

Die Aufbruchzone von Eruptiv- und Schiefergesteinen in Süd-Kärnten.

Von Hermann Veit Graber.

Mit 3 Lichtdrucktafeln (Nr. V—VII) und 14 Zinkotypien im Text.

Vorwort.

Den Grundstock der vorliegenden Untersuchungen bildete eine von Herrn F. Teller, Geologen an der k. k. geologischen Reichsanstalt, im Jahre 1886 gesammelte Suite von Eruptiv- und Schiefergesteinen der süd-kärntnerischen Aufbruchzone, die man nicht unpassend als „zweiter Centralalpenzug“ bezeichnen kann.

Verschiedene an den Handstücken und Dünnschliffen dieser Gesteine gesammelte Beobachtungen liessen einen persönlichen Besuch der Fundorte wünschenswerth erscheinen. In den Hauptferien des Jahres 1895 unternahm ich an der Hand der damals zwar bereits fertigen, aber noch nicht publicirten geologischen Kartenblätter „Eisenkappel und Kanker“ und „Prassberg a. d. Sann“ die Begleichung des in den oberen Rahmen der beiden genannten Blätter fallenden Gebietes. Während des Winters 1895/96 wurde das auf diesen Touren gesammelte Gesteinsmaterial aufgearbeitet. Einen abermals nothwendig gewordenen Besuch Süd-Kärntens führte ich zu Pfingsten 1896 aus.

Die mikroskopische Untersuchung war im Mai 1896 abgeschlossen, die chemischen Analysen der wichtigsten Gesteinstypen konnten erst im Wintersemester 1896/97 ausgeführt werden.

Es erübrigt mir noch die angenehme Pflicht, zweien hochverehrten Herren meinen innigsten Dank auszusprechen, und zwar vor Allem meinem geliebten Lehrer, Herrn Professor Dr. F. Becke, der mir nicht nur sein Institut mit dessen reichhaltigen Instrumenten zur Verfügung stellte, sondern mich auch vielfach durch Rathschläge und Belehrungen unterstützte. Ferner spreche ich hier noch Herrn F. Teller meinen herzlichsten Dank aus. Mit Hilfe seiner reichen Unterstützung durch Ueberlassung der von ihm aufgenommenen Kartenblätter, sowie des gesammten von ihm aufgesammelten Gesteinsmaterials war ich in Stand gesetzt, den wesentlichsten Theil der vorliegenden Publication durchzuführen.

Prag, mineralogisches Institut der deutschen Universität, im März 1897.

Orographische Uebersicht.

Blickt man an einem klaren Tage vom Gipfel des grossen Obir bei Klagenfurt gegen Süden und betrachtet aufmerksam das Relief der sich hier erschliessenden Bergwelt, so gewahrt man bald einen bemerkenswerthen Unterschied im Charakter der Landschaft. Zu Füssen des Beschauers liegt das gewaltige Massiv des Obir, gebildet aus den Kalken des Rhät und der oberen Trias. Ausgedehnte, den Horizont der erzführenden Kalke markirende schneeweisse Halden an den Abhängen zeigen die Stellen, wo ein reger Bergbau auf nutzbare Bleierze entweder noch besteht oder einst bestand. Der Obir, der Riese, wie er in deutscher Uebersetzung des slavischen Namens so trefflich heisst, hat einst bessere Zeiten gesehen; das heutige bergmännische Leben in seinen Stollen ist blos ein schwacher Abglanz der Herrlichkeit früherer Jahrzehnte

Weit nach Osten lässt sich der kahle, gegen die Ebene von Klagenfurt in gewaltigen Mauern abstürzende Rücken des Obir verfolgen, über die Petzen und das Erzrevier von Schwarzenbach bis zum Ursulaberge, der letzten grösseren Erhebung dieses Zuges.

Scheinbar in nächster Nähe ragt im SW und S das wilde gezackte Gebirge der Koschutta empor, mit dem östlich sich anschliessenden Cimpaser und der Uschova (Ovčeva der Karte) einen geologisch zusammengehörenden Zug bildend, aufgebaut aus Hauptdolomit und Dachsteinkalk.

Alle diese hier genannten Berge sind gemeinsam mit den bekannten Kalkriesen von Kärnten: Mangart, Mittagkogel und Dobratsch unter dem Namen der Karawanken zusammengefasst; sie tragen das Meiste zu der malerischen Rundschau bei, die man beispielsweise vom Kreuzberge bei Klagenfurt geniesst.

Im äussersten SO fesselt ein anderes noch wilderes Kalkgebirge das Auge des Naturfreundes, die Steiner Alpen. Drohend schiessen die nackten Wände, mit ihren zerrissenen Gipfeln und Gräten einer Riesensäge vergleichbar, empor, den Ausblick auf die Save-Ebene grösstentheils verschliessend.

Zwischen Obir-Petzen und Koschuta-Uschova, die zwei zu einander parallel verlaufende Gebirgsäste bilden, liegt ein niederes Bergland: sanfte, gerundete Höhen, bis auf den Scheitel hinauf bewaldet, stehen im angenehmen Gegensatz zu den hoch emporstrebenden Kalkzinnen.

Den eigenartigen Wechsel im Charakter der Landschaft macht der Vergleich mit einer geologischen Karte verständlich. Die niedrigen bewaldeten Berge bestehen grösstentheils aus Eruptiv- und Schiefergesteinen, die in einem geschlossenen, über 40 km langen Zuge von W nach O streichend, dort längs einer scharfen, transversalen Störungslinie gemeinsam mit der Trias der Karawanken gegen die oligocänen Ablagerungen der Bucht von Windischgraz absetzen.

Ein langes Querthal, von der Vellach durchströmt, durchsägt die Karawankenkalke und den Aufbruch von Eruptiv- und Schiefergesteinen. In diesem Thale, an der Mündung der von W von der Schaida kommenden Ebriach in die Vellach, liegt der Markt Eisenkappel.

Geologische Uebersicht.

Im grossen Ganzen ist der geologische Aufbau der hier in Betracht kommenden Aufbruchszone krystallinischer Gesteine folgender.

Auf die überkippten Triaskalke, die (vergl. Fig. 1 auf pag. 231) gleich unterhalb Eisenkappel von der Vellach in einer engen Schlucht durchbrochen werden, folgt von N nach S zunächst ein Zug von Grünschiefern mit Diabas, der östlich vom Toplagraben auf einige Kilometer unterbrochen ist. In diesen Grünschiefern wurde vor vielen Jahren auf Zinnober geschürft. Nach Suess¹⁾ bezeichnet hier das Zinnobervorkommen einen bestimmten, dem Rothliegenden angehörigen Horizont.

An die Grünschiefer schliesst sich ein langes Lager von Hornblendegranitit mit porphyrisch struirten Randzonen an. Der Granitit ist intrusiv in einem ebenfalls sehr langen, aber nur wenig mächtigen Streifen von Schiefern und Schiefergneissen (zweigliedrige Schiefergneisse und Glimmerschiefer der Karte²⁾), die den Granitit im Süden begleiten. Auf der Nordseite des Granititzuges fehlt der Schieferzug scheinbar gänzlich.

Im äussersten Westen stösst der Granitit unmittelbar auf permische Sedimente.

Auf den Schieferzug folgt ein etwa 3 km mächtiges, gegen W rasch auskeilendes Lager von Tonalitgneiss, ein, wie später gezeigt wird, durch Gebirgsdruck structurell modificirter Tonalit.

Ein Intrusionscontact zwischen Tonalitgneiss und den Schiefern sowohl wie der Trias wurde nicht beobachtet.

An einigen Durchschnitten soll die Aufeinanderfolge und der tektonische Aufbau der einzelnen, die südkärntnerische Aufbruchszone zusammensetzenden Gesteinszüge erläutert werden; vorerst aber möge ein historischer Ueberblick der über dieses Gebiet vorhandenen Arbeiten Platz finden.

¹⁾ Suess E.: Ueber die Aequivalente des Rothliegenden in den Südalpen. Sitzb. d. kais. Ak. d. Wiss., math.-naturw. Cl., LVII. Bd., I. Abtheilung. 1868.

²⁾ Teller F.: Geologische Karte der Ostkarawanken und Steiner-Alpen. 1 : 75.000. Herausgegeben v. d. k. k. geol. Reichsanst., Wien 1895. Erläuterungen dazu: Wien 1896.

Aeltere Arbeiten und Mittheilungen.

Rosthorn und Canaval¹⁾ beschrieben die Grünschiefer, den Granitit und den Tonalitgneiss, sowie auch die in diesen Gesteinen vorkommenden Minerale. Die Grünschiefer, von Rosthorn und Canaval „Grauwackenschiefer“ genannt, sollen in der Nähe des „Granites“ verändert sein. Aus der Beschreibung der Eigenschaften dieses „Schiefers“ scheint hervorzugehen, dass Diabas, resp. dessen Tuffe oder die Grünschiefer selbst gemeint waren.

Der Granitit wird „rother Granit“ genannt. „Er ist meist grobkörnig und selten anders als porphyrtartig.“ An den Berührungstellen mit den „Grauwackenschiefern“ zeigt er stets rothe Rutsch- und Spiegelflächen. Diese Beobachtungen treffen sehr gut zu. Den Tonalitgneiss nennen Rosthorn und Canaval Syenit. Sie beobachteten ganz richtig: „. . . er hat grössere Mächtigkeit als der Granit und wird an der östlichen Grenze seines Gebietes vorherrschend.“ Auch aplitartige Gänge sahen die genannten Forscher.

Die Angaben im Lexikon von Zepharovich²⁾ über Minerale in den Gesteinen aus der Gegend zwischen Eisenkappel und Schwarzenbach beziehen sich meist auf die citirte Arbeit von Rosthorn und Canaval.

Im Jahre 1854/55 nahm Lipold³⁾ das Gebiet der Kartenblätter Eisenkappel und Prassberg geologisch auf. Lipold stand noch unter dem Einflusse der alten Theorie von der gewaltigen dynamischen Bedeutung der Eruptivgesteine, die bedingend auf die Erhebung ganzer aus Sedimenten bestehender Landstriche wirkten.

Die Grünschiefer nennt Lipold Diorit und beschreibt auch die Diabase und ihre Wirkung auf das Nebengestein.

Die Bezeichnung „Syenit“ für Tonalitgneiss verwirft Lipold und sieht in diesem von ihm „Gneiss“ genannten Gesteine eine „jüngere metamorphische Bildung, zu welcher Annahme die unmittelbare Nähe pyrogener Gesteine umsomehr berechtigt“.

Am eingehendsten bespricht Suess⁴⁾ in den „Aequivalenten des Rothliegenden“ die südkärntnerische Aufbruchzone. Dieser Arbeit ist ein Profil des Vellachthales und ein Ausblick vom Uschovapasse gegen O beigegeben.

Suess erwähnt das Zinnobervorkommen an der Brekarca bei Kappel in den „aphanitischen Gesteinen“ (Teller's „Grünschiefern“) und unterscheidet auch die Gesteine innerhalb des Granititzuges. Das

¹⁾ Rosthorn F. v. u. Canaval J. L.: Uebersicht der Mineralien und Felsarten Kärntens und der geologischen Verhältnisse ihres Vorkommens. Jahrb. d. naturhist. Mus. in Kärnten, II. Jahrg. 1853.

²⁾ Zepharovich V. v.: Mineralogisches Lexikon für das Kaiserthum Oesterreich. I. u. II. Bd. Wien 1859 u. 1873.

³⁾ Lipold M. V.: Erläuterung geologischer Durchschnitte aus dem östlichen Kärnten. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst., VII. Bd. 1856.

⁴⁾ Suess E.: Ueber die Aequivalente des Rothliegenden in den Südalpen. Sitzb. d. kais. Ak. d. Wiss., math.-naturw. C., LVII. Bd., I. Abtheilung. 1868.

Hauptgestein, den Hornblendegranit, nennt er Granit, die porphyrtartige Randzone, wofür gleich an dieser Stelle der Ausdruck „Randporphyr“ eingeführt sei, „Syenitporphyr“, ohne sich aber über die Zusammengehörigkeit dieser beiden Abänderungen bestimmt zu äussern. Die dunklen basischen Concretionen im Granit, die oft beträchtliche Massen bilden, bezeichnet Suess als dunkle hornblendereiche Syenite, die nach seiner Ansicht Lager im Granit bilden.

Den Contact zwischen Granit und dem Schiefergneiss erwähnt Suess ebenfalls, indem er bemerkt, dass zwischen Koprein und Schwarzenbach („beim Putz“) grosse eckige Schieferscherben „in den granitischen Teig eingebettet“ liegen. Die Schiefer hält Suess für identisch mit Casaniaschiefer; der Granit bilde in ihm Lager und gehöre sicher dem oberen Carbon, vielleicht schon der unteren Dyas an.

Der Ausdruck „Tonalitgneiss“ (Teller's Karte) wurde von Suess eingeführt. Auch Stache¹⁾ verwendete später diese Bezeichnung für gewisse gneissartige und, wie Salomon²⁾ zeigte, durch Gebirgsdruck hervorgerufene Structurformen des Adamello-Tonalit.

Das Lager von Tonalitgneiss unseres Gebietes gehört nach Suess ebenfalls dem oberen Carbon an, müsste also gleichalterig oder nahezu gleichalterig mit dem Zuge von Hornblendegranit sein.

Eine sehr lebendige und zutreffende Schilderung des Contactes zwischen dem Schiefergneiss und dem Granit gibt Reyer³⁾ in seinen „Reiseskizzen über das Smrekouz-Gebirge“. Er stellte die Durchbrechung der Schiefer durch den Granit und damit auch dessen jüngeres Alter fest. Ausserdem beobachtete er Contactmetamorphose an den „Gailthaler Schiefeln“ (Fleck- und Knotenschiefern). Er spricht mithin dem Zuge von Schiefeln und Schiefergneissen ebenfalls ein bestimmtes Alter zu.

Hervorgehoben werden muss die Ansicht Reyer's bezüglich des Zusammenhanges zwischen dem „Syenit“ (Randporphyr) und dem Granit: diese beiden Gesteine durchdringen sich schlierig.

Teller, der das Gebiet der südkärntnerischen Aufbruchzone im Jahre 1886 besuchte, hat die letzte geologische Aufnahme derselben durchgeführt. In den beiden Kartenblättern⁴⁾ „Eisenkappel und Kanker“ und „Prassberg a. d. S.“ liegt das Gebiet von Eruptiv- und Schiefergesteinen im oberen Rahmen. Teller constatirte zunächst im Gegensatz zu der älteren kartographischen Darstellung des Gebietes, dass Granit und Tonalitgneiss an keinem Punkte in un-

¹⁾ Stache G.: Die Umrandung des Adamellostockes und die Entwicklung der Permformation zwischen Val buona Giudicaria und Val Camonica. Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. 1879.

²⁾ Salomon W.: Neue Beobachtungen aus den Gebieten der Cima d'Asta und des Mte. Adamello. Tscherm. min. u. petrogr. Mitth. XII. Wien. 1891.

³⁾ Reyer E.: Reiseskizzen über das Smrekouzgebirge. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1878.

⁴⁾ Teller F.: Geologische Karte der Ostkarawanken und Steiner Alpen. 1:75.000. Herausgegeben von d. k. k. geol. Reichsanst., Wien 1895. Erläuterungen dazu: Wien 1896.

mittelbare Berührung treten, sondern ihrer gesammten Aufschlusslänge nach durch eine Zone geschichteter krystallinischer Gesteine auseinander gehalten werden, welche er als die vom Granit durchbrochene Hüllzone des Tonalitgneisses betrachtet. Teller vergleicht diese auf der Karte unter der Bezeichnung: „Zweiglimmerige Schiefergneisse und Glimmerschiefer“ ausgeschiedenen, theils gneissartigen, theils phyllitischen Gesteine mit den von Becke genauer studirten krystallinischen Hüllgesteinen des Tonalitkernes der Rieserferner-Gruppe. (Vergl. Erläuterungen zur geolog. Karte etc. pag. 28—33.)

Die Gailthaler Schiefer der älteren Karte und die von Lipold innerhalb derselben ausgeschiedenen Züge von „Diorit“ wurden von Teller als Zone der „Grünschiefer mit Diabas und Diabastuff“ kartirt. Dieser durch seine innige Verknüpfung mit Lagermassen von körnigen und schiefrigen Diabasen und schalsteinartigen Gebilden merkwürdige Schichtcomplex ist nach Teller älter als das Obercarbon, das auf der Schaida über dem Grünschieferzuge lagert, und aller Wahrscheinlichkeit nach ein zeitliches Aequivalent der lithologisch ganz übereinstimmend entwickelten Schichtenserie des Gebietes von Paularo in den westlichen Karnischen Alpen, in welchen Frech eine Vertretung des Culm erblickt. (Vergl. Erläuterungen etc. pag. 46—52.)

Die Gesteine des Granitdurchbruches, dessen Verbreitungsgebiet durch die vorerwähnte Neuaufnahme, insbesondere nach Ost hin eine wesentliche Erweiterung erfahren hat — die Gesammtlängserstreckung beträgt auf Grund der Specialkarte nun 43·7 km — bezeichnet Teller als Amphibolbiotitgranit. Die neueren Begehungen ergaben zugleich das interessante Resultat, dass die, wie wir oben gesehen haben, schon den älteren Autoren bekannten, porphyrisch struirten Gesteinsabänderungen und die mit ihnen stets innig verbundenen, hornblendereicheren Schlierenbildungen den Charakter einer Randbildung tragen. Um die geologischen Beziehungen dieser beiden Ausbildungsformen des granitischen Magmas auch graphisch zum Ausdrucke zu bringen, hat Teller die porphyrischen Gesteinsabänderungen unter der Bezeichnung: Porphyrische Randfacies des Granits, soweit dies bei den mangelhaften Aufschlussverhältnissen thunlich war, als besondere Gesteinszonen ausgeschieden. (Vergl. Erläuterungen etc. pag. 232—234.)

Für die tonalitischen Gesteine des Gebietes hat Teller den von Suess gegebenen Namen „Tonalitgneiss“ beibehalten. (Erläuterungen pag. 19—25).

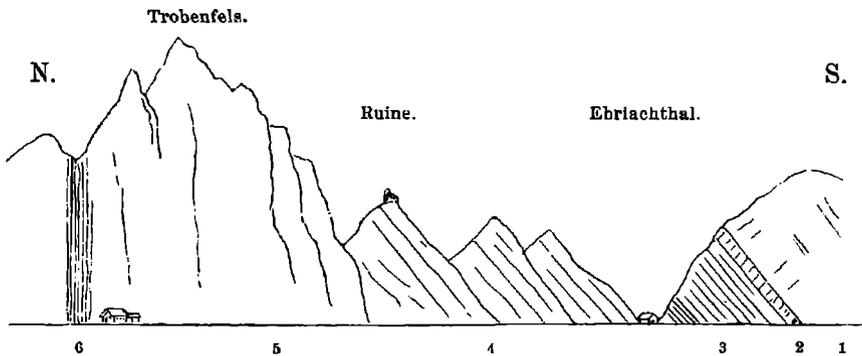
Was wir ferner Teller über den tektonischen Bau der Aufbruchzone zu verdanken haben, ist aus anderen Stellen der vorliegenden Arbeit ersichtlich.

Tektonische Uebersicht.

Betrachtet man von Eisenkappel aus den nördlichen Kamm der Karawanken, so wird man unwillkürlich an den Abfall des böhmischen Erzgebirges gegen Teplitz erinnert. So wie das Erzgebirge in mehreren steilen Absätzen zur Teplitzer Braunkohlenmulde herabkommt, so baut sich auch die südliche Abdachung des Obirmassives in Gestalt mehrerer übereinander liegender Hügel auf im Gegensatze zu der Nordseite, wo der Obir in mächtigen Wänden abstürzt.

Fig. 1.

Profil von der Trobe zum rechten Ufer der Ebriach. (Nach Suess.)



1 Grünschiefer. — 2 Rother Sandstein (Grödener Sandstein). — 3 Werfener Schiefer mit Zopfplatten. — 4 Kalk und Dolomit der unteren Trias. — 5 Erzführender Kalk. — 6 Carditaschichten.

Man beachte die überkippte Lagerung der Schichten. An der Trobe stehen die Schichten saiger und fallen, je weiter man nach S fortschreitet, immer flacher nach dieser Richtung ein. Bemerkenswerth ist der staffelförmige Abfall des N-Kammes. Südlich von der Ebriach-Mündung werden die Werfener Schiefer direct vom rothen Grödener Sandstein überlagert.

Von welch' gewaltigen tektonischen Vorgängen das Gebirge bei Eisenkappel heimgesucht worden ist, lehrt am besten das durch die Vellach aufgebrochene Profil von der Trobe (N von Kappel) zum rechten Ufer der Ebriach (Fig. 1). Suess¹⁾ hat die abnormen Lagerungsverhältnisse in diesem lehrreichen Profile erkannt. Die einzelnen Etagen der Trias, von den Werfener Schiefenr aufwärts, sind überkippt. Im Hangenden folgen immer ältere Schichten, die steil nach S einschneiden. Uns interessirt es besonders, dass die Grünschiefer ebenfalls dem überworfenen Gebiete angehören. Sie liegen über dem rothen Grödner Sandstein, der, unweit der Ebriach-

¹⁾ Suess E.: Ueber die Aequivalente des Rothliegenden in den Südalpen. Sitzb. d. kais. Ak. d. Wiss., math.-naturw. Cl., LVII. Bd., I. Abtheilung. 1868.

Mündung aufgeschlossen, von den Werfener Schiefen unterteuft wird. Sie fallen ebenfalls nach S ein und streichen von O nach W. Diese Lagerung spricht für ein hohes Alter der Grünschiefer.

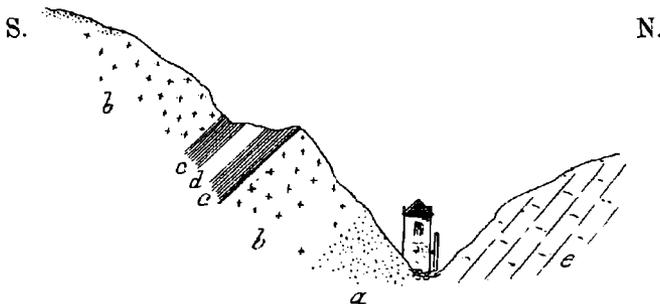
Profil im Loibniggraben.

Innerhalb des Zuges von Grünschiefern ist in der Karte an mehreren Stellen Diabas ausgeschieden, der inselartige Partien von meist geringer Ausdehnung bildet.

Bei der ersten Säge im Loibniggraben, der, unweit der Kirche Mariä Dorn in die Vellach mündend, nahezu im Streichen der Grünschiefer verläuft und auf eine kurze Strecke die Grenze zwischen diesen und dem Muschelkalk bildet, ist ein diabasähnliches Gestein

Fig. 2.

Profil im Loibniggraben. (Nördlich von Eisenkappel.)



a Gehängeschutt. — b Diabas. — c Granat-Kalksilicathornfels. — d Krystallinischer Kalk. — e Muschelkalk.

Im Diabas des südlichen (linken) Ufers ist eine Bank von geschiefertem krystallinischen Kalkstein eingelagert ($1\frac{1}{2}$ Meter mächtig), die im Liegenden ein $1\frac{1}{4}$ Meter mächtiges und im Hangenden ein $1\frac{1}{2}$ Meter mächtiges Saalband von granatführendem Kalksilicathornfels besitzt.

Welcher Formation diese als „Einschluss“ gedeutete Kalkbank angehört ist unbekannt.

aufgeschlossen. Hier bildet der Diabas lockere, leicht zerfallende Felsen, an deren Fuss sich Schutthalden von eckigen Blöcken und Brocken ausbreiten (Fig 2). Im Hangenden dieses undeutlich gefaserten Diabases liegt eine 1.25 m mächtige Lage eines lichten, an Kalksilicat-Hornfels erinnernden Gesteines, das im unmittelbaren Contact mit dem Diabas ölgrün gefärbt und sehr hart ist, aber in einer Entfernung von wenigen Centimetern grünlichgrau und weniger hart wird.

Auf dieses Gestein folgt eine 0.5 m mächtige Lage von lichtgelbgrauem krystallinischen Kalkstein. Abermals kommt eine 1.5 m mächtige Schichte des grünlichgrauen harten Gesteines, das gegen den Kalkstein scharf absetzt. Den Schluss bildet wieder der nämliche Diabas, der am Bache ansteht. Diese Einlagerungen im Diabas sind recht deutlich geschiefert, streichen O—W und fallen mässig steil nach S.

Da die petrographische Untersuchung der Diabase und Grünschiefer einer späteren Zeit vorbehalten bleibt, so möge hier in Kürze die petrographische Schilderung dieses kalksilicatähnlichen Gesteines ihren Platz finden.

Eine Probe des härteren Gesteines wurde gepulvert und mit verdünnter Salzsäure zunächst in der Kälte behandelt: Kalkspath. Mit concentrirter Salzsäure in der Eprouvette erhitzt, wurde deutlich die Abscheidung von pulveriger Kieselsäure wahrgenommen. Der krystallinische Kalkstein wird von verdünnter Salzsäure fast völlig zersetzt.

Unter dem Mikroskop zeigen Dünnschliffe des Gesteines aus der Nähe des Diabas folgendes Bild: In einer körnigen, aus Kalkspath bestehenden Zwischenmasse liegen blassgrünliche bis farblose idiomorphe Durchschnitte von Granat, und zwar Grossular (er zeigt deutlich die optische Anomalie), der im unmittelbaren Contact mit dem Diabas an Menge zunimmt. Im krystallinischen Kalkstein ist er zwar auch, aber blos in geringer Menge vorhanden.

Es fehlen alle Anhaltspunkte, um die Frage zu beantworten, woher diese kalkspathreichen Einlagerungen im Diabas stammen. Die grosse Mächtigkeit derselben (3·25 m) und die Ausbildung eines scharf markirten Saalbandes auf beiden Seiten spricht gegen die Annahme, dass wir in ihnen auf chemischem Wege aus dem Diabas hervorgegangene Gebilde zu sehen haben, die etwa analog wären den Kluffausfüllungen im Diabas von Kuchelbad bei Prag. (Diese Klüfte sind oft mehrere Decimeter mächtig und von bräunlichem Kalkspath mit grösseren ringsum ausgebildeten Quarzkrystallen erfüllt.) Ich halte die Kalksilicat- und Kalksteinbänke im Diabas des Loibniggrabens für Einschlüsse, die erst nachträglich, und zwar durch Druck geschiefert worden sind. Im Uebrigen wird wohl eine genauere Untersuchung des gewaltigen Grünschieferzuges eine richtige Deutung dieser „Einschlüsse“ ermöglichen.

Grenze zwischen Granitit und Grünschiefer.

Die Grenze zwischen dem Granitit und den Grünschiefern ist in den von S kommenden Quergräben der Ebriach aufgeschlossen. Von einer Contactmetamorphose ist an keiner Stelle etwas zu sehen. Die Grünschiefer fallen gegen den Granitit ein, ihre Berührungsfläche mit diesem ist am Grunde der zuweilen klammartigen Gräben um mehrere Meter aufwärts, also nach S gerückt, wie es dem südlichen Verflachen der Grünschiefer entspricht; sie verläuft parallel mit der Schieferung der letzteren. Rutsch- und Spiegelflächen treten an den Granititentblössungen in der Nähe der Grünschiefer öfters auf, so an der aus stark zersetztem röthlichen Granitit bestehenden Ecke am Ausgang des Leppengrabens und an einem völlig zersetzten Wandel von Randporphyr im unteren Theile dieses Grabens. Rosthorn und Canaval haben, wie bereits früher erwähnt, solche Harnische gleichfalls beobachtet.

