

Das Gebiet des Oberen Zemmgrundes in den Zillertaler Alpen.

Von Emanuel Christa.

(Mit einer geologisch-petrographischen Karte 1 : 15.000, 15 Tafeln und 3 Textfiguren.)

Vorwort.

Diese Arbeit geht auf eine Anregung Prof. Bruno Sanders (Innsbruck) zurück, den persönlich kennenzulernen mir im Sommer 1924 auf der Tagung der Deutschen Naturwissenschaftler und Ärzte vergönnt war. Man erhoffte sich damals die baldige Herausgabe einer unter der Leitung Professor Sebastian Finsterwalders in München in Angriff genommenen photogrammetrischen Neuaufnahme der Zillertaler Alpen. Bei dem verhältnismäßig großen Maßstabe dieser hypsometrischen Karte, ursprünglich 1 : 12.500, bot sich für eine möglichst detaillierte petrographische Kartierung des gerade durch das Vorkommen der bekannten Greiner Schiefer so besonders ausgezeichneten Gebirgsteiles eine willkommene Unterlage. Nun erfuhr aber die Vollendung des auf eine Anregung des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins unternommenen hypsometrisch-topographischen Kartenwerkes, dessen photogrammetrischer Teil Herrn Dr. Richard Finsterwalder oblag, dadurch eine erhebliche Verzögerung, daß die ebenfalls begonnene photogrammetrische Neuaufnahme des Großglocknergebietes auf Wunsch des Alpenvereins noch vorher erscheinen sollte. So erwuchs für mich der Nachteil, daß die mir jeweils gütigst zur Verfügung gestellten Kartenabzüge bis zum Sommer 1928 noch nicht lückenlos fertiggestellt sein konnten. Und während ich so im vierten Arbeitssommer 1928 mit meinen letzten Geländearbeiten beschäftigt war, stand der bekannte Wiener Kartograph Hans Rohn eben im Begriff, im Auftrage des Alpenvereins auf Grund der nun fertig vorliegenden hypsometrischen Karte die gesamten topographischen Details für das Gebiet des Oberen Zemmgrundes aufzunehmen und einzuzichnen, wobei mir — jetzt allerdings der Hauptsache nach nur mehr zur Nachprüfung meiner Aufnahmeergebnisse — wiederum in überaus entgegenkommender Weise durch Herrn Rohn die gewünschten Einblicke in das Aufnahmeblatt jeweils gewährt wurden.

Bei dieser Gelegenheit entledige ich mich einer ganz besonderen Dankspflicht gegenüber Herrn Professor Dr. Bruno Sander, der nicht nur mit überaus wertvollen freundschaftlichen Ratschlägen mich in meinen Arbeiten unterstützte, sondern in höchst uneigennützigster Weise mir Gelegenheit gab, in seinem Institut hospitierend zu arbeiten und von seiner Lehr- und Forschungstätigkeit unmittelbar Nutzen zu ziehen.

Auch mancher dankenswerten Aussprache mit seinen Mitarbeitern und so vieler Gefälligkeiten, die ich von diesen erfuhr, sei hier Erwähnung getan. Eine Schuld aufrichtigen Dankes verbindet mich ferner mit Herrn Professor Dr. von Klebelsberg in Innsbruck, der für die kostspielige Drucklegung der mit geologischer farbiger Karte ausgestatteten Arbeit mir die geeigneten Wege wies und sie zu ebnen half. In ganz besonderem Maße gilt dies auch für den mit der Herausgabe dieser Zeitschrift betrauten Herrn Hofrat Dr. Ampferer sowie für die den mühevollen Kartendruck besorgende Firma Freytag & Berndt in Wien. Finanzielle Beihilfen für die Geländearbeiten gingen von der Gesellschaft zur Förderung der Wissenschaften in Würzburg aus. Die Kosten der Veröffentlichung der Arbeit übernahm auf Vorschlag seines wissenschaftlichen Beirats der Deutsche und Österreichische Alpenverein; auch die Sektion Berlin hat sich, wie ich vernahm, nunmehr daran beteiligt. Den Herren Vorständen dieser Verbände sage ich dafür an dieser Stelle meinen schuldigen Dank, wie ich ihm endlich auch jenen eingangs erwähnten Herren gegenüber hier wiederholen möchte.

Als ich 1925 meine Arbeiten begann, legte Professor Sander an seine geologische Karte des Blattes Brixen gerade die letzte Hand an. Sein auf Veranlassung der italienischen Behörden mittlerweile erschienenenes Kartenwerk 1:100.000 mit Erläuterung¹⁾ umfaßt in der Randzone auch das Gebiet des Oberen Zemmgrundes. Wenn ich eigene Arbeitsziele in diesem Gebiete gesucht habe, konnte ich es mit gutem Gewissen tun, war es doch niemand als Professor Sander, der mir dazu riet. Den Intentionen meines hochverehrten Lehrers zu entsprechen, ward mir zum Leitgedanken dieser Arbeit.

Einleitung.

Wer ein Gebiet metamorpher Gesteine, wie es das hier in Frage stehende ist, mit den Augen des Petrographen oder Geologen nach verschiedenen Richtungen hin durchwandert, wird alsbald in der Lage sein, gewisse mehr oder weniger in sich abgeschlossene und in dieser Art wohl charakterisierte zonenhafte Areale oder Einheiten auseinanderzuhalten. Und so könnte man wohl die Frage aufwerfen, ob es sich angesichts des hier doch großenteils gneisartigen Gesteinscharakters überhaupt empfiehlt, für Kartierungszwecke innerhalb jener Zonen noch weiter ins Detail zu gehen, ob man es nicht vielmehr dabei bewenden lassen soll, die ermittelten Einheiten kartographisch möglichst sorgfältig herauszuarbeiten. Scheint doch zunächst der innerhalb jener Zonen zu beobachtende andauernde Wechsel minder deutlich charakterisierter Gesteinsvarietäten einer detaillierten Kartierung fast unüberwindliche Schwierigkeiten entgegenzustellen. Wenn ich mich trotzdem zu einem Versuch in diesem Sinne entschlossen habe, geschah es der Hauptsache nach aus folgenden Gründen.

Von vorneherein war zu erwarten — und das hat sich auch durch die Arbeiten im Gelände bestätigt —, daß jene Einheiten eben doch in

¹⁾ Bruno Sander, Note illustr. carta geol. d. Tre Venicie, Folio Bressanone, Padova, 1925.

weitgehendem Maße durch Übergangsbildungen verbunden und selbst wieder ziemlich komplizierter Natur sind, daß sie teilweise sogar in räumlich reduzierten Ausmaßen sich wiederholen. Wie nun bei Gesteinsgefügearbeiten eine rein statistische Untersuchung von Korn zu Korn, als zu verlässlicheren Resultaten führend, angewendet zu werden pflegt, glaubte ich auch hier durch ein gewissermaßen analoges statistisches Verfahren eher zu einem Ziele zu gelangen. Ich bemerke ausdrücklich, daß ich bei meinen Geländeaufnahmen im Hinblick auf das gewählte Arbeitsprinzip jeweils nicht unerheblich weiter ins Detail gegangen bin, als die Karte jetzt ersehen läßt; ich habe also bei meinen endgültigen Einträgen zusammengefaßt. Eine in diesem subjektiven Moment liegende, da und dort vielleicht auch etwas schematisierende Behandlung der Befunde scheint mir aber doch gerade durch das Prinzip der detaillierten Untersuchung wieder wettgemacht zu sein. In der Summation sehr zahlreicher rein statistisch gewonnener Einzelbefunde vermögen sich, ganz wie bei der Gefügeanalyse, kleinere Beobachtungsfehler, geringfügige Unterlassungen, ungewollte Wiederholungen und Ähnliches leichter auszugleichen, so daß im Kartenbilde als dem Endergebnis die in Wahrheit doch recht komplizierten Verhältnisse der Natur im allgemeinen richtig zum Ausdruck gebracht sind.

Dazu kommt ein weiteres Moment. Als Kartenunterlage stand mir, wie erwähnt, eine photogrammetrische Höhenaufnahme, und zwar im Maßstab 1:12.500 zur Verfügung. Die ersten Blätter wiesen sogar den Maßstab 1:10.000 auf. (Die Verkleinerung meiner Karte auf 1:15.000 ist auf meine Veranlassung erfolgt; sie erschien in Anbetracht des Umfangs des dargestellten Gebietes vollkommen genügend.) Diese verhältnismäßig großen Maßstäbe zwingen an sich schon, um bei dem obigen Vergleich zu bleiben, zu einer Untersuchung von Schicht zu Schicht. In der Art der photogrammetrischen Aufnahme einer Kartenunterlage liegt aber noch ein weiteres wichtiges Moment begründet. Eine solche Aufnahme ist, das darf man heute unumwunden behaupten, die verlässlichste, fast mathematisch getreue Wiedergabe der Oberflächen-gestaltung einer Landschaft, zumal eines über die Waldzone hinausreichenden alpinen Geländes. Ich habe in meine Karte, abgesehen von der Topographie der Wasserläufe und der Vergletscherung, welche bei der Mächtigkeit des Eises und des Firns als selbständiger geologischer Körper zu gelten hat und demgemäß ein geologisches Durchkartieren der Gesteinskomplexe als widersinnig erscheinen ließe, aus den photogrammetrischen Unterlagen absichtlich nur die Höhenschichtlinien übernommen; sie haben durchwegs 20 m Höhenunterschied. Die Felszeichnung, die übrigens im wesentlichen erst nach Abschluß meiner Geländeaufnahme bewerkstelligt wurde, hätte, so wertvoll sie an sich insbesondere für die Orientierung mir erscheint, wegen der doch verhältnismäßig großen Detailliertheit des geologisch-petrographischen Kartenbildes dieses selbst allzusehr beeinträchtigt.

Das Jahrbuch der österreichischen Geologischen Bundesanstalt ist vielleicht eine besonders geeignete Stelle, um sich über die Zweckmäßigkeit photogrammetrischer Aufnahmen für alpin-geologische Arbeiten zu äußern. So sehr das topographische Detail einer Karte eine geologische

Aufnahme zu erleichtern und fördern vermag, liegt doch darin unter Umständen, im kristallinen Gebiet vielleicht häufiger als im Gebiet nicht umgewandelter Gesteine, eine gewisse Gefahr der Täuschung. Hat man beispielsweise an einer von mehreren Wandstufen, die ein mäßig steiles Gehänge durchsetzen mögen, ein ohnedies zur Wandstufenbildung neigendes Gestein als anstehendes erkannt, so ist man allzu leicht geneigt, jene Wandstufe in ihrer gesamten Erstreckung, wenn sonstige Beobachtungen nicht gerade dagegen sprechen, als aus jenem Gestein aufgebaut anzunehmen. Und doch wird beobachtet, daß derartige der Verwitterung widerstehende Gesteinslagen, zumal bei Steilstellung der Schichten, je nach der Denudationswirkung von einer Wandstufe unvermerkt auf eine benachbarte überspringen. Des Irrtums wird man in der Regel erst bei genauer Auswertung der Meßergebnisse über Streichen und Fallen gewahr.

Ich bin, um dies hier nur nebenbei zu erwähnen, weit entfernt,¹⁾ angesichts jener Erscheinung bestreiten zu wollen, daß eine besonders widerständige Gesteinsschicht, noch dazu in stark erodiertem Gelände, an allen Orten sich irgendwie morphologisch ausprägen muß, sei es als Wandstufe, Bergrippe, Grat oder Kante, sei es als erkerartiger Vorsprung oder nur als unscheinbarer Geländeknick. Für diese morphologischen Zustände kenne ich aber keinen feineren zeichnerisch registrierenden Indikator als das Bild exakt ermittelter Höhenschichtlinien. Man erkennt in dieser Art Geländedarstellung, noch besser sogar als im Reliefmodell, wo gewissermaßen die Stufenfolge der unterscheidbaren Töne wieder aufgelöst ist, eine wunderbare, von den Gesetzmäßigkeiten der Denudation streng beherrschte Harmonie und die kleinsten Abweichungen wirken wie die Dissonanzen im Tonwerk, wobei sie als Härteinhomogenitäten im Untergrunde dem geübten Auge sofort sich kundtun.

Auch auf einer das gesamte topographische Detail mitumfassenden, für die Aufnahmarbeit natürlich hochwillkommenen Karte, auf einer solchen aber, deren wesentliche Darstellungsmittel nur Höhenschichtlinien sind, erst recht, wird der aufnehmende Geologe bemüht sein, möglichst viele der von ihm betretenen, etwa infolge Schichtenwechsels oder sonst aus einem Grunde geologisch wichtigen Beobachtungspunkte durch Peilung selbständig festzulegen. Im Kartierungsgebiet erwies sich als ein solcher Geländeteil, wo eine genauere Orientierung und die Festlegung der betretenen Standpunkte ohne fortwährende Peilungen schlechterdings unmöglich war, vornehmlich das südliche und südwestliche Gehänge des Ochsners (siehe die Karte Taf. XXXIV). Als einfaches Hilfsmittel für die Peilungen diente der Bergmannskompaß mit Dioptervorrichtung nebst einem Taschenspiegel zur leichteren Gradablesung, die übrigens nicht sorgfältig genug ausgeführt werden kann; denn nur in diesem Falle ist das Verfahren, bei welchem zweckmäßig nicht allein zwei, sondern mehrere bekannte Punkte (etwa Bergspitzen) im Gelände anvisiert werden, von gutem Erfolg begleitet. Bei sorgfältiger Ablesung schneiden sich die Geraden der gewählten Visurrichtungen fast oder doch

¹⁾ Zentralblatt für Mineralogie etc., Jahrgang 1924, Nr. 14, S. 430 f.

mit großer Annäherung in einem einzigen Punkt; das ist dann die auf der Karte gesuchte genaue Lage des Beobachtungsortes, welcher dadurch auch seiner Meereshöhe nach einwandfrei bestimmt ist.

Vorausgesetzt wiederum, daß eine photogrammetrische Höhenaufnahme als Kartenunterlage dient, ist damit ein weiterer Vorteil von nicht geringer Bedeutung erreicht: Der aufnehmende Geologe wird bei seinen Geländebegehungen eines Aneroides nicht entraten können. Wer nun etwa selbst schon hypsometrische Kartierungen mittels des Aneroides auszuführen hatte, weiß sehr wohl, daß die Messungsgänge bis zur Rückkehr zum Ausgangspunkte keinesfalls über zwei Stunden ausgedehnt werden können, insofern die dazwischen etwa stattgehabte, von der allgemeinen Wetterlage abhängige und bei der Höhenkotenermittlung in Rechnung zu setzende Barometerschwankung noch als eine nach Zeiteinheiten (Minutenzahl) einfach teilbare, geradlinige Strecke und nicht als Kurve angesehen werden darf. Im Hochgebirge, wo man sich allerdings kaum eines auf einen Meter Höhenunterschied geeichten Holosterik-Barometers, wie etwa zu hypsometrischen Geländeaufnahmen im Mittelgebirge, sondern für genauere Orientierungszwecke nur eines einfachen, wenn möglich bis zu 5000 *m* reichenden Taschenaneroides bedienen wird, ist die Rückkehr innerhalb zweier Stunden zum Ausgangspunkte nur in den seltensten Fällen möglich. An jene Beschränkung ist man aber im Hochgebirge, um etwa die aus der Karte nicht ohne weiteres ersichtliche Lage und Meereshöhe eines Beobachtungspunktes genau festlegen zu können, dann nicht mehr gebunden, wenn man über eine den Verlauf der Höhenlinien exakt wiedergebende, mit anderen Worten eine photogrammetrische Karte verfügt. Denn die sämtlichen im Laufe eines ganzen Tages gemachten Aneroidablesungen sind in diesem Falle durch die nach dem Peilverfahren auf der Karte festlegbaren Beobachtungspunkte leicht auf den wirklichen Höhenwert zu korrigieren und werden dadurch, ohne daß man auf eine bestimmte Zeitdauer beschränkt wäre, für die Höhenermittlung verwendbar, wo immer sie vorgenommen worden sind. Man kann aber an der Hand der im Laufe des Tages durch das Visurverfahren festgelegten Beobachtungspunkte im Zusammenhalt mit den sämtlichen vom Aneroid jeweils angezeigten Höhenwerten die durch die allgemeine Wetterlage bedingte, während dieses Tages entstandene Barometerschwankungskurve nachträglich konstruieren und dadurch die sämtlichen Beobachtungswerte des Aneroides wie nach dem Diagramm eines selbsttätigen Standbarometers korrigieren. Man täusche sich nicht, daß man in einem morphologisch so wenig ausgeprägten Geländeteil wie dem oben genannten außerstande ist, aus der Karte allein oder lediglich auf das Aneroid gestützt einen betretenen Punkt nur halbwegs genau auf der Karte festzulegen; in beiden Fällen müßte maximal mit Fehlern bis zu 100 *m* in vertikaler und horizontaler Richtung gerechnet werden.

Übrigens lassen sich Peilungen namentlich im Hochgebirge auch auf eine andere als die angegebene Weise bewerkstelligen, indem man zwei vertikal übereinander liegende der Höhe nach bekannte Punkte (etwa Bergspitze, Scharte, Gratabbruch, Almhütte, Gletschertor) als Visurrichtung, deren es natürlich auch hier mindestens zwei sein müssen,

im Gelände aufsucht. Diese höchst einfache Art von Peilung lieferte überraschend günstige Resultate vermutlich deshalb, weil das Auge dank seiner physiologischen Eigenschaften eine Lotrichtung mit außerordentlicher Genauigkeit abzuschätzen vermag. Es empfiehlt sich sogar, diese Methode wenn irgend möglich mit den Kompaßvisuren zu kombinieren, weil erfahrungsgemäß namentlich in unmittelbarer Nähe von im Aufnahmegebiet beispielweise häufigen Serpentinvorkommen kleine Abweichungen der Magnetnadel sich bemerkbar machen.

Die magnetische Abweichung ist für Peilungen der oben beschriebenen Art naturgemäß von größter Wichtigkeit. Ohne ihre Berücksichtigung wären die besten Winkelmessungen illusorisch. Ich pflege die im Arbeitsgebiet herrschende Deklination an kartenmäßig feststehenden Visurrichtungen mir durch mehrfache und mehrmalige Messungen festzulegen. Beim definitiven Eintrag in die Karte gebe ich dem Reißbrett, auf welches der Kompaß aufgelegt ist, die der Deklination entsprechende Richtung und vermag so die im Gelände abgelesenen Werte meiner Winkelmessungen unmittelbar ohne Umrechnung zu verwenden. Nicht anders ist zu verfahren bei Konstruktionen des Streichens und Fallens für den kartenmäßigen Eintrag. Eine etwaige Differenz der Deklination des Aufnahmegebietes und des Ortes der Eintragung in die Karte ist nicht zu berücksichtigen, weil das durch Reißbrettlage und Kompaß bestimmte Koordinatensystem nur demjenigen des Aufnahmegebietes zu entsprechen braucht.

Eine im strengen Sinn naturgetreu ausgeführte Höhengschichtenkarte gewährt noch weitere recht erhebliche Vorteile. Man sieht auf der geologischen Karte des Oberen Zenngrundes, insbesondere in den mehr nach N hin gelegenen Gebietsteilen, lange und dabei meist schmale, durch die Farbengebung schon äußerlich hervorgehobene Bänder hindurchziehen; man hat hier die Spur steil gestellter Schichtenlagen vor sich. Diese Spur nicht nur über weite Gebietsteile hin zu verfolgen, sondern auch, was das Wichtigere ist, die etwa vorhandene Identität einzelner der Beobachtung allein zugänglicher Strecken dieser Ausstrichspuren einwandfrei festzustellen, gelingt kaum anders als unter der obigen Voraussetzung. Denn um die wirkliche Spur des Ausstrichs einer Schicht an der Erdoberfläche zu ermitteln und in ihrer Projektion auf die Bildebene darzustellen, muß im Hochgebirge zu einer ausgedehnten sorgfältigen Beobachtung und der Messung des jeweiligen Streichens und Fallens noch hinzukommen die geometrische Konstruktion, die einen hier als bekannt vorausgesetzten Lehrgegenstand der praktischen Geologie bildet, aber nur auf Grundlage eines streng naturgetreuen Höhengschichtenplanes zu brauchbaren Resultaten führen kann.

Ich habe diese Konstruktionen jeweils auf Sonderabzügen oder Pausen, und zwar stets unter Beschränkung auf kleinere Teilgebiete sowie unter Berücksichtigung der Hunderter- und unter Einzeichnung der Fünzigkurven durchgeführt, wobei ich zu recht befriedigenden, in ihrer Art oft überraschenden Ergebnissen gelangt bin. Gerade die vielerörterte und umstrittene Verwendung des Höhenkurvenbildes in der Felsregion hat sich bei Anwendung dieser Methode als unentbehrlich erwiesen. In

einem fast maßlos zerklüfteten Gebirgsteil, wie es beispielsweise die Nord- und Ostflanke des Großen Greiners sind, zeigt der Ausstrich der nach Streichen und Fallen gemessenen Schichten, wie man sieht, einen oft merkwürdig gewundenen Verlauf; dieser aber steht nicht nur mit den hier natürlich etwas spärlicheren unmittelbaren Beobachtungen im Einklang, sondern entspricht auch den morphologischen Postulaten; ohne Zuhilfenahme der geometrischen Konstruktion wäre er niemals festzustellen gewesen.

Auf diese allerdings ziemlich mühselige Weise erhält man auch für die tektonischen Verhältnisse des Gebietes ein Kartenbild, aus welchem man ohne die üblichen im Bilde oft störend wirkenden Signaturen des Streichens und Fallens gerade diese beiden wichtigen tektonischen Elemente jeweils eindeutig nach Richtung und Ausmaß ablesen kann. Ich leugne nicht, daß in dieser Hinsicht auf der Karte noch so manches ergänzungs- und verbesserungsbedürftig wäre; allein die angewendeten Kartierungsmethoden stellen, glaube ich, doch wenigstens einen Versuch dar, für ein Gebiet hochmetamorpher und intrusiver Gesteine mittels einer feineren Gliederung¹⁾ ein Kartenbild zu liefern, das schon als solches in den geologischen Aufbau, den Intrusiosmechanismus, die Tektonik und die Morphologie einen Einblick gewährt.

I. Landschaftlich geologischer Überblick an Hand der Karte.

Das den Gebirgsstock des Großen Greiners mitumfassende Aufnahmegebiet bildet in seiner durch die geologische Karte gegebenen Umgrenzung einen einheitlichen Komplex, in welchem der Zone der sogenannten Greinerschiefer eine überragende Bedeutung zukommt. Hornblende-Garbenschiefer aus dem Greinergebiet finden wir fast in allen deutschen Lehrbüchern mineralogisch-geologischen Inhalts erwähnt, vielfach sogar auch abgebildet, und kaum eine Lehr- oder Schausammlung wird solcher Handstücke aus dem Zillertal ermangeln, davon ganz abgesehen, daß man in unseren Sammlungen, seien sie öffentlichen, seien sie privaten Charakters, von dem frühzeitig berühmt gewordenen Mineralreichtum jener Zillertaler Vorkommen zahlreiche Belegstücke der verschiedensten Art, freilich sehr oft unter unzulänglichen Örtlichkeitsbezeichnungen wie „Greiner“, „Schwarzenstein“, „Zemmgrund“, „Zillertal“, „Tirol“ vorzufinden gewohnt ist.

Jene Serie hochmetamorpher Schiefer schließt unmittelbar südlich an den gewaltigen Gesteinskomplex der sogenannten Tuxer Granitgneise an. Diese wiederum stellen in ihrem Ausstrich an die Erdoberfläche eine westliche Fortsetzung des vom Großvenediger- und Reichen- spitzgebiet eingenommenen Granitmassives dar, u. zw. den nördlichen über die Tuxer Hochgipfel ziehenden Ast, während der südliche Strang dieser westlichen Ausläufer über den Zillertaler Hauptkamm streicht und dort mit seinen Gesteinen die höchsten Graterhebungen wie Schwarzenstein (3369 m), Turnerkamp (3418 m) und Großen Moeseler (3478 m) aufbaut.

¹⁾ Vgl. hierzu O. Ampferer, Über neue Methoden zur Verfeinerung des geologischen Kartenbildes, Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, Wien 1912, Bd. 62, H. 1.

Die Granitmassen des nördlichen Ausläufers fallen nur mehr mit einem schmalen Streifen ihres südlichen Randgebietes in den Kartenbereich. Wie so häufig in den Randzonen zeigen die Granite auch hier grobporphyrisches bis augengneisartiges Gefüge. In die zentralen reichlich komplizierten Teile dieses mächtigen Astes bekommt man bereits auf dem Talwege von Mayrhofen (630 m) über Ginzling und Breitlahner (1240 m) bis zur Grawandalm (1739 m) einige instruktive Einblicke. Der vom Hennensteigkamp (3000 m) herabziehende Granitrücken trennt durch eine über 400 m hohe Talstufe den eisfreien Unteren vom Oberen Zemmgrund, dessen gewaltige Gletscher deshalb beim Anmarsch sich noch lange Zeit dem Blick entziehen. Der Rücken bricht hier mit einer hellschimmernden, nach S gerichteten, fast senkrechten Mauer, der Grawand oder Grauwand ab, um für den Oberen Zemmgrund eine imposante, vom Greinermassiv westlich flankierte Eingangspforte zu bilden; seine östliche, ebenfalls mauerähnliche Fortsetzung findet dieser Granitrand im Melkerschartenkopf und dem prächtigen Felszahn der Zsigmondy Spitze (3087 m).

Die hier überall durchstreichenden Greiner-Garbenschiefer mit ihrem Wechsel von mürben, braun verwitternden Gesteinslagen und harten, hornblendereichen bis hornblenditischen Bänken hat an jener natürlichen Pforte der Zemm bach in einer tiefen Klamm durchsägt, während sie jenseits des Haupttales mit ihren steilen Schichtplatten sich bis hinauf zu den wildzerrissenen Gipfelgraten des Großen Greiners (3203 m) emporrecken. Auf der Karte sind die Schiefer vornehmlich mit violetten und dunkelblauen Farben, um sie besonders hervorzuheben, gekennzeichnet. Bei ostnordöstlichem generellen Schichtenstreichen zeigen sie durchwegs steiles Einfallen, meist nach N, seltener nach S. Der Betrag des jeweiligen Einfallens ist auf der Karte an dem infolge der Zerrissenheit des Gebirges oft recht unruhigen Verlauf der Ausstrichspur mit Hilfe der Höhenkurven überall ablesbar. Die Garbenschiefer, die am Greinermassiv ihre maximale Mächtigkeit erreichen, erscheinen beiderseits von injizierten amphibol- und plagioklasreichen Grünschiefern flankiert.

