorphe Prozesse zurückzuführen.

Ähnliche Beobachtungen wie in unserem Gebiete sind von den obigen Gesichtspunkten nicht sehr oft gemacht worden, doch findet sich ein gutes Beispiel in der neueren Literatur aus Transvaal¹⁾, das ganz Analoges berichtet. Dort treten mit einem großen Granitkörper in Kontakt Tonschiefer, Quarzite, Grauwacken usw., welche im unmittelbaren Kontakt zu Cordierithornfelsen, etwas weiter davon weg zu Hornfels mit Andalusit, Biotit und Staurolith umgewandelt wurden. In einem Teil des Granitkontakthofes sind nun die gleichen Ursprungsmaterialien gleichzeitig dynamometamorph verändert. Damit tritt auch ein Wechsel in der Mineralführung ein. Bei deutlicher schiefriger Textur entwickelt sich reichlich Sillimanit und Muscovit, gelegentlich auch Granat, während der Andalusit an Menge zurücktritt.

Den geschilderten Vorkommnissen einigermaßen ähnliche Verhältnisse bei der Metamorphose scheinen auch geherrscht zu haben bei der Bildung der sogenannten Eckergneise²⁾ im Harz. Hier hat die Kontaktdruckmetamorphose allerdings vornehmlich strukturell und texturell, also in der Ausbildung der Schieferung gewirkt, doch scheint auch der Mineralbestand gegenüber den gewöhnlich dort vorkommenden schiefrigen Hornfelsen ein anderer geworden zu sein durch Entwicklung von reichlicherem Muscovit und von Granat, selten auch von Sillimanit (kinzigitähnlicher Cordieritgneis³⁾).

¹⁾ Hall, Über die Kontaktmetamorphose an dem Transvaalsystem usw. Min.-petr. Mitt., Bd. XXVIII, pag. 115.

²⁾ Erdmannsdörfer, Jahrb. d. k. preuß. geol. Landesanstalt, Bd. XXX, 1, pag. 324.

³⁾ Siehe hiezu auch das Referat F. Becke in Fortschr. d. Mineral. u. Petrogr., Bd. I, 1911.

Das ursprüngliche Substrat unserer Kontaktschiefer sind, wie der mineralogische Bestand ergibt, Sedimente gewesen. Denn sie zeigen die nach S. Bastin für Sedimente typischen chemischen Merkmale: gleichzeitiges Überwiegen von MgO über CaO , von K_2O über Na_2O (Cordierit, Biotit, mangelnder oder höchst untergeordneter Kalknatronfeldspat) bei reichlichem Gehalt von Al_2O_3 (Sillimanit, Andalusit).

Direkt das ursprüngliche Substrat für die einzelnen Kontaktschieferproben aus dem Streichen etwa festzustellen, ist im Kaiserwald nur selten möglich, weil die Aufschlüsse äußerst mangelhaft sind und außerdem das Streichen der Schiefer durch die Granitintrusionen mannigfach gestört erscheint. — Zumeist war es wohl, von wenigen Ausnahmen (insbesondere den Amphibolgesteinen) abgesehen, direkt Phyllit, der das Ausgangsmaterial war, da dieser in sehr geringer Entfernung vom Granit auftritt, oder mäßig kristalliner Glimmerschiefer. Demnach ist die Kontaktmetamorphose sicher nicht in großer Rindentiefe erfolgt. Trotzdem sehen wir aber, wie diese Kontaktmetamorphose hochkristalline Gesteine hervorbrachte, die durch gleichzeitig wirkende Dynamometamorphose — insbesondere in den dem Granit zunächst benachbarten Schiefen, wo auch der Muscovit quantitativ stark zurücktritt — Typen lieferte, wie sie sonst nur bei kristallinen Schiefen in recht bedeutender Rindentiefe anzutreffen sind, eine Tatsache, die zeigt, daß bei einem kristallinen Schiefer von der gleichen Struktur und Textur und von ähnlichem Mineralbestand wie die oben behandelten Gesteine bei der Beurteilung der Tiefenstufe mit Vorsicht und Vorbehalt zu Werke gegangen werden muß, weil unter Umständen höhere Temperaturen in mäßiger Rindentiefe kristalline Schiefer zu liefern imstande sind, deren Habitus und Mineralbestand eine Entstehung in großer Rindentiefe vortäuschen kann.

Die Umsetzungen, die unter den Bestandteilen jener Minerale stattfanden, welche diese ehemaligen Sedimente zusammensetzten, können in ähnlicher Weise gedeutet werden, wie sie für analoge Fälle von einer Reihe von Autoren, beispielsweise Rosenbusch, Dalmer, Becke u. a., angegeben worden sind. Auch kann jedes unserer Gesteinsvorkommnisse als ein chemisches System angesehen werden, das unter den Druck-, Temperatur-

und Konzentrationsverhältnissen während der Metamorphose einem Gleichgewichtszustand zugestrebt und ihn auch erreicht hat und man könnte versucht sein, weil ja jeder Gesteinskomponente ein bestimmtes Existenzfeld zukommt, der Gesetzmäßigkeit der Mineralassoziation in den einzelnen Proben nachzugehen¹⁾. Da müßten aber nach den früheren Ausführungen gerade in unserem Falle einige Faktoren in Rechnung gezogen werden, die sich einer genaueren Fixierung völlig entziehen.