Nahe der Grenze zwischen dem Granitit- und Grünschieferzug, aber noch innerhalb des ersteren, treten Mineralquellen auf, so die

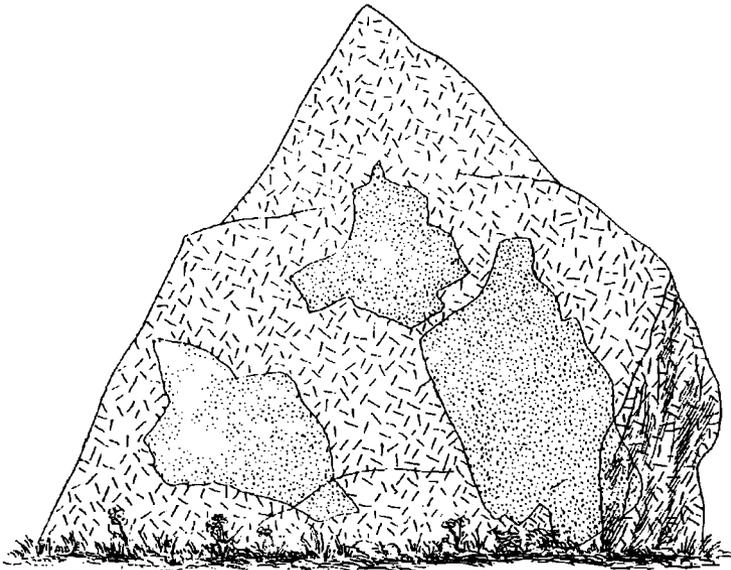
Karinthiaquellen, borhältige Kohlensäuerlinge am Ausgang des Leppengrabens und der Säuerling im Ebriachgraben.

Beziehungen zwischen Randporphyr und Granitit.

Waren zwar den älteren Forschern die eigenthümlichen Abänderungen innerhalb des Granititzuges nicht entgangen und stellte namentlich Lipold fest, dass die Gesteine dieses Zuges gleichzeitig emporgedrungen sind, so gelang doch erst Teller der Nachweis des

Fig. 3.

Block auf der südlichen Lehne des Leppengrabens. (Circa 4 Meter hoch.)



Er besteht aus Kerngranitit mit grossen eckigen Einschlüssen (fein punktiert) von Randporphyr.

Vorhandenseins von porphyrisch struirten Randzonen um das Normalgestein. Ausser den mangelhaften Aufschlüssen erschwerte noch die starke Verschlierung des Randporphyrs mit dem Kerngestein eine genaue kartographische Trennung dieser beiden Gesteinsabänderungen.

Die Beziehungen zwischen Rand und Kern liegen im unteren Leppengraben klar zu Tage. Hier kann der allmähliche Uebergang des Randporphyrs in den grobkörnigen Kerngranitit verfolgt werden; stellenweise jedoch kreuzt man mit wenigen Schritten und oft mehrmals den Randporphyr und Kerngranitit. Uebersaus schön ausgeprägt ist dieser plötzliche Wechsel des Kern- und Randgesteines an einem circa 4 m hohen Blocke (Fig. 3), der recht verborgen am linken Abhange des Leppengrabens liegt. Man gelangt zu ihm, wenn man im

Leppengraben bis zu einer kleinen Erweiterung des Thalgrundes (circa 200 Schritte hinter der dritten Säge) geht, wo ein Tisch mit Bänken eingefügt ist. Hinter diesem Tische geht man mehrere Schritte am Bache aufwärts, überschreitet den Bach dort, wo ein Viehzaun herabkommt und benutzt nun den schmalen, anfangs steilen, später sanfteren Steig, der am Abhange nach W verläuft, bis zum Beginne einer Lichtung. Auf dieser Lichtung ist der oben erwähnte Block unschwer zu finden. Die Figur gibt ihn schematisirt wieder. Sofort in die Augen springend sind grosse, über 1 m lange und 0.5 m breite, unregelmässige eckige Partien, die sich durch ihre porphyrische Structur und dunklere Färbung scharf vom lichten grobkörnigen Untergunde abheben; es sind Einschlüsse von Randporphyr im Kerngranitit. Die eckige Gestalt dieser Einschlüsse beweist zur Genüge, dass der Randporphyr in bereits erstarrtem Zustande vom Kerngranitit durchbrochen worden ist, wobei auch losgerissene Bruchstücke des Randporphyrs vom noch im Magmastadium befindlichen Granitit umhüllt worden sind.

An jenen Stellen, wo der Rand Widerstand leistete, bildeten sich Uebergänge vom Randporphyr bis zum Kerngranitit. Da die Aufschlüsse des Kerngranitits meist auf den Höhen liegen, ist die Beschaffung von frischem Materiale dieses so leicht verwitternden Gesteines recht schwierig. Vom Randporphyr dagegen erhält man sehr frische Handstücke, unter Anderem bei der dritten Säge im Leppengraben und in der Toplaschlucht.

Uebergang aus dem Leppen- in den Remscheniggraben.

Benützt man den Weg, der aus dem Leppengraben über Paul in den Remscheniggraben führt, so lässt sich der Uebergang des Randporphyrs in den Kerngranitit trotz der spärlichen Aufschlüsse und des unfrischen Gesteines deutlich erkennen. Etwa 200 m unterhalb des bewaldeten Kammes stösst man auf den Schiefergneiss, der ganz widersinnig N—S streicht. Er hält nicht lange an, denn bald kommt wieder der Granitit zum Vorschein. Die Schiefermasse unterhalb Paul dürfte eine vom Magma losgerissene Scholle sein.

Auf den feinkörnigen Granitit folgt abermals Schiefergneiss, der nach der Karte von Teller erst auf der Remschenigseite beginnt. Ueber dem Kamm, wenige Schritte hinter dem Bauernhof Paul, steht ein phyllitähnliches, feingefaltetes Gestein an, das O—W streicht und gegen N einfällt. Dieser Phyllit verliert immer mehr und mehr seinen charakteristischen Habitus, je tiefer man herabsteigt und macht endlich einem dunkleren gneissartigen Gesteine Platz, mit dem er an mehreren Stellen förmlich wechsellagert.

Am Grunde des Remscheniggrabens stellen sich Blöcke von Tonalitgneiss ein; sie stammen von dem hier scharf ausgehenden Zuge dieses Gesteines, das den Schieferzug überlagert.

Der Weg im Remscheniggraben führt in sanfter Steigung anfangs im Schieferzug, später im Tonalitgneiss, stets nahe der theils durch Vegetation, theils durch Schutthalten verdeckten Grenze zwischen diesem und der Trias der Uschova, die in öden Wänden ab-

stürzt. Die ersten Aufschlüsse von Tonalitgneiss liegen am Wege hinter St. Margarethen. Die sehr deutliche Flaserung dieses Gesteines streicht O—W und fällt nach N. An den Triaskalken ist nichts von Contactmetamorphose zu sehen.

Von der Höhe des Uschovapasses (1357 m) überblickt man sehr schön den östlichen Theil der Aufbruchzone: zwischen den kahlen Kalkbergen Petzen und Raduha ist das niedrige, aus Eruptiv- und Schiefergesteinen bestehende Waldgebirge eingelagert.

Steil senkt sich der Weg in's Miesthal, das bis Schwarzenbach ein ausgezeichnetes Längenthal bildet. Wo der von N kommende Snezenikgraben in das Miesbachthal mündet, also hart an der Grenze zwischen Schiefer und Tonalitgneiss, durchsetzt die Schiefer ein schmaler Gang von feinkörnigem Granitit.

„Beim Putz“, zwischen Koprein und Topla, ist die Stelle, wo Suess und Reyer die Einschlüsse von Schiefer im Granitit beobachtet haben. Alle Uebergänge des Schiefers zum harten compacten Hornfels sind hier vorhanden. Auch der Habitus des Granitits wechselt sowohl bezüglich der Korngrösse als auch der Menge an dunklen Bestandtheilen.

Unweit von dieser Stelle durchsetzen zwei Granititlagergänge und ein Quergang von aplitartigem Granitit den Schiefer. Bald durchschneidet der Bach die südliche Randporphyzone, die in der Toplaschlucht sehr schön aufgeschlossen ist. Hier lassen sich auch die basischen Concretionen gut studiren, die theils quarzführend, theils quarzfrei sind. Diese beiden Varietäten besitzen oft grosse Mächtigkeit. Gegen den Granitit und Randporphyr setzen sie scharf ab. Uebergänge zwischen ihnen konnten nicht aufgefunden werden.

Im mittleren Theile der Toplaschlucht grenzt der Randporphyr unmittelbar an triasische Kalke, ohne dass in diesen irgendwelche Spuren von Contactmetamorphose sichtbar sind.

Kramarcagraben.

Von Schwarzenbach, einem kleinen Bergstädtchen an der Mündung des Javoriagrabens in das Miesthal, lohnt sich der Besuch des Kramarcagrabens, der circa 4 km östlich von Schwarzenbach in den Javoriagraben mündet. Im Kramarcagraben ist der Randporphyr und der Granitit sehr gut aufgeschlossen. Es ist bemerkenswerth, dass sich diese beiden Gesteine, besonders aber der Randporphyr, im ganzen Zuge von der Schaida bis zum östlichen Ende stets gleich bleiben. Handstücke von Randporphyr aus dem Leppengraben unterscheiden sich beispielsweise gar nicht von solchen aus der Topla oder aus dem Kramarcagraben.

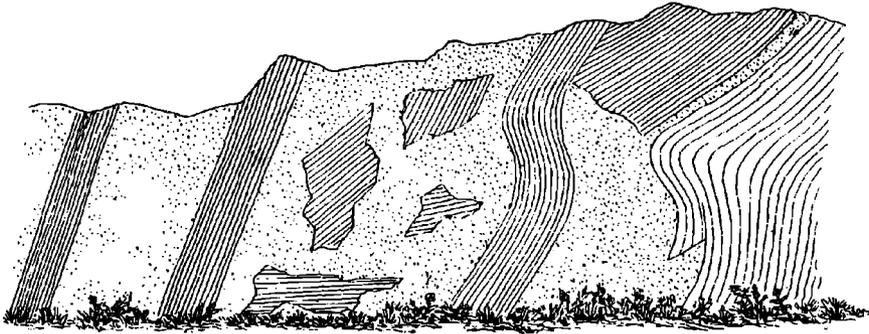
Besonders lehrreich ist in diesem Graben die Grenze zwischen dem Schiefer und dem Granitit (siehe nachstehende Fig. 4). An den eingeschlossenen Schieferscherben und -Blöcken ist die Schieferung deutlich erhalten. Sie verläuft in der in der Figur angegebenen Richtung. Diese Schieferung muss also bereits vor der Intrusion des Granitits bestanden haben.

Die Grenze zwischen dem Schiefer und dem Tonalitgneiss ist ganz verwachsen. Die Aufschlüsse sind sehr schlecht, der Tonalitgneiss auf weite Strecken hin zu Grus verwittert. Die grösseren basischen Concretionen im Tonalitgneiss sind weniger verwittert und verrathen auf den ersten Blick die nachträgliche Quetschung und Streckung. Sie sind flachlinsenförmig zusammengepresst, ihre längere Axe liegt im Streichen der Flaserung.

Beim Gasthause „zur Taube“ (in der Karte „beim Graber“) ist der Tonalitgneiss an mehreren Stellen aufgeschlossen und zum Theil noch recht frisch. Die Flaserung streicht O—W und fällt meist nach N ein. Die Grenze zwischen dem Tonalitgneiss und den Andesiten des Smrekoutz ist verwachsen.

Fig. 4.

Aufschluss im unteren Kramarcgraben.



Im Schiefer (Schieferhornfels) stecken Lagergänge von lichtem Ganggranitit. In dem Granititeig eingebettet liegen grosse eckige Stücke von Schieferhornfels. Die Schieferung verläuft in der durch die Schraffen angegebene Richtung.

Breite des Aufschlusses: ca. 15 Schritte. Aufschlusshöhe: 2·5 Meter.

Fruchtschiefer.

Beim Keapp, einem Bauerngehöfte am Uebergange von St. Veit (1 Meile östlich von Schwarzenbach) nach Schönstein, steht ein Fruchtschiefer (vgl. Teller, Erläuterungen zur geologischen Karte etc. 1896) an, der, mikroskopisch untersucht, als Contactschiefer erkannt wurde. Er gehört dem Contact zwischen Granitit und Schiefer an. Diesem etwas zersetzten Contactschiefer in der mikroskopischen Structur und Zusammensetzung sehr ähnlich ist ein röthlicher Hornfels von der Schaida, 1 Meile westlich von Eisenkappel. Er fand sich als Lesestein auf einer sumpfigen Wiese in cote 780 m, also an einer Stelle, wo nach der Karte der Schieferzug nach W zu bereits nicht mehr zu Tage tritt. Dieser Hornfels hat eine überaus grosse Aehnlichkeit mit dem von Pelikan¹⁾ beschriebenen Cordierithornfels vom M. Doja (Ré di Castello).

¹⁾ Pelikan A.: Ein neues Cordieritgestein vom M. Doja in der Adamello-gruppe. Tscherm. miner. u. petrogr. Mitth. XII. Bd. Wien 1891.

Die tektonischen Verhältnisse der Aufbruchszone sind von Teller in den „Erläuterungen zu der Karte der Ostkarawanken etc.“ klar zum Ausdruck gebracht. Teller fasst den Granititzug als das jüngste Glied innerhalb der eruptiven Gesteinsreihe auf¹⁾. Die mikroskopische Untersuchung liess keinen anderen Schluss zu, da der Granitit fast völlig frei ist von Kataklasstructur, während der Tonalitgneiss dieses Phänomen in deutlichster Weise zeigt. Auch die Grünschiefer mit ihren Diabaseinlagerungen sind vom Gebirgsdruck merklich beeinflusst. Eine genaue Altersbestimmung der Eruptionsfolge war nicht durchführbar wegen Mangel von Contacterscheinungen an den ihrem Alter nach sicher bestimmten Sedimenten. Der Contact zwischen den Grünschiefern, Granitit und den triassischen Schichtengliedern einerseits und dem Tonalitgneiss und den an ihn grenzenden Sedimenten andererseits verläuft stets längs vorhandener Störungslinien, Ueberschiebungslinien nach den Untersuchungen Teller's. Bloss vom Granitit ist so viel sicher, dass er jünger ist als der Schieferzug und der Tonalitgneiss, ferner wahrscheinlich jünger als die Sedimente der Trias. Wie sich der Tonalitgneiss tektonisch zum Schieferzug verhält, dafür hat Teller die Lösung gefunden, dass er ihn als die Schieferhülle des aus mehreren lakkolithischen Kernen zusammengeschweissten Tonalitziuges auffasst. Teller stützt seine Ansicht auf die Existenz einer Schieferscholle im Tonalitgneiss (beim Najaunik SSO von Schwarzenbach) und auf den Umstand, dass der Schieferzug auch im S (SO von Plesivec, dort, wo der Tonalit unter die oligocänen Ablagerungen der Bucht von Windischgraz hinabtaucht), wenn auch räumlich sehr wenig ausgedehnt, zu Tage tritt. Die Schieferscholle fasst Teller als Fragment (vgl. F. Löwl²⁾, Der Granatspitzkern, p. 629) der alten Schieferkuppel auf. Der Mangel an Contacterscheinungen wird den gewaltigen Ueberschiebungen zugeschrieben, von denen sowohl der Tonalitgneiss als auch der Schieferzug betroffen wurde. Auffallend ist der gänzliche Mangel von Intrusionen des Tonalitgneisses in die Hüllschiefer. Die erste Veränderung hätten nach Teller die ursprünglichen Sedimente des Schieferzuges durch Berührung mit dem Tonalitmagma erlitten. Dem Contact mit dem Granitit gehören beispielsweise die Fruchtschiefer an.

Die Zeit, in der das Granititmagma eruptiv wurde, verlege ich an das Ende jenes grossartigen Ueberschiebungsprocesses, von dem namentlich der westlich vom Wistrabruch liegende Abschnitt der Aufbruchszone heimgesucht worden ist, und es ist ganz leicht möglich, dass die Eruption des Granitits eine Folge dieser Ueberschiebung war und dem Aufreissen einer tiefen, peripher verlaufenden Spalte ihre Entstehung verdankt.

Merkwürdig ist, dass der Schieferzug auf der Nordseite des Granitits völlig fehlt. Doch fand ich im Leppengraben grosse Schiefereinschlüsse im Randporphyr und möchte daher annehmen, dass der Schieferzug nördlich vom Granitit zwar vorhanden war, aber mit

¹⁾ Vergl. auch meinen Vortragsbericht in den Verh. d. k. k. geol. R.-A. Sitzung vom 18. Februar 1896.

²⁾ Löwl F.: Der Granatspitzkern. Jahrb. d. geol. R.-A. Bd. 45. Wien 1895.

einem Theil der Randzone und den Grünschiefern zur Tiefe gesunken ist. Ich stütze mich dabei auf das zahlreiche Vorkommen von Har- nischen am Nordrande des Granitits und das Auftreten von Mineral- quellen in der Nähe dieser unbestreitbaren Störungslinie.

Petrographischer Theil.

Ia. Tonalitgneiss.

Makroskopische Merkmale.

Becke ¹⁾ hebt in den „Petrographischen Studien am Tonalit der Rieserferner“ die „auffallende Gleichmässigkeit des Rieserferner- tonalits in seinen centralen Partien“ hervor. Aehnliches gilt auch für den südkärntnerischen Tonalitgneiss, jedoch mit dem Unterschiede, dass an ihm weder eine Randzone ausgebildet ist, wie sie in den Rieserfernern den Kerntonalit umgibt, noch andere auffällige Ab- änderungen des Gesteins zu beobachten sind. Der Tonalitgneiss bleibt sich in seiner ganzen Länge und Mächtigkeit gleich. Sowohl mit freiem Auge als auch u. d. M. ist kein Wechsel in seiner Beschaffenheit wahrzunehmen. Basische Concretionen und aplitische Adern bringen hie und da eine Abwechslung in das einförmige Gestein. Wir sind zu der Annahme berechtigt, dass das Tonalitmagma ein- heitlich erstarrt ist.

Makroskopisch hat der Tonalitgneiss grosse Aehnlichkeit mit dem Kerngestein der Rieserferner, ist aber gröber im Korn und kommt so den Adamello-Tonaliten näher. Charakteristisch für ihn sind die grossen, oft bis zu 2 cm langen und 1 cm dicken Säulen von Hornblende, die in gleicher Grösse in den Rieserfernern nicht vor- kommen, wohl aber in manchen Tonaliten des Adamello häufig sind.

Die Flaserung ist am Tonalitgneiss allenthalben sichtbar, un- gefaserte Stücke sind mir von keiner Localität bekannt. Salomon ²⁾ hat statt des Ausdruckes „Tonalitgneiss“ die Benennung „gneiss- artiger Tonalit“ vorgeschlagen, die wohl präziser, aber länger ist, und ausserdem ist die von Suess ³⁾ eingeführte Bezeichnung „Tonalit- gneiss“ vollkommen unzweideutig.

Löwl macht in seiner Arbeit „Der Granatspitzkern“ ⁴⁾, p. 617 einen sehr beherzigenswerthen Vorschlag über die Anwendung des Begriffes „Gneiss“, indem er unter Anderem empfiehlt, den Ausdruck „Gneiss“ bloss für ein feldspathhaltiges Sediment zu verwenden und

¹⁾ Becke F.: Petrographische Studien am Tonalit der Rieserferner. Tscherm. min. u. petrogr. Mitth. XIII. Bd. Wien 1893.

²⁾ Salomon W.: Neue Beobachtungen aus den Gebieten der Cima d'Asta und des Mte. Adamello. Tscherm. min. u. petrogr. Mitth. XII. Bd. Wien 1891.

³⁾ Suess E.: Ueber die Aequivalente des Rothliegenden in den Südalpen. Sitzb. d. kais. Ak. d. Wiss., math.-naturw. Cl., LVII. Bd., I. Abtheilung. 1868.

⁴⁾ Löwl F.: Der Granatspitzkern. Jahrb. d. geol. R.-A. Bd. 45. Wien 1895.

gequetschte Eruptivgesteine mit gneissartigem Habitus mit ihrem wirklichen Namen und Vorhersetzung des Wörtchens „Flaser“ zu benennen. So benennt er das gneissartige Gestein des Granatspitzmassivs „Flasergranit“. Wenn sich der Name Tonalitgneiss nicht so eingebürgert hätte, würde ich gewiss zuerst „Flasertonalit“ schreiben und die Hüllschiefer des Tonalitzuges ruhig „Gneiss“ nennen.

Die Flaserung und die unebene Spiegelung der Biotitschuppen und Hornblendesäulen verrathen schon äusserlich die stattgehabte Pressung, welcher der Tonalitgneiss ausgesetzt war.

Der Biotit zeigt nur selten und unvollkommen auf den Spaltflächen die regelmässige sechsseitige Form, die dem Biotit des Rieserferntonalits zukommt, und tritt nie säulenförmig auf. Es ist sehr wahrscheinlich, dass die ursprünglich idiomorphe Gestalt des Biotits durch die stattgefundene Pressung verwischt worden ist.

Bereits mit freiem Auge gewahrt man in den Bruchflächen der Hornblendesäulen und auch in den Biotitschuppen kleine weisse Körner; es sind Plagioklaseinschlüsse. Ueberaus häufig liegen solche Plagioklaskörnchen gleichsam in einem weitmaschigen Netzwerk von Aggregaten überaus zarter Biotitschüppchen. Dazwischen blitzen vielfach die grösseren Biotitschuppen auf. Die mikroskopische Untersuchung lehrte, wie weiter unter gezeigt werden wird, dass zwischen den echten Einschlüssen von Plagioklas und seinem einschliessartigen Auftreten zwischen dünnen Biotitaggregaten ein wesentlicher Unterschied besteht.

An dem farblosen oder weissen, aus Quarz und Plagioklas bestehenden Rest ist äusserlich wenig Wesentliches bemerkbar.

Bei beginnender Verwitterung wird der Tonalitgneiss durch Oxydation des FeO der Bisilicate gelblich, später bräunlich. Die Bildung von Tonalitgruss, in dem hie und da noch weniger verwitterte, abgerundete Blöcke liegen, bezeichnet die letzte Verwitterungsphase.

Mikroskopische Physiographie.

Structur.

Die mikroskopische Musterung der Dünnschliffe enthüllt uns ein zwar schon oft gesehenes und genau beschriebenes, aber stets fesselndes Structurbild. Als ob der Satz sich auch hier bewahrheitet, dass Alles in der Natur vergänglich ist, so erweckt dieses Bild den Anschein, als habe die Natur begonnen, ihr eigenes Werk wieder zu zerstören, zu zertrümmern. Die gigantischen und doch so allmähig wirkenden Kräfte, die ein Massengestein schon äusserlich erkennbar beeinflussen und die verschiedensten durch einseitige Pressung bedingten Phänomene hervorbringen, sind an den Mineralen des Tonalitgneisses mit Hinterlassung einer deutlichen Spur vorübergegangen.

Die Hornblendesäulen sind geknickt, ihre Spaltrisse verworfen, die Biotitschuppen gebogen und gefältelt, die spröderen Plagioklase (vgl. Taf. V [I], Fig. 1, 2, 3 u. 4) und Quarze zerbrochen und wieder verkittet, kurz, es ist in jedem Schliffe die ausgesprochene *Katklas-*

structur vorhanden. Törnebohm's¹⁾ Mörtelstructur ist vielfach zu beobachten.

Im Allgemeinen ist die Structur des Tonalitgneiss die holokrystallin-hypidiomorphkörnige im Sinne von Rosenbusch.

Durch die Flaserung ist die Structur zwar ein wenig verwischt, aber immerhin noch sehr deutlich erhalten.

Die Zahl der mikroskopischen Methoden zur Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale hat sich in den letzten Jahren bedeutend vermehrt. Durch Einführung neuer und Verbesserung älterer Apparate ist man heute im Stande, optische Bestimmungen u. d. M. zu erzielen, die an Genauigkeit wenig zu wünschen übrig lassen.

Das ersehnte Ziel, die einzelnen Glieder aller isomorphen Mischungsreihen, soweit diese in der Petrographie eine Rolle spielen, zu bestimmen, ist noch lange nicht erreicht. Man kennt bis jetzt bloß eine einzige Reihe von isomorphen Gliedern so genau, dass man sofort und unzweideutig aus dem optischen Verhalten die chemische Constitution quantitativ feststellen kann. Es ist dies die Gruppe der Plagioklase. Schuster²⁾ hat gezeigt, wie sich mit der Aenderung in der chemischen Zusammensetzung der einzelnen Plagioklasmischungen auch das optische Verhalten gesetzmässig ändert. Fouqué³⁾, M. Levy⁴⁾, Becke⁵⁾ und Fedorow⁶⁾ haben die Untersuchungen fortgesetzt und neue Methoden ersonnen, die alle zum Ziele geführt haben. Man kann ruhig sagen, dass es in einem Dünnschliffe eines an Plagioklas reichen Gesteins sicher keine Stelle gibt, an der nicht mit Hilfe dieser oder jener Methode eine exacte Bestimmung des vorliegenden Plagioklases möglich ist, vorausgesetzt, dass die Dimensionen nicht unter eine gewisse Grösse herabgehen. Die einzelnen Gemengtheile des Tonalitgneiss werden nach Becke's⁷⁾ Reihenfolge (nach dem Mengenverhältnisse) besprochen.

¹⁾ Rosenbusch H.: Mikroskopische Physiographie etc. 3. Aufl. (2. Bd.), pag. 80.

²⁾ Schuster M.: Ueber die optische Orientirung der Plagioklase. Tscherm. min. u. petrogr. Mitth. Wien 1881.

³⁾ Fouqué F.: Contribution a l'étude des Feldspaths des Roches Volcaniques. Paris 1894.

⁴⁾ Michcl-Lévy: Etude sur la Détermination des Feldspathes. I. H. Paris 1896.

— Dasselbe. II. H. Paris 1896.

⁵⁾ Becke F.: Unterscheidung von Quarz und Feldspathen mittels Färbung. Tscherm. min. u. petrogr. Mitth. XII. Bd. Wien 1891.

— Petrographische Studien am Tonalit der Rieserferner. Tscherm. min. u. petrogr. Mitth. XIII. Bd. Wien 1893.

Ueber die Bestimmbarkeit der Gesteinsgemengtheile, besonders der Plagioklase, auf Grund ihres Lichtbrechungsvermögens. Sitzb. d. kais. Akad. d. Wiss., math.-naturw. Classe, CII. Bd., I. Abth. Wien 1893.

— Messung von Axenbildern mit dem Mikroskop. Tscherm. min. u. petrogr. Mitth. XIV. Bd., 6 H. Notiz.

⁶⁾ Fedorow E. v.: Die zu den optischen Axen normalen Schnitte der Plagioklase. Z. f. Kryst., 25. Bd. 1895.