Da bei all diesen Gesteinen die „Streckung“, wie man sie hier zunächst ohne Bedenken nennen kann, ein mäßig starkes Einfallen gegen die Brennerfurche hin erkennen läßt, braucht man sich nicht zu wundern, daß der offenbar linsenförmige Körper dieser eingeklemmten Schichtenpakete im westlichen Teil des Gebietes von der das heutige Gebirgsrelief darstellenden Denudationsoberfläche in seinem inneren mächtigeren Kern angeschnitten ist. So erklärt es sich ferner, daß die nach O hin immer schmaler werdende Zone der Greinerschiefer am Querkamm gegen die Floite, also im Bereiche der Roßkarspitzen, in die Luft auszustreichen beginnt; denn am jenseitigen Querkamm gegen die Stillup (außerhalb des Kartenbereiches) fand ich sie, allerdings nur auf flüchtigen Begehungen, lediglich in Spuren vor. Auch die Frage, ob es sich hier im Hinblick auf die vorerwähnte Tatsache, daß nämlich die Garbenschiefer im Aufnahmegebiet beiderseits von amphibolitischen Schichtenserien eingeschlossen sind, um den Kern einer isoklinalen Schichtenmulde handeln könne, sei vorerst nur gestreift. Nach dem, was ich bis jetzt

außerhalb des Arbeitsgebietes im O gesehen, scheint es mir fraglich, ob dort eine nach unten geschlossene regelmäßige Schichtenmulde sich überhaupt wird feststellen lassen; denn die bei der Orogenese aufgeblättern und wie ich mir vorstelle stark intrudierten Schichtenpakete der offenbar polymetamorphen Schieferserie dürften in ihrer Verklemmung zwischen den gewaltigen Intrusivkörpern des Nordens und Südens auch eine starke, den normalen Schichtenverband verwischende Durchbewegung erfahren haben.

Schon bei der Grawandalm, noch deutlicher jedoch oberhalb der Klamm, weiten sich die Talgründe, so daß alluviale Bildungen (auf der Karte durch hellgelbe Farben wiedergegeben) in größerem Ausmaße sich entwickeln und erhalten konnten. Die Berge, insbesondere im S und SW, nehmen großzügigere, wenn auch einfachere Formen an, und durch die weitgeöffneten seitlichen Taltröge strömt das Eis der großen Gletscher ungehindert bis zur Sohle des Haupttales. Nach den wenigen Felsen, die der Weg berührt, glaubt man in den geologisch eintönigen Bereich stark geschieferter, wenig besagender Gneise eingetreten zu sein. Genauere Beobachtungen aber zeigen, daß die Serie der Garbenschiefer sich allenthalben wiederholt, im O freilich nur in geringfügigem Ausmaß, nur mehr in einigen schmalen Lagen. Allein das braun verwitternde Gestein der Talkenköpfe an dem vom Greiner nord-südlich ziehenden Querkamm verrät uns schon von ferne, daß die Schiefer noch weit gegen S hin das Gebirge durchsetzen. Dort, also im Furtschagelgebiet, reiht sich obendrein an die Garbenschiefer noch eine weitere mächtige Folge dunkler biotitreicher, z. T. dachschieferartiger Gesteine an, die erst bei Annäherung an die Granite und Diorite des südlichen Astes (s. o.) in eine großartige Injektionszone übergehen. Auch diese Umstände sind ein Beweis dafür, daß im W die linsenförmigen Körper der sedimentären Schichtenpakete infolge ihres axialen westlichen Einfallens von der heutigen Denudationsoberfläche in breiteren Ausmaßen angeschnitten sein müssen als drüben im O, wo sie, wie wir konstatieren konnten, schließlich in die Luft austreichen.

Die Zone der Greinerschiefer und Amphibolite ist noch durch ein weiteres äußerst wichtiges Phänomen charakterisiert. Gerade an sie scheint nämlich der frühzeitige Durchbruch ultrabasischer Magmen geknüpft zu sein. Die prächtigen braunrot verwitterten Gipfelbauten des zentral gelegenen Ochsners (3106 m) und des ihm benachbarten Rotkopfs „mit der Krone“ (2948 m) bestehen fast ausschließlich aus den zu dunkelgrünem Antigoritserpentin umgewandelten Erstarrungsgesteinen dieser Schmelzflüsse. Auch an zahlreichen anderen Punkten, so oberhalb des Schwarzensees, im Greinerkar, besonders eindrucksvoll aber am sogenannten Totenkopf (2564 m) im Furtschagel stecken diese Serpentinmassen wie Fremdkörper mitten in den Schiefen, wobei allerdings, wie beispielsweise am Ochsner, die Grenzregion gegen den Tuxer Granitgneis als Aufstiegsbahn der Schmelzflüsse besonders bevorzugt gewesen zu sein schien. Die wundervoll entwickelten Kontakthöfe dieser Serpentine sind seit lange bekannt als Hauptfundstellen der in alle Sammlungen gewanderten, aber auch heute an Ort und Stelle noch reichlich aufzufindenden Mineralien. Dazu kommt, daß

im Laufe des geologischen Geschehens die stets mit Talk- und Chloritgestein verknüpften Serpentine, teilweise in riesigen Spalten, die sich in ihren starren Körpern gebildet hatten, von sauren, einem jüngeren granitischen Magma entstammenden Schmelzlösungen intrudiert und infiltriert wurden, was wiederum zur Entstehung merkwürdiger Mineralparagenesen geführt hat.

Von der Serie der Greinerschiefer leitet eine in ihrer Mächtigkeit schwankende Zone von mehr oder weniger straff geschieferten Gneisen in den Bereich der mehr massig entwickelten Intrusivgesteine über. Augengneise, flasrige Gneise, kieselsäurereiche intrusive Einschaltungen mit nadelig entwickelten Hornblenden, konglomeratartige Knollengneise und dicke Gneislagen von auffallendem Granatreichtum bilden hier merklich hervorstechende und zu kartographischer Ausscheidung geeignete Typen. Bei Annäherung an den südlichen Gesteinsbereich erregt eine Zone von sehr wechselnder Breite unsere besondere Aufmerksamkeit; sie besteht aus schlierig injizierten Schiefen, für die der Name Injektionsgneis angesichts der starken Durchtränkung und Verknüpfung sedimentären Materials mit den Erstarrungsprodukten saurer Silikat-schmelzen eigentlich schon zu wenig besagt. Die Gebäulichkeiten des „Berliner Hütte“ genannten Häuserkomplexes stehen auf dieser Gesteinszone. Im Aufnahmegebiet kann man zwar solche schlierige Bildungen fast überall antreffen; ganz besonders typisch aber finden wir sie in dem Bereich der mit ihrer granitischen Intrusionsmasse relativ weit nach N gerückten Furtschagelspitze entwickelt.

Durchaus unscharf ist naturgemäß die Grenze gegen den großen Bereich der verhältnismäßig wenig deformierten, im allgemeinen kaum oder nur äußerlich schwach umgewandelten Intrusivmassen. Wir werden sehen, daß dort neben granitischen Gesteinen einerseits, basischen bis ultrabasischen und dann meist stark uraltisierten Gesteinen andererseits vor allem Plagioklas und Hornblende führende Gesteine es sind, welche den Zentral-, das ist den heutigen Grenzkamm mit seinen das Gletschergebiet durchbrechenden Seitenkämmen so gut wie ausschließlich aufbauen. Das Mineral Hornblende oder Amphibol, das auch in den Garbenschiefern als schwarze, stark pleochroitische Hornblende, in den Talkfelsen als saftgrüner Strahlstein oder Aktinolith und in den Serpentinien als farbloser, glasglänzender Tremolit uns wieder begegnet, erscheint mir geradezu als ein Symbol dieses gesamten Zillertaler Kristallisationsbereichs.

Die Intrusivmassen sind, wie nicht anders zu erwarten, allenthalben durchsetzt oder durchadert von weißlichen Apliten und Pegmatiten sowie dunklen Lamprophyren. Auf dem weiten ebenen Areal des großen Gletscherschlicfs in unmittelbarer Nachbarschaft der Berliner Hütte lassen sich diese Gangbildungen in ihrer räumlichen Orientierung, ihrer zeitlichen Entstehungsfolge und ihren sonstigen charakteristischen Eigentümlichkeiten in geradezu schulmäßig schematischen Bildern studieren. Nicht selten erreichen diese Gänge Mächtigkeiten von einem oder mehreren Metern oder sind in dichten Scharen angeordnet; in solchen Fällen konnten sie bei den Einträgen in die Karte Berücksichtigung finden. Auch zum Studium großartiger Schollenkontakte bietet bereits die unmittelbare Umgebung der Berliner Hütte die bequemste Gelegenheit.

Auffallend ist, worauf schon frühere Autoren hingewiesen haben, daß unter den sauren Tiefengesteinen besonders die dioritischen hornblendereichereren es sind, die von allerdings meist kleinen Resorptionsschollen geradezu erfüllt sein können.

Schließlich bedürfen die berühmten Granatvorkommen des Zillertals schon in diesem allgemeinen Überblick einer kurzen Erwähnung. Granaten, insbesondere solche von der Zusammensetzung des Almandins, gibt es in der großen Mehrzahl aller Gesteine des Aufnahmegebietes in ungezählter Menge; sie werden infolge ihrer oft trüben Beschaffenheit in der Regel nicht beachtet, u. zw. am wenigsten dann, wenn sie ganz Granatfelse von feinkörniger oder dichter Konsistenz bilden. Die als Schmucksteine verwendeten Almandingranaten pflegen im Zillertal allerdings an ganz bestimmte Örtlichkeiten gebunden zu sein, an gewisse geologische Vorkommen, die innerhalb des Aufnahmegebietes nicht etwa in den oben erwähnten Zonen der hochmetamorphen Gesteine, sondern just im Bereiche der körnigen sauren Eruptivgesteine sich befinden. Sie bilden hier schmale, gangähnliche, oft wie verdrückt aussehende Einschaltungen, welche aus stark flasrigen Chlorit-Biotitschiefern bestehen und ganz durchspickt sind von roten schleifbaren Granaten jedweder Größe. Das Granathüttchen am rechten Ufer der Zunge des Waxeggkeeses mit der dort befindlichen verfallenen Mühle zum Pochen des mürben Muttergesteins sind heute noch wie so manches Andere hier Zeugen einer — vielleicht durch Modeströmungen — zum Erliegen gebrachten alten Industrie.

Ein erheblicher Teil des Gesamtgebietes liegt unter Eis. Das gibt dieser Landschaft ihr Gepräge. Glaubt man sich da der Außenwelt mit ihrem sprießenden, blühenden Leben fast plötzlich entrückt, so beruht das nur auf einer gefühlsmäßig ganz richtig erfaßten geologischen Realität, die uns später noch sehr beschäftigen wird; berührt sie doch ein Problem, das, wie wir heute wissen, in den Werdegang der Alpen neue tiefe Einblicke zu bieten verspricht. Frei und weit dehnen sich über dem kaskadenartigen Gefälle der großen Gletscher die Firnfelder aus und mit feingeschwungenen vielsagenden Bogenlinien zeichnet sich am Hintergrund jener seltsamen, immer wiederkehrenden Verebnungsflächen, selten so schön und klar zu sehen wie hier, der Bergschlund ab (Taf. XXXII, Abb. 16 und 17). Über ihm aber schießen felsdurchsetzte Eisflächen jäh gegen die scharfen Gipfelgrate empor. Hier offenbart sich bereits dem kundigen Blick jener großartige Rhythmus, der, dynamisch sich auswirkend, dem heutigen Alpenkörper Ausmaß und Formen gab.

II. Physiographie der Gesteine.

(Erster Teil.)

A. 1) Gebiet der ungeschieferten Intrusivmassen.

I. Allgemeines.

Wenn man, etwa vom Gasthaus „Alpenrose“ oder von der Berliner Hütte oder dem östlichen Talschluß des Oberen Zemmgrundes aus-

¹⁾ B folgt im zweiten, noch in Vorbereitung befindlichen Teil meiner Arbeit.

gehend, nach S abbiegt, um die Richtung gegen den Grenzkamm einzuschlagen, hat man das Empfinden, aus der Region der metamorphen Schiefer und typischen Gneise allmählich in einen ganz neuen Gesteinsbereich eingetreten zu sein. Das ergibt sich zunächst schon beim Anblick der hier überall zahllos und massenhaft umherliegenden, meist ziemlich stark abgerollten und glattgeschuerten, oft kubikmetergroßen Gesteinsblöcke, welche in dieser Form jeder Schichtung oder Paralleltexur zu entbehren scheinen, auch durch ihr scheinbar richtungsloses und mehr oder weniger grobkörniges Gefüge — nach dem bisher Gesehenen — geradezu auffallen und, trotzdem sie, bedingt durch ihren Mineralbestand, gleichmäßig schwarz gesprenkelt sind, dank dem herrschenden Weiß des Aggregates ihrer farblosen Gemengteile im allgemeinen eine sehr lichte Gesamtfarbe aufweisen. Man könnte sie darum zunächst für Granite halten; auch der Einheimische ist gewohnt, sie nicht anders zu bezeichnen. Sie bilden das herrschende Material der die Gletscherzungen umgürtenden Moränen, entstammen aber nur zum geringeren Teil der unmittelbaren Umgebung. Meist finden wir sie erst höher oben, und zwar hauptsächlich an den großen felsigen Trennungsrücken des Gletschergebietes als herrschende Gesteinsart im Anstehen. Nach dem petrographischen Befunde, wovon weiter unten die Rede sein soll, wird man sie als Quarzdiorite, Tonalite und kiesel-säurereiche Diorite zweckmäßig in die Gruppe der Diorite einzureihen haben. Manchmal nehmen diese zunächst noch vorherrschenden „Schwarzweißgesteine“, womit sie rein äußerlich ausreichend charakterisiert wären, auch dunklere, zum Teil recht dunkle Tönungen an, indem sie sich bereits den gabbroiden Typen nähern, um schließlich ganz in diese überzugehen. Verhältnismäßig häufig stößt man hier auch auf zumeist besonders ungefüge, durch grobes Korn und grünlich-schwarze Farbe sofort auffallende Rollblöcke, die sich gegen den Hammerschlag äußerst hart und zäh verhalten und mit deren Auftreten in unserem Gebiete, wie wir hören werden, es eine besondere Bewandnis hat. Sobald man dann seine Streifzüge nur etwas weiter auszudehnen beliebt, entgeht einem nicht das Häufigerwerden von Gesteinstrümmern, die ungeachtet ihrer äußeren Ähnlichkeit mit unserem Schwarzweißtypus schon makroskopisch unmöglich mehr diesem zugezählt werden können. Die dunklen Gemengteile treten bei ihnen zwar nie sehr stark, aber doch so, daß es im allgemeinen nicht zu übersehen ist, zurück. Auch hat die Masse der leukokraten Mineralien nicht mehr das charakteristische reine, gleichmäßige Porzellanweiß; macht sich doch hier bereits der Quarz durch seine rauchgraue und nicht selten durch einen Stich ins Rötliche oder Bläuliche gekennzeichnete Färbung auf muscheliger Bruchfläche deutlich bemerkbar. Auch unter den Feldspäten treten solche mit spiegelnden perlmutterglänzenden Spaltflächen hervor, während der größere Rest nur aus mattweißen leicht getrübbten Körnern besteht, die sich, allerdings sehr selten, schon makroskopisch durch eine äußerst feine Zwillingsstreifung als Plagioklasse zu erkennen geben. Wie für die Farbentönung eines Gesteins bei starken Farbenkontrasten der es zusammensetzenden Gemengteile allein das Mengenverhältnis den Ausschlag zu geben pflegt, mag daraus zu

ersehen sein, daß diese Gesteine aus weiter Entfernung betrachtet, fast stets ein lichtereres Aussehen haben als jene schwarzweiß gefleckten Gesteine mit ihrem merklich reineren Weiß. Sie unter die Gruppe der Granite zusammenzufassen, braucht man, wie jede mikroskopische Stichprobe ergibt, keine Bedenken zu tragen.

Wenn ich diese vielleicht zunächst belanglos erscheinenden Umstände hier ausführlicher erörtert habe, tat ich es, um darzutun, daß bei solcher Sachlage eine Geländekartierung auch bei den leukokraten Intrusivgesteinen einer Ausscheidung nach Hauptgruppen nicht enträten kann. Andererseits wird sie in dieser Hinsicht, gerade weil sie größtmögliche Genauigkeit sich zum Prinzip macht, große Beschränkungen sich auferlegen müssen.

Die moderne Petrographie hat, wie bekannt, unter den zunächst nach ihrem Mineralbestand auseinanderzuhaltenden kieselsäurereichen beiden Hauptgruppen der drei großen Eruptivreihen nicht weniger als 34 Magmentypen nach chemischen Gesichtspunkten unterscheiden gelehrt. Gerade die mikroskopische Betrachtungsweise zeigt uns immer wieder, daß diese Unterteilung keine zu weitgehende war. Ja man könnte nach den bis jetzt wahrzunehmenden Fortschritten sich vorstellen, daß bei weiterem Ausbau der Gesteinsmikroskopie, wofür in der Gegenwart die Bedingungen gegeben sind, eine rein morphologische Betrachtungsweise der Eruptivgesteine einer ähnlichen Verfeinerung noch fähig wäre. Wie dem auch sei, für eine petrographische Geländeaufnahme wäre eine die gesamte Variabilität einer Intrusionsmasse möglichst lückenlos erfassende, statistisch auswertbare und kartographisch darzustellende Differenzierung ein ideales Ziel, dessen erfolgreiches Erstreben aber durch die übergroße Zahl der statistisch-technisch zu erfordernden Einzeluntersuchungen vorerst wohl in Frage gestellt ist. Auf allen Kartierungsgängen, in der Hochregion aber ganz besonders, wird man sehr oft sich veranlaßt sehen, ohne alles Weitere sich qualitativ über etwas schlüssig zu machen, wozu aber immer erst die im Aufnahmegebiet selbst gewonnenen Erfahrungen und die damit wechselseitig Hand in Hand gehende fortschreitende Arbeit am Mikroskop die Befähigung erbringen.

Eines der wichtigsten äußeren Merkmale dieser alpinen Tiefengesteine ist ihr Gefüge. Daß die Gesteine, um die es sich zum weitaus überwiegenden Teil hier handelt, plutonische Eruptivmassen sind, wird heute niemand mehr in Abrede stellen, sofern dies überhaupt jemals ernsthaft geschehen sein sollte. Daß man ihnen aber auch die hier üblichen Bezeichnungen plutonischer Gesteine beilegt, sie mit anderen Worten als das bezeichnet, was sie sind und wofür sie die Allgemeinheit hält, bedarf im Rahmen dieser Arbeit deshalb einer eigenen Motivierung, weil man in der Fachliteratur heute noch nicht allgemein von der für sie gewählten Bezeichnung Gneis Abstand nehmen zu können glaubt. Die neuerdings für solche und ähnliche Gesteine wieder gern gebrauchten Namen Granitgneis, Tonalitgneis u. s. w. sind terminologisch in petrographischer Auffassung weniger verfänglich, sie betonen aber nach dem üblichen deutschen Sprachgebrauch mit gewollter Form die Gneiseigenschaft, und so erscheint es mir schon einer Erwägung

wert, ob für die hier in Betracht kommenden Gesteine jene Benennungen auch weiterhin noch angewendet werden sollen. Daß wir vom gefügekundlichen (!) Standpunkt aus da, wo flächenhaftes bis lineares Parallelgefüge in Frage steht, den Begriff Gneis ebenso fallen lassen müssen wie den durch geologische Vorstellung über die Gesteinsgenese belasteten Begriff Schieferung,¹⁾ soll nicht besagen, daß wir bei Kennzeichnung des allgemeinen, schon äußerlich in Erscheinung tretenden Gesteinscharakters einer großen Gesteinsgruppe jener entwicklungsgeschichtlich zu bestem Sprachgut gewordenen und immerhin brauchbaren Benennungen uns ein für allemal begeben sollen. Nach allgemeinem heutigem Sprachgebrauch bedeutet der alte Name Gneis ein schiefriges Gestein. In den Lehrbüchern steht der Gneis unter der Gruppe der kristallinen Schiefer an erster Stelle. Es wird sich also nur um die Frage handeln, ob die Bezeichnung Schieferung ganz ohne Heranziehung von Vorstellungen über genetische Momente, also rein deskriptiv denkbar und gebrauchsfähig ist. Ich glaube schon; denn ich sehe in ihr gegenüber dem allgemein durchgreifenden gefügekundlichen Terminus in erster Linie das schärfere Betonen einer zunächst allerdings uur sehr willkürlich abgrenzbaren, graduell unterschiedlichen Eigenschaft. (Schon das aber macht sie für gefügekundliche Terminologie unbrauchbar, zum mindesten entbehrlich.)

Man möge nur einmal der nördlichen Gneis- und Schieferzone entnommene Proben von Orthogneis granitischer oder gar dioritischer Provenienz Handstücken normaler Haupttypen des südlichen Intrusionsbereiches unmittelbar gegenüberstellen, um sich jenes graduell bedingten, überaus schroffen Gegensatzes im Habitus vollauf bewußt zu werden. Sofern man diese letzteren schlechthin als Plutonite zu benennen sich nicht entschließen kann, wäre man gebunden, sie jenen gegenüber als alpine Fazies unter einem neu aufzustellenden Sammelbegriff zu vereinigen, wofür bei gegebener Sachlage jeder Anlaß fehlt. Wo ein zentralalpines Tiefengestein bei äußerlich zurücktretender Lagentextur schon auf den ersten Blick sich als massiges Erstarrungsprodukt der Tiefe zu erkennen gibt oder gar, wie dies so häufig der Fall, rein äußerlich in seinem Gefüge den Eindruck völliger Richtungslosigkeit erweckt, wo ferner die ihm entstammenden großen Massen abgewitterten Blockwerkes — ein sehr bezeichnendes unterscheidendes Moment — der Hauptsache nach aus mehr oder weniger ungefügten Blöcken, nicht aber aus ebenflächig abgesonderten und zu weiterem schiefrigen Verfall neigenden Gesteinsplatten besteht, hat es wenig Sinn, die Benennung eines solchen Gesteins in irgend einer Form mit dem Gneisbegriff zu verknüpfen, selbst dann nicht, wenn aus dem mikroskopischen Befunde, was in solchem Falle unwahrscheinlich, ausgesprochene Gefügeregelungen sich ergeben sollten.

Im Bereich dieser ungeschiefertten Intrusivgesteine oder Plutonite, wie ich sie im Gegensatze zu den Hauptvertretern der nördlich anschließenden Zonen kurz bezeichnet habe und weiterhin bezeichnen werde, ohne jedoch mit diesem Beiwort irgendwelche Vorstellungen

1) Vgl. Sander, Gefügekunde der Gesteine, Wien 1930, S. 97.

über Ursache und Wirkungsart der Gesteinsumformung verbinden zu wollen, sind Gesteine mit mehr oder weniger deutlich erkennbarem Parallelgefüge insbesondere bei den glimmerreichen Typen ziemlich häufig. Lagentexturen jedoch, die nur einigermaßen an Schiefer, schiefrige oder geschieferte Gesteine erinnern könnten, gehören hier, soweit man ihre räumliche Erstreckung und Verbreitung in Betracht zieht, zu den großen Seltenheiten. Daß gegen die Zonengrenze hin texturale Übergangsformen sich häufen, scheint eine allgemeine Erscheinung in solchen Intrusivgebieten zu sein und wird ebensowenig überraschen wie die Tatsache, daß die mineralogisch ausscheidbaren Tiefengesteinstypen selbst, von denen nunmehr die Rede sein soll, durch kontinuierliche Übergänge verbunden zu sein pflegen.

In seiner anregenden Studie über den Tonalit der Rieserfernergruppe, auf die ich hier gewisser Analogien wegen etwas näher eingehen muß, unterscheidet Friedrich Becke¹⁾ unter den sauren Intrusivgesteinen rein petrographisch folgende sieben Typen:

1. aplitähnlicher Randgranit,
2. porphyrtiger Randgranit,
3. Randgranitit,
4. Quarzglimmerdiorit,
5. feinkörniger Randtonalit,
6. Normaltonalit,
7. dioritische Schlieren.

Gerade diese Typen sind es, die in der gesamten südlichen Umrandung des oberen Zemmgrundes eine beherrschende Stellung einnehmen, und wenn man die für die Typisierung zunächst maßgebenden und letzten Endes ausschlaggebenden äußerlichen Gesteinsmerkmale in den Vordergrund stellt, so ließe sich die Beschreibung Beckes in vielen Punkten Wort für Wort auf die Gesteine des Zillertaler Hauptkammes und seiner obersten Seitenzweige übertragen.

Als das Hauptgestein des von ihm in der erwähnten Studie besonders eingehend behandelten Reinwaldkernes hat Becke den Tonalit bezeichnet. Hier wie im Zillertal ist es denn auch der Plagioklas, dessen „schnee-weiße Farbe“, um Beckes eigene Worte zu gebrauchen, diesem Gestein „sein charakteristisches Aussehen gibt“. An beiden Örtlichkeiten nehmen Biotit und „rabenschwarze Hornblende“ reichlich an der Zusammensetzung dieses von Gerhard vom Rath erstmals beschriebenen dioritischen Gesteinstypus teil, während im Gegensatz zum Granit der Kalifeldspat gegenüber dem Plagioklas und Quarz beim Normaltonalit „fast verschwindet“ (S. 383). Den Hauptanlaß zur Aufstellung des Namens Tonalit scheint überhaupt der Umstand gegeben zu haben, daß man diese lichten, aus der Nähe betrachtet fast weißlichen, so sehr dem Granit ähnelnden Gesteine lediglich ihrer Mineralkombination wegen schlechthin als Diorite zu bezeichnen Anstand nahm. Von sonstigen übereinstimmenden Merkmalen soll später noch die Rede sein. An dieser Stelle interessiert zunächst die Feststellung Beckes, daß die

¹⁾ Tschm. Min. petr. Mitt., N. F. 12 (1892), S. 379 ff.

verschiedenen Tiefengesteinstypen ganz unbestimmt gegeneinander abgegrenzt erscheinen. Noch wichtiger aber dünkt es mir, daß Becke, der am Reinwaldkern in den Graniten mehr eine Randfazies erblickt, doch einen „großen Teil der Intrusionen in der Schieferhülle“ der granitischen Varietät zuerkennt, während am Rieserkern nach F. Löwl diese Randgesteine Beckes überhaupt, u. zw. beträchtlich, vorzuherrschen scheinen.