Assimilation.

In den Kaiserwaldgraniten findet man nicht gar zu selten den unmittelbaren Kontakt von Granit und Hülle aufgeschlossen. Einige dahin gehende Beobachtungen haben gezeigt, daß eine Ein- oder Aufschmelzung der Hülle in irgend einer nennenswerten Weise nicht stattgefunden hat. Selbst die Grenzen von Granit und eingebackenen Schieferschollen sind unerwartet scharf. Zwar soll damit nicht gesagt werden, daß eine solche Einschmelzung bei Intrusionen unmöglich wäre, es kann, wenn ich so sagen soll, die Möglichkeit einer ziemlich umfangreichen Einschmelzung als konsequente Folgerung angesehen werden, wenn es sich um die tiefstgelegenen Partien der Erdrinde handelt, denen überdies selbst sehr hohe Temperaturen zukommen; aber im Kaiserwald, wo die uns sichtbaren Kontaktzonen zur Zeit der Granitintrusionen in mäßiger Rindentiefe gelegen waren, die Hüllgesteine also unmittelbar vor dem Eruptionsakt niedrige Temperaturen besaßen, mußten die großen Temperaturkontraste zwischen Intrusionsbrei, dessen Temperatur nach den früher angeführten Bemerkungen nahe den Schmelzpunkten der Feldspate gelegen war, und Hüllgestein im ersteren einen ziemlich starken Wärmeverlust im Gefolge haben, im zweiten zwar eine außerordentliche Temperatursteigerung; aber diese letztere reichte bei dem Wärmezustand der dem Kontakt zunächst liegenden Magmapartien zu einer Schmelzung oder nennenswerten Auflösung nicht hin. Wir sehen so, daß auch hier Assimilationsprodukte fehlen, ebenso wie sie beispielsweise völlig fehlen in dem in dieser Zeitschrift öfters

¹⁾ So hat Goldschmidt durch eine etwas andere als die gewöhnliche Formulierung der Phasenregel im Kontaktgebiet von Christiania für die Mineralbildung wenigstens über die Zahl der möglichen Minerale Aufschluß zu erlangen gesucht.

behandelten Vulkangebiet der Euganeen, wo die Intrusionen vielfach in den äußersten Partien der Erdrinde stattgefunden haben.

Demnach und gemäß der öfters beobachteten Helicitstruktur haben die Hüllgesteine im Kaiserwald die durch die Kontaktmetamorphose bedingten Veränderungen im festen Zustande durchgemacht analog so vielen Beispielen von Schiefergesteinen anderer Gebiete, die vom Kontaktmetamorphismus betroffen wurden.

Form der Intrusivkörper.

Die Granitintrusivkörper des Kaiserwaldes wurden von Löwl als Lakkolithen gedeutet. — Diese Auffassung würde eine sehr viel regelmäßigere Lagerung der Schiefer zu den einzelnen Granitintrusionen erfordern, als sie in Wirklichkeit befunden wird. Eine Reihe von Beobachtungen an ganz verschiedenen Punkten des untersuchten Gebietes hat vielmehr ergeben, daß das Lakkolithenlandschaftsbild Löwls durchaus idealisiert ist. Eine derartige weitgehende Idealisierung erlauben aber die wenn auch nur spärlichen, so doch für diesen Zweck genügenden Aufschlüsse nicht.

Vielmehr stellen die Granite ziemlich unregelmäßige Stöcke dar, deren Grenzen da, wo sie mit dem Generalnordoststreichen der Schiefer in diesem Gebiete zusammenfallen, eine gewisse — eigentlich ja selbstverständliche — Regelmäßigkeit der Lagerung der Schiefer zum Granitkörper erkennen lassen; an den übrigen Linien aber fallen die Schiefer selten vom Granit ab — es handelt sich dann mehr um Schleppungserscheinungen und Stauungen, die die raumfordernden Granitintrusionen im Gefolge hatten —, sondern sie zeigen größtenteils gleiches oder annäherndes Nordoststreichen ähnlich der Hauptschiefermasse und sie stechen also da sehr vielfach in den Granit hinein oder stoßen an ihm ab.

Diese Lagerungsverhältnisse erinnern demnach auch im Kaiserwald an jene der Granite im böhmisch-sächsischen Erzgebirge, welche durch zahlreiche Arbeiten der sächsischen Aufnahmegeologen klargelegt wurden.

(Schluß folgt.)

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereins an der Universitaet Wien](#)

Jahr/Year: 1913

Band/Volume: [11](#)

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

Artikel/Article: [Bericht über die mineralogisch-petrographische Exkursion des Naturwissenschaftlichen Vereines in das nordwestliche Böhmen. B. Wissenschaftliche Ergebnisse. 102-137](#)