⁷⁾ Becke F.: Petrographische Studien am Tonalit der Rieserferner. Tscherm. min. u. petrogr. Mitth. XIII. Bd. 1893.

Plagioklas.

Der Plagioklas fällt bereits makroskopisch durch seine schnee-weiße Farbe und den Glanz auf den Spaltflächen auf. U. d. M. bemerkt man sowohl in Schnitten parallel M (Taf. V [I], Fig. 1 u. 2) als auch in solchen aus der Prismenzone die deutliche Zonarstruktur, die in der Nähe des Randes verschwindet. Nach Aussen ist die Grenze der Plagioklasindividuen ganz unregelmässig. Der Plagioklas ist also eine Zeit lang idiomorph gewachsen, seine Gestalt ging verloren, als er mit anderen noch auskristallisirenden oder schon fertigen Gemengtheilen zusammentraf. Tritt Plagioklas in der Form von Einschlüssen (als alte Ausscheidung) in der Hornblende und im Biotit auf, so ist seine idiomorphe Gestalt erhalten. Gleiches beobachtete Becke am Tonalit der Rieserferner. Diese Einschlüsse besitzen stets eine geringe Grösse.

Aus dem Verlauf der Zonenlinien (vgl. Taf. V [I], Fig. 1 u. 2) konnten die Tracen von P , x , y und l (t) sichergestellt werden.

Zwillingsbildungen nach dem Albit-, Karlsbader- und Periklin-gesetz sind allgemein verbreitet.

Nie sind die Plagioklase vollkommen frisch; trübweisse Neubildungen erfüllen das Innere. Namentlich die basischen Zonen unterlagen rasch der Verwitterung.

Auch am äusseren Rande, besonders wenn dieser an Quarz grenzt, ist fast stets ein feiner angewitterter Saum vorhanden. Dadurch wurde die Bestimmung der Plagioklase mittelst der Lichtbrechungsunterschiede gegenüber dem Quarz¹⁾ sehr erschwert.

Die Plagioklase des Tonalitgneisses bekunden in ihrer Form und in ihrem Aufbau die ausserordentliche Aehnlichkeit mit den Plagioklasen des Rieserferner-Tonalit. Die Eintheilung in schwammiges Kerngerüst, Füllsubstanz und äussere Hülle, wie sie Becke²⁾ aufgestellt hat, gilt auch hier. Basische Wiederholungen der Zonen, abwechselnde Schichten basischer und saurer Mischungen sind recht verbreitet.

In Schnitten nach M ist die optische Untersuchung des Kernes im convergenten Lichte oft nur mittelst des Czapski'schen Oculars möglich, so lückenhaft erscheint das Innerste der Individuen. Die Schliffbilder Fig. 1 und 2 der Taf. V [I], sowie die Figuren 1 und 2 der Taf. VI [II] zeigen diesen Bau.

An der Hand der Skizze eines Plagioklasdurchschnittes wenig schief zu M soll der Aufbau desselben, wie er sich zwischen gekreuzten Nicols enthüllt, erläutert werden (Fig. 5). Das Kerngerüst (1) ist weiss gehalten. Man bemerkt die unregelmässigen Umrisse. Die punktirten Stellen versinnlichen die verwitterten Partien, die theils ebenfalls unregelmässig sind, theils den Zonen parallel verlaufen. Im Kerngerüst ist ein schraffirter, der Füllsubstanz (2) angehöriger Fleck

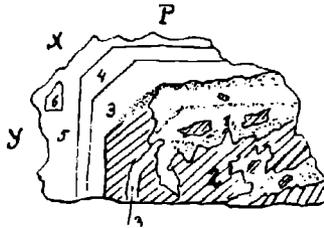
¹⁾ Becke F.: Ueber die Bestimmbarkeit der Gesteinsgemengtheile, besonders der Plagioklase, auf Grund ihres Lichtbrechungsvermögens. Sitzb. d. kais. Akad. d. Wiss., math.-naturw. Classe, CII. Bd., I. Abth. Wien 1893.

²⁾ Becke F.: Petrographische Studien am Tonalit der Rieserferner. Tscherm. min. u. petrogr. Mitth. XIII. Bd. 1893.

eingezeichnet. Auch diese Füllsubstanz ist zuweilen inhomogen, wie das partienweise unregelmässige Auslöschchen in ihrem Innern lehrt. Es folgt die deutlich zonar struirte innere Hülle (3 und 4). Die äusserste Hülle (5) ist frei von gut ausgeprägter Zonarstructur, jedoch verräth die beim Drehen des Präparates mit den Krystallmrisen parallel wandernde Auslöschungsschiefe ihr Vorhandensein. Das Schliffbild Taf. V [I], Fig. 1 zeigt die Inhomogenität in den centralen Partien zweier Plagioklase. Vortrefflich sind Durchschnitte solcher Plagioklase wiedergegeben in M. Levy's „Etude sur la Determ. d. F. etc.“, II. Heft.

Die Dispersion der Auslöschungsschiefen ist gut zu beobachten. Becke's Worte: „Stellt man die Füllsubstanz oder die innersten Hüllen eines der complicirten Plagioklasdurchschnitte $\perp (010)$ auf Dunkel

Fig. 5.
Plagioklas-Durchschnitt (010).



Zonarer Aufbau eines Plagioklas (schief zu M).

1. Schwammiges Kerngerüst z. Th. verwittert.
2. Füllsubstanz $\perp c$.
3. und 4. Innere Hüllen.
5. (6.) Aeussere Hüllen.

Die feinpunktirten Stellen sind verwitterte Particn.

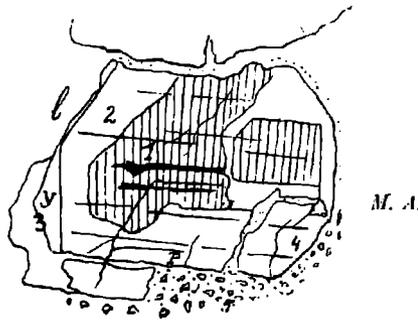
ein, so erscheint das Kerngerüst gelblich, die äussere Hülle bläulich-weiss“, treffen bezüglich der Plagioklase des Tonalitgneiss völlig zu; in dem Durchschnitte (Fig. 5) tritt die Erscheinung der Bisectricendispersion ein, wenn die mit 2 bezeichnete Partie (Füllsubstanz) auf Dunkel eingestellt wird.

Untersucht man diesen Durchschnitt mit dem Czapski-Ocular im convergenten Lichte, so findet man bald eine Stelle, auf der die Mittellinie c (positive Bisectrix) normal austritt. Es ist die Partie 2, also die Füllsubstanz. Die Auslöschungsschiefe für 2 beträgt $Pa = -31^\circ$. Mit Hilfe der Projection in M. Levy's „Etude etc.“, I. Heft, Tafel VI, lässt sich sofort ermitteln, dass ein Labrador von der Zusammensetzung $Ab_2 An_3$ vorliegt. Auch die Curve „Section perpend à ng “, Tafel X (Etude etc., II. H.) führt zu dem Resultat, dass die Füllsubstanz ein Labrador von circa 60% Anorthit ($= Ab_2 An_3$) ist.

Die Zusammensetzung des Kerngerüstes (1), $Pa = -44^\circ$ bis -45° , ermittelt man rasch und mit ziemlicher Genauigkeit, wenn man auf Millimeterpapier die Procentzahlen als Abscissen, die Auslöschungswinkel als Ordinaten aufträgt. Man bestimmt zunächst die

Auslöschungsschiefen der vorhandenen Zonen. Auf Tafel VI (Etude etc., I. Heft) liegt der Pol der Mittellinie c im 36 Meridian und im 25. Breitengrad. Man sieht nun nach, was für eine Auslöschung an dieser Stelle z. B. dem Labrador $Ab_1 An_1$ (50% An.) Tafel V und dem Anorthit (100% An.) Tafel VII entspricht. Man erhält die Zahlen -20° und -57° , die als Ordinaten über den entsprechenden Prozentzahlen aufgetragen werden; desgleichen wird die Auslöschungsschiefe von -31° , die den Labrador $Ab_2 An_2$ in einem Schnitte senkrecht c charakterisirt, als Ordinate eingezeichnet. Durch diese drei Punkte wird eine Curve gelegt. Wo die Curve die Ordinate 45° (Kerngerüst Pa) schneidet, liegt auf der Abscissenaxe der Punkt „80% Anorthit“.

Fig. 6.
Tonalitgneiss, Wistra.



Zonarer Aufbau von Plagioklas.

1. Kerngerüst.
2. Füllsubstanz.
3. und 4. Hüllen.
5. Mikroklin und „Mörtelstructur“.

Der Mikroklin (punktirt) bildet in der „Hülle“ eine „Ader“ *M. A.* im Sinne Becke's. Oben erscheint der Plagioklas zersprungen; die entstandene Kluft wurde von Mikroklin ausgefüllt.

Die zwei dunklen Streifen im Kerngerüst bestehen aus Epidot.

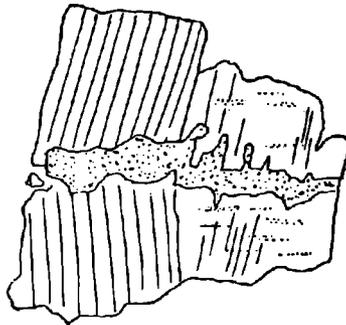
Das Kerngerüst wird also gebildet von einem Bytownit $Ab_1 An_1$. So ergeben sich aus dieser Curve für die verschiedenen Auslöschungsschiefen im Durchschnitte (Fig. 6) folgende Plagioklasmischungen¹⁾:

¹⁾ In Hintze, „Handbuch der Mineralogie“, p. 1443, finden sich Angaben über die von Joly im Jahre 1891 publicirten Schmelzpunkte der Feldspathe. Bezüglich der Plagioklase wurden folgende Schmelzpunkte festgestellt: Albit $1175^\circ C.$, Oligoklas $1220^\circ C.$, Labradorit $1250^\circ C.$ Diese Zahlen sprechen eine deutliche Sprache; denn mit wenigen Ausnahmen trifft man in den zonar struirten Plagioklassen der Eruptiv- und Ergussgesteine stets im Kern die basischeste Mischung an, in den Randpartien nach aussen zu immer saurere. Zuerst schieden sich aus dem Magma die am schwersten schmelzbaren Feldspathe aus, später die leichter schmelzbaren Mischungen. Den niedrigsten Schmelzpunkt besitzt der Sanidin mit $1140^\circ C.$, Adular und Mikroklin schmelzen bei $1175^\circ C.$; die natronhaltigen Kalifeldspathe schmelzen also leichter als die natronfreien, wie es der Regel für die Schmelzpunkte von Gemischen entspricht.

1. Kerngerüst $Pa - 45^\circ$ $80\%_0$ An. $Ab_1 An_4$ (angenähert) Bytownit.
2. Füllsubstanz $Pa - 31^\circ$ $60\%_0$ An. $Ab_2 An_3$ Labrador.
3. u. 4. Innere Hülle $\left\{ \begin{array}{l} Pa - 26^\circ \\ Pa - 21^\circ \end{array} \right. \left. \begin{array}{l} 56\% \text{ An. } Ab_3 An_4 \\ 50\% \text{ An. } Ab_1 An_1 \end{array} \right\}$ Labrador.
5. u. 6. Aeussere Hülle $\left\{ \begin{array}{l} Pa - 16^\circ \\ Pa - 8^\circ \\ Pa - 2^\circ \text{ bis } 0^\circ \end{array} \right. \left. \begin{array}{l} 45\% \text{ An. } Ab_4 An_3 \\ 37\% \text{ An. } Ab_5 An_3 \\ 25\% \text{ An. } Ab_3 An_1 \end{array} \right\}$ Andesin.
Oligoklas.

Die hier beschriebene Curve gilt natürlich blos für den einen Fall, dass die Mittellinie c an der Stelle des Durchschnittes normal austritt, die der Mischung $Ab_2 An_3$ entspricht.

Fig. 7.
Tonalitgneiss, Wistra.



Geborstener und verworfener Plagioklas.

Die breiten Schraffen versinnlichen die Albit-Lamellen. Die Kluft zwischen den beiden aus ihrem Zusammenhange gebrachten Stücken des Plagioklas ist von neugebildetem (wohl aus Biotit und Plagioklas hervorgegangenem Epidot (punktirt) ausgefüllt.

An einem Durchschnitte, der parallel M getroffen ist, wurden folgende Auslöschungsschiefen Pa gemessen:

Kern	$Pa - 27^\circ$	$Ab_1 An_2$	}	Labrador.
Innere Hülle	$Pa - 22^\circ$	$Ab_3 An_4$		
	$Pa - 16^\circ$	$Ab_1 An_1$		
Aeussere Hülle	$Pa - 7^\circ$	$Ab_3 An_2$		
	$Pa - 3^\circ$	$Ab_2 An_1 - Ab_3 An_2$		
Aeusserster, nur an zwei kleinen Stellen ausgebildeter Rand	$Pa + 6^\circ$	$Ab_3 An_1$		

Bisweilen finden wir in den Durchschnitten Adern eines schwächer lichtbrechenden Plagioklases, der mit seinem Wirth parallel orientirt ist und aus einem sauren Oligoklas besteht. Die Adern dürfen nicht verwechselt werden mit den Klüften, die so überaus häufig die Plagioklasdurchschnitte durchziehen und von Quarz, Mikroklin (vgl. das Schlibbild Taf. V [I], Fig. 3), Biotit, Chlorit, Epidot (Fig. 7) oder Biotit ausgefüllt sind. Diese Kluftausfüllungen sind der

Kitt zerborstener Plagioklase, wobei die einzelnen Bruchstücke ihre gegenseitige Orientirung verloren haben. Treten dagegen echte Adern auf, so geht die einheitliche Orientirung des Plagioklas-Individuums nicht verloren. (Vgl. die echte Mikroklinader *M. A.* in Fig. 6.)

Durchschnitte, die senkrecht zur Albit-Zwillingssebene getroffen sind und gleichzeitig das Karlsbader Zwillingsgesetz ausgebildet haben, sind zur Bestimmung der Plagioklasart überaus tauglich. (Methode von *M. Levy*, *Etude etc.*, I. Heft.)

Die Messung der correspondirenden Auslöschungsschiefen an solchen Doppelzwillingen ergab für den Kern gleichfalls basischen bis normalen Labrador $Ab_2 An_3$ — $Ab_1 An_1$. Das Kerngerüst war nie in frischem Zustande erhalten und fehlte in manchen Durchschnitten, wenn diese mehr die Randpartien von Plagioklasen getroffen hatten. Für die Aussenzone ergab sich Andesin (ungefähr $Ab_5 An_2$) und basischer Oligoklas ($Ab_3 An_1$).

Folgendes sind die Belege einiger Messungen. (Zum Vergleiche diene die Fig. 2 in *M. Levy's Etude etc.*, I. Heft, p. 32.)

1. Durchschnitt: Die Albitlamellen sind gleichmässig erhellet, wenn die Trace von *M* einem Nikolhauptschnitte parallel liegt. In der ε -Stellung („45°-Stellung“) verschwinden die Albitlamellen. Das Individuum 1 und 1' besitzt höhere Interferenzfarben, aber eine kleinere Auslöschungsschiefe als 2 und 2', das dazugehörige Karlsbader Individuum.

Der Durchschnitt gehört somit der Rückseite des Doppelzwillings an.

	Steigende Interf.-Farben		Fallende Interf.-Farben	
Kern	{ 1 — 5°	2	+ 12°	} $Ab_1 An_1$ Labrador
	{ 1' + ?	2'	— ?	
Hülle	{ 1 — 1°	2	+ 6°	} $Ab_5 An_3$ Andesin
	{ 1' + ?	2'	— ?	

Die den Individuen 1' und 2' entsprechenden Lamellen waren so schmal, dass ihre Einstellung auf Dunkel sehr unsicher war.

2. Durchschnitt:

	Fallende Interf.-Farben		Steigende Interf.-Farben	
Kern	{ 1 — 20°	2	— 1/2°	} $Ab_1 An_1$ Labrador.
	{ 1' + 19°	2'	— 3°	
Aeusserste Hülle	1 0°	2	2°	$Ab_8 An_1$ Oligoklas.

Mittelst Anwendung der von *Becke*¹⁾ construirten Zeichenvorrichtung (Camera lucida und drehbarer, in Grade getheilte Zeichentisch) ist in Durchschnitten, in denen die Mittellinie *c* und eine Axe austritt, die Bestimmung des Axenwinkels 2 *V* sehr erleichtert. Am

¹⁾ *Becke* F.: Messung von Axenbildern mit dem Mikroskop. *Tscherm. min. u. petrogr. Mitth.* XIV. Bd., 6. H. Notiz.

— Die Gesteine der Columbretes. *Tscherm. min. u. petrogr. Mitth.* Band XVI, p. 155—179 und p. 308—336. Wien 1896.

günstigsten sind die Resultate der Messungen, wenn c höchstens um 10° von der Axe des Instrumentes abweicht. Tritt c unter einem erheblich grösseren Winkel als 10° vom Centrum des Gesichtsfeldes aus, so werden die Resultate ungenau: man findet den Winkel $2V$ dann stets zu hoch.

Diese Methode hat auch den Vortheil, dass die verschiedene Lage der Axenebene in den einzelnen Zonen ermittelt werden kann.

An einem zonar gebauten Schnitte, der wenig schief zu M getroffen war, ergaben sich folgende Werthe für $2V$:

$$\begin{aligned} \text{Kern } (K) &= 77^\circ \\ \text{Füllsubstanz } (F) &= 76^\circ \end{aligned}$$

Die Axenebenen von K und F sind unter einem Winkel von ca. 17° gegeneinander gedreht. Nach Fouqueé¹⁾ charakterisiren die gemessenen Winkel einen Labrador zwischen $Ab_3 An_4$ und $Ab_1 An_2$, kommen aber auch am Albit vor, von dem wir indessen hier ruhig absehen können.

Die kleinen idiomorphen Plagioklase, die als Einschlüsse in der Hornblende und im Biotit auftreten, sind stets basisch, wie die grosse auf Labrador oder gar Bytownit weisende Auslöschungsschiefe in Schnitten parallel M zeigt.

Die Methode der Lichtbrechung²⁾ kam wegen der vorhandenen Trübung der Grenzcontouren zwischen Plagioklas und Quarz wenig zur Anwendung. Sehr brauchbar erwies sie sich für die Erkennung des Mikroklin und bei der Bestimmung der Plagioklasart in den Mikropegmatit-Zapfen, wo die Grenze zwischen den Quarzstängelchen und dem Plagioklas stets frisch ist.

Parallelstellung:

1. $\omega < \alpha'$; $\varepsilon < \gamma$
2. $\omega = \alpha'$

Kreuzstellung:

1. $\omega < \gamma'$; $\varepsilon = \alpha'$
2. $\omega < \gamma'$

1 weist auf Andesin von der Zusammensetzung $Ab_3 An_2$, 2 auf einen Oligoklas von der Zusammensetzung $Ab_3 An_1 - Ab_2 An_1$.

Die Färbemethode³⁾ mittelst Baumwollblau wurde benützt, um einen Ueberblick der farblosen Gemengtheile zu erhalten. Die überwiegende Menge von Plagioklas konnte auf diese Weise festgestellt werden. Innerhalb der einzelnen Plagioklasdurchschnitte selbst treten bei behutsamer Aetzung und nachträglicher Färbung die basischen,

¹⁾ Fouqueé F.: Contribution a l'étude des Feldspaths des Roches Volcaniques. Paris 1894.

²⁾ Becke F.: Ueber die Bestimmbarkeit der Gesteinsgemengtheile, besonders der Plagioklase, auf Grund ihres Lichtbrechungsvermögens. Sitzb. d. kais. Akad. d. Wiss., math.-naturw. Classe, CII. Bd., I. Abth. Wien 1893.

³⁾ Becke F.: Unterscheidung von Quarz und Feldspathen mittelst Färbung. Tscherm. min. u. petrogr. Mitth. XII. Bd. Wien 1891.

intensiver gefärbten Partien gegenüber den sauren, weniger angegriffenen überaus anschaulich hervor.

Fassen wir die hier mitgetheilten Beobachtungen zusammen, so ergibt sich Folgendes: Bereits in die ersten Erstarrungsphasen des Magmas fallen die Anfänge der Plagioklasbildung, noch bevor die Hornblende und der Biotit völlig auskrystallisirt waren. Es krystallisirten zunächst Bytownit und Labrador. Durch Corrosion wurden die alten Plagioklasausscheidungen, sofern nicht eine Umhüllung von Biotit oder Hornblende sie davor schützte, zum Theil und mit Hinterlassung sehr unregelmässiger gezackter Ränder resorbirt. Auf die Resorptionsperiode folgte ein neuerlicher Absatz von Plagioklassubstanz, so dass theils immer kalkärmere Schichten continuirlich auf einander folgten theils mit kalkreicheren abwechselten (basische Recurrenzen). Becke hat seine Ansicht über dieses zonare Wachsen der Plagioklase mit Berücksichtigung der basischen Wiederholungen in seiner Arbeit über den Tonalit der Rieserferner ausgesprochen, auf die ich ganz verweise.

Das idiomorphe Wachstum der Plagioklase dauerte lange, bis zum Beginne der Quarzausscheidung an. Von diesem Momente an begann der Kampf zwischen Quarz und Plagioklas um die Erhaltung der Form. Beide wuchsen eine Weile mit einander, die idiomorphe Gestalt des Plagioklases wurde verwischt. Im Tonalitgneiss spielten bei dem Umstande, dass der Plagioklas selbst gegen den Quarz so unregelmässig abgrenzt, die Wirkungen des Gebirgsdruckes wohl auch eine bedeutende Rolle.

Zuweilen beherbergen die Plagioklase Einschlüsse von Zirkon, Apatit und Eisenerz.

Quarz.

Dieser an Menge gleich auf den Plagioklas folgende Bestandtheil besitzt niemals eine selbstständige Krystallform, sondern tritt blos in Körnern auf. Zuckerkörnige Aggregate, deren charakteristisches Bild bei gekreuzten Nicols allgemein als Kataklasstructur bezeichnet wird, sind sehr verbreitet. (Vgl. die verschiedenen Schliffbilder von Tonalitgneiss.) Grössere Quarzkörner zeigen entweder undulöse Auslöschung oder den Zerfall in längliche, stets parallel der krystallographischen Verticalaxe orientirte Streifen.

Im convergenten Lichte ist deutlich ein Oeffnen und Schliessen des Axenbildes wahrnehmbar.

Einschlüsse fremder Minerale sind nicht häufig. Hie und da ist ein kleines Körnchen oder Säulchen von Zirkon aufzufinden. Lange haarförmige, öfters gekrümmte oder zerrissene Nadeln eines dunklen Mineralen konnten mit Hilfe sehr starker Objective erkannt, aber nicht näher bestimmt werden.

Ausserdem umschliessen die Quarzkörner hin und wieder sechsseitige bräunlichgraue Schüppchen von Titaneisenglimmer.

Flüssigkeitseinschlüsse mit tanzenden Libellen durchziehen in Form von Schnüren die Quarzkörner.

Biotit.

Der Biotit tritt in zwei Formen auf: in Gestalt grösserer schwarzer Schuppen und als klein- und verworrenschuppiges Aggregat. In letzterem Falle umschliesst er stets grössere oder kleinere Plagioklase, die nie eine so völlig idiomorphe Gestalt besitzen, wie die in den grösseren (einheitlichen) Biotitschuppen vorkommenden echten Plagioklaseinschlüsse.

Die grösseren Schuppen (vgl. das Schliiffbild Taf. V [I], Fig. 1) erscheinen u. d. M., besonders deutlich in Durchschnitten senkrecht zur Spaltbarkeit nach (001), stets geknickt und löschen dann nicht einheitlich, sondern undulös aus. Auch bei ausgeschaltetem Tubus-Analysator beobachtet man „wandernde Schatten“, hervorgerufen durch den kräftigen Dichroismus

$a(\varepsilon) =$ hellgelb

$c(\omega) =$ dunkelbraun bis tief schwarzbraun.

Die Absorption ist überaus gross:

$$c(\omega) > a(\varepsilon).$$

Becke hat die am Biotit des Rieserferner-tonalit auftretenden Gleitflächen gemessen. Auch am Biotit des Tonalitgneiss konnte festgestellt werden, dass steile Gleitflächen vorhanden sind. Der Winkel, den die Tracen dieser Gleitflächen mit den Spaltrissen (Trace von (001) einschliessen, ist $+ > 70^\circ$; daneben kommen aber auch weniger steile vor $\pm 60^\circ$ und $< 60^\circ$.

Im convergenten Lichte zeigen Spaltblättchen ein geschlossenes Axenkreuz, das sich beim Drehen des Präparates in kaum merklicher Weise öffnet. Der Biotit ist also zweiachsig mit einem sehr kleinen Axenwinkel.

Die Doppelbrechung ist hoch, konnte aber wegen Mangel an verwendbaren Durchschnitten (konoskopisch symmetrische Schnitte $\perp b$) nicht gemessen werden.

Die Umwandlung des Biotit in grünlichen, schwach und positiv doppelbrechenden Chlorit ist eine allgemeine Erscheinung.

Die feinschuppigen Biotitaggregate, die bereits makroskopisch in Form unregelmässiger Flatschen hervortreten, tragen das Meiste zu der gneissartigen Flaserung bei. Wie später bei der Besprechung der Dynamometamorphose gezeigt werden wird, hängt die Bildung dieser Biotitblätter auf das Innigste mit der Pressung zusammen, von der der Tonalitgneiss betroffen worden ist.

Hornblende.

Unter dem Mikroskop ist die idiomorphe Ausbildung der Hornblende blos in Schnitten aus der Prismenzone erkennbar. Durchschnitte parallel zu der Verticalaxe besitzen nie eine terminale Endigung, sondern setzen mit unregelmässigen zackigen Rändern gegen die übrigen Minerale ab.

An den Querschnitten der Hornblendesäulen sind die Tracen von (010) und (110) erkennbar. Die Querfläche (100) wurde nicht beobachtet. Die Spaltbarkeit nach (110) ist sehr vollkommen.

Die Hornblende wird mit grünen und gelben Farben durchsichtig, je nach der Orientirung der Durchschnitte.

Spaltblättchen parallel (110) ergaben eine Auslöschungsschiefe $\alpha = 14^\circ$, Schnitte parallel (010) eine solche von ungefähr 20° .

Der Pleochroismus ist kräftig, desgleichen die Absorption.

a helldergelb

c blaugrün

b blaugrau mit einem Stich in's Grüne

$b > c > a$.

Für die Feststellung der Ausscheidungsfolge ist die Beobachtung, dass Biotit in automorpher Gestalt oder ein aus ihm hervorgegangener Chlorit Einschlüsse in der Hornblende bildet, sehr werthvoll. Apatit ist überaus häufig von Hornblende umhüllt, ebenso basischer idiomorpher Plagioklas. Nie tritt aber der Fall ein, dass die Hornblende Einschlüsse im Biotit oder Plagioklas bildet.

Mikroclin.