Im Zillertal ist schon in Anbetracht der sehr bedeutenden Vergletscherung es schwer zu entscheiden, welcher unter den beteiligten Tiefengesteinstypen die Vorherrschaft hat und damit vielleicht den „Kern“ der Intrusivmasse bilden mag. Jeder Abschätzung nach dieser Richtung haftet aber auch um deswillen etwas sehr Problematisches an, weil es uns völlig unbekannt bleibt, in welcher Weise, also hauptsächlich unter welchen stofflichen Veränderungen bei der allgemeinen Steilaufrichtung des Gebirges die an der Oberfläche beobachteten Massengesteine sich nach der Tiefe hin fortsetzen, wobei allerdings wesentlich konstantere Verhältnisse erwartet werden dürfen als im horizontalen Anschnitt des heutigen Oberflächenreliefs. Für das Aufnahmegebiet steht so viel sicher, daß die basischen bis ultrabasischen Derivate des sauren „Hauptmagmas“, vielleicht besser, um mit Niggli zu reden, des die oberen Intrusionsbereiche der Erdkrinde in gewissem Sinne beherrschenden „granitischen Schaumes“, auf die Randgebiete beschränkt sind, wo sie auch in der Form von Schollenkontakten sporadisch auftreten können (Westfuß des vorderen Hornknopfs, Verbindungsgrat Schwarzensteinjoch—Hornspitzen, Gebiet des Tratterjochs). Die dioritischen Gesteine des oberen Zemmgrundes aber aus diesem Grunde schlechthin der Randzone zurechnen zu wollen, ginge ebensowenig an, wie eine stärkere Beteiligung des Granites gerade in dieser Zone anzunehmen. Für das Aufnahmegebiet scheint mir vielmehr als weitere Tatsache bemerkenswert, daß die räumliche Verteilung dieser Tiefengesteinsmassen eine recht komplizierte ist. Der alkali- und zugleich kieselsäurereiche Anteil wird jedenfalls nicht sehr viel hinter dem dioritisch-tonalitischen zurückbleiben, wobei ich die fast kalifeldspatfreien quarzreicheren Gesteine, soweit es möglich war, ihrer systematischen Stellung gemäß der dioritisch-tonalitischen Gruppe zugerechnet habe.

Damit wollen wir uns der Physiographie der Einzelercheinungen zuwenden.

II. Die leukokraten massigen Tiefengesteine.

In dem Gebiet der „ungeschiefert“ Intrusivmassen, wie ich die Gesamtheit dieser Gesteinstypen mit fehlendem oder sehr zurücktretendem Parallelgefüge — ohne Rücksicht auf gelegentliche Abweichungen von diesem kennzeichnenden Merkmal —, also mehr der Kürze halber, aber doch nicht ohne gewollte Anspielung auf gewisse genetische Momente zu bezeichnen pflege, ergibt sich für die weitaus vorherrschenden kieselsäurereichen und magnesiaarmen, somit im allgemeinen leukokraten Plutonite, wie oben bereits angedeutet, eine zwanglose Unterteilung in die Gruppe der granitischen und die Gruppe

der dioritischen Gesteine. Sie für die physiographische Darstellung vollkommen getrennt zu behandeln, würde oftmalige Wiederholungen bedingen. Auch sah ich meine Aufgabe weniger darin, die Haupttypen monographisch durchzubespochen, als vielmehr gewisse mir beachtenswert erscheinene phänomenologische Besonderheiten, die zumeist verschiedenen, manchmal aber auch allen Typen gemeinsam sind, mit etwas größerer Ausführlichkeit herauszuarbeiten, wobei ein die Übersichtlichkeit vielleicht beeinträchtigender Verzicht auf systematische Gliederung des Ganzen mit in Kauf genommen werden mußte.

a) Über den Granit.

Den granitischen Tiefengesteinstypus schlechthin, ohne Rücksicht auf feinere stoffliche Nuancierungen, repräsentiert, um nur ein wichtiges Beispiel herauszugreifen, das Hauptgestein der mit 3253 m kotierten dritten und höchsten der fünf Hornspitzen. Als mittelkörnig-schwachporphyrisches, sehr liches und reichlich frischen Quarz führendes Gestein findet sich dieser regelungsfreie Granit hauptsächlich in der Ost- und Westflanke der steil aufstrebenden Felspyramide, an deren Aufbau auch lichtere und dunklere Spielarten granitischen, bzw. plagioklasgranitischen Gesteines sich beteiligen.

Nach der Rosiwalischen Methode ergeben sich in Prozenten

I. Quarz	II. Feldspäte	III. farbige Gemengteile
28·48	64·4	7·12
	davon 26·5 Alkalifeldspat	davon 6·9 Biotit
	„ 37·0 Oligoklas-Albit	„ 0·16 Orthit
	„ 0·9 Myrmekit	„ 0·03 Muskovit
		„ 0·03 Zirkon, Erz und anderes

Nicht in die Rechnung einbezogen sind die mikrolithischen Entmischungsprodukte der Plagioklase; sie würden die Gesamtmenge der farbigen Gemengteile um einen sehr schwankenden Betrag von etlichen Prozenten vermehren, diejenigen der Plagioklase nicht substanzuell, sondern räumlich um ebensoviel verringern.

Zur näheren Charakterisierung einer Gesteinsart, wie sie im Aufnahmegebiet als typischer Granit angesehen werden kann, interessiert vor allem das Mengenverhältnis der wesentlichen Gesteinskomponenten. Die von W. Lindgren für den granodioritischen Typus gezogenen Grenzen des Verhältnisses Orthoklas—Plagioklas zwischen 1:2 und 1:1·65 schließen diesen an sich recht nahe verwandten Magmentypus hier vollständig aus. Plagioklasgranit und Quarzdiorit kommen schon wegen des hohen Kalifeldspatgehaltes noch weniger in Betracht. Auch die für den Normaltonalit gültigen Niggli-Werte fm und mg 0·50 entsprechen zwar dem Gehalt der tonalitischen „Schwarzweiß-Gesteine“ an Magnesiasilikaten, keineswegs aber der hier vorhandenen geringen Menge an Biotit. Da Vertreter der beiden Alkalireihen in diesem rein pazifischen Gesteinsbereich schwerlich in Betracht kommen, erübrigt nur die mangels vorliegender chemischer Analyse mit großem Vorbehalt

zu beantwortende Frage, ob das Gestein nicht bereits dem yosemitischen Typus nahe kommt. Der Sprung des Normalwertes σ von 270 (für Normalgranit) zu 350 (für jenen Magmentypus) ist beträchtlich, aber nicht groß genug, um jene Frage zu verneinen, zumal der kieselsäurereiche Granit des Zemmgrundgebietes dem yosemitischen Fibbiagranit des Gotthards sehr ähnlich sieht.

Auch die von S. J. Shand (Eruptive Rocks, 1927, S. 157) unter seinem Peraluminous Type alkalikalkgranitischer Gesteine angeführten Werte zweier dem Zemmgrundtypus am nächsten stehender Gesteine von Idaho mit

Quarz	28·0		33·0	
Orthoklas	15·8		20·7	
Albit-Mol.	32·5	} 33·6	26·2	} 39·1
Anorthit-Mol.	11·1		12·9	
Biotit	7·5	} 9·8	5·6	} 7·0
Erz	0·9		0·7	
Zirkon und anderes ..	1·4		0·7	

lassen sich mit obigen Werten¹⁾ gut vereinbaren.

Es kommen im Aufnahmegebiet noch kieselsäurereichere, bereits dem Aplittypus sich nähernde Granite vor, von denen in dieser Abhandlung gelegentlich die Rede sein wird. Aber alle diese sauren Granite scheinen ein zwar rein äußerliches, aber in seiner Art nicht belangloses Charakteristikum gemeinsam zu haben. Es ist die krummschalige Absonderung. Dieses morphologische Moment führt wiederum, wie beispielsweise an der dritten Hornspitze, aber auch am Westgrat des Turnerkamps und anderen Örtlichkeiten des Gebietes zu beobachten ist, zur Herausbildung ganz eigentümlicher, man möchte sagen eigenwilliger Felsformen, welche bald als mächtige, erkerartig oder schnabelförmig den Bergkanten oder Felsflanken entragende Gebilde den Gesetzmäßigkeiten normaler Abwitterung, ja selbst dem Gesetz der Schwerkraft zu trotzen scheinen, bald aber der ganzen Bergkontur ein regellos zerhacktes Aussehen verleihen können. Nach Abbildungen aus dem berühmten Granitgebiet des Yosemite-Tales in Kalifornien scheinen solche Abwitterungsformen dort häufig zu sein; allein auch in Teilen des Bergeller Gebietes, in den Hochalpen des Dauphiné und manchen anderen Orten der West- und Ostalpen müssen sie jedem für Berg- oder Felsformen empfänglichen Beobachter im höchsten Maße auffallen. An mechanisch stark und gleichmäßig beanspruchten, wenn auch noch so massig entwickelten Graniten wie auch an dioritisch-gabbroiden Gesteinen erinnere ich mich kaum dergleichen gesehen zu haben.

Über den makroskopischen Befund der granitischen Gesteine ist bei deren allgemeiner Gegenüberstellung gegen die tonalitischen Gesteine bereits das Wesentliche vorgebracht worden. Im Gegensatz zu manchen alpinen Graniten, wo der Quarz infolge grusigen Zerfalles von den Feldspäten kaum mehr zu unterscheiden ist, tritt dieses Mineral hier als stark beteiligter Gesteinskomponent, mit seinen frischen, rauch-

¹⁾ Vgl. auch P. Niggli, Gesteins- und Mineralprovinzen, Bornträger 1923, S. 112.

grauen, glas- oder fettglänzenden Körnern oft nesterartig angehäuft, fast durchwegs sehr deutlich hervor. Die Kalifeldspäte bilden im granitischen Normaltypus, der zum weitaus überwiegenden Teil mittlere Korngröße besitzt, oft ganze Komplexe, ohne jedoch, wie es bei den hier ebenfalls stark verbreiteten porphyrischen Graniten der Fall zu sein pflegt, die kristallographisch wohl umgrenzte Form eigentlicher Einsprenglinge anzunehmen. Auf seinen perlmutterglänzenden Flächen (001) ist manchmal die ihm fast durchgehends anhaftende rissige Beschaffenheit schon makroskopisch angedeutet. Bei den Plagioklasen erkennt man deren kristallographische Eigenform oft schon recht deutlich mit der Lupe, während die charakteristische Zwillingsstreifung dieser Feldspäte, um makroskopisch wahrgenommen zu werden, hier im allgemeinen ein sehr geübtes Auge voraussetzt. Das buchstäbliche Erfülltsein des Plagioklases mit verschiedenartigen Mikrolithen macht sich zuweilen durch eine mit einem Stich ins Grünliche behaftete milchigweiße Trübung des Minerals bemerkbar. Der mäßige Anteil an dunklen Gesteinskomponenten ist durch regellos orientierte fetzenartige Kristallgebilde des auf seiner Spaltfläche meist schwarz, seltener braun oder grünlich glänzenden Magnesiaglimmers deutlich betont. Von den akzessorischen Gemengteilen gewahrt man mit freiem Auge in der Regel nur die sehr sporadisch auftretenden hellrötlichen Körnchen des Granats. Der Gesteinshabitus ist ganz der eines massigen richtungslos körnigen Plutonits.

b) Mikroskopisches Bild der leukokraten Tiefengesteine.

Während F. Becke, wie bereits erwähnt, granito-dioritische Gesteine der Rieserfernergruppe, die mit den sauren Intrusivgesteinen des Oberen Zemmgrundes so vieles gemeinsam haben, eingehend untersucht hat, wurden die unter dem Namen „Zentralgranit“ zusammengefaßten Intrusiva der Hohen Tauern und Zillertaler Alpen von Ernst Weinschenk¹⁾ mehr von allgemeinen Gesichtspunkten aus behandelt. Wenn also hier auf Grund eigener Beobachtungen eine ausführliche Darstellung der Intrusivgesteine des Oberen Zemmgrundes gegeben werden soll, wird es sich nicht vermeiden lassen, manches bereits in früheren Arbeiten Festgestellte des Zusammenhanges wegen hier zu wiederholen.

1. Der Quarz.

Das nach Art der Ausbildung und Form des Auftretens konstanteste Element in diesen Gesteinen, soweit sie entweder den granitischen oder den kieselsäurereichen Gliedern der dioritischen Gruppe angehören, ist der Quarz. Seine Auslöschung ist im allgemeinen klar, also wenig undulös. Meist nur an den größeren Quarzindividuen, die angehäuft mit kleineren Körnern sich gern in förmlichen Nestern angesiedelt haben, beobachtet man in der Regel, allerdings nie sonderlich stark ausgeprägt, die bekannte parkett- oder felderartige Auslöschung; sie zeigen dann im allgemeinen einen mehr oder weniger isometrischen Kornumriß. Ab und

¹⁾ Beiträge zur Petrographie der östlichen Zentralalpen, Abt. II, Ak. München XVIII, III. Abt.

zu tritt, und zwar auffallenderweise bei glatt auslöschenden Quarzen häufiger wie bei anderen, eine ganz schwache Öffnung des Achsenkreuzes ein; im allgemeinen aber wird das optische Verhalten des Quarzes in dieser Hinsicht als durchaus normal zu gelten haben.

Die einzelnen Körner sind in der für diese Gesteine charakteristischen Weise mit scharfen, ausgebuchteten, wohl auch etwas gezackten Linien gegeneinander abgegrenzt, kaum jemals aber feilmäandrisch miteinander verzahnt. Im hypidiomorphkörnigen Gefüge des Gesteins verhält sich der Quarz bereits gegenüber dem Plagioklas, jedoch durchaus nicht überall gegenüber dem Kalifeldspat streng xenomorph. Zusammen mit Leisten oder Fetzen des Biotits bildet feinkörniger Quarz auch oft die Verkittungsmasse auseinandergebrochener Feldspäte.

Von besonderer Eigenart ist in dieser Hinsicht eine Erscheinung an den Biotiten, wenn diese wie so oft von mehr oder weniger zahlreichen quer zur Spaltbarkeit laufenden Streifen durchsetzt sind; an diesen selbst wieder bemerkt man in der Regel diagonal abgelenkte, dichtgescharte feine Lamellen. Es ist die Erscheinung der sogenannten Druckfigur, also die unzweideutige Spur einer mechanischen Beanspruchung des Kristalles. Meist sind nun diese Biotite an den der c-Achse parallel gehenden Flächen sehr stark korrodiert und da zeigt es sich, was durchaus folgerichtig erscheint, daß längs dieser Striemung der Kristall abgerissen, die Abrißkluft aber durch Quarz wieder verheilt ist und der von der unversehrten Rumpfmasse abgetrennte Teil des Biotits wie in Taf. XX, Fig. 1 durch die Korrosion sich in dünne längliche Fetzen aufgelöst hat, die gegenüber dem Rumpfstück ihre ursprüngliche kristallographische Richtung beibehalten haben. Nun kann aber das Ganze, und das ist das Bemerkenswerte, in dieser Form von der sich optisch einheitlich verhaltenden Feldspatmasse umschlossen sein. Nicht nur die Korrosion, sondern auch die Deformation des Biotitkristalles müßte demnach stattgefunden haben zu einer Zeit, da die liquidmagmatische Phase noch nicht vollständig zum Abschluß gelangt war.

Über die ausgesprochene Neigung dieser Tiefengesteinstypen zur Myrmekitbildung und die dabei beobachtete homoaxe Wachstumsregelung der Quarze habe ich mich bereits an anderer Stelle ausgesprochen.¹⁾ Der vorzügliche Erhaltungszustand der zarten Wachstumsgebilde des Myrmekits, entstammend einer Phase, welche der Kristallisation der Restschmelze zum mindesten noch sehr nahe gestanden haben muß, ließe sich mit der Annahme einer nachträglich erfolgten nennenswerten Durchbewegung und Umformung einer derartigen Gesteinsmasse nur sehr schwer vereinbaren.

2. Der Plagioklas.

Das zweite, hier wichtigste und jedenfalls häufigste Glied unter den Hauptgemengteilen jener sauren Gesteinstypen aus der Alkalikalkreihe ist der Plagioklas. In seiner Art zählt das Mineral eigentlich zu den interessantesten, die in den Gesteinen des Aufnahmegebietes sich überhaupt vorfinden. Hier zeigt sich nun, u. zw. hauptsächlich im Wachstums-

¹⁾ Neues Jahrbuch für Mineralogie usw., Beil. Band LVII, Abt. A. 1928, S. 1185 ff.

bilde der Plagioklaskristalle, ein sehr wesentlicher Unterschied nicht nur gegenüber außeralpinen Graniten, wie wir sie etwa aus Schwarzwald, Odenwald, Harz usw. kennen, sondern auch gegenüber den sonst sehr ähnlichen sauren Intrusivgesteinen vieler anderer Gebiete der Alpen, insbesondere derjenigen der benachbarten Rieserfernergruppe. Die Plagioklase sind nämlich fast ausnahmslos auch unter Einbeziehung der Gesteinstypen der dioritischen Serie ganz erfüllt von Mikrolithenschwärmen. Die Bezeichnung Weinschenks „vollgestopft“ von solchen Mineralbildungen gibt das approximative Mengenverhältnis zwischen Einschuß und Wirt besonders für die extremen Fälle anschaulich wieder, trifft aber meines Erachtens eine wesentliche Seite des Phänomens nicht scharf genug. Da der Mikrolitheninhalt der Plagioklase bei sämtlichen Vertretern der beiden Tiefengesteinsgruppen das am meisten hervorstechende Merkmal jener Mineralart darstellt, sei die Beschreibung dieses spezifisch alpinen Phänomens hier vorangestellt.

a) Die Mikrolithenschwärme.

Man kann unter den mikrolithischen Einschlüssen mittels stärkerer Vergrößerung mindestens fünf schon im Habitus deutlich voneinander unterschiedene Mineralarten ziemlich einwandfrei diagnostizieren, zumal alle diese Mineralien bei den ungeschieferten Gesteinen gelegentlich, bei den geschieferten fast stets auch außerhalb des Wirtmaterials in allen möglichen Größen anzutreffen sind und deshalb zur Vergleichsprobe immer herangezogen werden können.

Der auffälligste und vielleicht meistverbreitete unter den Mikrolithen ist der Klinozoisit, welcher bei normaler Schlifffdicke durch seine lebhaft herausleuchtenden Farbentöne Preußischblau und Zitronengelb als anomale, noch in die erste Ordnung einzureihende Interferenzfarben sich fast stets sofort zu erkennen gibt. Auch seine sonstigen optischen und morphologischen Eigenschaften lassen keinen Zweifel darüber bestehen, daß es sich hier um dieses schwach doppelbrechende Calcium-Aluminium-Silikat der Epidotgruppe handelt. Die Form, in der das Mineral hier auftritt, ist im allgemeinen die unregelmäßig umgrenzter rissiger Körner, welche sich insbesondere im Kern des Wirtminerals gern agglomerieren. Zeigt der Klinozoisit Prismenform, so ist diese meist gedrungen, sehr selten schlank und entbehrt wohl stets einer ebenflächigen guten Umgrenzung. Eisenepidot oder Pistazit, der in der Literatur als ein Umwandlungsprodukt innerhalb der Oligoklasssubstanz verschiedentlich erwähnt wird, aber doch wohl mehr im Saussurit jene bedeutsame Rolle spielt, fehlt als Einschußmikrolith bei diesen kiesel-säurereichen Gliedern ungeschieferter Eruptivgesteine so gut wie vollständig. Kalzit hat sich mitunter ganz bezeichnenderweise innerhalb der Kerne mikrolithischer Klinozoisite in relativ breiten Lamellen ausgeschieden. Wo er etwa sonst noch innerhalb der Plagioklasssubstanz, und dann meist in der Form kleiner unregelmäßiger Putzen vorkommt, wie beispielsweise im Granodiorit des großen Plattenhangs am Ostrande des Schwarzensteinkeeses, mag seine Entstehung einem sekundären Zersetzungs Vorgang zuzuschreiben sein. Jedenfalls ist, frisches Gestein

jeweils vorausgesetzt, sein an die Kalknatron-Feldspäte geknüpftes Auftreten dermaßen geringfügig und in seiner Art vom Mikrolithentypus abweichend, daß die Aufzählung des Kalkspats in der Reihe jener Plagioklaseinschlüsse unangebracht wäre. Eine wichtige Rolle unter den Mikrolithen spielt hingegen das Glimmermineral Muskovit, das nicht etwa in der Form serizitischer Flimmerchen und Fasern, wie man es so häufig bei zersetzten Feldspäten beobachtet, sondern in der Form deutlich ausgeprägter Täfelchen, Leisten oder scharf abgegrenzter Blättchen hier auftritt. Während jene schuppigen Zersetzungsprodukte in der Regel eine unentwirrbare, den stärksten Objektiven schließlich Halt gebietende Trübung des Kristalls verursachen, sind diese Muskovitmikrolithe nicht viel weniger wie ihre stark lichtbrechenden Partner aus der Epidotfamilie Korn für Korn, soweit sie sich nicht offensichtlich überdecken, ohne jede Schwierigkeit in der Feldspatmasse abzählbar zu verfolgen. Bildet der Muskovit, was häufig der Fall, kranzförmige breite Anhäufungen um die Kernsubstanz, so bewirkt das unter gekreuzten Nicols einen prächtigen Farbeneffekt. Es ist bemerkenswert, daß in solchem Falle die Muskovitblättchen, wenn auch nur ganz annähernd, eine radiale Orientierung erkennen lassen und wie diese Mikrolithenbildungen überhaupt durch die Zwillingslamellierung und die Spaltrichtungen des Wirtminerals wenig und z. T. gar nicht beeinflusst erscheinen. Verhältnismäßig am meisten glaubt man eine solche räumliche Gebundenheit beim Biotit zu beobachten, der übrigens ungleich seltener wie die beiden vorgenannten Mineralien in das Mikrolithengefümmel sich mengt. Bei ihm könnte man sich vielleicht im Zweifel sein, ob er nicht als frühzeitig aus dem Schmelzfluß normal ausgeschiedener und hier noch embryonal entwickelter Gemengteil nur einen mehr zufälligen Einschluß innerhalb der Feldspatsubstanz darstellt. Dagegen spricht in manchen Fällen doch wieder sein schwarmartiges Auftreten und die Gleichartigkeit mit den übrigen Mikrolithen in bezug auf Form und Größe. Gesteinsvorkommen, woselbst er in solcher Form an der Besiedelung des Wirtkristalles partizipiert, sind der Granodiorit der Furtschagelspitze und ein damit wahrscheinlich in geologischem Zusammenhang stehendes petrographisch ähnliches Gestein vom nördlichen Plattengürtel des vorderen Hornkopfs. Auch das bereits früher erwähnte Granodioritvorkommen vom Ostrand des Schwarzensteinkeeses, wo in völlig unversehrtem Feldspat der Biotit mit haardünnen Lamellen in die Spalttrisse nach (001) oder mit kurzen Blättchen nach (010), daneben aber auch sonst in scheinbar beliebiger Richtung sich eingelagert findet, zählt hieher.

Als einen Hauptvertreter unter den mikrolithischen Einschlüssen des Plagioklases hat man ferner den Zoisit anzusehen. Manche Plagioklase, insbesondere solche von Gesteinen etwas höherer Basizität, sind von diesem stark licht- und sehr schwach doppelbrechendem Mineral ($n_{\beta} = \text{zirka } 1.7$, $\Delta = 0.009-0.005$) dermaßen erfüllt, daß sie bei oberflächlicher Betrachtung unter gekreuzten Nicols wie schwärzlich getrübt aussehen. Das Mineral zeigt in der Regel säulige bis langprismatische Formen, die sich nur ab und zu auch einem nadeligen Habitus nähern können. Diesen sehr wesentlichen Bestandteil einschluß-

reicher Kalk-Natron-Feldspäte durch die exakteren Methoden des Dreh-tisches optisch zu fassen, ist bis jetzt in wünschenswerter Weise noch nicht geglückt. Die sehr kleinen, dünnen und auf das polarisierte Licht an sich nur schwach reagierenden Kristalle scheinen selbst unter den Bedingungen des Dünnschliffs durch die sie umschließende Mineral-substanz optisch beeinflußt zu werden, so daß hier beispielsweise oft schon die Bestimmung des optischen Charakters der Hauptzone auf Schwierigkeiten stößt. Die Tatsache, daß an Prismen, welche im Dünnschliff nach ihrer ganzen Längserstreckung von streng parallelen Grenzlinien eingefafßt sind, neben der normal geraden, doch hin und wieder auch eine ganz ausgesprochen schiefe Auslöschung beobachtet wird, stünde im Einklang mit Feststellungen Termiers,¹⁾ welcher den Zoisit auf Grund seiner optischen Eigenschaften als monogonal (triklin) aufgefaßt haben will. Daß bei dicken Säulchen, die übrigens auch einwandfreie Zwillingbildung aufweisen, neben dem normalen Grau der I. Ordnung als höchste Interferenzfarbe nicht selten ein in der Literatur ebenfalls als charakteristisch erwähntes schmutziges Graugelb erscheint, wäre unter den gegebenen Umständen, soweit granito-dioritische Gesteine in Frage stehen, nur ein unsicherer Beleg, um für dieses eisenarme Epidot-mineral etwa die β -Modifikation des Zoisits anzunehmen. Auch besteht die Möglichkeit, was bei der Epidotgruppe nicht überraschen wird, daß verschiedene ihrer Glieder hier gleichzeitig auftreten. Das ist sogar in weitgehendem Maße bereits der Fall beim Klinozoisit, welcher insbesondere dann, wenn gleich dicke Prismen beider Mineralarten zufällig nebeneinander zu liegen kommen, zu dem meist nur in dunkelgrauer Farbe erscheinenden Zoisit in einem nicht zu verkennenden Farbenkontrast steht. Der Zoisit entwickelt sich anscheinend aus jenen trichitischen, strauchförmigen Gebilden, wie sie uns besonders bei kiesel-säurereicheren Gesteinen im Mikrolithengefilz der Plagioklase begegnen (siehe Taf. XX, Fig. 2, und Taf. XXI, Fig. 3), bei den dioritischen Gesteinen aber in unmittelbarer räumlicher Verbindung mit ausgewachsenen Zoisit-prismen noch weit häufiger aufzutreten pflegen. Dieser Umstand sowie der dünnprismatische Kristallhabitus tragen mit dazu bei, daß jene dichten Haufwerke von Zoisit, namentlich bei Abwesenheit anderweitiger Mikrolithe in Dünnschliffen gewisser Gesteine wie ein schwärzliches Geflecht sich ausnehmen. Gegenüber solchen eigenartigen das Auge fesselnden Wachstumsbildern mag hier die uns später in anderem Zusammenhang wieder interessierende Frage nach der Modifikation des Kalkepidots als eine minder wichtige erscheinen.