Ob der im Tonalitgneiss in geringer Menge vorkommende Kalifeldspath Orthoklas oder Mikroclin ist, oder ob beide sich am Aufbau des Gesteines theilhaben, war nicht zu entscheiden. Die Gitterstructur ist mitunter wohl wahrnehmbar, auch die undulöse Auslöschung könnte, falls sie nicht auf Druckwirkungen zurückzuführen ist, als Erkennungszeichen für den Mikroclin gelten. Daneben kommen aber in weitaus grösserer Menge Ausscheidungen von Kalifeldspath vor, frei von Gitterstructur und undulöser Auslöschung. Es wurde hauptsächlich nach Analogie mit dem Rieserferntonalit geschlossen, dass aller Kalifeldspath Mikroclin sei.

Nie bildet der Mikroclin regelmässige Krystalle, im Dünnschliffe erscheint er nur in zufälliger Form, die Lücken zwischen den anderen Bestandtheilen ausfüllend. Die Diagnose auf Kalifeldspath ist sehr sicher: Schwächere Lichtbrechung als Quarz, Plagioklas und Canadabalsam, so dass beim Tiefstellen des Tubus die zackigen Umrisskräftig hervortreten, niedere Interferenzfarben, zweiachsig. Nie erreichen die Mikroclinpartien eine solche Grösse, dass sie makroskopisch erkennbar werden und die Herstellung orientirter Schliffe gestatten. Die Bestimmung der Auslöschungsschiefe musste unterbleiben, da weder Spaltrisse noch Krystallumrisse vorhanden waren.

Mit Vorliebe stellt sich der Mikroclin dort ein, wo die Mörtelstructur auftritt. Sehr häufig — und nur im Mikroclin — sind in ihm die Mikropegmatitzapfen eingesenkt, die nach Becke's Ansicht ¹⁾ zu den jüngsten Ausscheidungen des Magmas gehören.

¹⁾ Becke F.: Petrographische Studien am Tonalit der Rieserferner. Tscherm. min. u. petrogr. Mitth. XIII. Bd. Wien 1893.

Die Klüfte zwischen geborstenen Plagioklasen sind oft von Mikroklin ausgefüllt, der in dem abgebildeten Falle (Schliffbild Taf. V [I], Fig. 3) gangförmig von einem einheitlichen Mikroklinkorn ausstrahlt und mit diesem optisch parallel orientirt ist.

Um einen Ueberblick über die Menge der im Tonalitgneiss enthaltenen wesentlicheren Gemengtheile zu bekommen, wurde das gröbliche Pulver mittelst Methylenjodid nach abnehmendem specifischen Gewichte zerlegt. Die Wägung der einzelnen Partien lieferte die folgenden percentischen Zahlen, neben denen zum Vergleiche die von Becke am Kerntonalit der Rieserferner gefundenen angeführt sind.

	Kärnten (Wistra)	Rieser- ferner	
Spec. Gew. > 2.736	24.1	39.6	Hornblende, Biotit etc.
„ „ > 2.621	73.8	57.8	Plagioklas und Quarz.
„ „ < 2.621	2.1	2.6	Mikroklin.

Auch am Tonalitgneiss aus der Wistra waltet also der Plagioklas mit dem Quarz vor.

Accessorische Gemengtheile.

Die kleine Reihe von accessorischen Mineralen wird repräsentirt durch Eisenerz (Ilmenit?), Apatit, Zirkon und Rutil(?).

Das Eisenerz tritt nur hie und da und in kleinen opaken Körnchen auf. Auch im Tonalit der Rieserferner ist das Erz kein häufiger Gast. Dieser auffallende Mangel an dem in Eruptivgesteinen sonst so verbreiteten Mineral ist für den Tonalit charakteristisch. Ob das opake Erz aus Magnetit besteht oder aber Ilmenit ist, konnte nicht festgestellt werden. Titaneisenglimmer wurde als Einschlussmineral nicht selten beobachtet.

Der Zirkon ist stark licht- und doppelbrechend, einaxig, optisch positiv.

Als Rutil(?) könnte man die haarförmigen dunklen Einschlüsse im Quarz ansehen.

Ib. Basische Concretionen.

Die basischen Concretionen im Tonalitgneiss erreichen niemals eine bedeutende Grösse und zeichnen sich durch das Vorwalten der dunklen Gemengtheile gegenüber den farblosen aus. Die Concretionen zeigen stets deutliche Kataklasstructur.

Die Hornblende ist immer idiomorph; ausser (010) und (110) tritt auch (100) auf. Die Färbung ist die gleiche wie im Hauptgestein, Auslöschungsschiefe und Pleochroismus lassen nichts von den vorigen Angaben abweichendes erkennen.

Der Plagioklas ist im Kern basischer Labrador, in den Hüllen saurer Andesin. Das Kerngerüst ist niemals frisch, sondern in Muscovit oder Kaolin umgewandelt.

Der Biotit der basischen Concretionen im Tonalitgrus des Kramarcgrabens ist gänzlich in Chlorit umgewandelt; auch die

Hornblende ist von Chlorit verdrängt. Es ist wohl möglich, dass sich aus ihr zunächst Biotit und aus diesem unter Beibehaltung der Form Chlorit gebildet hat.

Das Auftreten von basischen Concretionen, von Aplitgängen, sowie die Art und Weise des geologischen Aufbaues beweisen die eruptive Natur des Tonalitgneiss. Auch die Reihenfolge, in der die Bestandtheile zeitlich nacheinander (und zum Theil miteinander) auskrystallisirt sind, lässt nur die Auffassung zu, dass der Tonalitgneiss ebenso eruptiver Natur ist, wie die übrigen alpinen Tonalite.

Vergleicht man das Schema der Ausscheidungsfolge mit dem von Becke für den Kerntonalit der Rieserferner construirten, so ergibt sich die grosse Aehnlichkeit zwischen beiden¹⁾.

Ausscheidungsfolge im Tonalitgneiss.

	1	2	3	4	5	6	7
Accessorische Bestandtheile	—————						
Biotit		—————			—————		
Hornblende			—————		—————		
Plagioklas				—————			
Mikroklin						—————	
Quarz						—————	

Die Zahlen bedeuten die willkürlich gewählten Erstarrungs-epochen. Das Ineinandergreifen der Ausscheidungsperioden, zugleich auch die Dauer der Ausscheidungen der einzelnen Minerale ist ersichtlich. Bezüglich der drei Minerale Plagioklas, Mikroklin und Quarz ist von Wichtigkeit, dass sie zum Schlusse gleichzeitig auskrystallisirten. Dies gab den Anstoss zur Bildung der in den Rand von Mikroklinkörnern eingesenkten Mikropegmatitzapfen.

Ic. Mörtelstructur.

In der Nähe der unregelmässigen Mikroklinkörner und -Schmitzen ist oft jene Structur ausgeprägt, die Törnebohm²⁾ Mörtelstructur

¹⁾ Die dünnen Striche unter den dickausgezogenen versinnlichen die Ausscheidungsfolge der Gemengtheile des Rieserfernertonalits nach Becke.

²⁾ Rosenbusch H.: Mikroskopische Physiographic etc. 3. Aufl. (2. Bd.), pag. 80.

genannt hat. Winzig kleine, der Hauptsache nach aus Plagioklas und Quarz bestehende Stückchen umschliessen grössere Bruchstücke von Plagioklas, zuweilen auch von Chlorit. An der Zusammensetzung der Mörtelstructur.betheiligen sich blos die Randpartien älterer Minerale; sie ist eine Triturationserscheinung und wird dadurch hervorgerufen, dass durch die gegenseitige Reibung der Minerale ein feiner Detritus gebildet wird. Sind grössere Schmitzen von Mikroklin in der Nähe der von der Mörtelstructur betroffenen Stellen (dies ist ein häufiger Fall), so erkennt man deutlich, dass auch die in den Mikroklin eingesenkten Mikropegmatitzapfen an der Zusammensetzung der Mörtelstructur theilnehmen.

Der Mikroklin bildet öfters — wie bereits erwähnt — apophysenartige Gänge in den Klüften zersprungener Plagioklase, wobei die Ausfüllungssubstanz optisch orientirt ist mit dem Mikroklinkorn, ein Beweis, dass der Mikroklin noch nicht auskrystallisirt war, als die Klüfte in den Plagioklasen entstanden. Der Seitendruck hat also zu wirken begonnen, ehe das Magma völlig erstarrt war.

I d. Flaserung.

Die Flaserung richtet sich nach dem allgemeinen Streichen der Aufbruchzone, streicht also O—W und fällt meist nach S. Sie ist in der ganzen Mächtigkeit des Zuges von Tonalitgneiss stets gleichmässig ausgebildet. An ihrem Zustandekommen betheiligen sich in hervorragender Weise die dunklen Gemengtheile, besonders der Biotit. Auf dem Hauptbruche erscheinen die Biotitblätter breit und zackig, auf dem Querbruche bilden sie dünne, parallel zu einander verlaufende Streifen.

Die Hornblende liegt meist mit der Verticalaxe und einer Prismenfläche parallel der Flaserung.

Für die Erklärung dieser an Eruptivgesteinen recht häufigen Erscheinung der Flaserung finden sich mehrere Mittheilungen von Brögger¹⁾.

Wie Brögger gezeigt hat, kann die an Eruptivgesteinen auftretende Flaserung entstehen:

1. In einem flüssigen Magma.
2. An einem nahezu erstarrten Magma.

Der erste Fall ist eine Art von Fluidalstructur. Die bereits ausgeschiedenen Minerale wurden dadurch, dass sie in Folge der Strömungen im Magma aneinanderstiessen, zerbrochen, zerrieben und abgerundet, ordneten sich aber auch parallel den Begrenzungsflächen des Magmas in Streifen an. Diese Structur nennt Brögger Protoklasstructur und hebt für sie hervor, dass sie mit dem Gebirgsdrucke nichts zu schaffen hat. Die Protoklasstructur ist ausserdem blos auf die Grenzonen des Magmas beschränkt (pag. 135).

¹⁾ Brögger W. C.: Die Mineralien der Syenit-Pegmatitgänge der süd-norwegischen Augit- und Nephelinsyenite. Zeitschr. f. Kryst., 16. Bd. 1890.

Von dieser Protoklasstructur trennt Brögger diejenige Structur, die dann auftritt, wenn ein halberstarrtes Magma „Bewegungen und Druck ausgesetzt“ ist.

Was gilt nun für den Tonalitgneiss? Die Protoklasstructur kommt für ihn nicht in Betracht, da sie ja nur auf die Grenze von Magmen beschränkt bleibt. Also bleibt, weil wir von einer durch und durch schlierigen Erstarrung des Magmas absehen müssen, nur noch die Dynamometamorphose als Erklärungsursache der Flaserung übrig. Der Beweis liegt in der so deutlich ausgeprägten allgemeinen Dynamosturctur (Kataklase) und in dem Umstand, dass der von einer Flaserung gänzlich freie Granitit der Aufbruchzone auch frei ist von Kataklase.

Dass der Tonalitgneiss bereits vor seiner endlichen Erstarrung Druckkräften ausgesetzt war, ergibt sich aus dem an früherer Stelle über den Mikroklin Gesagten (vgl. pag. 253).

Becke¹⁾ unterscheidet zwei Typen von Dynamometamorphose. Die eine ist an Gesteine der Erdtiefe gebunden und äussert sich in der Umkrystallisation der Gemengtheile und Ausbildung von Druckschieferung ohne Kataklase; die andere erfolgt in Gesteinen nahe der Erdoberfläche und zeichnet sich durch Zertrümmerung der Gemengtheile aus, wobei ebenfalls Druckschieferung eintritt. Becke weist darauf hin, dass zwischen diesen Typen Uebergänge vorhanden sind. Für das Studium der Druckschieferung ist eine Mittheilung von Riecke²⁾ von Bedeutung, der, gestützt auf eine bei einseitigem Druck oder Zug geltende thermodynamische Formel, Folgendes bemerkt:

„In einer gesättigten Lösung befinden sich zwei Prismen, die aus der gelösten Substanz hergestellt sind. Wird das eine einem longitudinalen Zuge oder Drucke unterworfen, so wird sein Schmelzpunkt erniedrigt. Bei constanter Temperatur tritt Schmelzung ein und die Concentration der Lösung wird vermehrt; das zweite Prisma aber ist mit dieser im Gleichgewicht nur bei der ursprünglichen Concentration. Die Wiederherstellung des Gleichgewichtes kann nur durch Auskrystallisiren der gelösten Substanzmenge erfolgen. Wenn diese auf dem zweiten Prisma sich niederschlägt, so wächst seine Masse auf Kosten des deformirten. Es knüpft sich hieran die Frage, ob bei natürlichen Krystallen Wachsthumerscheinungen vorkommen, die auf diesem Wege sich bilden könnten.“

Wenden wir dies auf ein Gesteinsmagma an, so müssen wir vor Allem annehmen, dass das Magma bis zu einem gewissen Grade bereits erstarrt sein musste, wenn der einseitige Druck zur Geltung kommen sollte. Wir nehmen nun an, der Gebirgsdruck beginne auf die Tonalitmasse zu wirken. Die alten Biotite, die wohl ähnlich wie die des Rieserferner-tonalits idiomorphe Gestalt hatten, können wir uns in eine Reihe von Prismen zerlegt denken. Der Druck wirkt nun

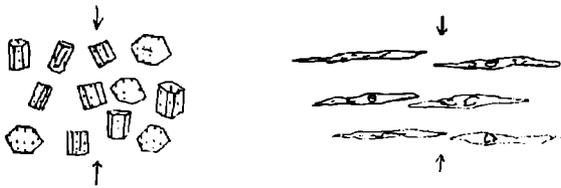
¹⁾ Becke F.: Vorläufiger Bericht über den geologischen Bau und die krystallinischen Schiefer des hohen Gesenkes (Altater-Gebirge). Sitzb. d. kais. Akad. der Wissenschaften, math.-naturw. Classe, Cl. Bd., I. Abth. Wien 1892.

²⁾ Riecke E.: Ueber das Gleichgewicht zwischen einem festen, homogen deformirten Körper und einer flüssigen Phase, insbesondere über die Depression des Schmelzpunktes durch einseitige Spannung. Nachr. v. d. k. Ges. d. Wiss. zu Göttingen, math.-physik. Cl. 1894, Nr. 4.

in der Richtung der Pfeile. Die in der Druckrichtung (Fig. 8) hervorragenden Theile werden am stärksten gepresst werden, die senkrecht dazu liegenden am schwächsten. In der Richtung des Druckes wird die Biotitsubstanz gelöst werden, senkrecht dazu aber wieder krystallisiren. Es entstehen so aus den ursprünglichen Biotitschuppen, respective Säulen grössere Blätter, die mit ihrer Fläche senkrecht zur Druckrichtung orientirt sind. Selbstverständlich werden sich diese Biotitblätter, da ja der Druck stets in derselben Richtung wirkt, auch untereinander parallel stellen und so die Flaserung des Tonalitgneiss hervorbringen. Auch die Beobachtung, dass der Biotit in Form dünner Streifen zwischen losgerissenen Plagioklasindividuen auskrystallisirt oder in Klüfte derselben eingedrungen ist, findet so eine zufriedenstellende Erklärung. Die aus Epidot oder Chlorit bestehenden Kluftausfüllungen sind ursprünglich ebenfalls von Biotit erfüllt gewesen.

Fig. 8.

Schema der Entstehung von Druckschieferung am Tonalitgneiss.



Die sechsseitigen Prismen in a sind die ursprünglichen (idiomorphen) Biotitsäulen, die durch den in der Richtung der Pfeile wirkenden Druck derartig deformirt wurden, dass in dieser Richtung die Lösung der Biotitsubstanz eintrat, in der dazu senkrechten Richtung neuerliche Krystallisation erfolgte: Bildung der breiten Biotitblätter.

Die Hornblende wurde niemals in dem Masse ausgewalzt wie der Biotit; sie leistete der Streckung und Umkrystallisirung wohl stärkeren Widerstand als dieser.

I e. Mikropegmatit.

Die mikroskopische Untersuchung lehrte, dass die Mikropegmatitzapfen im Tonalitgneiss ganz ähnlich auftreten, wie in anderen granitischen und dioritischen Gesteinen: sie sind immer in die Ränder der Mikrolinkörner eingesenkt. Diese Beobachtung wurde schon öfters gemacht, aber verschieden erklärt, weshalb hier eine kritische Beleuchtung der vorhandenen Anschauungen gestattet sei.

Nach Romberg's¹⁾ Ansicht beruht die Bildung der Mikropegmatitzapfen, die „zungen- und buchtenförmig in das Innere der Mikrolinkörner eingreifen“, auf Verwitterung.

¹⁾ Romberg J.: Petrographische Untersuchungen an argentinischen Graniten mit besonderer Berücksichtigung ihrer Structur und der Entstehung derselben. N. Jahrb. f. Mio. etc., Beil.-Bd. VIII. 1892.

Futterer¹⁾ schreibt dem Gebirgsdrucke eine gewisse Bedeutung bei der Bildung der Mikropegmatitzapfen zu, hält sie also für Producte der Dynamometamorphose. Ohne die Möglichkeit eines Zusammenhanges zwischen den Mikropegmatitzapfen und der Dynamometamorphose für einzelne Fälle bestreiten zu wollen, muss ich dagegen die Thatsache erwähnen, dass in den von einer Dynamometamorphose fast gänzlich unberührten Granititen der Aufbruchszone die Mikropegmatitzapfen im Rande der Mikroklinkörner bedeutend häufiger vorkommen und schöner ausgebildet sind als im stark kataklastischen Tonalitgneiss, so dass Becke's²⁾ Vorschlag, die Mikropegmatitzapfen sammt den Mikroklinen als jüngste Ausscheidung anzusehen, die grössere Wahrscheinlichkeit hat. Die mikroskopische Beobachtung lässt für den Tonalitgneiss (und auch für den Granitit) nur die zuletzt angeführte Erklärung zu.

Das laccolithische (?) Magma krystallisirte eine geraume Zeit hindurch in der Reihenfolge des Schemas ruhig aus, bis ein in NS-Richtung wirkender Druck in ihm structurelle Veränderungen hervorzubringen begann. Es entstand die Kataklaste und die Druckschieferung. Die letztere ist zum grossen Theil das Resultat einer am halberstarrten Gestein vor sich gegangenen Umkrystallisirung.

Die noch nicht erstarrten Magmareste wurden in Form von Apophysen in entstandene Klüfte der zerborstenen spröden Bestandtheile injicirt, ein Beweis, dass der Seitendruck bereits vor der völligen Erstarrung zu wirken begonnen hat. Schliesslich erstarrte auch der Magmarest nahezu gleichzeitig, so zwar, dass Plagioklas und Quarz theils selbstständig auskrystallisirten, theils in Form von Mikropegmatitzapfen zusammen mit den (jüngsten) Rändern der Mikrokline erstarrten. In diese Zeit fällt auch der Beginn der Mörtelstructur.

II. Die Gesteine des Granititzuges.

Die Aufschlüsse „beim Putz“ und im Kramarcagraben, wo der intrusive Contact zwischen dem Granitit und Schiefer offenkundig zu Tage tritt, beweisen den intrusiven Charakter des Granitit. Eine Reihe von mannigfaltigen Gesteinen setzt den Granititzug zusammen. Diese Gesteine unterscheiden sich theils structurell, theils chemisch von einander. Folgende Typen sollen der Reihe nach besprochen werden:

Granitit { Amphibol-Granitit („Kerngranit“).
 { Porphyrtartige Randfacies („Randporphyr“).

Dunkle quarzführende basische Concretionen.

Quarzfremde basische Concretionen.

Ganggranitit.

Aplit.

Pegmatit.

¹⁾ Futterer K.: Die Ganggranite von Gross-Sachsen und die Quarzporphyre von Thal im Thüringer-Wald. Inaug.-Dissert. 1890.

— Ueber Granitporphyre von der Griesscharte in den Zillertaler Alpen.

²⁾ Becke F.: Petrographische Studien am Tonalit der Rieserferner. Tscherm. min. u. petrogr. Mith. XIII. Bd. Wien 1893.

A. Makroskopischer Befund.

IIa. Kerngranitit und Randporphyr.

Diese beiden Typen des Granitit können in der Beschreibung von einander nicht getrennt werden, da sie sich hauptsächlich durch die Structur unterscheiden und auch durch allmälige Uebergänge auf das Innigste mit einander verbunden sind. Kerngranitit und Randporphyr sind Faciesbildungen desselben Magmas.

Der Kerngranitit besitzt eine grosse habituelle Aehnlichkeit mit dem Granitit vom Triberger Wasserfall (bei Donau-Eschingen, Schwarzwald).

Folgende Minerale sind makroskopisch erkennbar:

Kalifeldspath (Mikroclinmikroperthit) in grossen fleischrothen Krystallen.

Plagioklas, schneeweisse, an Grösse dem Mikroclin oft gleiche, meist aber etwas kleinere Individuen.

Hornblende, dunkle, verwittert grünlich gefärbte Säulen bis zu 1 cm Länge.

Biotit, kleine, selten grössere schwarze Schuppen.

Der Kerngranitit ist also ein grobkörniges Gestein. Vorherrschend ist der Mikroclin; ihm folgt an Menge: Plagioklas, Quarz, Hornblende und Glimmer.

Von einer Parallelstructur (Bankung oder Flaserung) ist nichts wahrzunehmen.

Randporphyr: Als Typus möge jenes von Suess als Syenitporphyr beschriebene und von Hochstetter (Notiz in Suess, Aequivalente des Rothliegenden etc.) makroskopisch untersuchte Gestein gelten, dessen Habitus Fig. 5 der Taf. V. [I] erläutert. In einer feinkörnigen Grundmasse liegen grosse, bis zu 2 cm lange und 1 cm dicke Individuen von Mikroclinmikroperthit, am Rande stets umgeben von einer 1—2 mm mächtigen Rinde von Plagioklas. Es ist dies eine ganz analoge Erscheinung wie an den Orthoklaseiern¹⁾ der finnländischen Rapakiwi. Die im frischen Zustand hellgrauen Krystalle von Mikroclinmikroperthit besitzen in den minder frischen Handstücken eine blass-fleischrothe Farbe, während der Plagioklas in den völlig frischen Handstücken trüb-farblos, eine schneeweisse Färbung annimmt. Daher tritt der charakteristische Habitus des Randporphyrs (mit Plagioklas umsäumte Mikrokline) am lebhaftesten in den angewitterten Handstücken hervor.

Der Quarz bildet eckig-rundliche Körner (0.5—1 cm Durchmesser), die häufig die Gestalt abgerundeter Doppelpyramiden (Porphyrquarz, rhombischer Längsschnitt) besitzen. Die äusserlich homogen erscheinenden Körner lösen sich u. d. M. bei gekreuzten Nicols bisweilen in ein Aggregat von untereinander nicht orientirten Körnern auf. Die Quarzeinsprenglinge sind oft von einer dünnen schwarzen Schale umrandet, die aus einem Aggregat von winzigen Hornblendesäulchen besteht.

¹⁾ Sederholm J.: Ueber die finnländischen Rapakiwigesteine. Tscherm. min. u. petrogr. Mitth. XII. Bd. Wien 1891.

Die Hornblende erscheint in dunklen prismatischen Individuen, die im Längsschnitt rechteckige, im Querschnitt polygonale Gestalt besitzen und eine Länge bis zu 1 *cm* erreichen.

Der Biotit erreicht nur selten eine bemerkenswerthe Grösse, sondern bildet meist winzige Schüppchen, wodurch die mit freiem Auge nicht gut auflösbare Grundmasse ein bestäubtes Aussehen erhält.

Vom Randporphyr zum Kerngranit herrschen, wie schon erwähnt, alle Uebergänge. Dabei ist der in grösseren Krystallen im Randporphyr vorhandene Feldspath meistens Mikroklinmikroperthit; doch gibt es auch Varietäten des Randporphyrs, in denen der porphyrisch ausgeschiedene Feldspath durchwegs Plagioklas ist und der Mikroklin selbstständige, durch die blassröthliche Farbe leicht erkennbare Partien bildet, bestehend aus Aggregaten von kleineren Krystallkörnern. Dieser Wechsel zwischen Plagioklas- und Mikroklin-Randporphyr wiederholt sich innerhalb eines kleinen Raumes oft mehrmals, so z. B. bei der dritten Säge im unteren Leppengraben.

II b. Ganggranitit.

Unter dem Ausdrucke „Ganggranitit“ fasse ich eine Reihe von gangförmigen Granititen zusammen, die sich theils chemisch, theils structurell unterscheiden. Neben basischeren (biotitreichen) Ganggranititen wurden saure (aplitähnliche) beobachtet. Zu der ersten Art gehört u. A. der Ganggranitit von Snezenik, der zugleich das basischeste Glied dieser Reihe repräsentirt, zu der zweiten der Ganggranitit von der unteren Kramarca.

Ein Wechsel im Korn ist eine häufige Erscheinung und oft an einer einzigen Localität zu beobachten. Der lichte Ganggranitit der Kramarca ist bald mittelgrobkörnig (Ausfüllung breiter Gänge), bald sehr feinkörnig (Mörtel der Schieferscherben).

Makroskopisch ist sonst nichts auffälliges zu bemerken. Interessant ist die häufig sichtbare Erscheinung, dass die Granititmasse in Form von zahlreichen, nur 1—2 *mm* mächtigen Adern in die Schieferfugen eingepresst wurde, so zwar, dass in manchen Handstücken eine förmliche Wechsellagerung zwischen Schieferlamellen und Granitschnüren besteht.

II c. Aplit.

Der Aplit durchsetzt in schmalen Gängen alle Gesteine des Granititzuges und zum Theil auch die Schiefer. Die Dimensionen der Aplitgänge schwanken zwischen 2—3 *mm* und 0.5 *m*. Die Aplitmasse besteht aus einem feinkörnigen Gemenge der farblosen Minerale mit eingestreuten winzigen Biotitschüppchen.

II d. Pegmatit.

Die Verbreitung des gangförmig auftretenden Pegmatit (Mikroklinpegmatit) ist sehr beschränkt. Makroskopisch sichtbar sind Mikroklin ohne deutliche Krystallform mit ausgedehnten Spaltflächen. Der Mikro-

klin wird von dünnen Quarzstengeln schriftgranitisch durchbrochen. Grössere dünne Blätter von Biotit sind hin und wieder sichtbar.

Gute Aufschlüsse für den Pegmatit liefert die dritte Säge im unteren Leppengraben.

B. Mikroskopische Beschreibung.

a) Kerngranitit und Randporphyr.

Ausser den bereits genannten wesentlichen Bestandtheilen theiligen sich noch folgende, erst u. d. M. erkennbare accessorische Minerale an der Zusammensetzung dieser Typen: Augit, Ilmenit, Titanit, Zirkon, Apatit und Pyrit.

Als Umwandlungsproduct ist Chlorit sehr verbreitet. Epidot wurde nicht beobachtet.

Das Mengenverhältniss der wesentlichen Bestandtheile hat bereits Hochstetter richtig erkannt, indem er sagt: „Der Menge nach vorherrschend sind die Feldspathe, dann der Quarz, dann die Hornblende und endlich der Glimmer.“ Die Beobachtungen u. d. M. und an geätzten und gefärbten Platten bestätigte das von Hochstetter gefundene Mengenverhältniss.

Die Besprechung der Minerale soll auch hier nach der Reihenfolge ihrer Mengenverhältnisse erfolgen.

Mikroclinmikroperthit.

An den grossen Krystallen von Mikroclinmikroperthit, die selten einfache Individuen sind, sondern meist nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt erscheinen, wurden die Flächen

$$\begin{array}{cccccc} (001), & (010), & (110), & (0\bar{2}1), & (\bar{1}11) \\ P & M & l & y & o \end{array}$$

beobachtet.

Aus den verwitterten Handstücken liessen sich die grossen Mikrocline mit leichter Mühe herausbrechen, so dass eine grobe krystallographische Messung der Winkel zwischen den einzelnen Flächen möglich war. Auf diese Weise wurde die Fläche $(\bar{1}11)$ bestimmt. Das Prisma (110) , nach welchem eine deutliche Spaltbarkeit besteht, wurde aus dem Winkel (110.010) bestimmt. Hier und da ist auch die Querfläche (100) als Absonderungsfläche ausgebildet.

Die optische Untersuchung geschah an orientirten Schliften parallel P und M , sowie an Gesteinsdünnschliffen.

Schliff $\parallel P$ (001) .

Der Mikroclin ist in der Mitte durchschnitten. Bei gekreuzten Nicols erkennt man, dass ein Karlsbader Zwillings vorliegt. Die Zwillingsgrenze verläuft parallel mit der Trace von $M(010)$ und zeigt blos im vorderen Theile des Krystalldurchschnittes Ausbiegungen.

Die Plagioklasrinde und die Plagioklasspindeln heben sich in Folge ihrer stärkeren Doppelbrechung deutlich vom Mikroklin ab. Bei Einengung des Beleuchtungskegels und Hochstellen des Tubus erscheint aller Plagioklas heller und tritt reliefartig hervor, wenn die Irisblende seitlich verschoben, also schiefe Beleuchtung angewendet wird. Die Grenze des Mikroklin gegen die Plagioklasrinde verläuft nicht längs einer geraden Linie, sie ist vielmehr unregelmässig zackig, so dass der Mikroklin am Rande wie angenagt aussieht.

Im Innern beherbergt der Mikroklin grössere Einschlüsse von Plagioklas, die mit der Mikroklinsubstanz meist krystallographisch parallel orientirt sind.

Die Plagioklasspindeln lagern untereinander nahezu parallel und verlaufen in der Richtung der Querfläche, also senkrecht zur Trace von M , seltener parallel der Richtung von (110). Mitunter sind die Plagioklasspindeln nach beiden Richtungen an einem und demselben Durchschnitte orientirt.

Schliff $\parallel M$ (010).

Die Mikroklingitterung, die in den Schliffen parallel P stets deutlich ausgeprägt ist, fehlt in den nach M orientirten Präparaten gewöhnlich; doch wird sie stellenweise, wenn auch nur undeutlich, sichtbar.

Die Plagioklasspindeln sind parallel der Verticalaxe angeordnet und bilden mit den Spaltrissen nach P einen Winkel von 115° bis 116° . Da nun der Winkel $\beta = 116^\circ$ ist, so müssen wir diese „Spindeln“ mit Rücksicht auf das oben Gesagte als parallel der Querfläche (100) und untergeordnet auch dem Prisma (110) parallel eingelagerte Blätter auffassen.

Die Auslöschungsschiefen auf P und M sind für den Mikroklin und die Plagioklaslamellen folgende:

P	M
Mikroklin: 13° bis 15°	+ 5° bis + 6°
Plagioklasspindeln: ca. + 3°	+ 15° bis + 16° .

Die Plagioklaseinlagerungen bestehen daher nicht aus reinem Albit, sondern aus einem Oligoklasalbit von der Zusammensetzung $Ab_{12}An_1$. Bezüglich der Lichtbrechung konnte festgestellt werden, dass

$$\alpha < n \text{ des Canadabalsam}$$

$$\gamma < n \text{ des Canadabalsam}$$

ist. Der Brechungscoefficient des Canadabalsams war bezogen auf ϵ und ω von Quarz:

$$n < \epsilon$$

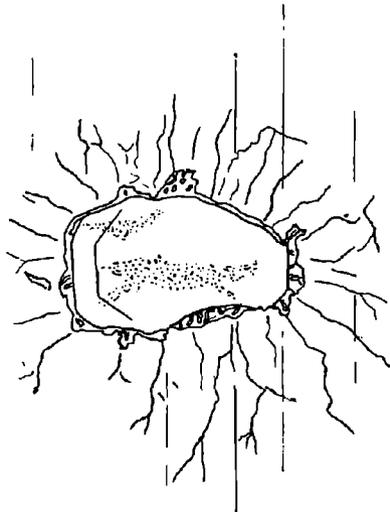
$$n > \omega$$

dürfte also von der Grösse 1.549 wenig abweichen.

Entstehung der Plagioklasspindeln.

Die von Tschermak¹⁾, Becke²⁾, Brögger³⁾ und auch hier mitgetheilten Beobachtungen lehren, dass die Plagioklasblätter nach Flächen angeordnet sind, die gewöhnlich in der Zone [100.001] liegen, seltener nach dem Prisma (110), noch seltener nach der Längsfläche (010) (Tschermak). Häufig gehen die Spindeln von Plagioklaskörnern im Mikroklin strahlenartig aus (Fig. 9), so dass es den Anschein erweckt, als spielten diese Plagioklas-Interpositionen die Rolle von Krystallisationscentren.

Fig. 9.
Kerngranitit, Koproeln.



Einchlussartiger Plagioklas mit Mikropegmatit-Saum in einem Mikroklinkorn. Die Mikroperthitspindeln gehen in Form von feinen Aestchen strahlenartig vom Plagioklas aus. Plagioklas als Krystallisationscentrum. Der Plagioklas ist mit dem ihm umgebenden Mikroklin optisch nicht orientirt.

Romberg⁴⁾ fasst die „Albitspindeln“ als eine wahrscheinlich secundäre Bildung auf. Im Capitel „Chemische Veränderungen“ äussert er sich bei der Besprechung des als Neubildung auftretenden Plagioklases dahin, dass die Plagioklasspindeln nachträglich, sei es durch Druck oder Contact, entstanden sind.

¹⁾ Tschermak G.: Die Feldspathgruppe. Sitzb. d. kais. Ak. d. Wiss., math.-naturw. Cl., L. Bd. Wien 1864.

²⁾ Becke F.: Die Gneissformation des niederösterreichischen Waldviertels. Tscherm. min. u. petrogr. Mitth. IV. Bd. Wien 1882.

³⁾ Brögger W. C.: Die Mineralien der Syenit-Pegmatitgänge der süd-norwegischen Augit- und Nephelinsyenite. Zeitschr. f. Kryst., XVI. Bd. 1890.

⁴⁾ Romberg J.: Petrographische Untersuchungen an argentinischen Graniten mit besonderer Berücksichtigung ihrer Structur und der Entstehung derselben. N. Jahrb. f. Min. etc., Beil. Bd. VIII. 1892.

Auch Brögger sieht in den Mikroperthitlamellen eine secundäre, auf Auslaugung zurückführbare Bildung.

Vielleicht führt uns in diesem Punkte ein Vergleich zwischen den Quarztrachyten und den Graniten, die ja chemisch so nahe verwandt sind, zu einer Lösung der Entstehungsfrage dieser Plagioklasspindeln.

Die Trachyt-Sanidine enthalten immer etwas Na_2O beigemischt, nähern sich also in ihrer Zusammensetzung den Anorthoklasen. Erstarrt nun ein Trachyt an der Oberfläche der Erde selbst oder doch nahe derselben, so wird die Abkühlung so rasch erfolgen, dass das Na_2O - und K_2O -Feldspathgemisch einheitlich und „glasig“ krystallisiert: Sanidin, Anorthoklas. Nehmen wir nun an, dass die Erstarrung im Erdinnern stattfindet, so kann Folgendes eintreten: In dem ursprünglich als Natronorthoklas gebildeten Feldspath wird unter Einwirkung von hoher Temperatur eine Wanderung der Orthoklas- und Albitmolekel stattfinden. Die Albitmolekel werden sich zusammenscharen und parallel anordnen, etwa vorhandene Einschlüsse älterer Plagioklasse dabei als Krystallisationscentren fungiren. Es entsteht zunächst Kryptoperthit (Brögger), dann Mikroperthit und unter gewissen, uns unbekanntem Umständen Perthit.

Eine moleculäre Wanderung in einem starren Krystall erscheint wohl wenig verständlich. Dass aber eine solche thatsächlich stattfinden kann, beweisen unter Anderem die homoaxen Pseudomorphosen.

Auffallend ist für die mikroperthitischen Spindeln besonders die Tendenz, sich nach bestimmten Flächen zu lagern. So beobachteten Becke und Brögger ein steiles Orthodoma, Tschermak und Romberg die Flächen (100) und (110). Wären nun die Plagioklasspindeln auf secundärem Wege entstanden, so müssten sie — wenigstens sollte man so meinen — sich parallel den zwei Richtungen der besten Spaltbarkeit anordnen. Dies thun sie aber, wie Tschermak für die Längsfläche (010) zeigte, nur sehr selten.

Wir dürfen annehmen, dass die Bildung der Plagioklasspindeln in eine Zeit fiel, die unmittelbar auf die magmatische Epoche folgte, in eine Zeit also, in der das Magma wohl bereits erstarrt, aber noch nicht erkaltet war. Begünstigt von einer nur sehr langsam abnehmenden Wärme, konnte sich in den Feldspathen ein Krystallisations-, respective Umlagerungsprocess vollziehen, dessen Resultat die Entstehung von Mikroperthit war. Diese Epoche können wir als die epimagmatische bezeichnen. In wenigen Worten ausgedrückt, können wir die Plagioklasspindeln bezeichnen als epimagmatische, durch moleculare Umlagerung in einer isomorphen Mischung (Anorthoklas, Kryptoperthit) entstandene Gebilde, die in Form dünner, meist parallel orientirter Blätter im Innern ihres Wirthes angeordnet sind.

Im Randporphyr und seinen Uebergängen zum Kerngranit ist noch eine zweite Periode der Mikroklinbildung vorhanden. Diese Mikrokline zeigen in manchen Dünnschliffen nur hie und da eine so deutliche Ausbildung der Plagioklasspindeln, wie die grossen alten Mikroklinausscheidungen. Die Gitterstructur ist bereits bei schwacher Vergrösserung erkennbar.

Häufig sind granophyrische Verwachsungen zwischen Mikroklin und Quarz, wobei letzterer in Form von grösseren, einheitlich orientirten Stengeln ausgebildet ist (Taf VI [II], Fig. 1).

In die jüngeren Mikrokline, nie aber in die älteren, sind ungewein häufig mikropegmatitische Zapfen eingesenkt. Taf. VI (II), Fig. 3. Dies spricht auch hier (wie im Tonalitgneiss) für das junge Alter der mikropegmatitischen Zapfen.

Eine scheinbare Ausnahme dieser Regel wurde in einem Mikroklin des Kerngranitit beobachtet (vgl. Fig. 10), wo ein am Rande deutlich mikropegmatitisch ausgebildeter Plagioklas einschlussartig im Mikroklin liegt. Im Kerngranitit gibt es keinen Unterschied zwischen alten und jungen Mikroklinen. Es ist nun leicht möglich, dass der Schnitt die Randpartien des Mikroklin getroffen hat und das erwähnte Plagioklas-korn von Aussen in den Rand hineinragt; das mikroskopische Bild ist dann das gleiche, als wäre der Plagioklas ein echter Einschluss. Sehr bemerkenswerth ist ferner, dass der (in Fig. 9) abgebildete Plagioklas mit dem Mikroklin nicht parallel verwachsen ist, was bei den echten Einschlüssen von Plagioklas in Mikroklin immer der Fall ist.

Plagioklas.

Der Plagioklas kommt ausser in der Form von Spindeln noch als Hülle um den älteren Mikroklin und in selbstständigen Individuen vor.

Die Plagioklase sind fast stets Doppelzwillinge nach dem Albit- und Karlsbader Gesetz. Die Plagioklashüllen um Mikroklin richten sich nach diesem. Ist der betreffende Mikroklinkrystall ein Karlsbader Zwilling, so ist auch die Plagioklasrinde des einen Individuums mit der des zweiten nach diesem Gesetze verzwillingt.

Kommt der Plagioklas selbstständig und in erheblicher Menge vor, so fehlen die charakteristischen grossen Mikrokline; der Mikroklin bildet dann nicht individualisirte Körner in der Grundmasse des Randporphyrs.

Die grossen Plagioklase zeigen oft sehr schön den zonaren Aufbau aus immer natronreicheren Mischungsgliedern. Basische Recurrenzen sind selten. Der Kern ist mitunter dem Kerngerüst der Tonalitgneiss-Plagioklase nicht unähnlich.

In Durchschnitten parallel M (010) wurden die Tracen von P (001), x (101), y ($\bar{2}01$) und l (110) erkannt. Die Zonen verlaufen theils nach diesen Tracen, theils haben sie eine abgerundete, elliptische Gestalt (Taf. VI [II], Fig. 5). Während die grossen von einer Plagioklasrinde umgebenen Mikrokline auch nach Aussen eine deutliche Krystallform besitzen, ist dies bei den grossen Plagioklas-Einsprenglingen des Randporphyrs nicht der Fall. Gewöhnlich haben diese Plagioklase die Form ovaler Körner.

Durchschnitte parallel M lieferten für die Auslöschungsschiefe Pa folgende Zahlen:

Kern (entsprechend der „Füllsubstanz“) + $4^0 = Ab_2 An_1 - Ab_3 An_1$
 Hülle + $11^0 = Ab_5 An_1 - Ab_6 An_1$

Die Lichtbrechungsunterschiede gegenüber Quarz und Canadabalsam zeigen folgendes Verhalten:

$$\begin{array}{ll} \omega > \alpha' & \omega = \gamma' \\ \varepsilon > \gamma' & \varepsilon > \alpha' \end{array}$$

was nach Becke die Oligoklase zwischen $Ab_3 An_1$ und $Ab_8 An_1$ charakterisirt.

Am Rande eines Dünnschliffes b konnte mittelst der Lichtbrechungsunterschiede gegenüber dem Canadabalsam ($n > \omega$, $n < \varepsilon$)

für den Kern $\alpha < n$

$$\gamma = n$$

für die Hülle $\alpha < n$

$$\gamma < n$$

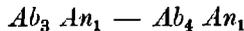
ermittelt werden.

Das unregelmässige und sehr häufig verwitterte „Kerngerüst“ mancher Plagioklase besteht aus einem sauren Andesin.

Die Plagioklasrinde um die alten Mikroklase des Randporphyrs kommt substantiell dem Kern der grossen Plagioklase ungefähr gleich. Sehr charakteristisch ist für diese Plagioklasrinden

$$\omega = \beta$$

in einem Durchschnitte wenig schief zu c . Pa beträgt auf $M + 5^\circ$. Diese Beobachtungen weisen auf eine Mischung, die



nahekommt.

Auch die in Mikroclin eingeschlossenen Plagioklase nähern sich der Mischung $Ab_3 An_1$.

Uebersaus häufig zeigen die Durchschnitte von Plagioklas schriftgranitische Durchwachsung mit Quarz, der einschlussartig in kleinen eckigen oder auch unregelmässigen rundlichen Gebilden im Innern der Plagioklase auftreten. Es sind dies die durchschnittenen Quarzstengel, die — wie man in günstigen Fällen beobachten kann — aussen mit einem grösseren Quarzkorn zusammenhängen und mit ihm auch gleichzeitig und optisch orientirt auslöschten. Gewöhnlich betheiligen sich zwei und auch mehrere untereinander nicht orientirte Quarzkörner an der schriftgranitischen Verwachsung mit einem einzigen Plagioklaskrystall. Zu jedem dieser Quarzkörner gehört dann eine Anzahl von Quarzstengeln im Innern des Plagioklases. Es ist nun klar, dass beim Drehen des Mikroskop-Tisches (zwischen gekreuzten Nicols) ein parzellenweises Auslöschten der durchschnittenen Quarzstengel eintreten wird.

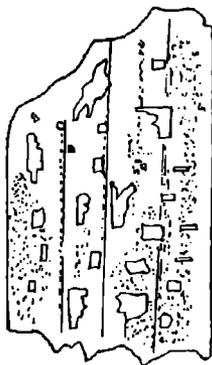
Mitunter verwächst ein einziges Quarzkorn in der beschriebenen Art mit mehreren Plagioklasen; diese Fälle sind aber ziemlich selten.

Von diesen schriftgranitischen Verwachsungen unterscheiden sich die sogenannten mikropegmatitischen Zapfen sowohl bezüglich der Form als auch des Auftretens (Taf. VI [II], Fig. 3). Die Form dieser Zapfen ist die gleiche wie im Tonalitgneiss. Substantiell sind sie die Mischung $Ab_8 A_1 - Ab_3 An_1$ (saurer Oligoklas $\omega = \gamma'$, $\omega > \alpha'$, $\varepsilon > \alpha'$).

Das Schliffbild Taf. VI (II), Fig. 4 illustriert eine interessante, aber sehr seltene Erscheinung. Der Karlsbader Zwillings befindet sich in der „ ϵ -Stellung“ („ 45° -Stellung“), die Grenze zwischen den beiden Individuen tritt scharf hervor, die Albitlamellen sind nicht sichtbar. Diese Individuen sind von einem breiten, aber unterbrochenen Saum von Mikroklinmikroperthit umgeben. In den Aussenrand dieses Mikroklin-saumes greifen (im Schliffbild nicht sichtbare) mikropegmatitische Zapfen ein.

[In manchen (besonders in den hellen) Ganggranititen (vgl. pag. 276) sind derartige Mikroklin-säume um Plagioklas eine regelmässige Erscheinung.]

Fig. 10.
Randporphyr, Leppengraben.



Einschlüsse (?) von Mikroklin im Plagioklas.

Die einzelnen Mikroklin-Individuen sind untereinander und mit dem Plagioklas parallel orientirt. Die punktirten Stellen deuten die verwitterten Particlen im Plagioklas an.

Die Plagioklase des Randporphyrs sowohl wie die des Kerngranitits führen in reichlicher Menge fremde Einschlüsse: Hornblende und Biotit, oft in beträchtlicher Grösse, ferner farblosen Augit, Apatit und Ilmenit, selten Zirkon.

Ob die in Fig. 10 wiedergegebenen Einlagerungen von untereinander und mit dem Wirth parallel orientirten Mikroklin-schüppchen echte Einschlüsse oder anderer Natur sind, konnte nicht entschieden werden.

Bei beginnender Verwitterung der Plagioklase werden zunächst die Grenzen zwischen den Blätterdurchgängen, ferner die basischen Zonen und Kernpartien getrübt. Als Verwitterungsproduct erscheint Muscovit und Kaolin.

Quarz.

Die wesentlichsten Eigenschaften des Quarzes wurden bei der makroskopischen Beschreibung aufgeführt.

Im convergenten Lichte beobachtet man in Schnitten senkrecht oder schief zur optischen Axe ein Oeffnen und Schliessen des Axenkreuzes.

Die Quarzkörner zeigen mitunter eine wenig deutlich sichtbare, undulöse Auslöschung, desgleichen den Zerfall in Streifen, die wie bei dem Streifenquarz des Tonalitgneiss immer ε in der Längsrichtung haben. Nie sind dagegen zuckerkörnige Quarzaggregate zu beobachten. Der gegen Druckwirkungen so sehr empfindliche Quarz zeigt also nur ganz geringe Spuren von Kataklyse.

Mit Plagioklas bildet der Quarz schriftgranitische Verwachsungsformen (s. Plagioklas). Im Randporphyr verwächst er häufig mit dem jüngeren Mikroklin und bewirkt dann die granophyrische Structur der Grundmasse (vergl. Taf. VI [II], Fig. 1).

Einschlüsse führt der Quarz nur in geringer Menge: kleine Schüppchen von Biotit, Apatit, hie und da Zirkon.

Hornblende.

Die Querschnitte von Hornblende lassen die Tracen von (110) und (010) erkennen.

Die Auslöschungsschiefe auf (010) beträgt für cc 18° ; erste Mittellinie ist a .

Der Pleochroismus und die Absorption ist:

- a hellgelb,
 - b dunkelgelbgrün,
 - c wiesengrün,
- $b > c > a$.

Eine beginnende Neubildung von Biotit und Chlorit auf Kosten der Hornblende wurde öfters beobachtet. Manche Durchschnitte von Hornblende sind bereits völlig chloritisirt. Der Chlorit dürfte erst aus neugebildetem Biotit hervorgegangen sein.

Die Hornblende führt Einschlüsse von Erz, Apatit, Quarz und Plagioklas. Mikroklin ist mitunter scheinbar einschlussartig in der Hornblende vorhanden und dringt vom Rande her in Form von tiefen schmalen Buchten in das Innere der Hornblende ein. Die Ausfüllung dieser Buchten ist optisch orientirt mit den scheinbaren Einschlüssen; diese sind demnach nichts als querdurchschnittene Buchten.

Das Auftreten von grösseren und kleineren Hornblende-Individuen als Einschlüsse im Plagioklas wurde bereits erwähnt.

Biotit (Lepidomelan).

Den grösseren Biotiten fehlen für gewöhnlich deutliche krystallographische Formen; die kleineren Biotitschüppchen hingegen sind fast ausschliesslich idiomorphe, in Schnitten \perp (001) rechteckige Individuen von theils säulenförmiger, theils tafelförmiger Gestalt.

Die klein- und wirrschuppigen Aggregate von Biotit sind in der Regel Neubildungen nach Biotit.

Der Biotit (auch der neugebildete) ist charakterisirt durch seinen kräftigen Dichroismus und seine ungewöhnlich hohe Doppelbrechung. Nur besonders dünne Durchschnitte zeigen Interferenzfarben; stets sind es die der dritten Ordnung.

a lichtgelb

c dunkelschwarzbraun

$c > a$

$\gamma - \alpha = 0.1$ (gemessen mit dem Babinet'schen Compensator).

Das nahezu einaxige Axenbild öffnet sich in der „45°-Stellung“ nur wenig; a ist erste Mittellinie.

Knickungen und Biegungen wurden weder an den grösseren, noch an den kleineren Biotiten beobachtet.

Mit Hornblende verwächst der Biotit mitunter in orientirter Stellung.

Die neugebildeten Biotitschüppchen dringen häufig vom Rande her in das Innere der Hornblendesäulen ein.

Fig. 11.

Randporphyr, Leppengraben.



Ilmenit, verschiedene Wachstumsformen.

Eine homoaxe Umwandlung (Pseudomorphose) von Chlorit nach Biotit ist eine gewöhnliche Erscheinung. „Es tritt erst streifenweise eine grüne Färbung auf, bis die ganze Masse chloritisirt ist“ (Romberg: Argentinische Gesteine). Schwingt a des Biotit parallel dem Nicolhauptschnitt, so heben sich die chloritisirten Streifen wenig oder gar nicht vom Biotit ab. Der Unterschied wird erst wahrnehmbar, wenn das Präparat um 90° gedreht wird, also c des Biotit mit dem Nicolhauptschnitt parallel schwingt.

Ilmenit, Apatit, Quarz (sehr selten) bilden Einschlüsse im Biotit.

Accessorische Gemengtheile.

Von den accessorischen Gemengtheilen verdient besonders das Titaneisenerz hervorgehoben zu werden, das namentlich im Randporphyr in grösserer Menge vorhanden, sich durch seine eigenthümlichen Wachstumsformen auszeichnet. (Vergl. Fig. 11).

Ein farbloser oder blassgrünlicher und meist in unregelmässigen Körnern vorkommender Augit (s. auch „basische Concretionen“) ist in den Dünnschliffen des Randporphyrs kein seltener Gast. In einem rhomboidischen Durchschnitt von Augit, senkrecht b (parallel 010),

betrug die Auslöschungsschiefe $cc = 45^\circ$; c liegt in der spitzen Ecke des Durchschnittes.

Der Titanit ist stets leicht zu erkennen. Er kommt in Körnern und Krystallen vor; $\rho > \nu$, optisch, positiv, stark lichtbrechend.

Zirkon bildet kleine Säulchen von hoher Licht- und Doppelbrechung. Er löscht gerade aus und ist optisch positiv.

Apatit tritt in der bekannten säulen- und nadelförmigen Gestalt als Einschluss in allen wesentlichen Gemengtheilen und bisweilen auch im Ilmenit auf.

Fig. 12.
Randporphyr, Javoria.



Orthit (mit dunklen Rändern) umgeben von Hornblende.
In den Buchten des Orthit ist Mikroklin (gekreuzt schraffirt) auskrystallisiert, der im Innern auch einschlussartig auftritt (durchschnittene Buchten).

Orthit wurde bloß in einem einzigen Dünnschliffe beobachtet. Die Diagnose war ungenau, da nur ein einziger Durchschnitt vorhanden war. Gerade Auslöschung, starker Pleochroismus.

a rothbraun,
 c schwarz,
 $c > a$

Im Konoskope wurde ein Axenbalken gesehen, die Axe selbst lag ausserhalb des Gesichtsfeldes. Im auffallenden Licht ist der Durchschnitt in allen Stellungen opak. Nach der Fig. 12 zu schliessen, dürfte er älter sein als die Hornblende. Am Rande ist der Orthit ausgebuchtet, die Höhlungen sind von Mikroklin ausgefüllt. Die scheinbaren Einschlüsse von Mikroklin sind bloß die von der Schliifebene durchschnittenen Buchten.

Auffallend ist das gänzliche Fehlen von Epidot am Rande des Orthitdurchschnittes.

Structur und Ausscheidungsfolge.

Die Structur des Kerngranitit ist die hypidiomorphkörnige, die des Randporphyrs porphyrtartig mit holokrystallinischer, feinkörniger Grundmasse, welche Anklänge an Granophyrstructur aufweist.

Vergleicht man die Schlibbilder der Granititgesteine mit denen des Tonalitgneiss, so ergibt sich sogleich der hier schon mehrfach erwähnte Gegensatz in der Structur: Im Tonalitgneiss die ausgesprochenste Kataklasstructur, in den Gesteinen des Granititzuges (und speciell des Kerngranitit und Randporphyr) der Mangel derselben.

Bezüglich der Ausscheidungsfolge der Gemengtheile des Kerngranitit und Randporphyr finden wir in beiden Gesteinen eine grosse Aehnlichkeit. Auf die Bildung von ziemlich basischen Plagioklaskernen (Andesin) folgte die Ausscheidung von Hornblende und Biotit. Wann der Quarz auszukrystallisiren begann, konnte nicht sicher entschieden werden. Seine regelmässige dihexaedrische Form im Randporphyr spricht für ein relativ hohes Alter. Auch das Fehlen von Einschlüssen farbiger Minerale im Quarz, sowie die Hornblendemäntel um ihn, deuten darauf hin.

Die Ausscheidung von Plagioklas dauerte weiter. Es kam ein Zeitpunkt, wo die Krystallisation des Mikroklin begann. Grosse Krystalle natronhaltigen Mikroklin entstanden. Bis hierher reichte die gemeinsame Krystallisationsfolge. Die am Rande des Granititzuges am schnellsten erfolgende Abkühlung begann ihre Wirkung auf das Magma auszuüben, so zwar, dass der noch bedeutende Magmarest am Rande rascher auskrystallisirte als in den centralen Partien des Zuges. Die Mikroklinbildung wurde unterbrochen und aufs Neue krystallisirte Plagioklas in immer Na_2O -reicheren Gliedern, und zwar in schriftgranitischer Verwachsung mit Quarz. Die Plagioklassubstanz setzte sich zum Theil an die ihr chemisch verwandten Natronorthoklase (die späteren Mikroklinmikroperthite), zum Theil an die vorhandenen älteren Plagioklase. Im Magmarest reicherten sich saure und kaliführende Lösungen an, die in der Weise krystallisirten, dass Mikroklin und Quarz granophyrisch verwachsen. Was schliesslich an flüssigen Stoffen noch vorhanden war, krystallisirte in der Form von Mikropegmatitzapfen im Mikroklin oder circularte in Klüften des Gesteins und erstarrte zu Aplit.