Unter den mikrolithischen Einschlüssen wird beispielsweise von Weinschenk auch der Sillimanit mitangeführt. Diese Feststellung auf Grund der gegenwärtig möglichen Untersuchungsmethoden wird wohl noch mit einigen Unsicherheiten behaftet bleiben. Hat man freilich Gelegenheit genommen, eine ganze Serie solcher Entmischungsbilder in ihrer unerschöpflichen Mannigfaltigkeit und Buntheit zu durchmustern, so festigt sich die Überzeugung, daß jene äußerst feinen, stets gerade auslöschenden, mit Gips nur Subtraktion ergebenden Nadelchen von

¹⁾ Termier, Bull. Soc. Min. France, 21 (1898), 188.

mäßig hoher Doppelbrechung und einer Brechungsstärke von 1.65 bis 1.68 kaum etwas anderes sein können als jene triakisdigonale Modifikation des reinen Tonerdesilikates. Im Hornblendediorit der östlichen oder ersten Hornspitze, in einem allerdings etwas vergneisten Granodiorit vom Roßbrugg, wie auch in einem Granit vom Südostgrat des Moeseler fallen diese Sillimanitnadeln wohl etwas stärker auf.

Ein Mineral endlich, das von Ernst Weinschenk gleichfalls zu den magmatisch-mikrolithischen Bildungen der Plagioklase gerechnet wird, möchte ich an dieser Stelle doch nur mit Vorbehalt anführen; es ist der Granat. In den massig körnigen, m. a. W. ungeschieferten sauren Intrusivgesteinen der Alpen beobachtet man den gemeinen Granat, wie bereits oben erwähnt, gelegentlich oft schon makroskopisch, während die Gneise und metamorphen Schichtgesteine von ihm geradezu erfüllt sein können. Ich kann nur feststellen, daß ich in unversehrten, mit Mikrolithen oben beschriebener Art besiedelten Plagioklasen den Granat als einwandfreien Einschluß kaum je entdecken konnte, wobei ich mich allerdings nur auf die (mir auch nach ihrem geologischen Auftreten bekannten) Gesteine des Oberen Zemmgrundes beziehen kann. Um so häufiger trifft man in diesen ungeschieferten Gesteinen den Granat an gewissen Stellen, die mir als mikroskopisch kleine nesterförmige Wiederauflösungsbereiche erschienen sind. Daß die frühzeitig aus dem Schmelzfluß auskristallisierten dunklen Gemengteile, wie insbesondere der Biotit, während des weiteren Kristallisationsablaufes, etwa infolge Änderungen der Druck- und Temperaturbedingungen oder aus anderen Gründen, gerade bei diesen alpinen Tiefengesteinen ziemlich weitgehende Korrosionen erlitten haben, ist bekannt und auch oben bereits erörtert worden (vgl. auch Taf. XX, Fig. 1, Taf. XXI, Fig. 4, und Taf. XXIII, Fig. 7). An solchen Stellen hat sich dann unter leicht erklärbarem Stoffaustausch häufig der Granat eingenistet. Haben sich sodann in späteren Stadien liquidmagmatischer Phase Mischkristalle, wie es die Plagioklase sind, ausgeschieden, um, vielleicht durch ähnliche physikalische Begleitumstände veranlaßt, schollenförmig wieder aufgelöst zu werden, so finden wir in diesen Schollenaggregaten sehr verschiedener Korngröße neugebildete Granaten bereits in beträchtlicher Menge. Wo vollends stärkere mechanische Beanspruchungen oder gar mylonitisierende Vorgänge auf das verfestigte Gestein eingewirkt haben und die Glimmer, zu strähnigen Lagen ausgezogen, linsenförmig ausgequetschte Quarzfeldspat-Aggregate umschließen, pflegt sich neben dem Eisenepidot der Granat massenhaft zu entwickeln und in größeren Individuen zu einem wesentlichen Gemengteil des Gesteines zu werden. Derartige Erscheinungen, die an schmäleren Mylonitzonen im Bereich der massigen Tiefengesteine gewissermaßen Schritt für Schritt zu verfolgen sind und einige Hauptmöglichkeiten der Granatbildung unmittelbar aus dem Gestein abzulesen gestatten, sind hier nur des Zusammenhanges wegen erwähnt, werden uns aber später noch eingehend beschäftigen.

Soweit über die unterscheidbaren, Einschlüsse bildenden Mineralarten. Sehr wesentliche Momente sind nun auch die Dichte sowie die Art und Weise solcher Füllungen der Plagioklaskristalle. Sie erscheinen mir bedeutsam genug, um die seltsamen Kristallisationen

nicht nur zeichnerisch, sondern gewissermaßen zur Kontrolle und weiteren Beglaubigung auch im Lichtbilde hier wiederzugeben (Taf. XXIV—XXVIII, Abb. 1—9). In den Graniten und den Granodioriten des Grenzkomplexes erreicht der Mikrolithenschwarm mitunter eine derartige Dichte, daß für die Substanz des Wirtkristalles merklich weniger als die Hälfte des Kristallvolumens übrig bleibt.

Auf die Tatsache, daß bei polysynthetischer Zwillingbildung des Feldspats die Zwillinglamellen in dichtgedrängten Scharen den mikrolithenreichen Kristall schnurgerade durchsetzen können, ohne verbogen, abgedrängt, zerbrochen oder zerschlitzt zu werden, hat E. Weinschenk schon mit Nachdruck hingewiesen. Höchst selten überhaupt, daß man mechanischen Störungen des Zwillingaufbaues im Schlibbild dieser Tiefengesteine begegnet. Wenn die Mikrolithenbildung, was ihre Dichte anlangt, ein gewisses Maximum erreicht, das sehr hoch liegen kann, wird die Zwillinglamellierung undeutlich oder verschwindet anscheinend ganz. Häufig, aber nicht immer, ist eine schmale Randzone des Wirtminerals mikrolithenarm oder ganz frei von solchen Gebilden. Auch die Zwillingstreifung reicht häufig nicht ganz bis zum Rande hin. Optische Unterschiede zwischen Kern und Randzone beobachtet man im allgemeinen nicht oder nur in sehr geringfügigem Ausmaß. Dagegen ist die Randzone ab und zu mit einem sehr schmalen, feinen, optisch stets etwas abweichend reagierenden Saum umgeben.

An anderer Stelle wird noch darauf hinzuweisen sein, wie die Plagioklasindividuen, mikrolithenerfüllt wie immer, von einheitlicher Kalifeldspatmasse völlig umwachsen, also nach außen hin gegen mechanische Einwirkung abgeschlossen sein können.

Ein Überblick über die Fülle dieser Erscheinungen zeigt mit vollster Deutlichkeit, daß die Mikrolithensammlungen als solche, was ihren Mineralinhalt betrifft, große Entwicklungsverschiedenheiten aufweisen. Der häufigste Fall ist eigentlich der des buntesten Durcheinanders, so daß fast alle angeführten Mineralarten an der Besiedelung des Plagioklasses gleichzeitig beteiligt sind; dann ist es aber fast immer der Klinozoisit, der die Vorherrschaft führt oder wenigstens an Größe des Kornes und Güte der Ausbildung vor den anderen hervorsticht. Ballt er sich auch gelegentlich in den Kernpartien des Wirtkristalles zu kompakten, immer höchst unregelmäßig umgrenzten Massen zusammen, vermag er doch gleichzeitig bis in die äußerste Randzone vorzudringen. Gewissermaßen ein Analogon hierzu ist seine Fähigkeit, fast überall, also auch in anders gearteten Mikrolithenschwärmen der Plagioklasse, sich einzunisten. Er ist in dieser Hinsicht typischer Durchläufer. Ich möchte diesen hier vorangestellten Typus als Mittelglied mit Typus *C* bezeichnen.

Anhänglichster Begleiter des Klinozoisits ist der Zoisit, der in gewissen Ausbildungsarten des Typus *C* noch seine embryonalen, strauchförmigen Wachstumsformen zeigt. Ganz allmählich nimmt er dann stark überhand. Schließlich kommt es so weit, daß man im dichten Gerank der größer gewordenen Zoisitsäulchen und -nadeln den Klinozoisit herauszufinden Mühe hat. Im extremsten Falle bringt er es zu einer Art Alleinherrschaft. Schwarmbildungen vorherrschenden Zoisits seien Typus *D* genannt.

Wo der Zoisit nur in zarten Kristallskeletten aufzutreten vermag, hat längst der Muskovit in zahlreichen Individuen sich eingestellt. Auch er kann in ähnlicher Weise seine Partner aus der Epidotgruppe verdrängen. Die Muskovitschüppchen vereinigen sich dann gerne zu breiten Zonen, die einen Kern, der nebenbei noch Vertreter der Zoisitfamilie führt, umschließen. Hier wäre Typus *B* anzunehmen.

Sobald der Muskovit nicht mehr dichtgedrängte Haufen winziger Schuppen bildet, sondern mehr in der Form deutlicher Täfelchen von leicht abzählbarer Menge auftritt, pflegen die übrigen Mikrolithenarten meist ganz zu verschwinden. Dies sei mit Typus *A* bezeichnet.

Gesetzmäßigkeiten in der Beteiligung des Biotits und Sillimanits, ebenso natürlich des Granats sind mir bis jetzt nicht aufgefallen.

Wie diese vier Typen auf die Reihe der Intrusivgesteine sich ungefähr verteilen dürften, ergibt sich nunmehr nahezu von selbst. *A* findet sich nur in den extrem sauren Gliedern, wie den Apliten oder kalifeldspatreichen, glimmerarmen Graniten. *B* scheint mehr auf Gesteine granitischer Zusammensetzung beschränkt zu sein. *C* kommt in solchen Gesteinen noch vielfach vor, hat aber seine Hauptverbreitung bei den Granodioriten und reicht bis in die tonalitischen Gesteinstypen hinein, wo dann bereits der für die Diorite bezeichnende Typus *D* beginnt. Dieser reicht, wie wir später sehen werden, bis zu den gabbroiden Gliedern, keinesfalls aber darüber hinaus. Als reines Zoisitgeflecht nimmt er eine ähnliche Sonderstellung ein wie Typus *A*.

b) Stoffliche Zusammensetzung und Morphologisches.

Hat auch die Drehtischmethode bei Untersuchung der Feldspäte mancherlei bisher nur ungenügend erkannte Unstimmigkeiten in der Beziehbarkeit optischer Konstanten auf deren Chemismus aufgedeckt, so gibt sie andererseits dank der Vielseitigkeit ihrer Methoden doch eine hinreichende Gewähr für die Brauchbarkeit der optischen Methoden zu dem genannten Untersuchungszweck. Auf eine sehr große Zahl von Gesteinsvarietäten ausgedehnt, ergeben die von Berek¹⁾ empfohlenen Arten des Verfahrens im allgemeinen gute Übereinstimmungen. Zur Anwendung kamen außer der direkten Messung des Achsenwinkels, wo immer es möglich war, je nachdem die Bestimmung der hemitropen Zwillingbildung, das Verfahren auf Grund der Ermittlung von Spalt- oder Verwachsungsebenen, ferner die bei sauren Plagioklasen zwar etwas mühselige, aber in ihrer Art besonders befriedigende Methode des maximalen Auslöschungswinkels der Zone [010]. Wo keine der kristallographischen Bezugsrichtungen verwendbar war und die Grenzflächen günstig lagen, wurde auch auf die Beckesche Lichtlinienmethode, welcher man in solchem Falle nicht ganz wird entraten können, mit Erfolg zurückgegriffen. Es sei hervorgehoben, daß speziell bei den Plagioklasen, soweit Gesteine des Aufnahmegebiets in Frage standen, die Messung des Achsenwinkels keine die Fehlergrenze überschreitende

¹⁾ M. Berek, Universaldrehtischmethode, Borntr. 1924.

Unstimmigkeit ersehen ließ. Im allgemeinen hat sich, was nicht gerade überraschen konnte, eine relativ hohe Azidität des Plagioklases der granitischen Gesteinsgruppe herausgestellt.

Vorauszuschicken wäre noch, daß — beispielsweise im Gegensatze zu den sauren Plutoniten der Rieserfernergruppe, aber auch zu neuerdings nach dieser Richtung hin untersuchten Graniten des südlichen Schwarzwaldes¹⁾ — weder bei den granitischen noch den dioritisch-tonalitischen Gesteinen des Aufnahmegebietes ein zonarer Aufbau der Plagioklase eine Rolle spielt. In einigen wenigen dieser Gesteine kann man mitunter sehr unregelmäßig umgrenzte, im Kristall nicht einmal ausgesprochen zentrisch gelagerte Partien oligoklas-albitischer Zusammensetzung wahrnehmen, während die äußeren Partien von etwa 20—25% Anorthitgehalt dazu eine Art inverser Zonarstruktur abgeben. Etwas häufiger ist die Erscheinung, daß bei den großen mikrolithenerfüllten Plagioklasen nicht etwa die in der Regel mikrolithenärmere oder an solchen Einschlüssen freie Randzone, sondern nur der äußerste schmale Saum schwache Interferenzunterschiede aufweist, was aber nur auf sehr geringfügigen stofflichen Unterschieden beruhen kann. Unter solchen Umständen bestand kein Anlaß, die Plagioklase auf etwa vorhandene Inhomogenitätsunterschiede eingehend zu untersuchen. Was nun die stoffliche Typisierung der jeweils beteiligten Kalknatronfeldspäte betrifft, so hat sich folgendes ergeben. Die normalen Granite dieses alpinen Gesteinstypus führen Plagioklase mit 14—18% Anorthitgehalt. Eine große Zahl der ermittelten Werte bewegt sich genau um diesen oligoklas-albitischen Durchschnittswert; daneben aber zeigen einige Gesteine, die, wenn auch mehr von granodioritischem Charakter, doch in Anbetracht ihres hohen Kalifeldspatgehaltes noch diesseits der Grenze des Normalgranites stehen, einen Anorthitgehalt ihrer Plagioklase von 23—27%. Das wäre reiner Oligoklas, was übrigens nach allgemeiner Auffassung einem Kalknatronfeldspat normaler Alkalikalkgranite ohnehin entsprechen würde. Fast der ganze, von mächtigen Apliten durchsetzte mittlere Felsaufbau des Turnerkamps besteht aus diesem Gestein. Die wenigstens zum größeren Teil dem granodioritischen Typus stark zuneigenden, vielleicht ihm zuzuordnenden Gesteine aus dem Gipfelbereich des Großen Moeseler haben hingegen Plagioklase von wiederum nur 15—18% Anorthitgehalt. Bei typischen Granodioriten, wie sie das Hauptgestein der Furtschagelspitze charakterisiert, auch am Roßbrugg und Horngrat häufig sind und in den Felsen des Schwarzensteins aus dem weiten Hochfirngebiete wieder auftauchen, ließ sich bis jetzt nur ein ständiges Schwanken von 15 bis gegen 30% beobachten. Ich hege vorerst nur die Vermutung, daß diese Schwankung sowohl als auch jene Unstimmigkeit der Plagioklaszusammensetzung gegenüber der jeweils vorhandenen Azidität des betreffenden Gesteinstypus mit dem jeweiligen Grade der Mikrolithenbildung im Zusammenhange steht. Um Genaueres darüber aussagen zu können, wären weitere Untersuchungen in jener Richtung notwendig.

Bei dieser Gelegenheit sei daran erinnert, daß die nun einmal eingebürgerte Bezeichnung Granodiorit für diesen chemisch und mineralo-

¹⁾ S. v. Bubnoff, Werdegang einer Eruptivmasse, Borntr. 1928.

gisch immerhin gut zu charakterisierenden Gesteinstypus eine wenig glückliche ist. Sofern man die weitverbreitete Gesteinsart nicht zu den Dioriten rechnen will, was durchaus verfehlt wäre, stellt sich der Name Granodiorit als sprachlicher Mißbrauch dar. Eine Bezeichnung wie Dioritgranit wäre sprachlich und begrifflich vielleicht weniger zu beanstanden. „Granito-dioritisch“ gilt heute wohl allgemein als Sammelbegriff für Gesteine granitischer und dioritischer Zusammensetzung, soweit sie der Alkalikalkreihe angehören.

Klarer werden die Verhältnisse bei der Gruppe der Diorite und Tonalite, wo sich beim Feldspat der Anorthitgehalt bereits um 33 bis 34% herumbewegt, was einem Oligoklas-Andesin entsprechen mag. Ein sehr typisches schönes Tonalitgestein, das diese Plagioklasart führt, baut den mächtigen, dem Schwarzensteinkees inselförmig entragenden Felsklotz auf, der auf der Karte mit 2942 m kotiert ist, desgleichen die auffallende, mit 2970 m kotierte dunkle Graterhebung im Hornrücken. Dort und auf weite Erstreckung im Roßrugg bildet der Tonalit, vielfach übergehend in kieselsäurereichere Gesteinspartien, das herrschende Gestein.

Etwas höher noch, aber wiederum ziemlich schwankend, scheint nach den bisherigen Feststellungen der Kalkgehalt des Plagioklases bei den östlichen Hornspitzen zu sein. Dort allerdings finden wir wie auch an der breiten Senke des Tratterjochs bei den Dioriten mit Andesin-Feldspat vielfach schon Übergänge in die Hornblendegabbros, daneben aber starke Intrusionen von sauren Derivaten, was streckenweise zur Bildung förmlicher Schollenkontakte führt.

Eine Erscheinung, die bei diesen alpinen granitischen Gesteinen ziemlich allgemein und am eindrucksvollsten da beobachtet wird, wo die Plagioklase in kristallographisch einigermaßen gut abgegrenzten größeren Individuen auftreten und in das hier meist im Kalifeldspat verkörperte Erstarrungsprodukt der Restschmelze hineinragen, ist die starke randliche Korrosion der Plagioklase. Das Mineral zeigt dann ringsum grobzackige oder scharf ausgebuchtete Ränder, ohne daß die geradlinige Richtung der Kristallgrenzen dadurch verwischt wäre (vgl. Taf. XXI, Fig. 3, Taf. XXIII, Fig. 8, und Taf. XXV und XXVI, Abb. 3 bis 6). Das entspricht bei granitodioritischen Gesteinen nicht einem normalen ungestörten Ablauf der Magmenerstarrung. Hier liegt die Annahme einer Verschiebung des chemischen Gleichgewichts durch eine störende Änderung der physikalischen Bedingungen, die wiederum durch orogenetische Bewegungen während des Magmenaufstiegs veranlaßt sein mag, außerordentlich nahe, und wird die zeitweilige Rückläufigkeit des Kristallisationsverlaufes bei den Plagioklasen zur Gewißheit.

In seiner Eigenschaft als Mischkristall von ausgeprägter Morphotropie und hoher Fähigkeit zu stofflichem Austausch ist der Plagioklas ein besonders empfindlicher Indikator für die während der Erstarrung eines Eruptivgesteins sich abspielenden Vorgänge. Das zeigt sich zweifellos auch in der Art der Zwillingsbildung, bei deren Feststellung es mir während meiner Untersuchungen allerdings mehr auf die Ermittlung der stofflichen Zusammensetzung des Feldspats als auf eine statistische Auswertung jenes morphologischen Momentes angekommen war. Nach

neueren Feststellungen, deren Richtigkeit nicht bezweifelt werden soll, könnte vielleicht die Vorstellung Raum gewinnen, als ob das Periklingesetz an Häufigkeit des Auftretens allgemein vor dem Albitgesetz rangiere. In den hier in Frage stehenden Gesteinen herrscht das Albitgesetz entschieden vor. Die nach einer einzigen Richtung fein lamellierten Plagioklase so vieler dioritischer Gesteine sind nach dem Albitgesetz verzwillingt. Häufig wird, insbesondere in den kieselsäurereicheren Gesteinen komplexe Hemitropie beobachtet, in erster Linie das Roc Tourné, schon viel seltener das Albit-Esterel und das Scopigesetz.¹⁾ Das natürlich im allgemeinen durchaus nicht seltene Periklingesetz kann zwar an gewissen Plagioklasneubildungen, von denen weiter unten noch die Rede sein soll, nach meinen bisherigen, zwar nicht als erschöpfend zu bezeichnenden Befunden, ausschließlich vorhanden sein.

3. Der Kalifeldspat.

Nun zum dritten und für die granitische Gruppe wesentlichen Gesteinsgemengteil, dem Kalifeldspat. Wenn die Bezeichnung Orthoklas hier bisher vermieden wurde und wenigstens im Prinzip dies auch weiterhin geschehen wird, soll das nicht besagen, daß unter der überaus großen Zahl optisch untersuchter Kalifeldspäte nicht auch solche zu finden sind, deren Achsenwinkel 69° betrug, deren optische Normale in der Meridianrichtung gegen α nur 5° vom Flächenpol von (001) entfernt lag und deren γ innerhalb der Fehlergrenze mit dem Pol der Spaltfläche (010) zusammenfiel. Solche Orthoklase treten beispielsweise mit großer Konstanz im Gestein eines aplit-pegmatitischen Ganges auf, welcher am Gletscherschliff südlich der Berliner Hütte den hier anstehenden porphyrischen Granit durchsetzt. Auch die Einsprenglinge dieses Granits gehören dieser Mineralart an. In einem ähnlichen Gang desselben Vorkommens aber betrug bei monodigonaler Lage der optischen Konstanten der Winkel $2V$ einer Feldspatvarietät, welche allerdings im Gegensatz zu den eben erwähnten reichlich mit Perthitlamellen durchzogen war, an verschiedenen Individuen gemessen stets weniger und meist nur 64° . Auch bei klar durchkristallisierten und wenig Kristallgrus enthaltenden Graniten im Hornrücken zeigt der Kalifeldspat kleine Unstimmigkeiten außerhalb der Messungsfehler, ohne jedoch seinen monodigonalen Charakter zu verlieren. Sonst aber ergaben sich bei den kalifeldspatführenden Gesteinen des Gebietes, also vornehmlich in den Graniten und Granodioriten des Hauptkammes und seiner Nebenkämme, in ganz unregelmäßig steigender Folge Abweichungen im Achsenwinkel bis zu 88° und dementsprechende Asymmetrien in der Lage der optischen Hauptsymmetrierichtungen. Sicherlich sind diese Feldspäte nicht Orthoklase. Teils haben sie mehr oder weniger Mikroklincharakter, zum nicht geringen Teil aber scheinen sie wirklich Mikroklin zu sein, weil gerade die hohen Werte für $2V$ es sind, welche bei sonst annähernder Übereinstimmung mit optisch feststehenden Mikroklineigenschaften nach den

¹⁾ Auf das Problematische einer mikroskopischen Ermittlung dieses letztgenannten Gesetzes hat neuerdings M. Reinhard in einer lesenswerten Abhandlung über Universaldrehtisch-Methoden, Basel 1931, aufmerksam gemacht.

Diagrammangaben ein Häufigkeitsmaximum darstellen. Auch bei diesen Gesteinen kommt für eine Diagnose die den triklinen (monogonalen) Kalifeldspat so oft verratende Mikroklingitterung, wie ich sie beispielsweise in Pegmatiten der Gneiszone prachtvoll ausgebildet fand, niemals zu Hilfe, obschon schwache Andeutungen eng rechtwinklig sich kreuzender Lamellen in gewissen, meist randlichen Partien solcher Feldspatkristalle häufig genug wahrzunehmen sind. F. Becke¹⁾ hat bei den sauren Intrusivgesteinen der Rieserferner Ähnliches festgestellt.

Begleitumstände verschiedener Art machen es wahrscheinlich, daß für die bei einer ganzen Reihe von Kalifeldspäten festgestellten Abweichungen von der Norm, welche man für die optisch-physikalischen Konstanten des Orthoklases und Mikroklinen aufgestellt hat, eine mehr oder weniger starke Beimengung von Albitsubstanz verantwortlich zu machen ist. Wenn auch die Kalifeldspäte des Aufnahmegebietes im Gegensatz zu den Plagioklasen durchgehends als mikrolithenfrei zu betrachten sind, wovon an anderer Stelle nochmals die Rede sein soll, so wird man dieses Mineral im allgemeinen doch als stofflich wenig homogen zu bezeichnen haben. Abgesehen von sogenanntem Schachbrettalbit — typisch in gneisartigem Granodiorit des Waxeggrates (Moeseler) — sowie von ausgesprochener Perthitstruktur, wie sie in besonders kalifeldspatreichen Graniten des Gebietes häufig aufzutreten pflegt, zeigen sich innerhalb der Kalifeldspäte verschiedene Vorkommen weißlich interferierende Tupfen, Flecken oder sonstige unscharf abgegrenzte Partien, die sich als Albit erwiesen haben.

Ferner beobachtet man in Gesteinen von meist normal-granitischer Zusammensetzung Kalifeldspäte sehr verschiedener Größe, in welchen ein flächenumgrenzter, zugleich aber durch Korrosion deutlich verrundeter Kern aus Mikroklinsubstanz von dicker albitischer Hülle umgeben ist, während diese sich gegen die Nachbarquarze gern mit einer dünnen Mikroklinrinde abschließt. Der Mikroklin des Kernes zeigt $2V = 78^\circ$ Chm—, Pol von (001): $\beta = 9^\circ$; der Außensaum reagiert optisch mit ihm gleich. Die Gangunterschiede zwischen Kern und der aus anscheinend reinem Albit bestehenden Hülle liegen dagegen zwischen 105 und 150 $\mu\mu$. Der Kern sendet häufig zahlreiche dünne, etwas gekrümmte Apophysen tief in die lichte Albitülle hinein. Der Entwicklungsgang wäre demnach folgender: Mehr oder weniger idiomorphe Kristallisation des Kalifeldspats in kieselsäurereicher Schmelze, die relativ arm an Ausscheidungen des Plagioklases, — randliche Korrosion des Mikroklinen — Bildung der Hülle aus Natronfeldspat unter gegenseitiger stofflicher Einwirkung in Form der Apophysen — Kristallisation der Mikroklinrinde und des nicht undulösen Quarzes. Die Verästelungen der Albite im Mikroklin können unter Umständen zu einer vollständigen Durchdringung beider Kristallarten führen, wobei Schachbrettalbit, Mikroklingitterung und schließlich auch eine Durchwachsung mit buchtig umrandeten Quarzknuern in Form des Mikropegmatites gleichzeitig auftreten können.

Wenn auch der hier abzulesende metasomatische Stoffaustausch in vielem sehr an hybrides Myrmekitwachstum erinnert, womit wahr-

¹⁾ a. a. O., S. 396.

scheinlich genetische Verwandtschaft besteht, ist das Ganze doch mehr das Bild eines irgendwie gestörten Kristallisationsverlaufs, während dort der Wucherungsprozeß mehr in Ruhe vor sich gegangen sein muß.

Einer der am meisten hervorstechenden Unterschiede des Kalifeldspats ist bei all diesen Gesteinen des Aufnahmegebietes die Freiheit des Minerals von allen stärker lichtbrechenden Einschlüssen. Da die sämtlichen Mikrolithen, die wir beim Plagioklas kennen gelernt, das Licht stark, ja zum Teil sehr stark brechen und dabei meist hohe Doppelbrechung aufweisen, ist der Unterschied ein derartiger, daß in der Regel schon der erste Blick durchs Mikroskop genügt, um beide Mineralarten, deren Unterscheidung bei so vielen Gesteinen sonst ähnlicher Art Umständlichkeiten bereiten kann, mit großer Sicherheit auseinanderzuhalten. Nach Ausschaltung des Analysators wird die Unterscheidung oft noch viel günstiger, was insbesondere in solchen Fällen Vorteil bringt, wo mit Kleinerwerden des Kornes die Unsicherheit in der gegenseitigen Abgrenzung sonst im allgemeinen wächst.

Die Bezeichnung „kristallitenfrei“ darf nicht mißverstanden werden; gelegentlich wird immer wieder einmal ein Körnchen oder Partikelchen eines artfremden Minerals auch im Kalifeldspat sich finden. Dagegen schließt der Kalifeldspat sehr häufig winzige Kristallbildungen ein, die in ihren optischen Eigenschaften und ihrer fast möchte man sagen schüchternen Art des Auftretens wiederum in einem unleugbaren Gegensatze zu den oft etwas aufdringlich sich geltend machenden Mikrolithenschwärmen der Plagioklase stehen, auch in der Regel erst bei sehr starker Vergrößerung unsere Aufmerksamkeit erregen. Außer sporadisch verbreiteten mikropegmatitischen Bildungen des Quarzes ist es der Hauptsache nach eigentlich nur der Kalkspat, der, wenn wir ihn einzig und allein in der Form von Ausfüllungen feinsten Risse und Unebenheiten vertreten fänden, hier als eine sekundäre Zersetzungserscheinung uns weiter nicht interessieren würde. In einigen Gesteinen jedoch, und zwar besonders instruktiv in einem Gestein vom nördlichen Ende jenes auffallenden hohen Plattenschusses, der zwischen den Höhengichtlinien 2250 und 2280 den Schwarzensteingletscher östlich begrenzt, machen sich als Einschlüsse im Quarz oder im Kalifeldspat oder an deren Angrenzungsline wohlausgebildete Kalzite bemerkbar. Sie verhalten sich streng idiomorph gegenüber jenen sonst völlig unversehrten liquidmagmatischen Ausscheidungen der Kieselsäure und ihrer Verbindungen. Einfache Rhomboeder wurden in dieser beachtenswerten Paragenese schon von Becke erwähnt und von Weinschenk im Lichtbilde wiedergegeben.¹⁾ Hier aber kommt das Karbonat außerdem noch in Kristallen mit acht oder noch mehr scharf gegeneinander absetzenden Flächen vor — im mikroskopischen Bild eines granitischen Gesteines immerhin ein etwas ungewohnter Anblick. An einem solchen Kristall ergab die Einmessung der Flächenpole und der optischen Achse, verbunden mit zentrosymmetrischer Verschiebung der gewonnenen Punkte auf dem Wulffschen Netz, das Projektionsbild eines ditrigonalen Kristalles mit

¹⁾ E. Weinschenk, Zur Petrographie der östlichen Zentralalpen, Bayr. Akad. II. Kl., XVIII. Bd. III, Taf. V.

hinreichender Genauigkeit: es wurden ermittelt die Rhomboederformen $\{110\} = \{01\bar{1}2\}$, $\{100\} = \{10\bar{1}1\}$, außerdem noch Skalenoeder aus der Zone $[010] = [\bar{1}101]$, ziemlich sicher $\{201\} = \{21\bar{3}1\}$ und vermutlich $\{30\bar{2}\} = \{3\bar{2}\bar{5}1\}$. Damit war für das Vorliegen der rhomboedrischen Kristalltracht, wie sie für das Vorkommen des Kalzits in granitischem Gestein wohl zu vermuten war, im U-Tischverfahren ein goniometrischer Beweis erbracht.

Sehr bezeichnend wiederum ist, daß jene oben beschriebenen Albitschalen des Mikroklin bei starker Vergrößerung feinste Einschlüsse von Muskovit und etwas Klinozoisit erkennen lassen, während der Kalifeldspat selbst solcher Einschlüsse entbehrt, aber auch hier massenhaft winzige kalzitische Ausscheidungen in sich birgt.

Über sonstige Eigentümlichkeiten des Minerals ist kaum noch etwas vorzubringen, worauf nicht schon in früheren Arbeiten über Zentralgranite und ähnliche alpine Intrusivgesteine hingewiesen worden wäre. Daß der Kalifeldspat auch hier, namentlich in den kieselsäurereicheren granodioritischen bis tonalitischen Gliedern die eigentliche Füllmasse darstellt und nicht der Quarz, daß er fast stets eine eigenartige Rissigkeit zeigt, die mit den Richtungen guter Spaltbarkeit sich nicht identifizieren läßt, daß der Kristall in der Regel, ohne als undulös bezeichnet werden zu können, nicht ganz glatt in die Auslöschungsstellung eingeht, daß er Zwillinge nicht nur nach dem Karlsbader, sondern ganz unzweifelhaft auch nach dem Manebacher Gesetz unter Wiederholung in breiten Komplexen bildet, sei nur der Vollständigkeit halber mitangeführt.

4. Glimmer und Hornblende nebst den Nebengemengteilen.

Unter den massigen Tiefengesteinen des Aufnahmegebietes kommen Gesteine, die man als Zweiglimmergranite bezeichnen könnte, kaum oder nur sehr selten vor. Bei gewissen Graniten, die relativ reich sind an Kalifeldspat und sehr arm an dunklen Gemengteilen, kann allerdings der Muskovit, der dann in solchem Falle neben sehr spärlichem und sporadisch verteiltem Granat und etwas Biotit nahezu ausschließlich die Masse der Plagioklaseinschlüsse darstellt, in eben dieser Form des Auftretens (Typus A s. o. S. 558), dermaßen überhandnehmen, daß er die wenigen im Gestein vorhandenen, dabei meist noch in Chlorit umgewandelten Biotite an Menge übertrifft. Man findet ihn unter solchen Umständen gelegentlich auch in größeren idiomorph ausgebildeten Täfelchen außerhalb der Plagioklase. Oft ist es wohl schwer zu entscheiden, inwieweit die zunehmende Vergneisung eines granitischen Gesteins die unmittelbare Ursache einer Neubildung farblosen Glimmers gewesen ist.

In den granito-dioritischen Tiefengesteinen, die hier in Frage kommen, ist der Biotit eigentlich dasjenige Material schlechthin, welches die basischen Gemengteile der jeweils charakterisierenden Mineralkombination vertritt. Eine Ausnahme machen nur gewisse, meist schon ziemlich basische Glieder der Dioritgruppe, bei denen der Amphibol mehr an Bedeutung gewinnt.

Die hochgradige Zerfransung des Magnesiaglimmers längs der Fläche seiner Spaltbarkeit ist eine hier immer wiederkehrende Erscheinung. Manchmal gestattet die Beschaffenheit, Verteilung und Verwachsung dieser Kristallfragmente schon einen gewissen Rückschluß nicht nur auf stattgehabte Wiederauflösungsvorgänge, sondern auch auf den Grad späterer Deformation des Gesteins. Im Gegensatz zu dem oben beschriebenen und in Taf. XX, Fig. 1 dargestellten Fall kann es vorkommen, so beispielsweise in einem am Westrande des Neveser-Ferners anstehenden Normalgranit, daß die dunkelbraunen Fasern und Fetzen des Biotits in die innerlich verbogene Masse eines perthitischen Feldspates wie gekrümmte spitzige Krallen hineinragen. Dicksäulige Biotitkristalle, deren wohlausgebildete Prismen bei der Herauswitterung bis zu 10 mm hohe hexagonale Hohlräume hinterlassen, wie dies Becke bei den Tonaliten der Rieserferner beobachtet hat, dürften bei den Tiefengesteinen des Aufnahmegebietes kaum vorkommen.

Im Zusammenhange mit dem Auftreten des Magnesiaglimmers steht eine beachtenswerte Erscheinung am Titanit, dessen Häufigkeit in den granodioritischen, quarzdioritischen, tonalitischen und ähnlichen Tiefengesteinen ihm zu einem charakteristischen Übergangsteil dieser Gesteinstypen macht und nach der vorliegenden Literatur schon verschiedenen Autoren Anlaß gab, sich damit eingehend zu befassen. Hier sei in Kürze nur auf folgendes aufmerksam gemacht: Die in Taf. XXII, Fig. 5 und 6, zeichnerisch wiedergegebenen Biotitkristalle eines sehr typischen Tonalits enthalten zahlreiche Titanite, die kaum als älteste Ausscheidungen des Schmelzflusses angesehen werden können; hätten sie sich doch sonst nicht in dieser auffallenden Häufigkeit und Regelmäßigkeit just in der Randzone ihres Wirtes kranzförmig eingelagert. Auch die Art ihrer Kristallform und Orientierung (nach Fig. 5) macht es unwahrscheinlich, daß sie beim Wachstum des Glimmerminerals an dessen Peripherie hinausgeschoben wurden. Dagegen spricht ferner die Situation in Fig. 6, wie auch der titanitfreie Biotitsaum der Fig. 5. Die wenigen Titanitindividuen, die im Innern des Biotitkristalles angesiedelt erscheinen, brauchen in Wirklichkeit nicht im Kern zu stecken, können vielmehr auch, an der Oberfläche des Kristalles liegend, vom Schliß getroffen sein, während die Lage der Hauptmasse der Titanite räumlich eindeutig bestimmt ist. Wie in den (S. 552 und 564) erwähnten, das Glimmermineral und den Kalifeldspat betreffenden Fällen scheinen auch hier während des Kristallisationsverlaufes Korrosionen, stoffliche Umsetzungen und Neubildungen vor sich gegangen zu sein. Man hat auch nicht Grund zu der Annahme, daß sich diese Massen der Titano-Silikate durch Entmischung des Glimmers gebildet hätten, denn im Magnesiaglimmer kann zwar TiO_2 bis zu 3% und darüber vorhanden sein, aber das Kalziumoxyd ist, falls überhaupt, stets nur in sehr geringer Menge darin nachgewiesen worden. Andererseits ist nach den bisherigen Erfahrungen gerade beim Titanitmolekül die Vertretbarkeit des Kalziums durch das Magnesium eine sehr beschränkte. Die Erscheinung in Fig. 6 gibt vielleicht einen Fingerzeig. Der senkrecht zu (001) geschnittene Biotitkristall ist von dort aus, wo die Kante des mikrolithenerfüllten Kalatronfeldspats an ihn anstößt, schwach verbogen. Hier am Kontakt

haben offenbar mit Rekristallisation des Feldspats verbundene stoffliche Umsetzungen stattgefunden. Das in der Schmelze, sei es von Anbeginn, sei es (was weniger wahrscheinlich) erst nach Lösung der Feldspat-Zoisitsubstanz hinreichend vorhandene Kalzium ist zusammen mit der kleine Quarzkauern im Biotit hinterlassenden Kieselsäure von der lädierten Stelle aus in den Glimmer eingewandert, was schließlich zur Bildung des Titanits geführt hat. In ähnlicher Weise hat sich wohl auch die Migration des Kalziums im Falle der Fig. 5 vollzogen, wo der Biotit noch deutlicher wie in Fig. 6 für die zuströmende Lösung eine Art Filterwirkung ausgeübt haben muß, insofern als erst in einiger wenn auch nur kurzen Entfernung vom Biotitrande die Konzentration zur allseitigen Ausscheidung des Titanits gegeben war. Die Wiederausscheidung von Klinozoisit im „innern Kontakthof“ der Fig. 6 erklärt sich durch die Verschmelzung des Kalknatronfeldspats mit dem Biotit. Das Epidotmineral mußte fehlen, wo wie in Fig. 6 reiner Quarz den Kontakt bildet.

Auffälligerweise ist im Falle der Fig. 6 der hier gewissermaßen den „Fernkontakt“ bildende Titanitkranz nur auf der konkaven Seite des Glimmerkristalles entwickelt. Mag sein, daß dort nach dem Volumengesetz die Bedingungen günstiger waren; der Titanit ist ein Mineral von hohem spezifischen Gewicht (3.6) und geringem Molekularvolumen (56 rund).

Als frühzeitige Ausscheidung granitodioritischer Magmen ist der Biotit überhaupt ein sehr geeignetes, wenn auch nicht immer leicht lesbares Dokument späterer Ereignisse im Kristallisationsablauf. Die Einwirkungen saurer Restschmelze zeigen sich beispielsweise bei ganzen Biotitkomplexen an eigenartigen Durchlöcherungen, die, was ihre Form anlangt, an Wurmquarzbildungen erinnern (Taf. XXIII, Fig. 7).

Umwandlung des Biotits in Chlorit und streng lamellare Verwachsung beider Mineralarten sind auch bei den granitodioritischen Gesteinen des Aufnahmegebietes, stets immer frisches Material vorausgesetzt, eine häufige Erscheinung. Es dürfte sich wohl in allen Fällen um sekundäre Prozesse handeln, deren Ursachen verschiedener Art sein mögen. Hier sei lediglich hervorgehoben, daß derartige Verwachsungen, die jedenfalls auf außerordentlich labile Zustände schließen lassen, mitunter auch an den Biotitmikrolithen innerhalb der Plagioklassubstanz beobachtet werden. Der Auffassung einer hydrothermalen Entstehungsweise stünden solche Ausnahmerecheinungen, zumal in Anbetracht des Spaltbarkeitsgrades der Plagioklase sowie bei etwaiger Annahme überkritischer Temperaturen, nicht entgegen. Meist handelt es sich bei der Umwandlung um Pennin. In tonalitisches-dioritischen Gesteinen trifft man zuweilen auf eine erst bei den gabbroiden Gesteinen häufiger werdende Verwachsungsart, wobei dem Biotit — meist längs der Fläche (001), manchmal aber auch quer dazu (!) — ein farbloses glimmerähnliches Mineral von der Doppelbrechung des Quarzes eingeschaltet ist; seine optischen Konstanten und sonstigen Besonderheiten deuten am ehesten auf einen eisenarmen Klimochlor. Ähnliche Erscheinungen werden in der Literatur öfters angeführt und im Hinblick auf eine offenbar vorhandene große Variabilität sehr verschieden auf-

gefaßt. Die möglicherweise zu vollständiger Verquarzung führende Bauritisierung würde die hier zu beobachtende Selektion unter den Biotitindividuen und anderes nur ungenügend erklären (vgl. S. 587 ff.).

Unter den bemerkenswerten Einschlüssen der Glimmer- und Chloritmineralien käme zunächst der fast auffallend ungleichmäßig verbreitete Apatit in Betracht. Ihm folgt der Zirkon und der mit diesem zusammen wohl gelegentlich vorkommende Xenotim, dessen Feststellung der für petrographische Untersuchungen immer unentbehrlicher werdende Berek-Kompensator ermöglicht.

Pleochroitische Höfe sind bei den massigen Tiefengesteinen des Gebietes eine seltene Erscheinung; wo man sie antrifft, sind sie in der Regel nur schwach entwickelt und auf die Glimmer und Chlorite beschränkt. Wenn sie in den Chloriten schärfer ausgeprägt erscheinen, mag dies zum großen Teil darauf zurückgeführt werden, daß die durch die Strahlung bedingten stofflichen Umlagerungen auf dem hellgrünen Untergrunde sich deutlicher abheben. Innerhalb des Bereiches der Tiefengesteine fanden sich die Höfe in sehr typischer Entwicklung nur in gewissen Apliten und ganz besonders ausgeprägt in einem straff gegeschichteten eingeschalteten Granat-Chloritschiefer (siehe S. 624).

Die schwarze, im Dünnschliff lichtgrüne bis gelblichgrüne Hornblende bildet unter den dunklen Hauptgemengteilen ein wichtiges Merkmal für Übergangsformen zu den basischen Eruptivgesteinen. Während man den Amphibol in den echten Tonaliten des Gebietes seltener zu Gesicht bekommt, macht er sich bei den Normaldioriten, wie sie unter den Gesteinen der östlichen und südlichen Hornspitzen stärker verbreitet sind, nicht allein unter der Masse der immer noch zahlreichen Biotite bereits auffällig bemerkbar, kann vielmehr dort auch als mikrolithischer Einschluß der Andesine einer aufmerksamen Beobachtung nicht entgehen. Er wäre insofern mit Recht unter den optisch erkennbaren Mikrolithen der Plagioklase als sechste Mineralart anzuführen. Wir werden indes sehen, daß bei den basischen, namentlich stark basischen Tiefengesteinen die mikrolithische Schwarmbildung ihr charakteristisches Aussehen bald verliert und schließlich anderen Erscheinungen Platz macht.

Eine relativ große Rolle unter den dunklen Gemengteilen der gesamten granitodioritischen Gesteinsreihe kommt dem Orthit zu. Dieses Ce-haltige Epidotmineral erreicht mitunter solche Größe, daß es sich in allen seinen optisch erfaßbaren Normaleigenschaften und Besonderheiten vorzüglich studieren läßt. Fast ausnahmslos finden wir den Orthit mit Klinozoisit vergesellschaftet, dessen Körneraggregate ihn zumeist mit einer mehr oder weniger dicken Schutrzinde umhüllen. Wenn man nach dem, was das mikroskopische Bild uns bietet, von einer hybriden Entwicklung dieses interessanten Minerals sprechen wollte, wäre sie da anzunehmen, wo stärker zersetzte oder in Chlorit sich umwandelnde Biotite nesterartige Anhäufungen darstellen. Hier zeigt sich in inniger Verwachsung mit großen Orthitkristallen, die selbst wieder dem Magnesiaglimmer gegenüber sich deutlich idiomorph verhalten, als seltene Ausnahme auch der Eisenepidot oder Pistazit. Das Fehlen dieser Epidotart im gesamten Bereich der Plutonite einerseits

und die hier festzustellende starke Verbreitung des Orthits andererseits kennzeichnet so recht die Unterschiede in den Entstehungsbedingungen beider Epidotarten.

Einer Erwähnung bedarf schließlich noch die auffällige Armut der granitodioritischen Tauerngesteine an Eisenerzmineralien. Es wäre vielleicht einer Prüfung auf breiter Grundlage wert, ob und inwieweit bei sauren Intrusivmassen orogener Gebiete vom Stil der Alpen die Zufuhr von Erzbestandteilen eine Beeinträchtigung erfährt.

c) Einteilung in Gesteinstypen.

Die mikroskopische Untersuchung des Mineralbestandes der leukokraten Tiefengesteine hat ergeben, daß nur 5 Mineralarten es sind, die in der Zusammensetzung dieser Gesteine eine wesentliche Rolle spielen. Diese sind Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas, Biotit und Hornblende. Das ändert sich, wie wir sehen werden, nach Einbeziehung der basischen Typen fast nicht. Die Gesteinswelt dieser Tiefenmagmen ist daher trotz interessanter Mannigfaltigkeit in ihren genetisch wichtigen Einzelheiten rein äußerlich von einer großen Eintönigkeit beherrscht. Für Zwecke des kartographischen Eintrags hat sich demzufolge bei den leukokraten Tiefengesteinen des Aufnahmegebietes die Unterscheidung in eine granitische und eine dioritische Gruppe als angebracht und ausreichend erwiesen. Unter Hervorhebung des Mineralbestandes lassen sich die beiden Gruppen, wie es im vorstehenden schon von Fall zu Fall geschehen, in großen Zügen folgendermaßen gliedern.

I. Zur ersten Gruppe, der granitischen, wären zu rechnen:

a) Die stark verbreiteten normalen Granite, unter Hinzuziehung der durch reichen Quarz- und Kalifeldspatgehalt einerseits, Biotitarmut andererseits sich als besonders kieselsäurereich erweisenden und dem yosemitischen bis engadinitischen Magmentypus entsprechenden Granite. Voraussetzung ist, daß der Kalifeldspat ein Drittel der Gesamtmenge der Feldspäte stets übersteigt.

b) Die herrschenden Granodiorite, bei denen (nach Lindgren) das Mengenverhältnis Kalifeldspat—Plagioklas möglichst zwischen 1:2 und 1:6·5 zu liegen kommt.

c) Die selteneren „Plagioklasgranite“ mit stark zurücktretendem bis fast fehlendem Kalifeldspat, wo indes der geringere Gehalt an dunklen Gemengteilen verhindert, sie unter die Gruppe der Diorite einzureihen.

II. Auf die zweite Gruppe, die dioritische, würden im Aufnahmegebiet Gesteine entfallen, deren Menge an dunklen Gemengteilen möglichst innerhalb der Grenze 18 und 35 Prozent verbleibt.

a) Die Quarzdiorite, kalifeldspatfrei und von I c vor allem im Colour index (S. J. Shand) unterscheidbar.

b) Die herrschenden Tonalite, hauptsächlich repräsentiert durch den „Schwarzweiß-Typus“; bei vielem Biotit tritt oft auch Kalifeldspat auf, entsprechend dem hohen k-Wert des normaltonalitischen Typus (0·40 nach Niggli).

c) Die Diorite schlechthin. Der Quarz verliert hier vollständig seine Eigenschaft als wesentlicher Gemengteil. Zum Biotit gesellt sich in der Regel mehr oder weniger reichlich grünlichschwarze Hornblende.

d) Das Gefügebild.

1. Allgemeines.

Unsere Betrachtungen galten bisher vornehmlich der stofflichen Seite des Gesteins; denn auch die Gesteinskomponenten, die Mineralarten, in die uns das Mikroskop die Gesteine zerlegen ließ, sind für uns der Inbegriff des Stofflichen und sollen letzten Endes nur Aufschluß geben über die stoffliche Beschaffenheit der großen Massen. Betrachten wir aber die Gesteine als Körper, so beschäftigen wir uns, indem wir mit Sander rein deskriptiv verfahren und uns der Heranziehung der zeitlichen Momente und aller darauf beruhender genetischer Betrachtungen vorerst enthalten, mit raumbegrifflichen körperlichen Merkmalen, die in ihren räumlichen Beziehungen zu einander das *Gesteinsgefüge* bilden. Unsere Betrachtungsweise über das Gefüge ist also eine rein geometrische. Die Fuge eines Körpers ist selbst nichts Körperliches, sondern das Gegenteil davon. So können wir die räumliche Lage der einzelnen Kornarten, Kristalle, entweder nach ihrem Umriß (Beispiel Rhombenformen im Laurvikit), oder nach bestimmten kristallographischen Richtungen (Beispiel a-Achsen der Feldspäte im divergentstrahligen Ergußgestein), oder, was besonders wichtig, die räumlichen Beziehungen solcher Richtungen zur Korngestalt (Beispiel c-Achsen in gelängten Quarzen, Pole zu (001) in Feldspäten) ins Auge fassen. Auch die innerhalb des Gesteines zwischen Bereichen statistischer oder reeller Homogenität liegenden Grenzflächen, also das wichtige Merkmal der Intergranulare, können wir in unsere Untersuchung einbeziehen, wobei wir uns bewußt sind, daß der körperliche, schon an sich uns interessierende Belag die Grenzfläche uns lediglich vorzeichnet oder verdeutlicht. Die Betrachtung des Gefüges ist noch auf andere besonders wichtige räumliche Gegebenheiten, also erkennbare räumliche Beziehungen innerhalb des Gesteines, ausdehnbar, indem wir das Gestein daraufhin untersuchen, inwieweit bestimmte kristallographische Richtungen einer oder mehrerer Kornarten für bestimmte (geographische) Lagen im umgebenden Raum Maxima darstellen, also ein *geregeltes Gefüge* bedingen.

Begrifflich und sprachlich ist es nebenbei gesagt streng genommen falsch, die Gesteinskorngröße zu den Gefügeeigenschaften zu rechnen. Denn „grob-“ oder „feinkörnig“ sagt nichts darüber aus, wie die Gemengteile sich fügen, welche beziehbare Lage sie einnehmen. Ein Mosaik ist ein Gefüge, weil sich polygonale Teilkörper aneinanderfügen; ob diese klein sind oder von kontinentaler Größe, ändert an der Sache nichts. Der Einsprengling des porphyrischen Gesteins fügt sich, sei es in beliebiger Zerstreung, sei es in fluidal geregelter Anordnung, der umschließenden Grundmasse ein, nicht anders wie sich eingemauerter Fassadenzierat in das Mauerwerk einfügt.