Im Kern, wo die Abkühlung langsamer erfolgte, dauerte die Krystallisation länger an und die ganze Masse erstarrte gleichförmig grobkörnig. Der bereits erstarrte Rand wurde, wie die Einschlüsse von Randporphyr im Kerngranitit zeigen, an mehreren Stellen durchbrochen, ein Beweis dafür, dass das Magma im Kern länger flüssig blieb als am Rand.

b) Basische Concretionen.

Die basischen Concretionen lassen sich in zwei Varietäten gliedern, und zwar in

- | | | |
|------------------|---|------------------------|
| 1. Quarzführende | } | basische Concretionen. |
| 2. Quarzfreie | | |

Diese beiden Varietäten sind im Felde leicht zu unterscheiden. Für die erste Varietät sind rundliche, erbsengrosse Quarzkörner charakteristisch, die beispielsweise in den Concretionen der Topla in grosser Menge vorkommen. Diese Quarzkörner sind stets von einem aus Augit und Hornblende bestehenden Mantel umgeben. Die Farbe dieser Concretionen ist dunkelgrünlichgrau.

Die zweite Varietät, die nirgends in so grossen Massen ansteht, wie die erste, zeichnet sich durch ihren Reichthum an grösseren Biotitschuppen aus. Quarz tritt nur selten und nie in der oben erwähnten Form auf. Die quarzfreien Concretionen sind etwas gröber im Korn als die quarzführenden. Uebergänge zwischen beiden Varietäten wurden nicht beobachtet.

b.) Quarzführende basische Concretionen.

Für die wesentlichen Gemengtheile konnte die folgende Ausscheidungsfolge festgestellt werden: Quarz (zum Theil auch Plagioklas), Augit, Plagioklas. Der Hornblende, von der es nicht ganz sicher ist, ob sie primär gebildet oder auf Kosten des Augits entstanden ist, können wir keinen bestimmten Platz anweisen, wohl aber dem Biotit, der älter ist als der Augit.

Quarz.

Die scheinbar einheitlichen Quarzkörner zerfallen u. d. M. meist in ein Aggregat von mehreren Körnern (Taf. VI [II], Fig. 5), die unter einander nicht parallel orientirt sind. Um diese zu einer Kugel geformten Quarzkörner legt sich concentrisch ein Kranz von Augitkryställchen, die am Rande in das Innere der Quarzkörner eingreifen und förmliche Einschlüsse in der Randpartie, niemals aber im Centrum bilden.

Ausser in dieser beschriebenen Form wurde der Quarz noch in Gestalt kleiner, runder Durchschnitte als Einschluss im Augit und in der Hornblende aufgefunden.

Ueber die Herkunft der grösseren, erbsenförmigen Quarze wissen wir nichts Bestimmtes. Ob sie wirklich die ältesten Ausscheidungen des Magmas sind oder fremde Einschlüsse, ist schwer zu entscheiden. Gegen die erste Auffassung würde die Thatsache sprechen, dass die Quarzkugeln meistens aus mehreren Körnern bestehen, wenn nicht wieder andererseits (z. B. im Randporphyr; siehe auch Rosenbusch, 3. Aufl., 2. Bd., pag. 400) beobachtet worden wäre, dass selbst äusserlich idiomorphe, dihexaedrische Quarze sich u. d. M. in mehrere, nicht orientirte Felder auflösen. Ausserdem wäre hier eine Ausnahme von der allgemein giltigen Regel, nach welcher in einem basischen Gestein zunächst die am meisten basischen Gemengtheile krystallisiren, während hier der Krystallisationsprocess mit der Ausscheidung freier Kieselsäure begonnen hätte. Im Quarzdioritporphyr von Steinegg in Niederösterreich beobachtete Becke (vgl. Rosenbusch, 3. Aufl., 2. Bd., pag. 446—447) ebenfalls rundliche, von Hornblendekränzen umgebene Quarzkörner, was ihn wegen der

Quarzarzarmuth der Grundmasse bestimmte, die Quarzkörner als Einschlüsse aufzufassen.

Zirkel¹⁾ gibt eine Uebersicht der diesbezüglichen Auffassungen. So sind Diller, Iddings und Goller für die Ansicht, dass die Quarze nicht Einschlüsse, sondern „primäre Ausscheidungsproducte des Magmas“ sind, entstanden „unter Einwirkung von überhitztem Wasserdampf auf das unter hohem Druck befindliche Magma“. Bei der Entlastung des Magmas spaltete sich dieses in einen extrem saueren Theil (Quarz etc.) und in einen basischen Rest. Iddings erwähnt ebenfalls die Augit- und Hornblende-Nadelchen, die die Quarzkörner mantelartig umgeben. So sehr ich mir bewusst bin, dass hier die richtige Entscheidung recht schwer ist, so stehe ich doch nicht an, die erwähnten Quarze für primäre Ausscheidungsproducte zu halten, schon mit Rücksicht darauf, dass dieses Mineral auch in Form von winzigen Einschlüssen in der Hornblende und im Augit auftritt.

Sehen wir nun von den grösseren Quarzen in unserem Falle ab, so bleibt uns auch ein quarzarmes Gestein übrig. Auffallend bleibt immer noch der Umstand, dass einerseits die grösseren Quarzaggregate stets nahezu die gleiche Grösse besitzen (3—5 mm im Durchmesser, selten darüber), andererseits auch einheitliche Plagioklase (Labrador) unter den gleichen Bedingungen, wie der Quarz, vorkommen.

Augit.

Augitindividuen von besonderer Regelmässigkeit der Formen liefert namentlich das dunkle Augitgestein, das am linken Ufer des Leppenbaches, hart am Wege zwischen der zweiten und dritten Säge, ansteht und äusserlich eine solche Aehnlichkeit mit Diabas besitzt, dass erst die mikroskopische Untersuchung seine Zugehörigkeit zu den basischen Concretionen erwies.

Der Augit wird mit blassgrünlicher Farbe durchsichtig. Bei gekreuzten Nicols erkennt man hie und da den zonaren Aufbau. Sanduhrformen scheinen zu fehlen.

Die Querschnitte von Augit haben die Form von fast quadratischen, an den Ecken abgeschnittenen Rechtecken mit wohl ausgebildeter Prismen-Spaltbarkeit. Die (100) und (010) sind im gleichen Masse entwickelt, das Prisma (110) besitzt blos schmale Flächen. Einfache, sowie polysynthetische Zwillinge {100} sind recht häufig. Die Längsschnitte haben nur selten die bekannte rhomboidische Gestalt, da sie gewöhnlich ohne terminale Endigung ausgebildet sind.

Die Auslöschungsschiefe α beträgt 40—50°, ist also ebensogross wie die der farblosen Augite des Randporphyrs; c liegt im stumpfen Winkel β und ist erste Mittellinie. Der Axenwinkel wurde an einigen Durchschnitten mit Becke's Zeichenapparat²⁾ gemessen. Verwendet

¹⁾ Zirkel F.: Lehrbuch der Petrographie. II. Aufl., I. Bd., pag. 714.

²⁾ Becke F.: Messung von Axenbildern mit dem Mikroskop. Tschermak's min. u. petrogr. Mitth. XIV. Bd., 6 H. Notiz.

— Die Gesteine der Columbretes. Tscherm. min. u. petrogr. Mitth. Bd. XVI, p. 155—179 und p. 303—336. Wien 1896.

wurden bloß solche Durchschnitte, in denen die Mittellinie nur wenig schief zur Axe des Instrumentes austrat.

2 V 60° bis 67°.

Verwachsungen von Augit mit Hornblende und Biotit sind allgemein verbreitet. Manchmal sind in einem Durchschnitte von Augit nur einige unregelmässige Flecken von Hornblende oder Biotit vorhanden, öfters ist ein maschiges Netzwerk von Augit und den beiden Mineralen entstanden. Nicht selten sind auch Durchschnitte, die der Hauptsache nach aus Hornblende und Biotit bestehen. Statt Hornblende und Biotit kann auch Chlorit auftreten, der pseudomorph nach diesen Mineralen ist.

Die beschriebenen Durchwachsungen sind in grosser Schönheit im Augitgestein des unteren Leppengrabens ausgebildet und erinnern vielfach an Erscheinungen, wie sie im Gabbro und Augitdiorit oft beobachtet wurden.

Bei der Beschreibung der quarzfreien Concretionen werden diese Verwachsungen noch eingehender besprochen werden.

Hornblende.

Die Hornblende tritt häufig in Zwillingen $\{100\}$ auf und besitzt in Schnitten b eine Auslöschungsschiefe cc 19°. Der Pleochroismus ist

a = gelbbraun,
 b = bräunlich,
 c = graugrün.

Die Absorption ist $b > c > a$.

Sehr kräftig ist der Pleochroismus und die Absorption der primären Hornblende in dem bereits genannten Augitgestein des unteren Leppengrabens:

a lichtgelbbraun,
 b dunkelbraun,
 c schmutziggrün,
 $b > c > a$.

Das Innere der Hornblende ist oft erfüllt von einer Unzahl feiner Stäubchen, die bei sehr starker Vergrösserung als Ilmenit erkannt wurden.

Biotit.

Der Biotit bildet unregelmässig rechteckige Durchschnitte, sowie auch Aggregate. Die Doppelbrechung und der Pleochroismus ist nicht so stark wie beim Lepidomelan des Randporphyrs. Die Färbung ist merklich lichter.

c = röthlichbraun,
 a = hellgelb,
 $c > a$.

Bisweilen treten Gleitflächen auf.

Plagioklas.

Als basischtester Vertreter der Plagioklasreihe wurde im Kern der meist angewitterten Plagioklasindividuen Labrador Ab_1 , An_1 angetroffen. Die Hülle ist Oligoklas von der Zusammensetzung Ab_4 , An_1 . Die Bestimmung erfolgte nach M. Levy's Methode der correspondierenden Auslöschungsschiefen, z. B.:

Kern: 1	—	14·5°	}	niedere Interferenzfarben	
1'	+	15·5°		}	höhere Interferenzfarben
2	—	5·5°			
Hülle: 1	+	3·5°	}	niedere Interferenzfarben	
1'	—	4·5°		}	höhere Interferenzfarben
2	+	1·5°			

Schnitte nach *M* wurden nicht aufgefunden.

An einem analog den Quarzaggregaten auftretenden Plagioklaszwilling (circa 10 mm lang und 4 mm dick), der ebenfalls von einem Augitmantel umgeben war, konnte der Axenwinkel gemessen werden.

$$2 V \quad 75^\circ \text{ um } c,$$

was auf Labrador hinweist. Dieser Durchschnitt erschien u. d. M. erfüllt von einer grossen Menge von Einschlüssen: Augit, Hornblende, Biotit, Apatit und Erz.

Der Plagioklas verwittert leicht zu Kaolin und Muscovit, wobei Calcit mitgebildet wird, der häufig am Aussenrande der Plagioklasdurchschnitte auftritt und durch seine charakteristischen optischen Eigenschaften sofort zu erkennen ist.

Mikroklin.

Mikroklin kommt nur selten und dann in unregelmässigen kleinen Schmitzen vor, die Lücken zwischen Plagioklas schliessend.

Accessorische Gemengtheile.

Apatit ist in oft auffallend grossen Säulen ausgebildet, kommt aber auch in der gewöhnlichen Nadelform vor.

Ilmenit bildet ähnliche Körner und skelettartige Wachstumsformen wie im Kerngranit und Randporphyr. Er ist häufig von einem mehr oder weniger breiten Saum von Titanit (nicht Leukoxen!) umgeben, der auch selbstständig auftritt.

Der Pyrit erscheint in kleinen Körnchen im Ilmenit und ist wohl ein Zersetzungsproduct.

Structur.

Sieht man von den rundlichen, dem Gestein mitunter ein porphyrisches Aussehen gebenden Quarzkörnern und Aggregaten ab, so ist die Structur die hypidiomorphkörnige im Sinne von Rosenbusch. Als selbstständiges Gestein würden diese Concretionen als „quarz-

führender Augitdiorit“ zu bezeichnen sein, vorausgesetzt, dass der Quarz eine primäre Ausscheidung ist und nicht etwa, wie schon früher erwähnt, auch als „Einschluss“ aufgefasst werden kann.

b.) Quarzfreie basische Concretionen.

Diese Varietät der basischen Concretionen ist nicht gänzlich frei von Quarz, wohl aber sehr arm an diesem Bestandtheile, der in den Dünnschliffen nur hie und da in Form kleiner, unregelmässiger Durchschnitte vorkommt.

Die Gemengtheile dieser Varietät zeigen bezüglich des optischen Verhaltens wenig abweichendes von den der quarzführenden Concretionen.

Nur der Biotit ist etwas verschieden; er nähert sich dem Lepidomelan des Randporphyrs.

Der Apatit tritt in ungewöhnlich grossen, bereits mit der Lupe erkennbaren Krystallen und stets in bedeutender Menge auf.

Bemerkenswerth ist auch, dass diese Concretionen Anzeichen von Kataklastenstruktur besitzen: schwach gebogene Plagioklase (die aber nie zersprengt sind, wie im Tonalitgneiss), geknickte Biotitschuppen. Der Winkel zwischen der Trace von (001) und den verschobenen Biotitpartien beträgt 60° bis 65° .

Mikroclin scheint zu fehlen.

Die Ausscheidungsfolge in den quarzfreien Concretionen ist: Apatit, Ilmenit, Augit, Hornblende und Biotit, Plagioklas, Quarz.

Die Structur ist die hypidiomorphkörnige.

Würden Massen von der Zusammensetzung der quarzfreien Concretionen selbstständig auftreten, so könnte für sie der Ausdruck: „quarzarme Augitdiorite“ gebraucht werden.

Verwachsungen von Augit und Hornblende mit Biotit.

Besonders schön sind in diesen Concretionen die Verwachsungen von Augit, Hornblende und Biotit ausgebildet. Der Augit bildet Körner mit angedeuteter Krystallform; die Ränder der Durchschnitte sind oft tief eingebuchtet. Diese Höhlungen sind ausgefüllt von Hornblende oder Biotit, seltener von Plagioklas.

In Schnitten von Augit parallel der Vertikalaxe erkennt man, dass die Spaltrisse des Biotits mit der Vertikalaxe ihres Wirthes parallel verlaufen. Die Vertikalaxen beider Minerale stehen also auf einander nahezu senkrecht. Die Hornblende verwächst hingegen mit dem Augit homoax (parallele Verwachsung).

Durchschnitte von Augit parallel (010) zeigen, dass die Ebene der optischen Axen des Augits und der mit ihm verwachsenen Hornblende zusammenfallen und dass die Elasticitätsaxe c in beiden Mineralen im gleichen Sinne von der Vertikalaxe abweicht:

$$cc \text{ (Augit)} = 45^{\circ}.$$

$$cc \text{ (Hornblende)} = 19^{\circ}.$$

Derartige parallele Verwachsungen zwischen Augit, Biotit und Hornblende sind ganz ähnlich den schon oftmals beschriebenen Ver-

wachungen im Gabbro und Augitdiorit. Man fasst sie häufig als primäre, gleichzeitige Bildung auf. Die Art und Weise aber, wie der Biotit und die Hornblende in den basischen Concretionen des Granitit-zuges mit dem Augit verwachsen (randliche Säume, maschige Durchdringung), macht es wahrscheinlich, dass diese Verwachsungen durch Annahme einer Neubildung von Hornblende und Biotit auf Kosten des Augits zu erklären sind. Die Umwandlung des Augits ist aber kein secundärer, etwa auf Verwitterung zurückführbarer Vorgang, sondern eine Art von magmatischer Resorption.

Gegen die Auffassung einer secundären Verwitterung als Ursache der Hornblende- und Biotitbildung spricht der Umstand, dass erstere nie in der bekannten Uralitform auftritt und letzterer im Augit nie die kleinschuppige Form besitzt, wie sie dem pseudomorphen Biotit zukommt.

Die tiefen Buchten im Augit sind durch magmatische Corrosion entstanden, die eintrat, als der Augit bestandunfähig wurde. Die künstliche Darstellung¹⁾ von Hornblende hilft uns ferner den Umwandlungsprocess: Hornblende und Biotit nach Augit, zu erklären. Bekanntlich ist für das Zustandekommen der Hornblende die Gegenwart von H_2O bei grossem Druck und hoher Temperatur unerlässlich. Nie entsteht Hornblende bei einem einfachen Schmelzprocesse.

Die in einem Eruptivmagma vorhandenen HO -Gruppen konnten erst unterhalb einer bestimmten Druck- und Temperaturgrenze zur Wirkung gelangen. Dann ist aber auch die Möglichkeit vorhanden, dass sich Hornblende bildet, theils aus den noch nicht auskrystallisirten, unter gewöhnlichen Umständen zu Augit erstarrenden Silikaten, theils durch Resorption des bereits vorhandenen Augits. Zu diesem Zwecke ist es aber nothwendig, dass das magmatische „Wasser“ nicht in Form von Dämpfen entweichen könne. Tritt dieser Fall, der gleichbedeutend ist mit der Effusion des Magmas nach Art der Ergussgesteine, ein, so fehlt das agens der Hornblendebildung; es entsteht keine neue Hornblende mehr und die bereits vorhandene wird resorbirt. Ähnliches gilt, wenn auch in etwas complicirterer Form, für den Biotit. Kurz zusammengefasst ergibt sich folgendes:

In einem Tiefengestein kann vorhandener Augit bei hohem Druck und abnehmender Temperatur durch Einwirkung von magmatischem Wasser resorbirt und in Hornblende, sowie durch Wegführung der CaO -Molekel in Biotit umgewandelt werden.

In einem Ergussgesteine dagegen wird die Hornblende und der Biotit bei hoher Temperatur, abnehmendem Druck und Entweichen von Wasserdampf randlich umkrystallisirt. Bildung von Resorptionsmänteln.

Die Thatsache, dass in einem Tiefengesteine bei gleichzeitiger Gegenwart von Hornblende und Augit dieser in der Regel älter ist als jene, rechtfertigt die hier ausgesprochene Ansicht in befriedigender Weise.

Die Neubildung von Hornblende und Biotit auf Kosten des Augits fällt also in eine verhältnissmässig späte Epoche der Gesteinsverfestigung.

¹⁾ Doelter C.: Synthetische Studien. N. Jahrb. f. Min. etc., Bd. I. 1897.

c) Ganggranitit.

Allen Ganggranititen gemeinsam ist das reichliche Vorkommen von Mikroklin, der in den saueren Varietäten wohl 30% des gesammten Gesteines ausmachen dürfte.

Der Biotit unterscheidet sich bereits äusserlich sehr auffallend vom Lepidomelan des Randporphyr und Kerngranitit. Doppelbrechung und Pleochroismus erinnern sehr an den weiter unten zu besprechenden Biotit der Contactgesteine: nicht sehr hohe Doppelbrechung, Pleochroismus

c fuchsroth

a hellgelb

die Absorption $c > a$.

Muscovit ist stets vorhanden, in den lichten Ganggranititen in grösserer Menge als in den dunklen, und beherbergt bisweilen Einschlüsse von Biotit

Der Mikroklin beherbergt ebenfalls häufig Biotiteinschlüsse. Die Gitterstructur ist meist in hervorragender Schönheit ausgebildet. Plagioklasspindeln sind stets vorhanden.

In den lichten Ganggranititen bildet der Mikroklinmikroperthit orientirte, bald schmale, bald breite Mäntel um den älteren Oligoklas, der in Form abgerundeter Krystalle eine ziemliche Grösse erreicht. Der Oligoklas ist deutlich zonar gebaut. Farbeversuche lehrten, dass der Kern ($Ab_4 An_1$) den Farbstoff viel begieriger aufnimmt als die Hülle, die mit den Plagioklasspindeln des Mikroklinmantels gleichzeitig auslöscht, also der Mischung $Ab_{1,2} An_1$ sehr nahe kommt.

Plagioklas kommt, wie ebenfalls durch Farbeversuche erkannt wurde, auch in kleinen Körnern vor: ω γ . Er bildet mit Mikroklin und Quarz die letzten Erstarrungsantheile.

Mikropegmatitzapfen im Mikroklin sind nicht so häufig, wie in den zum Randporphyr gehörigen Gesteinen.

Quarz ist immer vorhanden und z. Th. auch (wie in den lichten Ganggranititen des unteren Kramarcagrabens) in grösseren Körnern.

Hornblende tritt nur hie und da auf. Eine angedeutete Katalasstructur lässt sich oft beobachten, am deutlichsten im dunklen Ganggranitit am Ausgange des Snezenikgrabens. Der Biotit ist dort sehr schön gefältelt, die Plagioklaslamellen sind S förmig gebogen, der Quarz löscht undulös aus und auch die Gitterung des Mikroklin ist gebogen. Nie sind aber die Gemengtheile bis zum Zerspringen gepresst worden. (Die gebogene Gitterung am Mikroklin spricht wohl deutlich dafür, dass ihre Entstehung nicht immer auf Druckwirkungen zurückzuführen ist.)

Die verschiedene Korngrösse der Ganggranitite hat wohl ihren Grund in der bald schneller, bald langsamer erfolgten Erstarrung.

d) Aplit und Pegmatit.

Der Aplit kommt in Form von schmalen Gängen in allen Gesteinen des Granititzuges vor, der Pegmatit scheint auf die Randzonen beschränkt zu sein; er spielt überhaupt in Südkärnten nicht die

grosse Rolle, wie in anderen Granitgebieten, sondern hat eine sehr beschränkte Verbreitung.

An der Zusammensetzung des Apliten beteiligen sich besonders Mikroklin und Quarz, saurer Oligoklas ($\omega \geq \gamma$) nur untergeordnet. Auch im Aplit sind die Mikroklinkörner stets mikropertithisch, dergleichen im Pegmatit, wo die Plagioklasspindeln eine ansehnliche Breite erlangen.

Mikropegmatitzapfen kommen nur am Rande der Mikroklinkörner vor und umgeben diese mitunter kranzförmig.

Die Quarzstengel im Pegmatit erreichen eine bereits makroskopisch bemerkbare Dicke: Querschnitte dieser Stengel haben hier und da polygonale Gestalt.

Bei der chemischen Untersuchung beschränkte ich mich auf die drei typischen Abänderungen des Granitlages. Von den nachfolgenden Localitäten kamen Handstücke zur Verwendung:

Topla: Kerngranit und basische, quarzführende Concretionen.
 Javoria: Randporphyr.

Das spezifische Gewicht wurde an frischen Stücken des zur chemischen Bauschanalyse und mechanischen Trennung bestimmten Materials vorgenommen und ergab mittelst der hydrostatischen Wage folgende Zahlen:

Basische, quarzführende Concretionen	2.86
Randporphyr	2.69
Kerngranit	2.65

Die mechanische Trennung mittelst Metylenjodid ergab folgendes procentisches Verhältniss:

	Kerngr.	Randp.	Bas.	Concr.
Hornblende, Biotit, Augit, Erz,				
Titanit, Apatit	$s > 2.736$	7.4	12.5	63.2
Plagioklas und Quarz	$s > 2.621$	50.2	45.7	34
Mikroklinmikropertith	$s < 2.621$	42.5	41.8	2.8

Um das gegenseitige Verhältniss zwischen Plagioklas und Quarz zahlenmässig festzustellen, wurde in einem gewogenen Antheil der Fällung $s > 2.621$ die Kieselsäure nach der gewöhnlichen Methode bestimmt und daraus die Menge an Quarz und Plagioklas berechnet. Als Durchschnittsplagioklas wurde für den Kerngranit $Ab_6 An_1$, für den Randporphyr $Ab_4 An_1$, und für die basische Concretion $Ab_8 An_1$ angenommen.

Es ergaben sich so folgende Zahlen:

	Kerngr.	Randp.	Bas.	Concr.
P r o c e n t				
Plagioklas	29.3	34		31
Quarz	20.1	12		3

Die chemische Bauschanalyse wurde von mir im mineralogischen Institute durchgeführt.

	Kerngranitit, Topla.	Randporphyr, Javoria.	Bas., quarzförende Concret., Topla.
Glühverlust	0·55	0·51	1·23
SiO_2	70·44	66·83	54·73
TiO_2	—	Spuren	Deutl. Spuren
P_2O_5	—	—	Spuren
Al_2O_3	15·63	16·40	14·02
Fe_2O_3	1·34	3·17	2·34
FeO	1·12	1·89	4·92
MgO	0·55	1·07	7·40
CaO	1·98	2·59	10·20
Na_2O	4·03	4·65	2·98
K_2O	5·18	4·21	2·67
	100·82	101·32	100·49

Die Berechnung dieser Analysen ergab für die einzelnen Gesteins-gemengtheile:

	Kerngranitit		Randporphyr		Basische Concr.	
	Rechnung	Trennung	Rechnung	Trennung	Rechnung	Trennung
	P r o c e n t					
Quarz	22	20	17	12	5	3
Plagioklas $Ab_3 An_1 - Ab_3 An_1$	} 42 (Ab_3)	29·3	34 (Ab_3)	34	29 (Ab_3)	31
" $Ab_{12} An_1$ ¹⁾		12·0	11	19	—	—
Mikroclin	—	31	22	23	—	3
Hornbleude	4·8	} 7·96	7·6	} 12·3	12·6	} 63·2
Biotit	3·3		6·6		20·1	
Augit	—	—	—	29·8	—	
Erz	—	—	—	0·2	—	—

Das Ergebniss der Analysen lehrt, dass die Gesteine des süd-kärntnerischen Granitzuges zu den echten Granititen gehören.

In neuester Zeit hat Brögger versucht, die kalkreichen granitischen Gesteine in eine Serie zu bringen, deren SiO_2 -reichsten Glieder Adamellite, deren SiO_2 -ärmsten und dabei kalkreichsten Glieder Monzonite benannt werden. Dazwischen stehen die Banatite. Ich greife aus dieser Reihe drei Analysen heraus und zwar ent-sprechend

unserem Kerngranitit	den Adamellit	von Landsberg, Barr.
" Randporphyr	Banatit	Watab, Minnesota
unserer bas. Concretion	Monzonit	Monzoni.

¹⁾ Die Albitspindeln in den Mikroclinen.

	Adamellit Poisson	Banatit Watab	Monzonit Malgola
SiO_2	68·20	65·27	52·16
Al_2O_3	15·96	15·76	22·11
Fe_2O_3	4·80	5·73	8·58
MgO	0·78	2·14	2·64
CaO	2·92	3·70	8·61
Na_2O	3·75	4·57	3·35
K_2O	4·14	3·97	2·00
H_2O	—	0·42	0·80

Trotz mancher augenscheinlichen Unterschiede dieser drei Analysen und der Analysen der Kärntner Granitite, ist die Uebereinstimmung eine recht gute und wir müssten unsern Kerngranitit als Adamellit, den Randporphyr als Banatit und die basische Concretion als Monzonit bezeichnen. Ich kann mich jedoch zur Annahme der Brögger'schen Nomenclatur nicht entschliessen und ziehe es vor, beim guten eingebürgerten Namen Granitit zu verharren. Die Granitite Südkärntens stammen zweifelsohne aus einem gemeinsamen Stamminagma, die einzelnen Abänderungen verdanken einer Spaltung dieses Magmas ihre Entstehung. Die porphyrische Randfacies ist an Kieselsäure ärmer als das Kerngestein.