Auch Kluftbildungen sind streng genommen keine Gefügeelemente des Gesteines, so wenig wie Gebäudekanten, Vorsprünge, Brandmauern, Mauerrisse und all diese gewollten und ungewollten Erscheinungen der Tektur ein Gefüge darstellen; Klüfte, Spaltenbildungen und ähnliches

können, systematisch untersucht, überaus wertvolle Hinweise für tektonische Verhältnisse liefern. Allein unter den Absonderungsf lächen einer intrusiven Gesteinsmasse gibt es, wovon man sich hauptsächlich im Hochgebirge überzeugen kann, besonders hervorstechende, über deren genetische Deutung oder Anwendbarkeit für orogenetisch-tektonische Fragen wir vorläufig noch recht im unklaren sind.

Geregelte Gefüge sind allgemein verbreitet, durchaus die Regel und nicht die Ausnahme. Dieser Satz Bruno Sanders (a. a. O. S. 143) ist unumstößlich, will aber nicht in Abrede stellen, daß es Gesteine gibt, bei denen der Nachweis einer Regelung selbst mit den modernen erfolgreichen Methoden nicht mehr gelingen will oder eine statistisch durchzuführende Untersuchung sich nicht mehr lohnt. Auch negative Ergebnisse in diesem Bereich massiger Intrusivgesteine (s. u. S. 600) brauchen nicht wertlos zu sein, mahnen aber daran, beim Studium des Gefügebildes, wie es sich dem Auge bietet, zunächst in ähnlich deskriptiver Weise zu verfahren, wie es nach obigen Darlegungen geschehen ist.

Was zunächst rein äußerlich, und zwar besonders bei Gesteinen granodioritischen Charakters auffallen muß, ist die Erscheinung, daß der hier Auffüllungsmasse bildende Kalifeldspat idiomorphe Plagioklase oft in größerer Anzahl einheitlich umschließt. Dabei kann es vorkommen, daß die mehr oder weniger geradlinig ungrenzten, dabei aber doch randlich korrodierten und wie immer so auch hier von Mikrolithen erfüllten Plagioklase ihrer äußeren Gestalt nach an die wuchtige Form großer lateinischer Buchstaben erinnern (Taf. XXIII, Fig. 8). An sich wären für die Wiedergabe gerade hier Lichtbilder eher erwünscht als eine noch so naturgetreue Zeichnung; allein die in Mehrzahl eingeschlossenen Plagioklasindividuen sind, was ebenfalls nicht ganz bedeutungslos, optisch in der Regel nicht einheitlich orientiert, so daß beispielsweise das eine Kristallindividuum immer nur dann von der umschließenden Masse sich deutlich abhebt, wenn gerade das andere mit dieser die annähernd gleiche Interferenzfarbe zeigt. Kristallisationen der hier beschriebenen Art stehen in einer gewissen Analogie zu den schon früher erwähnten Myrmekiten, die ebenfalls in der Mehrzahl dabei völlig unversehrt mit ein und demselben Kalifeldspat verknüpft sein können; sie stehen auch im Einklang mit dem klaren, die Ausscheidungsfolge der Komponenten deutlich erweisenden und fast jeder Spur einer mechanischen Beanspruchung entbehrenden allgemeinen Kristallisationsbilde so mancher hier vertretenen Gesteine. Nun sind zwar die letzterwähnten, das Gesteinsgefüge in seiner Gesamtheit charakterisierenden Eigenschaften in solcher Vollkommenheit und Reinheit nur auf verhältnismäßig wenige Gesteinsvorkommen beschränkt; aber sie sind nun einmal da, und wer für diese Intrusivmassen der Zillertaler Alpen weiträumige, mit Durchbewegung des Gesteines verbundene Dislokationen penninischen Stils in Anspruch nimmt, wird die Beweise dafür zu erbringen haben, warum die hier doch nur in größerer Rindentiefe denkbaren Bewegungsvorgänge an jenen örtlich beschränkten Intrusivmassen spurlos vorübergegangen sind oder doch die jüngsten Ausscheidungen der liquidmagmatischen Phase völlig intakt gelassen

haben. Man vergegenwärtige sich ferner, daß die im Kalifeldspat eingebetteten Plagiokläse, an deren allseitiger Umschlossenheit in diesem Falle nicht gezweifelt werden kann, genau die gleiche Art und Dichte der Mikrolithenbildung ersehen lassen wie die außerhalb der Mikroklinalmasse befindlichen.

Bevor wir dieser Frage näher treten, möge unser Augenmerk auf das Gefügebild, wie es uns für die Hauptmasse dieser ungeschieferten Intrusivgesteine charakteristisch erscheint, gerichtet sein. Es begegnet uns hier eine Erscheinung, die man früher vielleicht allgemein als Mörtelstruktur bezeichnet hatte, ein Begriff, der seit den grundlegenden Gefügearbeiten der neueren österreichischen Schule mit Recht in Mißkredit gekommen ist. Im allgemeinen aber ist das Gefügebild eines Tiefengesteins mit dieser wenn auch mehrdeutigen Charakterisierung seiner äußeren Formen nach vorstellbar. Man wird nun bei genauerer Durchsicht der Dünnschliffe zu der Überzeugung gelangen, daß es der Hauptsache nach immer nur die Feldspäte, und unter diesen wiederum zum weitaus größeren Prozentsatz die Plagiokläse sind, die sich an diesen Haufwerken grusiger Kristallfragmente beteiligen. Ferner sind, wie aus früheren Andeutungen bereits entnommen werden kann, gerade bei den granito-dioritischen Gesteinen des Aufnahmegebietes diejenigen Typen, bei welchen ein fragmentarischer Zerfall der Kristalle vollständig fehlt oder die feinkörnigen grusartigen Kristallanhäufungen sich auf spärliche Resorptionsnester des Biotits oder auf einige wenige Ausheilungsrisse größerer Kristallindividuen beschränken, verhältnismäßig selten. In der Regel spielt der Körnergrus im Gefügebild eine erhebliche Rolle, und zwischen jenem reinen Typus mit unversehrttem liquidmagmatischem Gefüge gibt es hier alle erdenklichen Übergangsformen bis zu jenen ebenfalls wiederum selteneren, im Bereich der ungeschieferten Intrusivgesteine nur an gewisse Störungslinien gebundenen Gesteinsvarietäten, wo die lichten Gemengteile, durchspickt mit Eisenepidot und grobem Granat, zwischen den strähnigen, bereits mehr oder weniger geradlinigen Zügen der Glimmer geschlossene schmale Lagen bilden. Die Unterscheidung solcher „Granitmylonite“ von den typischen Vertretern der Gneiszzone wird dann allerdings nicht immer leicht, und letzten Endes ist es nur der feldgeologische Befund, der die genetisch unmittelbare Zugehörigkeit des Gesteins zur Haupteruptivmasse an kontinuierlichen Übergangsbildungen klarstellt.

Verhältnismäßig am häufigsten bildet der körnige Grus mehr oder weniger breite Kränze um Quarznester oder um besonders widerständig gebliebene Komplexe einheitlicher Kristalle, wozu in erster Linie der Kalifeldspat gehört. Ferner können gegen mechanischen Druck minder empfindliche Begrenzungswände frühzeitig ausgeschiedener Mineralien, wie des Biotits, Anschoppungen feiner Kristallfragmente aus der Serie der lichten Gemengteile verursachen (vgl. Taf. XXIII, Fig. 8). Aber auch die Fälle, wo ein förmlicher Körnerbrei sich im mikroskopischen Bilde auf weite Felder des Gesteinsgefüges erstreckt, sind nicht selten. Sehr bemerkenswerter Weise sind an Gesteinen mit und ohne grusigen Zerfall äußerlich oft nicht die geringsten Unterschiede wahr-

zunehmen, davon ganz abgesehen, daß in beiden Fällen kaum Spuren eines Parallelgefüges vorhanden sind.

Rudolf Staub¹⁾ hat die verschiedenen Abstufungen der Mylonitierung granitischer Gesteine des Berninagebietes unter Aufstellung von sechs Haupttypen sehr eingehend und anschaulich beschrieben, und man könnte zunächst versucht sein, dieses der unerschöpflichen Mannigfaltigkeit Rechnung tragende Schema auf die Gesteinsvorkommen des oberen Zemmgrundes zu übertragen. Allein jene westalpinen Gesteine scheinen im allgemeinen doch einen wesentlich anderen Werdegang durchgemacht zu haben. Eine schwach lentikuläre Textur, welche nach R. Staub im Berninagebiet bereits den Ausgangstypus charakterisiert, wird bei den Plutoniten des Zemmgrundes normaler Ausbildung kaum anzunehmen sein. Auch fehlen hier andere schon beim Ausgangstypus vorhandene Eigenschaften wie vor allem der mit weitgehender Serzitisierung zusammenhängende „dunkelgrüne Wachsglanz“ „krummschaliger Gesteinsbruchflächen“ sowie die von Erzausscheidung begleitete völlige Ausbleichung des Biotits, also jenes Minerals, das in den Zillertaler Gesteinen trotz starker Resorption und gelegentlicher Chloritbildung seine ursprüngliche Frische allenthalben bewahrt hat und überhaupt als melanokrater Gesteinsgemengteil der sauren und intermediäre-Plutonite eine wesentliche Rolle spielt.

Bei den granitischen Gesteinen mit Körnergrus erscheint mir Folgendes erwiesen: Der fragmentarische Zerfall der davon weitaus am meisten betroffenen Plagioklaskristalle ist der Mikrolithenbildung zeitlich nachgefolgt. So findet man, wie oben erwähnt, an denjenigen Plagioklaskristallen, welche von der Fällmasse der am längsten im Ausscheidungsstadium verbliebenen Kalifeldspäte allseitig umwachsen wurden, also gegen äußere Einwirkung ausreichend geschützt waren, das Mikrolithenphänomen nicht weniger ausgeprägt als dort, wo der Plagioklas als idiomorpher oder hypidiomorpher Kristall innerhalb des Gesteinsgefüges selbständig auftritt oder wo vollends, wie bei den Dioriten, im Gesteinsgefüge herrschend wird. Und wo nur immer die Auflösung des Kalknatronfeldspates in Bruchstücke sich in ihren Anfangsstadien beobachten läßt, sind die Kristallfragmente in genau der gleichen Art und Dichte von Mikrolithen erfüllt wie die unversehrt gebliebenen Kristalle und erscheinen zunächst nur schwach gegen einander verschoben, so daß die optische Orientierung der einzelnen Schollen die frühere einheitliche Kristallmasse noch deutlich genug erkennen läßt. Erst bei weiterem Fortschreiten des Kornzerfalles verwischen sich diese Anzeichen ursprünglicher Zusammengehörigkeit, sofern man das Bild unter gekreuzten Nicols vor sich hat. Wohl aber zeigt sich nach Ausschaltung des Analysators, wobei sich sofort die Schwärme der stark lichtbrechenden Mikrolithe sehr scharf vom lichten Untergrunde abheben, wiederum deutlich genug, in welcher Weise die mikrolithenerfüllten Bruchstücke sich in Körnergrus verteilt haben. Es sei in diesem Zusammenhange jetzt schon darauf hingewiesen, daß man die Mikrolithen-

¹⁾ R. Staub, Über granitische und monzonitische Gesteine im westlichen Berninagebirge, Zürich, 1915, S. 13.

bildung auf eine durch orogenetischen Streß bewirkte Entmischung fertiger Plagioklaskristalle zurückzuführen versucht hat.

Oftmals ist nun die Grenzlinie solcher Schollen von Feldspatkristallen eine sehr verschwommene. Auch kann man unter den Bruchstücken jeglicher Größe mitunter apophysenartige Verwachsungen beobachten, was auf Rekristallisationen schließen läßt. Bringt man dies alles in Zusammenhang mit der Tatsache, daß die frühzeitig aus dem Schmelzfluß auskristallisierten Biotite spätere mechanische Deformationen als die vor ihrer Korrosion eingetretenen (s. o. S. 552) im allgemeinen nicht mehr erlitten haben, daß ferner die als Füllmasse aus dem Schmelzfluß ausgeschiedenen Kalifeldspäte — abgesehen von ihrer schon die angrenzenden Plagioklase nicht mehr in Mitleidenschaft ziehenden Rißbildung — ebenfalls keinen durchgreifenden mechanischen Umformungen mehr ausgesetzt waren, so könnte man der Frage nähertreten, ob die Auflockerung und Zerlegung der von Mikrolithenschwärmen bereits erfüllten Plagioklaskristalle in Schollen verschiedener Größe überhaupt einen Fall beginnender Mylonitisierung darstellt, ob sie nicht vielmehr mit mechanischen Einwirkungen einer durch orogenetischen Streß hervorgerufenen, aber noch vor der Kristallisation der Restschmelze stattgehabten Bewegung im Zusammenhange steht.¹⁾ Mit dieser Annahme ließe sich, um dies jetzt schon hervorzuheben, zwanglos die Vorstellung verbinden, wonach unter Fortdauer der mechanischen Einwirkung (Rißbildung in den Mikroklinen) innerhalb der von Quarzkristallen und Quarznestern durchsetzten Schollenkomplexe der inhomogenen, wenig widerständigen Plagioklase eine weitere Kornzerkleinerung zu Feingrus erfolgt wäre.

Eine Hauptschwierigkeit für jene bisherige Vorstellung, wonach der orogenetische Streß die durch ihn in Bewegung gesetzten, bis heute ungeschiefert gebliebenen Massen lange nach Abschluß ihrer liquidmagmatischen Phase, jedenfalls im verfestigten Zustande vorfand, lag darin, daß dieser mechanischen Einwirkung nicht nur die Umwandlungen — hier hauptsächlich die Mikrolithenbildung —, sondern auch die gesamte Kornzerkleinerung in allen ihren Erscheinungsformen, demnach zwei sehr heterogene Effekte, zugeschoben werden mußten.

2. Zur Ursache der Kornzerkleinerung und Grusbildung.

Wenn bei dem heutigen Stande der Forschung der Ablauf einer magmatischen Intrusion in seinen großen Zügen klargestellt erscheint, liegen die Verhältnisse im einzelnen Falle, so wie ihn die Natur uns bietet, in vieler Hinsicht noch sehr im Dunkeln. Schon für wichtige Vorfragen allgemeiner Art sehen wir da kaum Ansätze zu einer befriedigenden Beantwortung. Können wir doch so wenig Sicheres darüber aussagen, wie eine in Kristallisation begriffene, also mit anisotropen schwebenden Körpern wahrscheinlich ungleichmäßig beladene, räumlich sehr ausgedehnte Intrusivmasse unter Veränderung des äußeren Feldes, also insbesondere im Druck- und Temperaturgefälle, sich in

¹⁾ E. Hugl kam auf Grund seiner Studien an westalpinen Graniten zu ähnlichen Anschauungen, vgl. Aarmassiv, Verh. Schweiz. Nat. Ges. 1922, Teil II, S. 86—109.

allen ihren Teilen verhält. Wird doch ein derartiger Intrusivkörper in Zeitintervallen geologischer Reichweite alle Grade der Viskosität und Fluidität durchlaufen müssen. Wohl mögen Bedingungen des hydrostatischen Druckes zeitweise, insbesondere in bestimmten Anfangsstadien, annähernd erreicht sein; die Kompliziertheit des Zusammenwirkens der an sich vorhandenen Druck- und Temperaturbedingungen, noch vervielfacht durch Hinzutreten geologischer Ereignisse, vermag indes jederzeit lamellare Fließbewegungen auszulösen. Wie äußert sich nun das alles, zunächst nicht so sehr im Gefügebild des Erstarrungsproduktes als vielmehr bei den in labilem Ausscheidungsstadium befindlichen anisotropen Gemengteilen selbst? Ist ferner bei allseitigem Druck die Fortpflanzung der Energie keine unendliche, dann wird, sollte man vermuten, die Absorption mit in Frage kommen, was bei den räumlichen Ausmaßen des von Kristallausscheidungen erfüllten Mediums sich an diesen anisotropen Körpern in irgendeiner Art auswirken müßte.

Stehen wir auf dem Standpunkte, daß bei den Geschehnissen in der Erdrinde ungleich weniger das Innere auf die Vorgänge der Epidermis als diese auf die Vorgänge im Innern reagiert, so werden wir weiter annehmen dürfen, daß eine im Auftrieb befindliche magmatische Masse unter ähnliche Bedingungen gelangen wird wie eine von einem (zylindrischen) Gefäß umschlossene und durch einen Preßkolben (Kräfte des Auftriebes) unter zeitweiliger minimaler Öffnung von Ventilen komprimierte Flüssigkeit. Auf die Natur übertragen müßte schon die vielgestaltige und wohl stets sich ändernde Form der Umhüllung des magmatischen Körpers nach dem bekannten Prinzip der Hydrostatik verschiedene Bodendrucke bedingen, was wiederum in der Last dieser Füllungen stets sich erneuernde Ausgleichs notwendig machen dürfte. Auch die Frage der Kompressibilität flüssiger und fester Massen steht hier vor wesentlich anderen Begleitumständen als in den Laboratoriumsversuchen, die uns besagen, daß solche Massen durch Zusammendrückung nur minimale Volumenveränderung erfahren; denn die großen Schmelzmassen der Tiefe sind gegen Ende ihrer liquidmagmatischen Phase imstande, die Menge ihrer leichtflüchtigen Bestandteile, teils unter Abspaltung der Gasphase, an die Nachbarschaft leicht abzugeben.

Mag der Physiker von Fach auf die vorstehend geäußerten Zweifel und die eine oder die andere hier gestellte Frage eine klärende oder berichtigende Antwort bereit haben, er wird zugeben müssen, daß die Physik heute noch nicht in der Lage ist, von dem Werdegang eines Tiefenschmelzflusses unter den oben in Betracht gezogenen und in der Natur jederzeit gegebenen Bedingungen eine zureichende Analyse zu geben. Aus den Beobachtungen in der Natur und an dem uns durch sie an die Hand gegebenen Einzelobjekt geht eines, was ich an anderer Stelle mit einem fast drastischen Beispiele belegen werde, mit Sicherheit hervor, daß man hier äußerst labile Zustände¹⁾ physikalischer und physikalisch-chemischer Art in Betracht zu ziehen hat.

¹⁾ J. I. Sederholm, Die regionale Umschmelzung, *Extrait du Compte Rendu du XI. Congrès Géologique International*, S. 583. P. Niggli, Die leichtflüchtigen Bestandteile im Magma, *Preisschreiben Jablonowski-Gesellschaft*, 1920. E. Hugi, Das Aarmassiv ein Beispiel alpiner Granitintrusion, *Bern (Büchler)*, 1922, S. 13f.

Um auf das, was die Natur uns unmittelbar und untrüglich zu erkennen gibt, wieder zurückzukommen, gehen wir am besten, um einigermaßen Klarheit über die hier etwas verwickelt erscheinenden genetischen Verhältnisse zu gewinnen, von einer selbst wieder auf unmittelbarer Beobachtung beruhenden Erwägung aus. Gegenüber dem Gefügebild einer ungestört verlaufenen liquidmagmatischen Erstarrung gibt es unter den granito-dioritischen Gesteinstypen, gleichbleibenden Mineralbestand vorausgesetzt, zwei aus einer stetigen Formenreihe sich heraushebende Haupttypen umgeformten Gesteinsgefüges. In einem Falle besteht die Veränderung der Hauptsache nach in einer Zerkleinerung und schließlich Vergrusung einzelner oder mehrerer, kaum jemals aller die Hauptgemengteile darstellenden Mineralarten, und zwar derart, daß die ursprünglich im Gestein innegehabte Lage dieser Gemengteile nicht weiter, als die Kornzerkleinerung es bedingt, verschoben erscheint. Damit entsteht kein neuer Gesteinstypus; Granit beispielsweise bleibt Granit. Makroskopisch braucht sich nichts zu ändern. Ein sehr charakteristisches, weil nicht gerade der extremen Seite entnommenes Beispiel ist der Granit des Schwarzensteins, der im Handstück trotz starker, nur mikroskopisch wahrzunehmender Vergrusung von anderen Graniten des Gebietes, deren liquidmagmatisches Erstarrungsbild völlig intakt erscheint, schlechterdings nicht zu unterscheiden ist. Liegt nun der zweite Typus vor, so tritt im Gefügebild die Vergrusung stärker zurück und verschwindet unter Umständen ganz, während die parallele Anordnung hauptsächlich der schieferholden Mineralien, der Glimmer, jetzt das Bild beherrscht. Die Schwerpunkte der Gesteinskomponenten haben ihre primäre Lage im Gestein geändert, es haben Teilbewegungen stattgefunden, das Bild der laminaren Gleitung hinterlassend. Daß dies in der Regel mit Umwandlungen und Neubildungen vonstatten geht, ist für unsere gegenwärtige Betrachtungsweise belanglos. Ein in solcher Art umgeformter Granit wäre zum Granitmylonit, je nachdem auch zum Granitgneis geworden. Unter Gegenüberstellung jener beiden Hauptgefügetypen könnte man in Anlehnung an eine ältere Terminologie auch sagen: Aus dem „Strukturbild“ des durch Verlust einer mehr spätigen Kristallausbildung vielleicht auch etwas feinkörniger oder dichter erscheinenden Gesteins ist das „Texturbild“ der Schieferung oder des flächenhaften Parallelgefüges hervorgegangen. Von den genetischen Umständen jener das Gestein zum Tektoniten machenden summierbaren Teilbewegungen können wir vorläufig bei dieser rein kinematischen Betrachtungsweise um so mehr absehen, als beispielsweise die statistische, doch wohl subtilste Auswertung des jeweiligen Betrages dieser Umlagerungen im Prinzip nach neueren Untersuchungen Sanders¹⁾ keine Unterschiede ergibt, ob magmatisches oder tektonisches Strömen dem Gefügebild das Gepräge gab —, im übrigen eine glänzende Bestätigung älterer Auffassungen²⁾ über die Bedeutung laminarer Gleitflächen.

1) B. Sander (mit Felkel und Reithofer), Tektonische Analysen von Schmelztektoniten, Sitzungsberichte der Akademie Heidelberg, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, 23 (1928).

2) H. Philipp, Zentralblatt für Mineralogie, 1921, S. 675, und die in Sanders Gefügewerk zitierten Arbeiten G. F. Beckers.

Sehr typische Gesteine dieser Art finden sich, wie an anderer Stelle bereits erwähnt, am Großen Moeseler etwa dort, wo der Waxegg-Grat mit dem Nordgrat des Berges sich vereinigt. Neben anderen Mineralneubildungen sind die Glimmer hier stark chloritisiert, was diesem Gestein, schon aus der Ferne betrachtet, ein überaus auffallendes lichtgrünes Aussehen verleiht. Weit stärker mylonitisierte Gesteine — sie würden mit ihren breiten gewundenen Serizitzügen zu dem von Staub aufgestellten ultramylonitischen Typus F gehören — finden sich an den granitischen Felsköpfen östlich des Schönbiehler Horns zwischen Kurven 2660 und 2700 und verschiedenen anderen Orten. Sie interessieren uns hier nicht weiter; denn örtlich an schmale Störungszonen gebunden, sind Umformung und Umwandlung hier zweifellos nach der Kristallisation erfolgt.

Was an dieser Stelle uns als genetisches Problem beschäftigen soll, ist lediglich die Art des grusigen Zerfalls jener äußerlich richtungslos körnigen Vertreter des erstgenannten Gesteinstypus.

Wir erinnern uns zunächst der beachtungswerten Tatsache, daß die Vergrusung der Hauptsache nach die Plagioklase betrifft, die nur bei weitgehender Kornzerkleinerung sich reichlicher mit Quarz-, seltener auch Kalifeldspatkörnern vermengen, daß ferner die Kalifeldspäte innerhalb des Körnergruses tief ausgebuchtete homogene Felder einnehmen, die sich in dieser Form bis in die Gesteinstypen ungestörten liquid-magmatischen Gefüges verfolgen lassen.

Wir haben zweitens einen schollenförmigen Zerfall der Plagioklase kennen gelernt, der weniger auf rein mechanische Zertrümmerung als auf chemisch lösende Einwirkung schließen läßt.

Es käme drittens in Betracht, daß in extremen Fällen ein förmlicher Brei feinsten mosaikartig sich aneinanderfügender Körner breite Felder des Gefügebildes einzunehmen vermag, ohne daß die vorbeschriebene Ausbildung des Kalifeldspates wesentlich beeinträchtigt erscheint. Für diese Art Kornzermahlung können kaum andere als rein mechanisch wirkende Vorgänge verantwortlich gemacht werden.

Endlich finden wir bei den dioritischen Gesteinen, deren Feldspäte in zwar randlich korrodierten, aber wohlentwickelten Kristallindividuen oft dicht zusammengedrängt erscheinen, den Kornzerfall und die Vergrusung, insbesondere jenen weit weniger ausgeprägt als bei den wahrscheinlich jüngeren Granodioriten und Graniten. Es wird später darauf hinzuweisen sein, daß die Führung basischer, schwarmartig auftretender Einschlüsse (siehe u. S. 609 ff.) von den intermediären gegen die kieselsäurereichen Tiefengesteinstypen allmählich abnimmt. Die Granite sind fast frei davon, neigen hingegen zu schlieriger Ausbildung.

Wir können daraus folgern:

Mechanische Einwirkung, vermutlich zurückführbar auf orogenetischen Streß, hat schon frühzeitig eingesetzt. Zeigen doch schon die stets durch starke Korrosion charakterisierten Biotite (siehe o. S. 552) Spuren mechanischer Einwirkung, welche noch vor dieser Korrosion und vor der Kristallisation der sie als Kalifeldspatmasse umschließenden Restschmelze entstanden waren.

Die mit Störung des chemischen Gleichgewichtes in Verbindung zu bringenden Wiederauflösungserscheinungen werden besonders charakteristisch bei den Plagioklasen, die als wohl umgrenzte Kristalle fast ausnahmslos an ihren Rändern feine fortlaufende Korrosionsausbuchtungen aufweisen. Bei den jüngeren kieselsäurereichen Gesteinen mögen sich solche Störungen noch stärker ausgewirkt haben: Die Plagioklase zerfallen hier schollenartig, vergleichbar den als Einkristalle des Eises anzusehenden, in der Eisdrift schwimmenden Schollen.

Zu den letzten Äußerungen mechanischer Einwirkung auf die Intrusivmassen gehören wohl die an den Plagioklaskristallen absetzenden Ribbildungen in den Kalifeldspäten.

Nachlassen des Druckes, Stillstand der Bewegung, Neukristallisation, Wiederansetzen der mechanischen Kräfte, Auflösungsvorgänge dürften sonach, namentlich in den späteren Stadien der Intrusion, immer wieder gewechselt haben — offenbar Zustände eines besonders labilen Verhaltens.

In Gefügebereichen stärkeren Krissallzerfalles wie in den Schollenkomplexen der Plagioklase mag es in diesem wechsellvollen Spiel überhaupt nie vollkommen zur Ruhe gekommen sein. Sicher vermochte auch die Mischkristallnatur dieses noch dazu mit Fremdkörpern überfüllten Minerals nur geringeren Widerstand zu leisten, so daß in den Bereichen der nun einmal geschaffenen Schwächezentren auch nach der Verfestigung des vielleicht nur als zeitweilig durchkristallisiert anzusehenden Gesteines die Kornzerkleinerung noch weitere Fortschritte machen konnte.

Auf die erhebliche Kompliziertheit in der räumlichen Verteilung der verschiedenen Tiefengesteinsarten wurde bereits früher (S. 548 f.) aufmerksam gemacht. Eine vom Rand nach der Mitte des Intrusionsbereiches verlaufende Folge immer saurer werdender Plutonite wird nur in groben Zügen anzunehmen sein. Bei den vulkanischen Nachschüben läßt sich einwandfrei Repetition der aplit-pegmatitischen Intrusionen nachweisen. Ähnlich mag hier das Aufdringen der Tiefengesteinsmagmen sich in mehrmaligen Akten vollzogen haben, so daß die in ihrer Stärke wohl ebenfalls wechselnden orogenetischen Bewegungen die aufgedrungenen und aufdringenden Magmen jeweils in verschiedenen Zuständen der Verfestigung antrafen. Zu diesen Geschehnissen auf engem Raum ist die wechselvolle Intrusionsgeschichte des alpinen Orogens vielleicht nur ein Spiegelbild großen Stils, ausgedehnt auf entsprechend weite Zeiträume.

Eines scheint nach den gemachten Beobachtungen festzustehen: Das Aufdringen der Magmen und die Orogenese, beides als sehr verwickelte Vorgänge gedacht, lassen sich im Bereich dieser Tauerngesteine nicht trennen. Die Frage des geologischen Alters, ob miozän oder kretazisch usw., bleibt offen.

3. Zur Entstehung der Mikrolithenbildung in den Plagioklasen.

Der Reichtum der Plagioklase an mikrolithischen Einschlüssen mag „schon den ältesten Beobachtern“,¹⁾ soweit sie sich mit der Mikroskopie

1) Vgl. A. Böhm, Gest. d. Wechsels., Tscherm. Min. petr. Mitt. (1882), S. 197.

alpiner Gesteine befaßten, bekannt gewesen sein. In typischer Ausbildung hätte die Erscheinung in der Tat einem aufmerksamen Blick schwerlich entgehen können. Daß man ihr von jeher eine gewisse Bedeutung nicht absprach, gibt sich darin kund, daß man sie gewissermaßen als eine an alpine Vorkommnisse gebundene Anomalie ansah. Nun gibt es aber doch auch unter den alpinen Granitvorkommen nicht wenige, die das Phänomen überhaupt nicht oder in sehr wenig charakteristischer Weise zeigen. Dies scheint nach den in vorzüglicher Schärfe wiedergegebenen Lichtbildern der mehrfach erwähnten Arbeit Beckes beispielsweise bei den Gesteinen der Rieserfernergruppe der Fall zu sein. Auch in einer Serie von Dünnschliffen, die mir am Mineralogischen Institut der Eidgenössischen Technischen Hochschule Zürich in dankenswerter Weise zur Verfügung gestellt waren, fand sich das Mikrolithenphänomen in granitisch-dioritischen Gesteinen der Westalpen zu meiner Überraschung verhältnismäßig selten in jener charakteristischen Ausbildung, wie sie mir in den Tauerngesteinen gar nicht anders bekannt war und ich sie hier im Abschnitt über den Plagioklas ausführlich beschrieben habe. Die beigegebenen Lichtbilder (Taf. XXIV bis XXVIII, Abb. 1 bis 9) mögen mit dazu beitragen, daß die Mikrolithenbildung nicht etwa mit jenen mikroskopisch bei den Feldspäten zu beobachtenden Trübungen identifiziert werden, jenen fleckigen staubartigen Unreinheiten, welche das Mineral von den meist wasserklaren Quarzen in der Regel auf den ersten Blick unterscheiden läßt. Man könnte aber doch die Frage aufwerfen, ob man in diesen „milchigen Trübungen“ — so findet man sie in der Literatur ganz treffend bezeichnet — nicht eine Art im Embryonalstadium stehengebliebener Mikrolithenbildung vor sich habe. Die Frage ist deshalb schwer zu beantworten, weil die Trübungen, übrigens so ganz im Gegensatz zu den Mikrolithenschwärmen, meist schon jenseits, zum mindesten sehr hart an der Grenze der mikroskopischen Auflösbarkeit stehen. Soweit sich an diesen Partikelchen mit einiger Sicherheit etwas erkennen läßt, sind es Schüppchen farblosen Glimmers. Stark lichtbrechende Substanzen scheinen nicht darunter zu sein, was eher gegen jene Vermutung spräche. Letzten Endes stünde aber immer die Frage zur Beantwortung, warum es dann nur in Ausnahmefällen zu einer so sprunghaften Weiterentwicklung gekommen ist.

Die gelegentlich hervorgetretene Anschauung, daß es sich hier um einen durch Verwitterung hervorgerufenen bedeutungslosen Zersetzungs-vorgang handeln könne, wird derjenige von vornherein ablehnen, der die Mikrolithenschwärme einmal in ganz typischer Ausbildung gesehen hat.

Rudolf Staub,¹⁾ der die genetische Bedeutung der Mikrolithenbildung so wenig unterschätzt hat, daß er es angebracht fand, sie als „brennende Frage“ zu bezeichnen, geht zunächst von der Voraussetzung aus, daß die Bildung von Zoisit und Epidot auf den anorthitischen Anteil des Feldspates zurückzuführen sei. Er erwähnt auch mehrmals die eigenartige Kristallisation der „Zoisitbesen“ (a. a. O., S. 28), die teils als

¹⁾ R. Staub, Granit und monzonitische Gesteine im westlichen Berninageb., Zürich 1915, S. 18.

Kristallskelette, teils als Kristallgeflecht bei den Gesteinen des Zillertals zu der ihnen so eng verwandten Mineralart, dem Klinozoisit, in einen auffälligen habituellen Gegensatz zu treten pflegen. Staub hat die Kristallitenbildung, wie er sie nennt, bei mylonitisierten sauren Tiefengesteinen beobachtet und hält sie für einen Fall der Saussuritisierung; hiefür bezeichnend wäre seine Hervorhebung des Eisenepidots, der im Aufnahmegebiet bei den massigen Tiefengesteinen innerhalb der Plagioklase überhaupt nicht vorkommt, in den Myloniten dagegen häufig ist. Systematische Untersuchungen des Phänomens der Saussuritisierung und eine genauere Abgrenzung dieses wichtigen Begriffs der Metamorphose wären darum erwünscht.

Die Deutung als Verwitterungserscheinung lehnt Staub unter Hinweis auf frischeste Gesteinsproben aus dem Albulatunnel unumwunden ab; er befindet sich damit im Einklang mit H. P. Cornelius¹⁾ und O. Züst.²⁾ Besonders wichtig ist seine Feststellung, daß die Umwandlung der Feldspäte bereits dem Beginn der Mylonitisierung mit Sicherheit vorausgegangen ist. Damit steht die Umwandlung des Minerals, wie Staub ausdrücklich bemerkt, zur Alpenfaltung in keiner Beziehung mehr. Um aber für die Kristallitenbildung selbst eine Erklärung zu geben, halten sich die genannten Autoren in Anlehnung an die Lehre von den drei Tiefenstufen an folgenden Gedankengang: Seine Mischkristallnatur läßt der Feldspat unter den niederen Temperaturen höherer Teufen bestandunfähig werden; all diese in größerer Rindentiefe ausgebildeten granitischen Gesteine müssen durch die Verlagerung schon seit vortriadischer Zeit (wie Staub annimmt) in die damaligen obersten Zonen der Erdkrinde gelangt sein und dort schon ganz nahe der Erdoberfläche, wenn nicht überhaupt völlig bloßgelegt, ihre epizonale Umwandlung erfahren haben (Staub, a. a. O., S. 19). Gegen diese Annahme sekundärer Entstehung ließe sich zunächst ein Einwand allgemeiner Art erheben, daß nämlich in außer-alpinen Granitgebieten, wo die genannten Voraussetzungen weit eher nachzuweisen wären, das Mikrolithenphänomen eine nicht geringere Ausprägtheit zeigen müßte als in alpinen Gebieten.

Eine zweifellos fruchtbringende Idee in diesem Fragenkomplex lag darin, daß man die ganze Erscheinung mit dem sogenannten Volumengesetz in Beziehung brachte, anders ausgedrückt, mit der einer kristallisierenden Substanz innewohnenden Tendenz, das unter den gegebenen physikalischen Bedingungen des Druckes und der Temperatur denkbar kleinste Molekularvolumen anzunehmen, also dem Prinzip der Raumerparnis möglichst zu genügen. Diesen Gedanken verfolgend, hat Ernst Weinschenk über das uns vorliegende Problem eine Auffassung entwickelt, die, wenn auch bekannt, hier in Kürze erörtert werden muß. Er hält die Einschlüsse für primäre Bildungen, aber nicht etwa in dem Sinne, daß sie, was anzunehmen hier überaus nahe läge, als ältere liquidmagmatische Kristallausscheidungen vom später aus dem Schmelzfluß auskristallisierten Mineral in der für Tiefengesteine üblichen Ver-

1) H. P. Cornelius, Berge zwischen Septimer und Jülier, Neues Jahrbuch für Mineralogie, B. B. 35. S. 401.

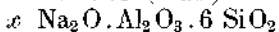
2) O. Züst, Granit und diabasische Gesteine bei Ardez, Zürich 1904.

wachungsart umschlossen wurden. Weinschenk's viel umstrittene Auffassung ließe sich, um zunächst seines Hauptkritikers eigene Worte folgen zu lassen¹⁾ dahin präzisieren: „Die im Magma vorhanden gewesene Tendenz zur Bildung basischer Feldspäte hat im Moment der Festwerdung“ zur Entstehung „saurer Plagioklase und Klinozoisite“ geführt. Das wäre, vorausgesetzt, daß es der Wirklichkeit entspricht, von allen jenen Erscheinungsformen, die Weinschenk unter dem Begriff Piezokristallisation zusammengefaßt hat, die sinnfälligste und bedeutsamste. In der letzten Auflage seiner allgemeinen Gesteinskunde (1913) beschreibt er selbst die Erscheinung, wie folgt: „Der Plagioklas, der in dünnen Schliften aus absolut frischer durchsichtiger Substanz besteht, ist erfüllt von scharf ausgebildeten Mikrolithen von Klinozoisit, Granat, auch von Kaliglimmer und Sillimanit, welche ohne jede kristallographische Orientierung (? der Verfasser) in den Feldspat eingewachsen und oft so massenhaft vorhanden sind, daß ein dickerer Schliff trüb und undurchsichtig erscheint.“ „Die ganze erstarrende Masse steht unter hoher Spannung, welche darauf hinzielt, das unter den gegebenen Verhältnissen denkbar kleinste Molekularvolumen der kristallisierenden Mineralien hervorzubringen. Die Plagioklase zerfallen bei ihrer Kristallisation (vom Verfasser unterstrichen) in spezifisch schwere Kalktonerdesilikate, welche von dem Rest des kalkarmen Feldspats umhüllt werden.“

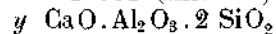
Nachstehende Tabelle soll die qualitative Übereinstimmung im Chemismus der hier in Frage kommenden Mineralien und die Unterschiede im spezifischen Gewicht des Wirtminerals einerseits und der Einschlußmineralien andererseits ersichtlich machen. Aus den angegebenen Werten läßt sich das Molekularvolumen (gleich dem Quotient Molekulargewicht durch Dichte) approximativ berechnen.

a) Plagioklas

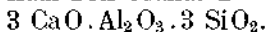
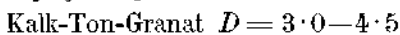
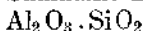
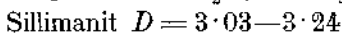
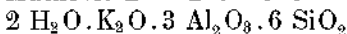
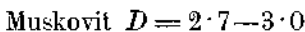
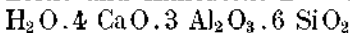
$$D = 2.511 \text{ (Albit)}$$



$$D = 2.752 \text{ (Anorthit)}$$



b) Zoisit und Klinozoisit $D = 3.25$, bzw. 3.36



Da die Mikrolithenbildung der Plagioklase auf Gesteine von alpinem Typus beschränkt zu sein scheint, liegt schon rein theoretisch etwas sehr Bestechendes darin, den bei der Orogenese zur Geltung gekommenen erhöhten Druck für die Erscheinung verantwortlich machen zu können. Und so mag vielleicht die Frage aufgeworfen werden: Wäre es unter

¹⁾ F. Becke, Physiographie der Gemengteile der kristallinen Schiefer, Akademie der Wissenschaften in Wien, Mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, 75, I, S. 123.

den gegebenen Druckbedingungen denkbar und mit den gemachten Beobachtungen zu vereinbaren, daß die Einschlüsse schlechthin primäre Ausscheidungen aus dem Schmelzfluß darstellen und von später ausgeschiedenem Plagioklas in liquidmagmatischer Phase nicht anders eingeschlossen wurden wie etwa im normalen Granit der Zirkon vom Biotit oder dieser von den Feldspäten? Da der zweite Teil dieser Frage zu verneinen ist, bräuchte man sich mit ihr nicht weiter zu befassen, wenn bei der Untersuchung nicht andere Eigentümlichkeiten zutage getreten wären, die unserem Gedankengange hier ein kurzes Halt gebieten.

Die Ausschließlichkeit, mit der die Mikrolithenschwärme sich räumlich auf die Plagioklase beschränken, diese Kristallsymbiose einzig dastehender Art, wäre undenkbar, wenn die Mikrolithe als frühzeitige primäre Ausscheidungen in annähernd gleichmäßiger Verteilung, wie es eine Lösung oder Schmelze erfordert, sich vor der Kristallisation der Plagioklase entwickelt hätten. Auch wäre es bei Annahme besonders starker attraktiver Kräfte ganz unwahrscheinlich, daß diese, ausschließlich von den Plagioklasen ausgehend, auf Minerale ganz verschiedener Art in gleichem Sinn und mit gleichem Erfolg eingewirkt hätten.

Nun wurde aber bereits früher darüber berichtet, daß in den Mikrolithenschwärmen, mitunter ziemlich zahlreich, auch Magnesiaglimmer in mikrolithischer Ausbildung sich finden, bei denen es in Anbetracht ihres Magnesiagehaltes schwer fallen dürfte, sie mit einer Entmischung oder mit einem Zerfall der Plagioklassubstanz irgendwie in Verbindung zu bringen. Jedenfalls hat man hier der Hauptsache nach frühzeitig ausgeschiedene und im Kristallisationsfelde des Plagioklases weiter entwickelte Kristallbildungen vor sich. Aber auch Fälle anderer Art wurden beobachtet: Von einem in der üblichen Weise stark korrodierten primären Biotit haben sich kleine Fragmente abgesondert, deren Ausbruchstelle noch deutlich wahrzunehmen ist. Diese Bruchstücke von der Form und Größe der Mikrolithe bilden einen schwarmartigen Zug, der vom Rumpfkristall aus gegen den Plagioklaskristall hineinführt, wo dann die braunen Biotitleistchen im dichten Haufwerk der übrigen Mikrolithe sich zerstreuen.

Wie man sieht, können winzige Ausschnitte im Gefügebild wohl geeignet sein, lehrhafte Einblicke in den Kristallisationsbereich einer Mineralart und die sich darin abspielenden Vorgänge zu geben. Eine in dieser Form erfolgte Zuwanderung fester sichtbarer Körper in den Kristallisationsbereich des Plagioklases setzt jedenfalls liquidmagmatische Zustände voraus. Die von verschiedenen Autoren, wie vor allem Staub, heute noch vertretene Annahme der sekundären Entstehung im fertig ausgebildeten Gestein wäre schon damit hinfällig.

Es lassen indes, wie im folgenden dargelegt werden soll, auch die sonstigen charakteristischen Merkmale dieser mikrolithenerfüllten Plagioklase kaum eine andere Deutung zu.

Die Mikrolithe sind fast durchwegs wohl entwickelt, gegen das umgebende Medium außerordentlich scharf abgegrenzt und selbst frei von Einschlüssen oder Verunreinigungen irgend welcher Art. In

abzählbarer Menge eingebettet in die klare Masse des Wirtkristalls, nehmen sie sich in dünnen Schliffen aus wie in klarer Lösung schwebende Kriställchen.

Dazu kommt, Mikrolithe verschiedener Mineralart liegen im einheitlichen Plagioklaskristall nicht nur bunt durcheinander, sondern erscheinen auch innerhalb des Wirts in der gleichen Weise auf engste Teilbereiche zusammengedrängt. Eine Entmischung ein und desselben in fester Phase befindlichen Kristallkörpers in zahllose Mikrolithe verschiedener Gestalt und stofflicher Zusammensetzung wäre schon an sich etwas sehr ungewöhnliches. Jedenfalls setzen Kristallisationen in der hier beobachteten Anordnung, Kombination und Form einen hohen Grad molekularer Beweglichkeit voraus, wie er in statu nascendi des Wirtminerals, sei es bei fortdauernder, sei es bei rhythmischer Entmischung, sehr wohl anzunehmen ist, jedoch bei sekundärer Umwandlung eines nach geologisch langen Zwischenräumen an Erdoberflächennähe gelangten Gesteins unwahrscheinlich wäre.

Ansätze einer zonaren Anordnung der Mikrolithe werden nicht selten wahrgenommen, auch sind klinozoisitreiche Plagioklaskerne bei gewissen Gesteinstypen ziemlich häufig. Dies alles läßt sich mit der hier angenommenen Entmischungsart der Plagioklassubstanz sehr wohl in Einklang bringen. Übrigens lagern sich besonders die Biotitblättchen, aber auch die feinen Nadeln des Sillimanits innerhalb des Wirtkristalls bestimmten kristallographisch bevorzugten Flächen gerne parallel. Andererseits macht sich in vielen Mikrolithenschwärmen bei den prismatisch oder leistenförmig ausgebildeten Individuen eine Art diagonale oder dachsparrenartige Anordnung bemerkbar, so daß statistische Einmessung, wenn sie hier technisch möglich wäre, mit einiger Wahrscheinlichkeit Regelungen ergeben würde. Es liegt vielleicht ein allzu kühner Vergleich in der Vorstellung, daß hier beim Aufbau des Kristallgebäudes die Natur selbst im Bestreben nach statischem Ausgleich Innengerüste von gitterträgerähnlichem Habitus erstehen ließ.

Übrigens weist die Art des polysynthetischen Zwillingsbaues, den man stets mit Recht als Gegenbeweis gegen die Annahme einer mechanischen Einwirkung auf Kristall und Gestein angeführt hat, mit Sicherheit auf dessen frühzeitige Anlage hin; denn die Lamellen reichen in der Regel nur bis zum Beginn der Randzone und diese zeigt an ihrem Außensaum die bekannten Korrosionserscheinungen, welche selbst wiederum nur in liquidmagmatischer Phase entstanden sein können. Man könnte nun einwenden, die Zwillingsbildung reiche ebenfalls nur bis vor die Randzone, könne also nur Folge der in diesem Fall als sekundär betrachteten Mikrolithenbildung sein. Dies ist damit widerlegbar, daß bei übermäßig dichter Ausbildung der Mikrolithenschwärme gerade das Gegenteil eintritt, nämlich die Zwillingsbildung verschwindet. Auch entfällt von vornherein die Annahme einer durch Mikrolithe hervorgerufenen Spannung für jene zahllosen Fälle, wo polysynthetische Zwillingsbildung die Feldspäte beherrscht, mikrolithische Entmischung aber fehlt. Ferner macht man durchgehends an den Mikrolithenschwärmen die Wahrnehmung, daß die Geradlinigkeit der Lamellen durch die Einschlüsse, seien diese gröber oder feiner entwickelt, in gar keiner

Weise beeinträchtigt erscheint. Doch erhält sich die Schärfe der Lamellen bei Vorherrschaft des Muskovits, also in den kieselsäurereichen Gesteinstypen, anscheinend leichter als bei den von Klinozoisit-mikrolithen stark erfüllten Plagioklasen der granodioritischen und tonalitischen Gesteine.

Über die Frage der Entstehung der Zwillingsbildung in Feldspäten hat sich neuerdings E. Baier¹⁾ in einer lesenswerten Studie ausgesprochen. Ob man bei polysynthetischer Zwillingsbildung im allgemeinen mit mehr oder weniger stetigen Übergängen bis in die submikroskopische Größenordnung hinein zu rechnen hat, erscheint mir deshalb zweifelhaft, weil Übergangsformen gegen die Sichtbarkeitsgrenze hin in einer nach Wahrscheinlichkeitsprinzipien ungenügenden Häufigkeit beobachtet werden, dann aber auch noch aus folgenden Gründen. Die Herausbildung weniger Haupttypen höherer Symmetrie ist ein Prinzip, das die ganze Kristallwelt beherrscht. Die Bildung von Zwillingen, besonders Ergänzungszwillingen, bietet für den wachsenden Kristall eine Möglichkeit zur Erlangung höherer Symmetrie. (Im monodigonalen Philippisit ordnen sich ganze Lamellensysteme, unbeeinflusst von außen und nicht unterscheidbar nach Generationen, bis zur Granatoederform als dem angestrebten Endeffekt eines Zwillingswachstums.) In Analogie mit gewissen chemischen Vorgängen setzt der Umschlag einer Lamelle in die Zwillingslage — von mechanischer Einwirkung sei hier abgesehen — anscheinend die Erreichung eines gewissen (im Feinbau wohl auch elektrisch-dynamisch sich äussernden) Asymmetrieüberschusses voraus, der für das Dickenwachstum jeder Lamelle eine Minimalgrenze vorschreibt. So genügt den schmalen Grundmassefeldspäten der Ergußgesteine meist eine Zwillingsbildung in einmaliger Wiederholung; polysynthetische Zwillingsbildung pflegt dagegen erst einzutreten, wenn die Kristalle gewissermaßen zu hochbauartigem Wachstum sich auftürmen. — Auch die Mikrolithe lassen manchmal die Minimalgrenzen ihrer Größenordnung sehr deutlich und eindrucksvoll erkennen: Wo die Zoisite zarter und lichtschwächer werden, gehen sie in strauchförmige Gebilde über; das sind aber nicht mehr Kristalle, sondern Kristallskelette.

Es erübrigt, noch auf das massenhafte Auftreten des Kaliglimmers in den Mikrolithenschwärmen sehr kieselsäurereicher Intrusivgesteine (einschließlich der Gangaplite) hinzuweisen. Im Plagioklasemolekül kann der zur Bildung dieser Glimmer erforderliche Kaligehalt unmöglich vorhanden sein. Wohl aber entspricht nach den gemachten Beobachtungen jene Mengenzunahme in ziemlicher Annäherung dem Saurwerden des granitischen Gesteins und dessen steigendem Gehalt an Kalifeldspat. Die Theorie der sekundären Entstehung der Mikrolithe behilft sich hier mit der Vermutung,²⁾ daß alkalihaltige Lösungen das Gestein durchsetzten und dort, wo das Gestein durch den Gebirgsdruck zermalmt wurde, die Neubildungen und Umsetzungen eine besondere Intensität entfalteten. Nun hat sich aber im Aufnahmegebiet gezeigt, daß

¹⁾ Ernst Baier, Lamellenbau und Entmischungsstruktur der Feldspäte. Zeitschrift für Kristallographie, 73 (1930), S. 465.

²⁾ F. Becke, Tsch. M. P. M., 13, S. 421.

granitische Gesteine, die, nach ihrem Gefügebilde zu schließen, von der mechanischen Einwirkung orogenetischer Bewegungen nahezu ganz verschont geblieben sind, bereits eine starke Beteiligung des Muskovits am Mikrolitheninhalt des Kalknatronfeldspats ersehen lassen. Haben sich die Muskovite innerhalb des Kristallisationsbereiches der Plagioklase, unter Einwirkung orogenetischen Druckes der Volumenregel folgend, als mikrolithische Kristalle liquidmagmatisch ausgeschieden, so war eine Alkalizufuhr zumal in granitischer Schmelze nur eine naturnotwendige Begleiterscheinung.

In diesem Zusammenhange sei daran erinnert, daß die vom Kalifeldspat vollständig umschlossenen, also gegen Einflüsse von außen gewissermaßen abgedichteten Individuen des Plagioklases neben den gleichen Korrosionserscheinungen auch das Mikrolithenphänomen in der gleich charakteristischen Ausbildung zeigen wie die frei im Körneraggregat auskristallisierten.

All diese Momente zusammengenommen lassen über die wirkliche Entstehungsursache keinen Zweifel mehr bestehen. Es handelt sich hier nicht um eine sekundäre Bildung im längst verfestigten Gestein, sondern um einen besonders hervorstechenden Fall der Piezokristallisation, um eine von der Volumenregel beherrschte und teilweise unter Stoffzufuhr aus der granitischen Schmelzlösung erfolgte Entmischung der kristallisierenden Plagioklassubstanz in statu nascendi.¹⁾

Auch mag hier interessieren, daß von den westalpinen granitischen Gesteinen, die mir in Präparaten vorgelegen haben, ein Granit der Bedrettozone, der äußerlich mit dem normalen Granittypus des Oberen Zemmgrundes die meiste Ähnlichkeit hat, das Mikrolithenphänomen am vollkommensten zeigt.