Graphische Darstellung und Discussion der Analysen.

Wir verdanken Becke¹⁾ eine Methode der graphischen Darstellung von Resultaten chemischer Bauschanalysen. In der unten citirten Schrift ist das Wesen dieser Methode auseinandergesetzt und ich glaube mir daher eine nähere Erläuterung derselben ersparen zu können. So viel nur möge hier Platz finden: Beim Vergleiche und auch bei der graphischen Darstellung chemischer Analysen verwendet man die Molekularverhältnisse und nicht die gefundenen Procentzahlen. Mittels zweier Formeln ermittelt man zunächst aus den durch Division der Molekulargewichte von CaO , K_2O und H_2O in ihren Procentzahlen gefundenen Molekularverhältnissen die Ordinate und Abscisse für das „Alkaliendreieck“ und findet so den Analysenort. Um die Menge an SiO_2 und den übrigen wichtigeren Verbindungen graphisch darzustellen, benützt man das sogenannte Verticalbild. Auf der Ordinate werden direct die berechneten Molekularverhältnisse aufgetragen. In den Fig. 13 und 14 ist nach Becke's Methode die graphische Darstellung der drei analysirten Abänderungen des kärntnerischen Granititzuges durchgeführt. Zum Vergleiche wurden auch die oben citirten Analysen von Adamellit, Banatit und Monzonit in das Analysenschema einbezogen. K bedeutet den Kerngranitit, R den Randporphyr, BC die quarzführenden basischen Concretionen, Ad den Adamellit, Ba den Banatit und Mo den Monzonit. Betrachten

¹⁾ F. Becke: Gesteine der Columbretes. Tscherm. mineral. u. petrogr. Mitth., Wien 1896, Bd. XVI, pag. 313—320.

Fig. 13.
„Alkalien-Dreieck.“

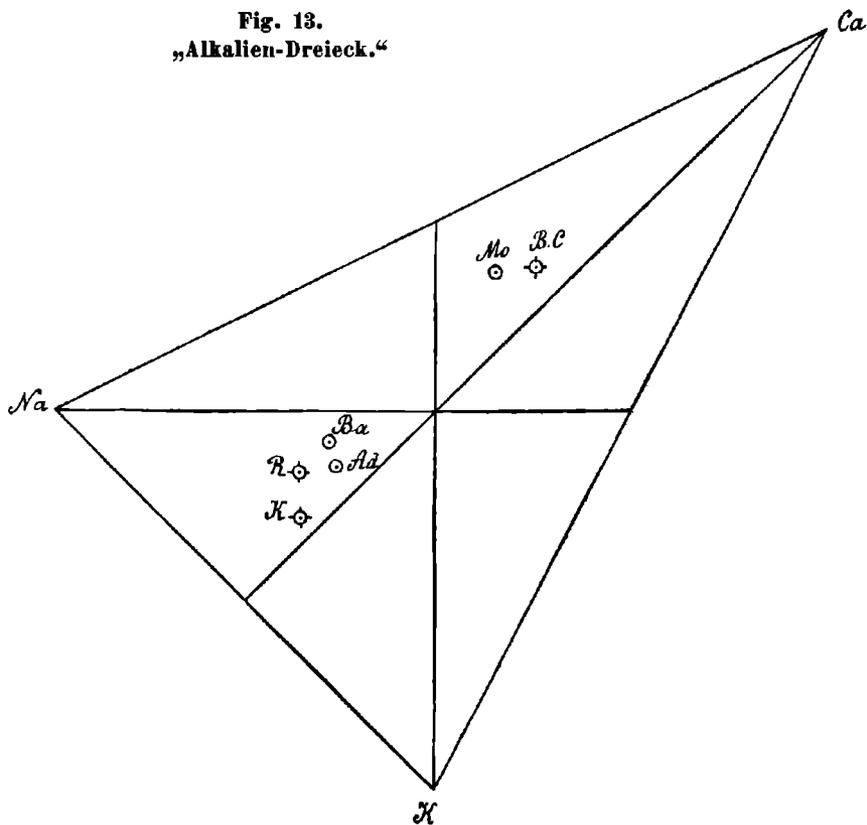
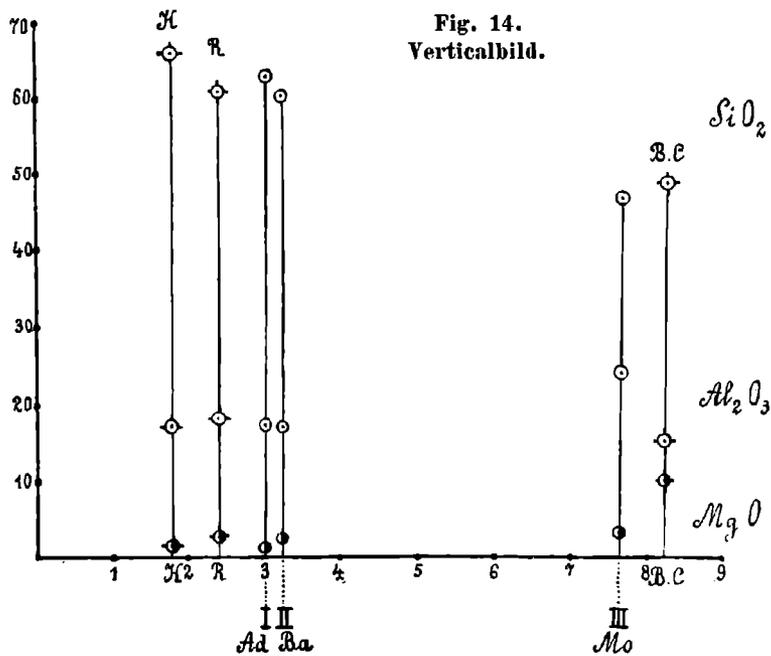


Fig. 14.
Verticalbild.



wir zunächst das Alkaliendreieck Fig. 13: Die überwiegende Menge von Natrium gegenüber dem Kalium ist charakteristisch. Der Analysenort für den Kerngranitit ist dem Mittelstrich am nächsten; hier ist die Menge an Na und K nahezu gleich, während im Randporphyr das Na vorherrscht. Deutlich kommt im „Alkalien-Dreieck“ die überwiegende Menge an Alkalien im Kerngranitit und Randporphyr gegenüber den hier verwendeten Vertretern der Adamellite und Banatite zum Ausdruck. Der Kerngranitit und Randporphyr stehen also den echten Granititen näher als der Adamellit und Banatit. Die Beibehaltung des Namens „Granitit“ für unsere Gesteine erscheint demnach auch in chemischer Hinsicht gerechtfertigt. Ueberaus Ca -reich erscheinen die basischen Concretionen, deren Analysenort nahe dem des Monzonit liegt.

Im Verticalbild ist die Menge an SiO_2 , Al_2O_3 und MgO zum Ausdruck gebracht. Die grosse Aehnlichkeit zwischen den beiden Typen des kärntnerischen Granititzuges mit den hier verwendeten Vertretern der Adamellite und Banatite ist bezüglich des Gehaltes an Al_2O_3 und MgO deutlich erkennbar. Nur im Gehalte an SiO_2 sind grössere Unterschiede vorhanden.

Interessant ist der Vergleich zwischen den basischen Concretionen und dem Hornblende-Monzonit der Malgola. Beide Gesteine unterscheiden sich bezüglich des Gehaltes an SiO_2 wenig. Dagegen ist die gegenseitige Abhängigkeit zwischen Al_2O_3 und MgO bemerkenswerth, so zwar, dass mit einem Steigen des MgO -Gehaltes ein Fallen des Al_2O_3 -Gehaltes zum Ausdruck gebracht ist. Diese Erscheinung ist an Analysen basischer Concretionen öfters zu beobachten.

II d. Eintheilung der magmatischen Epoche.

Die magmatische Epoche, in der die Gesteine des Granititzuges verfestigt worden sind, können wir auf Grund der vorhandenen Beobachtungen eintheilen in die

- I. Magmatische Epoche:
 - präeruptive Epoche
 - eruptive Epoche
 - posteruptive Epoche,

der sich dann unmittelbar die

II. Epimagmatische Epoche anreicht.

Präeruptive Epoche: In diese fällt die Bildung der basischen Concretionen.

Eruptive Epoche: Bildung von Hornblende, Biotit, beginnende Quarz-, Mikroklin- und Plagioklasausscheidung. Erste Intrusion in die Schiefer: Biotitreiche Ganggranitite (basischere Ganggesteine, z. B. Sneženikgang).

Posteruptive Epoche: Es erfolgt die gesammte Erstarrung des ansehnlichen Magmarestes, und zwar in der Weise, dass sich eine Zone von Randporphyr von dem aus grobkörnigem Granitit be-

stehenden Kern scheidet, mit ihm aber auch durch Uebergänge verknüpft ist. Im Randporphyr gehören die grossen Einsprenglinge der eruptiven, die Bestandtheile der Grundmasse der posteruptiven Epoche an.

Letzte Intrusionen in die umgebenden Schiefergesteine: Lichte Ganggranitite (z. B. Kramarca), also saure Ganggesteine. Erstarrung der aplitischen Gangaufüllungen, sowie der Pegmatite, wenn nicht ein Theil von ihnen erst in der nächsten Epoche verfestigt wurde.

In die epimagmatische Epoche fallen die molecularen Umlagerungen in den fertigen Mineralen, z. B. die Entstehung der Plagioklasspindeln.

III. Contactgesteine.

In Berührung mit dem Granitmagma wurden die umgebenden Schiefer in ausgedehnter Masse metamorphosirt. Abstufungen im Grade der Metamorphose sind deutlich zu verfolgen, so zwar, dass die Schieferung der ursprünglichen Sedimente theils gänzlich verloren ging, theils noch völlig erhalten blieb. Es liegen noch zu wenig Untersuchungen vor, um das unveränderte Gestein, aus dem die Contactgesteine hervorgegangen sind, voll und ganz sicherzustellen.

Am stärksten beeinflusst vom Magma erscheinen die Einschlüsse von Schieferscherben, insbesondere die kleineren und dann namentlich die in grobkörnigem Granit eingebetteten. Für die anstehenden Schiefergesteine gilt die Regel, dass die Contactphänomene mit der Entfernung vom Magma abnehmen.

Folgende Contactgesteine sollen hier besprochen werden:

1. Einschlüsse von verschiedenen Localitäten.
2. Andalusit-Cordierit-Schieferhornfels aus dem Remschenigraben.
3. Cordierit-Glimmer-Hornfels, Schaida und Keap.

1. Einschlüsse.

Im Felde beobachtet man an vielen Orten ausser den durch die erhaltene Schieferung und Fältelung sofort als solche erkennbaren Schieferinschlüssen auch noch andere, die äusserlich eine so grosse Aehnlichkeit mit basischen Concretionen besitzen, dass sie auf Teller's Handstück-Etiquetten als „dunkle Abänderungen des Granit“, auf meinen als „basische Concretionen“ bezeichnet sind. Sie sind aber echte Einschlüsse eines ursprünglich sedimentären Gesteines, die besonders stark der magmatischen Einwirkung ausgesetzt waren.

Diese Art von Einschlüssen sei zunächst besprochen.

a) Concretionsartige Einschlüsse.

Makroskopisch dichte, meist kleinere und selten scharfeckige Knollen von dunkler Farbe. Auf angeschliffenen und polirten Stellen sind hie und da schwarze, 3—4 mm breite, fast kreisrunde Flecken bemerkbar. Eine Mineraldiagnose ist makroskopisch nicht möglich.

Diese Einschlüsse liegen niemals im feinkörnigen Ganggranitit, sondern immer in einem grobkörnigen, dem Kerngranitit ähnlichen Gestein. Sie finden sich nicht nur auf der Südseite des Granititzuges, sondern bezeichnender Weise auch auf dessen Nordseite. (Südseite: Toplamündung. Nordseite: Leppengraben, dritte Säge.)

U. d. M. löst sich das dunkle und dichte Gestein in ein nahezu gleichkörniges Gemenge von Biotitschüppchen und farblosen Bestandtheilen auf. Manche Einschlüsse (Topla) führen blassgrünlichen Augit, und zwar theils mit Biotit gemengt, theils zu grösseren Augen geschaart. Die schwarzen Flecken rühren von einer Biotitanreicherung her.

Der Biotit der concretionenähnlichen Einschlüsse ist ähnlich dem Lepidomelan des Randporphyrs; die nach c schwingenden Strahlen werden aber etwas schwächer absorbiert.

Der Augit ist der gleiche, wie er aus dem Randporphyr und den basischen Concretionen beschrieben worden ist

Die farblosen Bestandtheile bestehen, wie Aetz- und Färbversuche, sowie Vergleiche ihres Lichtbrechungsvermögens untereinander und mit dem des Canadabalsams zeigten, vorwiegend aus Oligoklas, ferner aus Kalifeldspath und Quarz. Eine genauere Bestimmung des Oligoklas gelang nicht. Farblose, stark licht- und schwach doppelbrechende Einschlüsse in Form winziger Säulchen sind in den farblosen Gemengtheilen in grosser Menge vorhanden (Apatit?), desgleichen Ilmenit in winzigen runden Körnchen und Schüppchen von Biotit.

Die Contactstructur (siehe Andalusit-Cordierit-Schieferhornfels) ist deutlich ausgeprägt.

Schliesslich sei noch die Vermuthung ausgesprochen, dass sich auch in anderen Gebieten solche concretionsartige Gebilde als umgeschmolzene Einschlüsse enthüllen werden.

b) Einschlüsse von Schieferhornfels.

Diese Einschlüsse lassen sich vom anstehenden Schieferhornfels nicht recht trennen. Sie seien deshalb hier nur kurz besprochen und verweise ich ganz auf das Capitel „Andalusit-Cordierit-Schieferhornfels“.

Die Einschlüsse dieser Art sind ebenfalls umsomehr vom Contact beeinflusst, je gröber das Korn des sie umgebenden Granitit ist. Auch die Grösse der eingeschlossenen Bruchstücke ist massgebend. Am intensivsten erfolgte die Metamorphose an den Rändern der Einschlüsse: Ausbildung eines mehrere Millimeter breiten Biotitsaumes.

Die ursprüngliche Schieferung ist meist erhalten, mitunter fehlt sie, besonders in den kleineren Scherben.

Die Granititmasse ist häufig in sehr schmalen (0.5—1 mm breiten) verästelten Canälen, theils in Klüfte der Schieferbrocken, theils zwischen die Fugen der Schieferung eingedrungen. In letzterem Falle besteht manchmal eine förmliche Wechsellagerung von dünnen Schieferlamellen und Granitschnüren.

Der Biotit hat dieselbe fuchsrothe Farbe wie in den Ganggranititen.

Von dem im nächsten Capitel zu besprechenden Schieferhornfels unterscheiden sich diese Einschlüsse bloß durch den Mangel an Andalusit und Cordierit, gleichen ihm aber völlig bezüglich der Structur und der sonstigen mineralogischen Zusammensetzung.

2. Andalusit-Cordierit-Schieferhornfels.

Dieses Gestein stammt aus dem unteren Remscheniggraben¹⁾ in nächster Nähe der Granititgrenze. Habituell hat es große Ähnlichkeit mit dem Gipfelgestein („Schiefergneiss“) des grossen Fensterlekofels in der Rieserfernergruppe, das von mehreren meterdicken Pegmatitblättern durchzogen wird.

U. d. M. erkennt man, dass der Schieferhornfels des Remscheniggrabens von folgenden Mineralen zusammengesetzt wird: Biotit, Muscovit, Quarz, Mikroklin, Plagioklas, Andalusit, Cordierit, Turmalin, Apatit und Ilmenit

Die Anwesenheit von Andalusit und Cordierit in grösserer Menge, sowie structurelle Eigenthümlichkeiten (s. u.) machten es wahrscheinlich, dass dieser Schieferhornfels ein durch Contactmetamorphose verändertes Sediment ist.

Biotit.

Aus kleinen Schuppen von Biotit bestehen die dunklen Lagen des Gesteins, die mit den farblosen wechsellagern. In Präparaten senkrecht zur Schieferung erscheinen die Biotitschüppchen meist senkrecht zur Spaltbarkeit getroffen; sie verlaufen dann theils parallel mit der Schieferung, theils queren sie dieselbe.

Die Doppelbrechung des Biotit ist nicht hoch, im convergenten polarisirten Lichte erweist er sich als deutlich zweiaxig.

Der Pleochroismus ist

c — fuchsroth
a — hellgelb
c > a.

Der Biotit tritt nicht nur in Form selbstständiger Lagen, sondern auch in Gestalt theils runder, theils rechteckiger oder unregelmässiger kleiner Gebilde als Einschluss in allen übrigen Mineralen (ausgenommen Apatit, Ilmenit und Turmalin) auf.

Muscovit.

Nie bildet der Muscovit Lagen nach Art des Biotits, sondern findet sich bloß in kleineren, selten grösseren farblosen Schüppchen in Gesellschaft des Biotit, der immer vorherrschend ist.

Als Einschlussmineral in ähnlicher Form wie der Biotit wurde der Muscovit oft beobachtet.

¹⁾ Ganz analoges Gestein fand ich auch in der Nähe des Gehöftes Najaunik bei Schwarzenbach.

Quarz.

Der Quarz bildet theils selbstständige Körner, theils in Gesellschaft mit Mikroklin und Plagioklas Linsen und Schnüre, wobei häufig jenes mosaikartige Pflaster zu beobachten ist, das von Salomon, Beck (Sachsen) u. A. beschrieben worden ist. Die Quarzkörner sind, wenn sie allein auftreten, grösser als im gemeinsamen Vorkommen mit Mikroklin und Plagioklas.

Mikroklin.

Die stets in vollendeter Schönheit entwickelte Gitterstructur lässt den Mikroklin auf den ersten Blick erkennen. Die schwache Lichtbrechung ermöglicht den Ueberblick seiner Menge gegenüber den anderen farblosen Mineralen. Auch der Mikroklin bildet oft selbstständige Partien im Gestein.

Plagioklas.

Die gewöhnlichen optischen Behelfe genügten nicht, um den Plagioklas sicher zu erkennen und bezüglich seiner Menge zu studiren. Becke's Färbemethode hatte hier den günstigsten Erfolg, indem durch sie sichergestellt wurde, dass der Plagioklas zwar in grosser Menge, aber nie in grösseren Individuen vorhanden ist, sondern nur Aggregate kleiner Körnchen bildet (Plagioklaslinsen). Gewöhnlich ist der Plagioklas mit Quarz und Mikroklin vergesellschaftet. Auffallend ist der Mangel jeder Zwillingsstreifung. Die genauere Bestimmung des Plagioklas gelang nicht; es konnte nur festgestellt werden, dass er ziemlich schwer gelatinirt und schwächer lichtbrechend als der Quarz ist, also zu den sauren Oligoklasen (wenn nicht zum Albit) zu stellen ist.

In Form von Einschlüssen wurde Mikroklin nicht aufgefunden.

Andalusit.

Die Diagnose auf Andalusit wurde u. d. M. durch folgendes Verhalten leicht ermöglicht:

Stark licht-, schwach doppelbrechend, gerade Auslöschung längs der Spaltrisse, optisch negativ. Der Pleochroismus ist sehr deutlich

a rosenroth

c farblos.

Die Umrisse sind immer unregelmässig, deuten aber auf eine säulenförmige Gestalt. Bezüglich der Grösse seiner Durchschnitte (2—3 mm) wird der Andalusit nur noch vom Cordierit erreicht. Maschige Wachstumsformen wurden ebenfalls beobachtet. Das Schliffbild Taf. VII (III), Fig. 2 lässt erkennen, dass ein grösseres Andalusit-individuum einen schwächer lichtbrechenden Durchschnitt (Gordierit) umschliesst und ihn auch in Form von Adern (oder Aesten) durchzieht.

Der Andalusit umschliesst Einschlüsse von Biotit, Muscovit und Quarz.

Neugebildeter Muscovit ist am Rande der Andalusitdurchschnitte nicht selten aufzufinden.

Cordierit.

Die unregelmässigen, schwach doppelbrechenden und wenig stark lichtbrechenden Durchschnitte, die so häufig an die Nachbarschaft des Andalusit gebunden sind, fallen bei der Untersuchung u. d. M. bald auf. Ihre Deutung war etwas schwierig.

Im parallel polarisirten Lichte ist fast immer ein Zerfall in viele unregelmässige, langgestreckte Felder zu beobachten, desgleichen Zwillingsbildung. Auch die Durchschnitte von der Art, wie sie Cordieritdrillinge oft zeigen (Sectorenbildung), wurden, wenn auch nur selten, gefunden. Stets liegt dann die Axe der kleineren Elasticität radial, die der grösseren peripher. Ein Durchschnitt, der die Mittellinie α und eine optische Axe zeigte, ermöglichte die ungefähre Messung des Axenwinkels:

$$2V = \text{ca. } 70^\circ \text{ um } \alpha.$$

Das Mineral ist also optisch negativ. Die Lichtbrechung ist nicht gross und kommt der des Quarz nahe. Pleochroismus scheint zu fehlen und wurde auch in noch dicken Präparaten (während des Schleifprocesses untersuchte Platten von circa 0.25 mm Dicke) nicht wahrgenommen.

Da dieses auf Cordierit hinweisende Mineral auch in Form von Linsen auftritt (bis zu 3 cm lang und mehrere Millimeter dick), konnte sein Verhalten vor dem Löthrohr geprüft werden: Unschmelzbar, blos sehr scharfe Splitter rundeten sich an den Kanten ein wenig ab. Mit Kobaltsolution geglüht, nahmen die Splitter eine bläuliche, in's Rosenrothe spielende Farbe an.

Die Behrens-Probe ergab Al_2O_3 und MgO in grösserer Menge. Keine Alkalien.

Aus diesen mitgetheilten optischen und chemischen Beobachtungen erhellt wohl zur Genüge, dass Cordierit in grösserer Menge im Schieferhornfels des Remschenigrabens vorkommt.

Andalusit und Cordierit sind typische Contactminerale. Bereits Rosenbusch beschrieb sie aus den Steigerschiefern.

Hervorgehoben verdient zu werden, dass die Verbreitung des Andalusit als Contactproduct in den Alpen — soweit Mittheilungen darüber vorliegen — keine grosse ist.

Turmalin und Apatit.

Der Turmalin bildet kleine, deutlich dichroitische Säulchen von hoher Licht- und Doppelbrechung

ω = grün

ε = farblos.

Er ist optisch negativ. Seine Verbreitung ist nur gering; er findet sich blos als Einschluss in den farblosen Mineralen, besonders im Cordierit.

Der Apatit kommt nur als Einschlussmineral von der bekannten Form vor.

Ilmenit.

Die parallel der Schieferung gestreckten, opaken Gebilde wurden als Ilmenit gedeutet. Unzweifelhaft ist das Vorkommen des Ilmenit als „Titaneisenglimmer“ in der bekannten Form und Färbung als Einschlussmaterial.

Structur.

Das Schlibbild Taf VII (III), Fig. 1 erläutert die Structur, wie sie bei schwacher Vergrößerung, eingengtem Beleuchtungskegel und hochgestelltem Tubus, ohne Anwendung des Analysators, zu beobachten ist.

Man erkennt in der Mitte eine gekörnelte Partie, die aus einschlussreichem Andalusit besteht. Der breite helle Streifen (oben) besteht aus einem Aggregat von Mikroklinkörnern, von dem sich zahlreiche, stärker lichtbrechende Partien (Quarz und Plagioklas) deutlich abheben. Links unten ist eine durchschnittene Quarzlinie sichtbar. Die zahlreichen Einschlüsse in den Gemengtheilen treten gut hervor.

Vergleicht man diese Structur mit der u. A. von Salomon¹⁾ beschriebenen, so überzeugt man sich leicht vom Vorhandensein der von diesem Forscher so genannten „Contactstructur“. Die grosse Menge von kleinen Einschlüssen lässt manche Minerale, besonders den Cordierit wie durchsiebt erscheinen: „Siebstructur“ Salomon's. Der „Bienenwabenstructur“ (der sächsischen Geologen) vergleichbare Structurformen konnten ebenfalls beobachtet werden; im Schlibbild Taf. VII (III), Fig. 1 ist sie indessen wenig deutlich ausgeprägt.

Das Vorkommen zweier für Contactgesteine hoch charakteristischen Minerale: Andalusit und Cordierit vervollständigen im Verein mit der beschriebenen Structur den Eindruck, dass der Schieferhornfels des Remscheniggrabens (man könnte ihn auch als Contact-Schiefergneiss bezeichnen) ein umgewandeltes, und zwar thonereiches Sediment ist.

Kalkreiche Schieferhornfelse mit deutlicher Contactstructur (Bienenwaben- und Siebstructur) kommen unterhalb Paul im Remscheniggraben vor. Sie führen Hornblende, die von einer Unzahl von winzigen Interpositionen durchsetzt ist. Auch Zoisit kommt in ihnen vor.

¹⁾ Salomon W.: Ueber einige Einschlüsse metamorpher Gesteine im Tonalit. N. Jahrb. f. Min. etc., Beil.-Bd. VII.

Nähere Details werden erst mitgeteilt werden, wenn die Untersuchung dieser bisher noch wenig studirten „Schiefergneisse“ abgeschlossen sein werden.

3. Cordierit-Glimmerhornfels.

Dieses Contactgestein wurde besonders an zwei Orten gefunden: beim Keap O von Schwarzenbach und unterhalb der Schaida (4 Meilen W von Keap), an letzterem Orte jedoch nicht anstehend.

Pelikan¹⁾ hat einen Cordierit-Glimmerhornfels vom M. Doja beschrieben. Schliffe dieses Gesteins, die mir Herr Prof. Becke in zuvorkommenster Weise zur Verfügung gestellt hatte, lehrten beim Vergleich mit Schliffen des Gesteins von der Schaida, dass zwischen beiden eine ausserordentliche Aehnlichkeit besteht. Die Unterschiede zwischen diesen beiden Gesteinen finden sich weiter unten zusammengestellt.

Der Cordierit-Glimmerhornfels von der Schaida ist im Handstück dicht und besitzt splinterigen Bruch. Die Farbe ist dunkelröthlichgrau. Die Schieferung ist sehr undeutlich erhalten. Anflüge von Magnetkies sind häufig.

An verwitterten Stellen ist die Farbe ölgrün bis bräunlichgelb.

Auf angeschliffenen Scherben erkennt man kleine, 2–3 mm grosse, unregelmässige Flecken.

Das Schlibfbild Taf. VII (III), Fig. 3 (schwache Vergrösserung) zeigt, dass diese lichten Flecken nach Aussen zackig begrenzt sind (im Gegensatz zu den Cordieritknoten des Gesteins vom M. Doja, Taf. VII [III], Fig. 4) und im Innern eine Unzahl winziger Mikrolithen beherbergen. Deutlich wahrnehmbar ist an allen Durchschnitten ein heller einschlussfreier Aussenrand. Die beschriebenen Flecken liegen in einer Zwischenmasse, die hauptsächlich aus lichtbraunen Biotitschüppchen besteht. Die dunklen Streifen, die das Schlibfbild durchziehen, sind aneinandergeschaarte, opake Erzpartikeln. Sie entsprechen der vorhanden gewesenen Schieferung.

Bei gekreuzten Nicols und Einschaltung eines Gypsblättchens R^1 zerfallen die im gewöhnlichen Lichte einheitlichen Flecken mitunter in mehrere Sektoren (selten 6, häufiger 3 verschiedene orientirte Partien). Die kleinere Elasticitätsaxe liegt stets radial, die grössere peripher. Der Gedanke, dass diese Flecken aus Cordierit bestehen, lag daher nahe; die Vermuthung wurde durch das optische und chemische Verhalten bestätigt.

Lichtbrechung nicht gross und gleich der des Canadabalsams, schwache Doppelbrechung; meist grau¹, seltener gelb¹.

Die mikrochemische Reaction ergab reichlich Al_2O_3 und MgO , Spuren von CaO . Die Bořicky-Probe wenig K_2O und Na_2O . Die ungeheure Anzahl von fremden Einschlüssen erklären das Vorhandensein von K_2O , Na_2O und CaO .

¹⁾ Pelikan A.: Ein neues Cordieritgestein vom M. Doja in der Adamello-gruppe. Tscherm. min. u. petrogr. Mitth. XII. Bd. 1891.

Bei Anwendung stärkster Vergrößerungen wurden die Einschlüsse, so gut es ging, bestimmt. Die opaken und durchscheinenden Körnchen von oft sechsseitigen Umrissen sind wohl sicher Ilmenit. Der farblose Rest hebt sich durch seine schwächere Lichtbrechung (bei tiefer Einstellung heller) gut ab: Feldspath, und zwar Kalifeldspath und, wie Färbeversuche erwiesen, sehr wenig Plagioklas. (Die Schlifflinien wurden zum Theil sehr intensiv geätzt, so dass auch der Kalifeldspath den Farbstoff ein wenig aufnahm.)

Winzige, farblose, ziemlich stark licht- und doppelbrechende Leisten liessen auf Muscovit schliessen. Biotit ist in spärlichen kleinen Schüppchen ebenfalls als Einschlussmineral im Cordierit vorhanden. Hie und da findet sich ein Säulchen von Turmalin (gerade Auslöschung, optisch negativ, stark licht- und doppelbrechend, deutlich pleochroitisch, ω grünlich, ϵ farblos).

Die dunklere Färbung der Zwischenmasse wird hervorgebracht durch das Vorwalten des Biotits, der in kleinen pleochroitischen Schuppen auftritt. Der farblose Theil besteht aus Kalifeldspath, Quarz und sehr wenig Plagioklas. Ilmenit ist theils in opaken Körnern, theils in der Form des Titan-Eisenglimmers vorhanden. Bemerkenswerth ist die nahezu gleiche Grösse aller Bestandtheile. Der Turmalin tritt in der Zwischenmasse ebenso auf, wie in den Cordieritflecken.

Die Betrachtung der Dünnschliffe mit freiem Auge lässt erkennen, dass die Cordieritflecken ungefähr 50 Percent des Gesteins ausmachen.

Das Gestein vom Keap besitzt eine unverkennbare Aehnlichkeit mit dem von der Schaida, ist aber nicht mehr frisch. Die Cordieritflecken nehmen circa $\frac{3}{4}$ des Raumes eines Dünnschliffes ein. Besser als im Gestein von der Schaida ist hier die Schieferung erhalten; auch die Cordieritflecken erscheinen im Sinne der Schieferung gestreckt.

Stets sind die Cordieritkörner am Aussenrande mehr oder weniger gelbgefärbt und auch im Innern finden sich gelbe Partien (Serpentin?). Diese gelben Ränder heben sich im polarisirten Lichte in Folge ihrer sehr schwachen Doppelbrechung vom Kern scharf ab. Im Kern der Durchschnitte findet sich reichlich Muscovit; der Zerfall in Sektoren ist nicht so deutlich, wie im Hornfels von der Schaida. Die Einschlüsse sind die gleichen.

Die Zwischenmasse ist etwas gröber im Korn als die des Schaidagesteines, besitzt aber sonst die gleiche mineralogische Zusammensetzung in ähnlichem Mengenverhältnisse.

Wir können somit die beiden Gesteine als durchaus gleichartig ansehen, was bei dem Umstande, dass sie räumlich so weit auseinander vorkommen, sehr bemerkenswerth ist. Es möge ferner nochmals wiederholt werden, dass der Schaida-Hornfels von einer Stelle stammt, wo nach der Karte kein Gneiss mehr eingezeichnet ist (côte 780 m O von der Schaida).

Die Unterschiede zwischen dem Hornfels von der Schaida und dem des M. Doja sind in der auf umstehender Seite befindlichen Tabelle angeführt

M. Doja	Schaida
Wenige, wohl abgerundete Cordierite circa $\frac{1}{4}$ des Dünnschliffes.	Viele, aussen unregelmässig gezackte Cordierite circa $\frac{1}{2}$ des Dünnschliffes.
In der Umgebung der Cordierite Biotit-aureicherung und einschlussfreier Raud der Cordieritkörner.	Einschlussfreier Raud der Cordierite.
Feinkörnige Zwischenmasse.	Etwas gröbere Zwischenmasse.
Viel Plagioklas.	Sehr wenig Plagioklas, statt dessen Kalifeldspath.
Rutil.	Ilmenit.
Keine Schieferung angedeutet	Wohl angedeutete Schieferung.

Die Analyse dieses interessanten Cordieritgesteines stimmt mit der von Pelikan citirten sehr gut überein, wie nachfolgende Vergleichung ergibt:

	Schaida	M. Doja
	Anal. v. Graber	Anal. v. R. v. Zeyneck
H_2O (resp. Glühverl.)	1.41	2.36
SiO_3 (+ TiO_2)	55.68	56.88
FeO	6.90	4.54
Fe_2O_3	2.63	2.66
Al_2O_3	21.91	20.86
CaO	0.89	1.29
MgO	3.57	3.15
K_2O	6.34	7.49
Na_2O	1.01	0.91
	<hr/> 100.34	<hr/> 100.14

Dieses Ergebniss der Analyse stimmt ebensogut mit mancher Glimmerschiefer- oder Phyllitanalyse, wie mit der Analyse mergeliger Sedimente. Beachten wir die Verhältnisse, unter denen die beiden Cordieritgesteine auftreten, so ist es wohl sehr wahrscheinlich, dass die Cordierithornfelse von Südkärnten aus einem Phyllit, die vom M. Doja aus Mergelbänken entstanden sind, die im Kalkgebirge so häufig in grösseren oder kleineren Lagen aufzufinden sind.

Es möge schliesslich noch bemerkt werden, dass es mir zu Pfingsten d. J. 1896 gelang, an mehreren Stellen Blöcke dieser Hornfelse zu finden. Einzelne Stücke waren überaus reich an Cordierit, welcher nahezu $\frac{3}{4}$ des Gesteines betrug. In der Wistra und oberhalb Putz fand ich sie auch anstehend. Ausserdem stiess ich auf zahlreiche Blöcke eines Knotenschiefers mit haselnussgrossen, aus Cordierit bestehenden Knoten in einer feingefälteten, typische Contactstructure zeigenden Zwischenmasse. Diese den Fahlniten äusserst ähnlichen Gesteine dürften namentlich im Wistrathal in grösseren Massen anstehen.

Verschiedene structurelle Unterschiede zwischen diesen beiden Gesteinen deuten darauf hin, dass das Gestein vom M. Doja längere Zeit der magmatischen Hitze ausgesetzt war, als das von der Schaida. Die Cordieritmolekel hatten dort mehr Zeit (oder Gelegenheit) sich zu runden Krystallkörnern zu schaaren, während sie im Gestein von der Schaida zackige Aussenränder besitzen. Auch das Fehlen jeder Spur von Schieferung scheint für die Annahme einer intensiveren Durchwärmung zu sprechen, wenn wir nicht etwa annehmen wollen, dass der Hornfels des M. Doja aus einem wenig oder gar nicht geschiefertem Sediment hervorgegangen ist. Der Hornfels von der Schaida erscheint dagegen stärker von der Hitze des Granitmagmas beeinflusst als der vom Keap.

Von der wohl allgemein anerkannten Ansicht Rosenbusch's ausgehend, dass Schiefergesteine durch die Contactmetamorphose weniger stofflich als vielmehr structurell und was die Art der Minerale betrifft, umgewandelt werden, können wir, soweit dies mangels an Bausanalysen aus der mikroskopischen Untersuchung der Contactgesteine möglich ist, einen Schluss auf die Natur der ursprünglichen Sedimente ziehen, durch deren Umwandlung sie entstanden sind.

Vor Allem ist es klar, dass die Umwandlung meist an starren Massen vor sich gegangen ist. Dafür spricht die in der Regel erhalten gebliebene primäre Schieferung. Wo die Schieferung äusserlich scheinbar fehlt, ist sie mikroskopisch (Parallelstructur) nachweisbar. Bisweilen allerdings ist die ehemalige Schieferung auch mikroskopisch nicht mehr erkennbar; dies ist aber nur bei den kleinen (oft concretions-ähnlichen) Einschlüssen der Fall. Wir können in diesen Fällen eine gänzliche Erweichung der Schieferscherben durch die magmatische Einwirkung annehmen, die aber nicht bis zur Auflösung des Einschlusses führte; theilweise Erweichung erfolgte vermuthlich am Cordierithornfels von der Schaida und vom Keap.

Salomon hebt hervor, dass es wohl schwer verständlich ist, dass eine moleculare Wanderung innerhalb starrer oder nur wenig verflüssigter Massen vorkommen könne, sagt aber auch Folgendes: „Dass übrigens die Beweglichkeit jener Substanzen ein gewisses Mass nicht übersteigt, das zeigt die bekannte Beobachtung, dass umgekehrt oft die feine Wechsellagerung verschiedenartiger Gesteinsblätter primärer Felsarten trotz völliger Umkrystallisirung bei der Contactmetamorphose vollständig erhalten wird.“ Diese Worte sind sehr überzeugungskräftig; ihre Richtigkeit wird durch die Thatsache erbracht, dass einerseits selbst stark veränderte Schieferscherben noch deutliche Schieferung besitzen, andererseits eine förmliche Wechsellagerung der verschiedenen Mineralanreicherungen vorhanden ist. Im Schieferhornfels des Remscheniggrabens (Taf. VII [III], Fig. 1) erkennt man deutlich, dass beispielsweise die Biotitanreicherungen mit den farblosen Mineralaggregaten und diese auch untereinander abwechseln.

Was die chemische Constitution der ursprünglichen Sedimente betrifft, so steht so viel fest, dass Schiefergesteine (richtiger

vielleicht geschieferte Gesteine) von verschiedener chemischer Zusammensetzung umgewandelt worden sind. Sehr auffallend ist dies bezüglich des Gehaltes an Kalk. Während der Remschenig-Schieferhornfels Plagioklas enthält, die Contactgesteine unterhalb Paul Hornblende und Zoisit gewisse concretionartige Einschlüsse auch Augit führen, ist der Cordierithornfels von der Schaida und vom Keap auffallend arm an Plagioklas und weist auch sonst kein kalkhaltiges Mineral auf. Dafür sind alle Contactgesteine reich an Thonerde und Magnesia. Es müssen also auch die ursprünglichen Sedimente theils kalkreiche, theils kalkarme Gesteine gewesen sein.

Das Vorkommen von Einschlüssen auf der Nordseite des Granituzuges, die auffallend analog sind den auf der Südseite vorkommenden und vom Schiefergneiss stammenden Einschlüssen, scheint mir ein Beweis dafür zu sein, dass der Schieferzug auch auf der Nordseite des Granititlagers vorhanden gewesen, dort aber gleichzeitig mit einem Theil der Randporphyryzone in die Tiefe gesunken ist, dass also die Nordgrenze des südkärntnerischen Granituzuges thatsächlich längs einer bedeutenden longitudinalen Verwerfungslinie verläuft.

Verzeichniss der benützten Literatur.

- Becke F.: Die Gneissformation des niederösterreichischen Waldviertels. Tscherm. min. u. petrogr. Mitth., IV. Bd. Wien 1882.
 — Unterscheidung von Quarz und Feldspathen mittels Färbung. Tscherm. min. u. petrogr. Mitth., XII. Bd. Wien 1891.
 — Vorläufiger Bericht über den geologischen Bau und die krystalinischen Schiefer des hohen Gesenkes (Altater-Gebirge). Sitzb. d. kais. Akad. der Wissenschaften, math.-naturw. Classe, CI. Bd., I. Abth. Wien, 1892.
 — Petrographische Studien am Tonalit der Rieserferner. Tscherm. min. u. petrogr. Mitth., XIII. Bd. Wien 1893.
 — Ueber die Bestimmbarkeit der Gesteinsgemengtheile, besonders der Plagioklase, auf Grund ihres Lichtbrechungsvermögens. Sitzb. d. kais. Akad. d. Wiss., math.-naturw. Classe, CII. Bd., I. Abth. Wien 1893.
 — Messung von Axenbildern mit dem Mikroskop. Tscherm. min. u. petrogr. Mitth., XIV. Bd., Wien, 6 II. Notiz.
 — Die Gesteine der Columbretes. Tscherm. min. u. petrogr. Mitth., Bd. XVI, p. 155–179 und p. 308–336. Wien 1896.
- Brögger W. C.: Die Mineralien der Syenit-Pegmatitgänge der südnorwegischen Augit- und Nephelinsyenite. Zeitschr. f. Kryst., 16. Bd. 1890.
 — Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes. II. Die Eruptionfolge der triadischen Eruptivgesteine bei Predazzo in Südtirol. Vidensk. Skrifter I., math.-naturw. Cl. Kristiania 1895, Nr. 7.

- [69] Die Aufbruchszone von Eruptiv- u Schiefergesteinen in Süd-Kärnten. 293
- Doelter C Synthetische Studien. N. Jahrb. f. Min. etc., Bd. I 1897.
- Fedorow E. v.: Die zu den optischen Axen normalen Schnitte der Plagioklase. Zeitschr. f. Kryst., 25. Bd. 1895.
- Fouquéé F.: Contribution à l'étude des Feldspaths des Roches Volcaniques. Paris 1894.
- Futterer K.: Die Ganggranite von Gross-Sachsen und die Quarzporphyre von Thal im Thüringer-Wald. Inaug. Dissert. 1890.
— Ueber Granitporphyre von der Griesscharte in den Zillertaleralpen.
- Lipold M. V.: Erläuterung geologischer Durchschnitte aus dem östlichen Kärnten. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, VII. Bd. 1856.
- Löwl F.: Der Granatspitzkern. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst., Bd. 45, Wien 1895.
- Michel-Levy: Etude sur la Determination des Feldspathes. I. H. Paris 1896.
— Dasselbe. II. H. Paris 1896.
- Pelikan A.: Ein neues Cordieritgestein von M. Doja in der Adamellogruppe. Tscherm. min. u. petrogr. Mitth., XII. Bd. Wien 1891.
- Reyer E.: Theoretische Geologie. Stuttgart 1888.
— Reiseskizzen über das Smrekouzgebirge. Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. 1878.
- Riecke E.: Ueber das Gleichgewicht zwischen einem festen, homogen deformirten Körper und einer flüssigen Phase, insbesondere über die Depression des Schmelzpunktes durch einseitige Spannung. Nachr. v. d. k. Ges. d. Wiss. zu Göttingen, math.-physik. Cl. 1894, Nr. 4.
- Romberg J.: Petrographische Untersuchungen an argentinischen Graniten mit besonderer Berücksichtigung ihrer Structur und der Entstehung derselben. N. Jahrb. f. Min. etc., Beil. Bd. VIII. 1892.
- Rosenbusch H.: Mikroskopische Physiographie etc. 2. u. 3. Aufl. (1. u. 2. Bd.)
- Rosthorn F. v. und Canaval J. L.: Uebersicht der Mineralien und Felsarten Kärntens und der geologischen Verhältnisse ihres Vorkommens. Jahrb. d. naturhist. Mus. in Kärnten, II. Jahrg. 1853.
- Salomon W.: Neue Beobachtungen aus den Gebieten der Cima d'Asta und des Mte. Adamello. Tscherm. min. u. petrogr. Mitth., XII. Bd. Wien 1891.
— Ueber einige Einschlüsse metamorpher Gesteine im Tonalit. N. Jahrb. f. Min. etc., Beil. Bd. VII.
- Schuster M.: Ueber die optische Orientirung der Plagioklase. Tscherm. min. u. petrogr. Mitth. Wien 1881.
- Sederholm J.: Ueber die finnländischen Rapakiwigesteine. Tscherm. min. u. petrogr. Mitth., XII. Bd. Wien 1891.
- Stache G.: Die Umrandung des Adamellostockes und die Entwicklung der Permformation zwischen Val buona Giudicaria und Val Camonica. Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. 1879.

- Suess E.: Ueber die Aequivalente des Rothliegenden in den Südalpen. Sitzb. d. kais. kA. d. Wiss., math.-naturw. Cl., LVII. Bd., I. Abtheilung. 1868.
- Teller F.: Geologische Karte der Ostkarawanken und Steinalpen. 1 : 75.000. Herausgegeben v. d. k. k. geol. Reichsanst. Wien 1895. Erläuterungen dazu: Wien 1896.
- Tschermak G.: Die Feldspathgruppe. Sitzb. d. kais. Akad. d. Wiss., math.-naturw. Cl, L. Bd. Wien 1864
- Zepharovich V. v.: Mineralogisches Lexikon für das Kaiserthum Oesterreich. I. u. II. Bd. Wien 1859 und 1873.
- Zirke F.: Lehrbuch der Petrographie. II. Aufl., I. Bd.

Tafel V. [I.]

**Die Aufbruchszone von Eruptiv- und Schiefergesteinen
in Süd-Kärnten.**

Erklärung zu Tafel V. [I.]

- Fig. 1. Tonalitgneiss, Kramarca. \times Nicols. Gebogener und geknickter Biotit mit einer eingeschlossenen Nadel von Apatit. Unten Plagioklas umhüllt von neugebildetem (in Auslöschungsstellung befindlichen) Biotit. Oben ein Plagioklasdurchschnitt $\parallel M$ mit Zonenstructur und inhomogenem Kern. Kataklaste.
- Fig. 2. Tonalitgneiss, Wistra. \times Nicols. Drei mit einander parallel verwachsene Plagioklaste. Schnitte in der Prismenzone. Der zonare Aufbau ist durch die den Zonen folgende Verwitterung deutlich sichtbar. Tracen von l , t , M und y . Kataklaste.
- Fig. 3. Tonalitgneiss, Kramarcagraben. (Polarisator, eingengter Beleuchtungskegel, tiefe Einstellung). Der hellere Mikroclin hebt sich sehr deutlich vom Plagioklas ab, der vielfach zerborsten ist. In eine so gebildete Kluft ist die noch flüssige Mikroclinmasse eingedrungen. Der Mikroclin innerhalb und ausserhalb der Kluft ist optisch einheitlich orientirt.
- Fig. 4. Tonalitgneiss. Wistra. \times Nicols. Kataklaste am Quarz: zuckerkörniger Quarz, Streifenquarz. Etwas unterhalb der Mitte ein zerborstener Plagioklas, dessen Theile an einander verschoben und wieder verkittet wurden. Ein ähnlicher Fall links oben.
- Fig. 5. Randporphyr, Gerölle des Leppenbaches. Zwei Drittel der natürlichen Grösse. Typus der porphyrartigen Randfacies des Granitzuges. Dunkle Hornblendesäulen und von Plagioklas umsäumte Mikroclinkristalle liegen in einer feinkörnigen durch winzige Biotitschüppchen wie punkirt erscheinenden Grundmasse.



1



2



5



3



4

Photogr. vom Autor.

Lichtdruck von Max Jaffé, Wien.

Tafel VI. [II.]

**Die Aufbruchszone von Eruptiv- und Schiefergesteinen
in Süd-Kärnten.**



Erklärung zu Tafel VI. [II.]

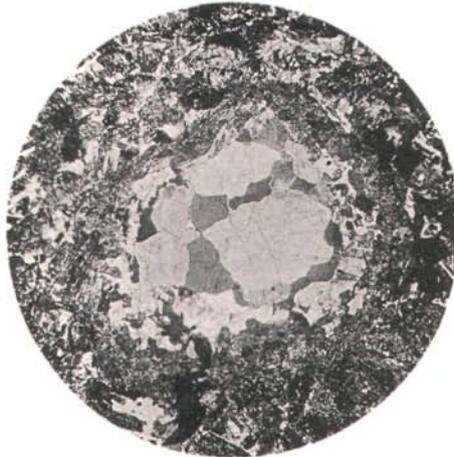
- Fig. 1. Randporphyr. (Eingeengter Beleuchtungskegel, hohe Einstellung). Granophyrische Verwachsung zwischen Quarz und Mikroklin. Der Quarz erscheint heller.
- Fig. 2. Randporphyr, Leppen. \times Nicols. Gegenstück zu Fig. 4 auf Tafel V. [I.]: Mangel an Kataklasten in den Gesteinen des Granititzzuges. Plagioklasten (Doppelzwillinge) mit runden (elliptischen) Zonen.
- Fig. 3. Randporphyr (\times Nicols). In der Mitte ein auf Dunkel gestelltes Mikroklinkorn der posteruptionen Epoche mit mehreren räumlich eingesenkten Mikropegmatitzapfen.
- Fig. 4. Randporphyr, Javoria. \times Nicols. Oligoklasten-Doppelzwilling. „-Stellung“ (die Albitlamellen nicht sichtbar). Undeutlicher Aufbau aus abgerundeten Zonen. Am Rande ein nur stückweise erhaltener Mantel von Mikroklinmikroperthit. Im rechten (unteren) Individuum treten die hellen Mikroperthitspindeln deutlich hervor.
- Fig. 5. Quarzführende, basische Concretion, Topla. \times Nicols. Quarz in Form eines Aggregates, umhüllt von einem dunklen aus dichtgeschichteten Augit- und Hornblendekristallen bestehenden Mantel. Quarz als wahrscheinlich älteste Ausscheidung eines basischen Magmas.
-



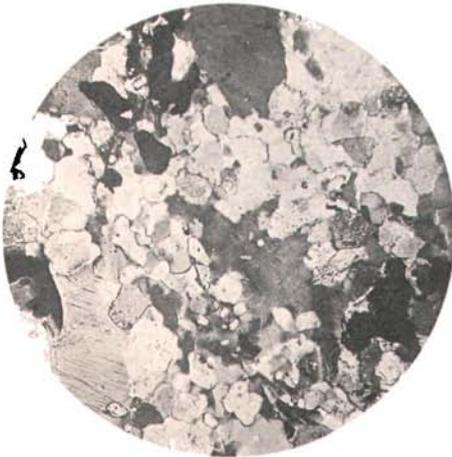
1



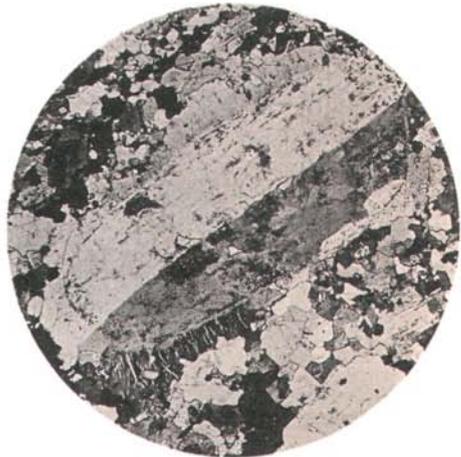
2



3



3



4

Photogr. vom Autor.

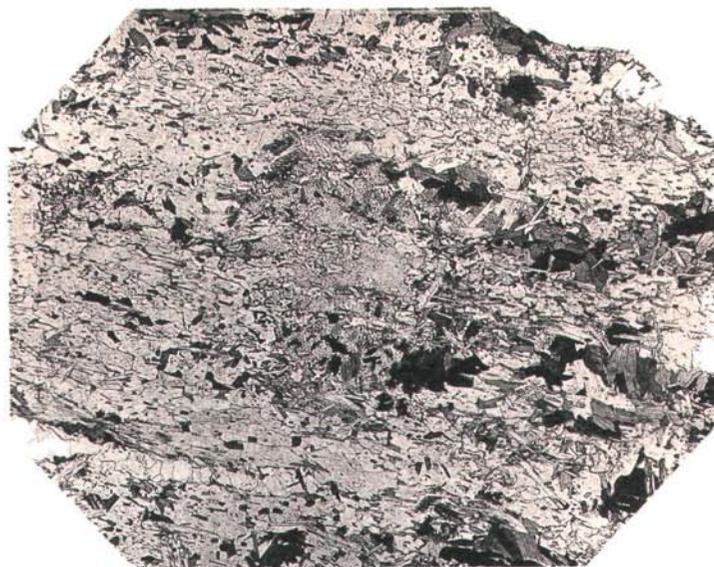
Lichtdruck v. M. Jaffé, Wien.

Tafel VII. [III].

**Die Aufbruchszone von Eruptiv- und Schiefergesteinen
in Süd-Kärnten.**

Erklärung zu Tafel VII. [III].

- Fig. 1. Andalusit-Schieferhorufels, Remscheniggraben (Polarisator, eingeengter Beleuchtungskegel, Hochstellung, schwache Vergrößerung, 1:10). Schliff senkrecht zur Schieferung. Die Spaltrisse von Biotit gehen theils parallel mit der Schieferung, theils stehen sie dazu quer. Links eine am Rande gegen das Innere auskeilende Quarzlinse. In der Mitte eine feingekörnelte stärker lichtbrechende Partie, die zum grösstentheil aus Andalusit besteht. Beachtenswerth ist die grosse Menge von Mikroklin, der sich durch seine schwächere Lichtbrechung gut abhebt, sowie die Unzahl von kleinen Einschlüssen (Contactstructur Salomon's).
- Fig. 2. Andalusit-Schieferhornfels, Remscheniggraben (Polarisator, eingeengter Beleuchtungskegel. Vergrößerung, 1:45). Schliff senkrecht zur Schieferung. Cordierit mit Einschlüssen von Apatit, Biotit und Muscovit (Contactstructur), umgeben von Andalusit, der (in der Mitte rechts) aderartig den Cordierit durchdringt.
- Fig. 3. Cordierit-Glimmerhornfels, Schaida. (Ohne Nicols, schwache Vergrößerung, 1:10). Die hellen feinpunktirten Flecken bestehen aus Cordierit. Man beachte die gezackten Aussenränder und die hellen (einschlussfreien) randlichen Säume. Diese Cordieritkörner liegen in einer grösstentheils aus Biotit bestehenden Zwischenmasse.
Die dunklen Striche, die das Schliffbild nahezu parallel zu einander durchziehen, bestehen aus winzigen Erzpartikelchen und sind die Reste der ehemaligen Schieferung.
- Fig. 4. Cordierit-Glimmerhornfels vom M. Doja. Vergrößerung 1:10. Die hellen Flecken sind Cordierit. Man beachte die wohl abgerundete Form im Gegensatze zu Fig. 3. Die Zwischenmasse ist bedeutend feinkörniger als in Fig. 3.
-



1



3



4



2

Photogr. vom Autor.

Lichtdruck von Max Jaffé, Wien.