Im vorstehenden wurde die Bildung der Mikrolithe in den Plagioklassen mit der Orogenese in Zusammenhang gebracht. Das bedarf noch einer kurzen Erörterung. Die bis jetzt betrachteten Gesteine sind magmatogen, dabei massig ausgebildet und gehören einem zentral-alpinen Gesteinsbereich an. In ihrem mikroskopischen Bilde zeigen sie gegenüber normalen Erstarrungsprodukten mehr oder weniger Veränderungen in der Beschaffenheit und Lage des Korns, wie sie nach allgemeinen Erfahrungen nur auf mechanische Beanspruchung zurückzuführen sind. Einige von ihnen erscheinen von solcher Einwirkung unberührt. Alle aber weisen in ihrem Gefügebilde Kristallisationen auf, die auf erhöhten Druck schließen lassen. Aus der Gesamtheit dieser Umstände haben wir, ohne auf zeitlich bestimmte Ereignisse der Erdgeschichte unmittelbar Bezug nehmen zu wollen, gefolgert, daß der Werdegang der Gesteine durch eine mit Intrusionen verknüpfte Orogenese beeinflusst war.²⁾

Im Auftrieb befindliche Schmelzmassen und dagegen wirkender Gebirgsdruck können Zustände hervorrufen, die hydrostatischem (allseitigem)

¹⁾ Vgl. auch H. Huttenlocher, Vorl. Mitteilungen zur Petrographie und Geologie des westlichen Aarmassivs, Mitteilungen der Nat. Ges. Bern, 1921, Heft 1 (Sonderdruck S. 4).

²⁾ Vgl. E. Hugi, Das Aarmassiv als Beispiel alpiner Granitintrusion, Verhandlungen der Schweiz. Nat. Ges. (1922), Teil II, S. 86 ff.

Druck annähernd entsprechen. Sobald in der Erdkrinde Ausweichmöglichkeiten sich bieten, werden die Massen von Bewegungen erfaßt, die im Gefügebild erkennbar werden können. Der Ablauf einer Orogenese bedingt Wechsel und Oszillationen in diesen Zuständen. Im allgemeinen scheinen in den Anfangsstadien bei den Schmelzmassen hydrostatische Verhältnisse vorzuherrschen, petrologisch charakterisiert¹⁾ durch sehr geringe Abkühlungsgeschwindigkeit und eine die vollständige Trennung aller Kristallausscheidungen von der Schmelze gewährleistende Bewegungslosigkeit der Masse, hier unter Hinzutritt übernormalen Drucks. Das ist das Stadium, in dem die Volumenregel sich voll auswirken konnte und jene Kristallisationen zeitigte, die wir in der Ausfüllung des Plagioklases mit den spezifisch schwereren mikrolithischen Silikaten heute vor uns haben. Kommt es dagegen zur Bewegung der Massen, so führt dies zu gefügeanalytisch summierbaren Teilbewegungen, die ohne Unterschied, ob das Strömen sich in flüssiger oder fester Phase vollzog, je nach den obwaltenden Umständen mehr oder weniger ausgeprägte Gefügeregelungen von tektonischem Typus erzeugen können.

III. Die melanokraten massigen Tiefengesteine und die Umwandlung der ultrabasischen Differenziate.

Betrachtet man die kieselsäurearmen Intrusiva im unmittelbaren Anschluß an die Serie der granito-dioritischen Gesteine, sei es makroskopisch, sei es im Dünnschliff rein quantitativ nach ihrem Mineralbestande, so ist man leicht zu der Annahme geneigt, als handle es sich hier um einfache stetige Übergangsformen einer rein magmatischen Differenziation, wobei innerhalb dieser Serie melanokrater Plutonite zunächst nur die dunklen Magnesiaglimmer unter Hinzutritt eines neuen basischen Gemengteils, nämlich der grünlichschwarzen Hornblende, sich stärker angereichert finden, während schließlich bei weiterer Zunahme der Basizität die Amphibole unter allmählicher Verdrängung der lichten Gesteinskomponenten dermaßen die Vorherrschaft erlangen, daß als Endprodukt ein hornblenditisches Gestein daraus hervorgeht. Allein in genetischer Hinsicht scheinen die Verhältnisse anders gelagert zu sein, was namentlich dann sich bereits deutlicher kundgibt, wenn wir unsere Betrachtungen gewissermaßen umgekehrt, also am basischen Pol beginnen, d. i. bei jenen Gesteinen, die durch schwärzlich grüne bis grünlich schwarze Farbe, sehr grobes Korn und richtungsloses Korngefüge, hohes spezifisches Gewicht, große Zähigkeit und durch einen eigentümlichen seidenartigen Glanz ihrer dunklen Gemengteile charakterisiert sind.

Nach dem feldgeologischen Befunde sind diese stark basischen Differenziate zweifellos älter als die großen Intrusionen höherer Azidität. Zunächst scheinen sie auf die Randzone, also den Bereich beginnender Erstarrung, beschränkt zu sein; auch sind sie dort von aplitischen Lagen nach allen Richtungen hin durchtrümert, was teilweise unter

¹⁾ Vgl. W. Hommel, Systematische Petrographie, Berlin 1919, S. 113.

Bildung typischer Schollenkontakte geschieht (Taf. XXX, Fig. 12 und 13). Gelegentlich finden wir sie den sauren Plutoniten, namentlich den dioritischen Gesteinen, auch als schollenförmige Bestandmassen einverleibt. Im mikroskopischen Bilde fällt weiterhin auf, daß diese Gesteine, wie übrigens nicht anders zu erwarten, eine mehr oder weniger starke Umwandlung erfahren haben. So bilden die im Dünnschliff lichtgrünen Amphibole mit ihrem relativ schwachen Pleochroismus kaum jemals kompakte Kristalle. Insoweit man überhaupt von einheitlichen Kristallindividuen sprechen kann, handelt es sich vielmehr um ein dichtes, teilweise faseriges Gefüge sehr zahlreicher, der Hauptsache nach homoax orientierter, feinprismatischer Säulchen, die vollends gegen den Rand hin gern büschelförmig ausfransen, ohne dabei, um dies gleich vorweg zu nehmen, den blaugrünen, poikilitischen Hornblendeporphyrblasten der Greiner-Garbenschiefer vergleichbar zu werden. Im Querschnitt der Blätterdurchgänge hat sich der für die Hornblende charakteristische Prismenwinkel meistens erhalten. Es liegt hier also wohl eine Art Uralitisierung vor. Die Kerne solcher Kristallgebilde zeigen nun vielfach eine grobe, meist ganz unregelmäßig verlaufende Rissigkeit und dann stets auch schwärzliche, wolkige, mitunter große geschlossene Komplexe des Kristalls einnehmende Trübungen,¹⁾ die sich bei sehr starker Vergrößerung aber nicht etwa als Ilmenitfädelchen erweisen, wie dies bei vielen gabbroiden Gesteinen der Fall, vielmehr in eine Unzahl elliptisch gerundeter oder ähnlich geformter Einschlüsse sich auflösen; an sich vollkommen durchsichtig und wie das Wirtmineral sich verhaltend, beherbergen diese winzigen, mit Flüssigkeitseinschlüssen vermutlich identischen Gebilde allerdings oft schwarze stäbchenförmige Kristallite. Wo vollends jene Kerne des Uralits von andern hier noch zu beobachtenden Amphibolkernen ähnlicher Art durch lichtbräunliche Färbung, eine stets merklich niedrigere Doppelbrechung und gerade Auslöschung längs einer feinen Faserung unterschieden sind, handelt es sich wohl um rhombische Pyroxene, während im ersteren Fall als Ausgangsmineral der Uralitisierung der reliktsche Kern einen diallagartigen Pyroxen repräsentiert.

Genauerer war bei der Art des Erhaltungszustandes dieser Kornrelikte und bei deren Mangel an einwandfreien kristallographischen Bezugsflächen vorerst nicht zu ermitteln. Jedenfalls ginge es zu weit, die Gesamtheit der im Gestein vorhandenen Amphibole, welche speziell bei diesen ultrabasischen Varietäten gegen 80 Prozent der Gesteinsmasse ausmachen, schlechthin als umgewandelte Pyroxene ansehen zu wollen, zumal sich von diesen in den Übergangsgliedern zu den kiesel-säurereichereren Gesteinstypen nicht einmal Spuren vorgefunden haben. Dagegen beobachtet man zuweilen in dem wirren Aggregat der Amphibole an einigen wenigen Individuen einen Pleochroismus, wie er weder dem

¹⁾ Ganz ähnliche Beobachtungen hat zufolge einer mir erst nach Niederschrift dieser Ausführungen zu Gesicht gekommenen Züricher Dissertationsarbeit über Gotthardgesteine (1921) R. A. Sonder an umgewandelten Spessartiten gemacht und ausführlich beschrieben (S. 37—39). Auf diese beachtenswerte Arbeit (Sep.-Abdr. aus 1. Jahrg. d. Schweiz. min. u. petr. Mitt.) wird bei Besprechung der Lamprophyre noch zurückzukommen sein.

des Biotits noch dem des Orbits entspricht, wohl aber für braune Hornblende charakteristisch ist. Diese Amphibolart kann ja in derartigen hochbasischen Gesteinen wesentlicher Gemengteil werden. Gesteine, bei denen zu brauner Hornblende und Diallag sich etwas rhombischer Pyroxen und basischer Plagioklas gesellt und der Apatit sich besonders bemerkbar macht, sind unter Namen wie Duvainit oder Issit beschrieben worden. Auch hier kommt neben spärlichem Plagioklas von etwa 40 Prozent Anorthitgehalt der Apatit in größeren Exemplaren und verhältnismäßig häufig vor. Bei dem sehr hohen Umwandlungsgrad und der noch zu beschreibenden Art der Metamorphose des Gesteins erscheint es mir indes aussichtslos, die primäre Natur des Gesteins rekonstruktiv ermitteln zu wollen, zumal im heutigen Mineralbestand auch der Biotit beteiligt ist. Daß dieser den zweithäufigsten Gemengteil darstellt, würde zu jener Frage nichts besagen, weil der Nachweis sich erbringen läßt, daß hier der Magnesiaglimmer, wenn nicht ganz, so doch zum weitaus größten Teil nur sekundärer Entstehung sein kann. Er deckt zusammen mit einem fast völlig farblosen glimmerähnlichen Mineral nahezu den gesamten Restbestand der Gemengteile des ultrabasischen Gesteins.

Da dieses schwach doppelbrechende Mineral uns schon in den basischen Dioriten in vereinzelt Kristallen begegnet ist, können wir ihm nunmehr größere Beachtung schenken. In den gabbroiden Gliedern bereits stärker verbreitet, steht es in diesem uralitischen Gesteinstypus an Häufigkeit hinter dem Biotit nicht sehr zurück; hier kann es sogar vorkommen, daß dieser dem farblosen Mineral gegenüber sich streng xenomorph verhält. Das ist insofern bemerkenswert, als das Mineral nach allen seinen optischen Eigenschaften sich als Klinochlor erwiesen hat. (Lichtbrechung nahezu 1.6, Doppelbrechung gleich derjenigen des Quarzes, normale Interferenzfarben; äußerst schwacher Pleochroismus, im allgemeinen farblos, bei Polarisator \parallel (001) nur Stich ins Grünlichgrau; Ch_m —; $c:c$, am Drehtisch gemessen, maximal 1; $^{\circ}5$ sehr zahlreiche feine Zwillinglamellen längs (001) eingeschaltet; $2V$ schwankend um 30° , vielleicht infolge submikroskopischer Zwillingbildung oder Mitbeteiligung anderer Chloritminerale. Das Mineral ist auffallend frisch und sehr rein, in dieser Hinsicht ganz ähnlich dem Biotit, dessen Pleochroismus von goldbraun in nahezu farblos umschlägt; es ist optisch kaum gestört und zeigt auch nur in geringem Maße äußerliche Anzeichen mechanischer Deformation. Ebenflächiges Wachstum wird zu einem charakteristischen Merkmal. Mit Biotit ist das Mineral häufig verwachsen, wobei in der Regel der Biotit es ist, der in Form ganz schmaler, scharf und geradlinig abgegrenzter, spärlicher Lamellen sich einschaltet. Verschwommene Übergänge beider Mineralsubstanzen sind selten; um so häufiger verhält sich das Chloritmineral im Gesteinsgefüge vollständig selbständig, wobei seine Idiomorphie gegenüber dem Biotit sich darin äußert, daß da, wo beide Mineralarten zu Haufen vereinigt sind, der Klinochlor den Biotit quer „durchwächst“ oder dieser nur die vom Klinochlor freigelassenen Spickel einnimmt oder sonstwie seinem Partner im Wachstum sich fügt. Demnach hätte sich in der Tat der Chlorit früher gebildet als eine große Zahl der im Gestein

enthaltenen Magnesiaglimmer. Dies allein schon legt die Annahme nahe, daß es sich bei beiden Mineralien um Neubildungen handeln muß, die dem pyroxenitischen Erstarrungsprodukt wesensfremd waren.

Pleochroitische Höfe, bei den plutonischen Gesteinen des Aufnahmegebiets, wie bereits erwähnt, keine häufige Erscheinung, sind auch hier nur spärlich vorhanden, wohl aber relativ gut entwickelt. Stets an die Zirkone gebunden, findet man sie sowohl innerhalb der Glimmer wie auch innerhalb der Chlorite und Hornblendens. Kommen sie gelegentlich an die Grenze des Chlorits und des Amphibols zu liegen, zeigen sie keine Unterschiede in der Intensität. Wenn auch die Hofbildungen in umgewandelten Gesteinen gerne auftreten, überrascht es doch, sie hier in Mineralarten anzutreffen, die zum weitaus größten Teil als rein sekundäre Bildungen eines polymetamorphen Gesteins angesprochen werden müssen.

Die sukzessive Umwandlung der Hornblende in Biotit läßt sich am klarsten überblicken, wenn man bei der Betrachtung vom Biotit ausgeht. In vereinzelten braunen, verschwommenen Flecken, die fast immer nur außerhalb des schwärzlich getrübbten Kernbereichs der Amphibole wahrzunehmen sind, zeigt sich ganz untrüglich das Anfangsstadium der Biotitisierung. An anderen Stellen des uralitischen Kristallgefülzes kann bereits eine förmliche Überwucherung durch kleinen, einschlußfreien Biotit Platz gegriffen haben. Schließlich nimmt der Biotit, dann zumeist unter Annahme deutlicherer Kristallformen innerhalb des Amphibolaggregates, mehr oder weniger zusammenhängende Felder ein, worin sich dann öfters wohl ausgebildete Chloritkristalle angesiedelt finden. Es erscheint sehr wohl denkbar, daß zwischen den Möglichkeiten zur Ausscheidung sekundären Chlorits und Biotits zeitweilig Gleichgewichtszustand bestanden hat und daß die Kristallisationen beider Mineralien teilweise nebeneinander hergingen. Auch mag bei dieser hybriden Art der Neubildung die einwandfrei zu erweisende Idiomorphie des Chloritminerals durch Verschiedenheiten der Wachstumsgeschwindigkeiten im Johnsen'schen Sinne begründet sein.¹⁾

Besonders lehrreiche Einblicke in die genetischen Verhältnisse aber bieten solche Gesteinsvarietäten, die zwar ebenfalls noch als ultrabasische Gesteine anzusprechen, auch makroskopisch von dem eben beschriebenen Gesteinstypus kaum zu unterscheiden sind, bei denen aber doch die leukokraten kieselsäurereicheren Gemengteile bereits etwas stärkeren Anteil an der Gesteinszusammensetzung gewonnen haben. Es handelt sich hier offenbar um eine Infiltration des basischen Gesteins mit kieselsäurereicher Schmelze, wie sie gegen Ende der liquidmagmatischen oder zu Beginn der pneumatolytischen Phase der granitischen Intrusion (i. w. S.) zur Verfügung gestanden haben mußte. Man erinnere sich dabei der feldgeologisch (Taf. XXX, Fig. 12 und 13) nachgewiesenen bis zum Schollenkontakt sich entwickelnden Durchtrümerung jener basischen Differenziate mit aplitischem Schmelzfluß. Das mikroskopische Bild zeigt uns in eindrucksvoller Weise, wie die neu zugeführte, zu Quarz und saurem Feldspat kristallisierende Substanz in engen Kanälen oder Äderchen oder auch in fein verzweigten Nestern

¹⁾ A. Johnsen, Preußische Akademie, Phys., 1923, S. 208 ff.

von den intergranularen Räumen des basischen Gesteins Besitz ergreift. In solchen vielgestaltigen, nur mikroskopisch wahrnehmbaren Räumen finden sich dann in regelloser Lagerung zierliche Neubildungen hauptsächlich von Biotit, und wo jene Zufuhrwege sich mehr und mehr verschmälern, hat sich wiederum der Glimmer in langgestreckten, dünnen blättrigen Gebilden ausgeschieden, um die Endigungen dieser Zugänge schließlich vollständig auszufüllen. Sehr oft läßt sich das zarte Geäder bis mitten in den Rumpf der vom Biotit fleckig gebräunten Amphibole verfolgen. Eine besonders eigenartige und häufige Erscheinung ist auch die, daß um die Biotite, insoweit sie inmitten des Uralithaufwerkes sich kristalloblastisch angesiedelt haben, ein überaus feiner, ziemlich gleichmäßig schmaler und optisch einheitlich reagierender Saum aus anorthitarmem Plagioklas sich gebildet hat. Wo vollends in ausgeweiteten Nestern ein granoblastisches Aggregat von Quarz sich breit macht, ist dieses Mineral erfüllt von meist in schlierigen Zügen angeordneten Flüssigkeitseinschlüssen, deren Gaslibellen die Braun'sche Bewegung recht deutlich ersehen lassen. Hier greift dann gerne der dem Amphibol entwachsende Biotit sägezahnartig oder flammenförmig, auch mit lappigen Ausbuchtungen in die Quarzmasse oder das „aplitische“ Substrat ein.

Ob dieser Infiltrationsprozeß die Magnesia- und Magnesiaalumosilikate schon in ihrem uralitisierten Zustande angetroffen hat, ist schwer zu entscheiden. Man möchte es wohl annehmen. Das allotriomorphe Verhalten des Hornblendegefülzes gegen die Kristalloblasten des Glimmers und Chlorits spricht in zeitlich genetischer Hinsicht weder dafür noch dagegen; auf alle Fälle dürfen wir in der ganzen Erscheinung einen vollgültigen Beweis weit fortgeschrittener Metamorphose eines seinem Gefüge nach durchaus ungeschiefert gebliebenen Intrusivgesteins erblicken. Ich hielte es, und zwar unter andern auch im Hinblick darauf, daß die ursprünglich pyroxenitischen Kerne des Amphibols, wie oben beschrieben, mit winzigen bläschenförmigen, mit Flüssigkeitseinschlüssen wahrscheinlich identischen Gebilden heute noch erfüllt sind, für denkbar, daß die radikale Umwandlung in die hydroxylhaltigen Minerale dem magmatisch-orogenetisch verursachten Einfluß hoher Temperatur und hohen Drucks und einer der Infiltration vorausgegangenen Einwirkung überkritischen Wasserdampfs zugeschrieben werden kann, während die mit der Chloritisierung hier Hand in Hand gehende Biotitisierung erst den neuen stofflichen Ausgleich schuf, wie er durch das Nachdringen der alkalihaltigen Restlösung notwendig geworden war.

Der nicht gerade durch Mannigfaltigkeit seines Mineralbestandes ausgezeichnete ultrabasische Gesteinstypus führt in mäßiger Menge auch Eisenerze, und zwar vorwiegend solche sulfidischer Natur. Nur ganz sporadisch verteilt, stehen sie in keinen erkennbaren Beziehungen zu den pyroxenitischen schwärzlich geträbten Kernrelikten. Dagegen beobachtet man in den Kernen selbst oder in deren unmittelbarer Nachbarschaft schwärzlichbraune Kriställchen des Titaneisens, um die herum sich ein trübungsfreier, lichter Kristallisationshof gebildet hat. Ohne Zweifel entstammt das Material für diese Neubildung den bereits oben erwähnten Kristalliten der reliktschen Kerne.

Einer Erwähnung wert sind auch die Verwitterungsformen des uralitischen Plutonits. Am schönsten beobachtet man sie wohl an der II. Hornspitze (3191 *m*), weniger typisch an dem für dieses Gesteinsvorkommen vielleicht bekannteren, auffallend dunklen Felskopf im W des Tratterjochs, wo noch eine Reihe anderer Gesteinsvarietäten am Aufbau des Berges beteiligt ist und die stark basischen Derivate mehr in dessen Nordflanke abgedrängt erscheinen; östlich des Punktes 3199 aber streichen sie unmittelbar über den Hauptgrat. Der hier zu steilen dunklen Zacken aufstrebende feste Fels läßt — beispielsweise so ganz im Gegensatze zu dem an Basizität ihm nahestehenden Serpentin — jede rostbraune Verwitterungsfärbung vermissen und zeigt an seinen Vorsprüngen allenthalben eigentümliche polsterförmige Rundungen, deren auffallend rauhe und zugleich etwas mürbe Verwitterungsrinde die Trittsicherheit erhöht und vom Bergsteiger daher angenehm empfunden wird. Ursache dieses Verhaltens ist anscheinend die filzig fasrige Ausbildung und zugleich weitgehende Vorherrschaft des Hauptminerals Amphibol. Die gabbroiden Gesteine, wie sie beispielsweise die Felspyramide der V. oder westlichen Hornspitze nahezu ganz aufbauen und auch sonst im Gebiete des Tratterjochs in allen möglichen Spielarten auftreten, entbehren bereits jener äußerlich hervortretenden Eigentümlichkeiten.

Es läßt sich im mikroskopischen Bilde dieser spezifisch alpinen Gabbros genau verfolgen, wie sich, angefangen bei Gesteinen, die man fast noch als basische Diorite bezeichnen kann, bis hin zu den Plutoniten extremer Basizität, der Mineralbestand qualitativ und in seinen Mengenverhältnissen schrittweise ändert.

Wir haben bereits bei den normalen Dioriten einer wenn auch nur schwachen Beteiligung des Amphibols in den Mikrolithenschwärmen der Plagioklase Erwähnung getan. Hier spielen nun bezeichnenderweise die grünen Hornblenden als mikrolithische Einschlüsse des Andesins eine ähnliche Rolle wie die Biotite als Plagioklaseinschlüsse in sauren Gesteinen, nur mit dem Unterschied, daß sie sich einem allenfalls vorhandenen zonaren Aufbau des Wirtminerals bei ihrer Einlagerung noch deutlicher anfügen und ihr Prozentsatz in der Beteiligung von Mikrolithen weit rascher ansteigt; wohl eine Folge davon, daß auch die magmatische Korrosion auf diese frühzeitig aus dem Schmelzfluß ausgeschiedenen Kristalle ungleich energischer eingewirkt hat als bei den granitodioritischen Gesteinen auf die Magnesiaglimmer. So erscheinen hier die Amphibole oft zu ganzen Skeletten (im morphologischen, nicht im kristallographischen Sinn) reduziert. Jedenfalls handelt es sich hier weniger um eine Entmischung des Plagioklassubstrates *in statu nascendi* als um eine Zuwanderung und Einschließung bereits auskristallisierter basischer Gemengteile und deren Fragmente durch den wachsenden Kalknatronfeldspat, wie sich ja auch die mikrolithischen Biotite in den Plagioklasen saurer Tiefengesteine als von außen her zugewanderte Einschlüsse erwiesen haben.

Anders bei den Vertretern der Epidotgruppe. Hier beobachtet man auch, wie die Korngröße der der Hauptsache nach überhaupt nur mehr aus Zoisiten bestehenden Mikrolithenschwärme auch im allgemeinen

merklich zunimmt. Ein Überschuß an Quarz scheidet sich dann gern im Entmischungsprozeß innerhalb des Plagioklases in schrittgranit- oder mikropegmatitähnlichen Verwachsungsformen ab. In den Labrador-Andesinen der Gabbros, wie man jenen hornblende- und biotitreichen, noch hinreichend Feldspat führenden alpinen Tiefengesteinstypus bezeichnen kann, ist es nun ziemlich sicher die α -Modifikation des Zoisits, die unter den Mikrolithen die Epidotgruppe vertritt, und nunmehr überhaupt den Mikrolithenschwarm in groben, wild durcheinander gewachsenen, oft wie in einem Netz gekrümmt in sich verschlungenen Prismen, Säulchen und Nadeln nahezu ausschließlich zusammensetzt. Alle optisch ermittelten Eigenschaften des Minerals bestätigen diese Annahme; nur ein ganz geringer Prozentsatz entfällt noch auf die β -Modifikation. Die Messung des Achsenwinkels stieß leider auf unerwartete Schwierigkeiten und lieferte nur ungenaue Resultate, weil mit der Drehung der Mikrolithe meist eine sehr feine auch im Querschnitt gelegentlich beobachtete Zwillingsbildung zum Vorschein kam, die zumal in Anbetracht der starken Dispersion bei der Einstellung der optischen Achse oft eine intervallartige Verdunklung ergab. Wo Klinozoisite sich gebildet haben, stellen sie bereits selbständige Körneragglomerate oder optisch einheitliche unregelmäßig umgrenzte Kristallkomplexe dar.

Man möchte vielleicht nach dem allen bei den ultrabasischen Gesteinen noch eine Steigerung des Mikrolithenphänomens erwarten. Da zeigt sich nun aber gerade das Gegenteil. Der hier nur mehr zur Verkitungsmasse gewordene Feldspat, mag er als Neubildung (Infiltrationsprodukt) im obigen Sinne oder bei wohlentwickelter Zwillingsbildung als letzte normal liquidmagmatische Ausscheidung in Betracht kommen, ist frei von solchen Mikrolithenschwärmen; gelegentliche Einschlüsse von älteren Kristallausscheidungen des Biotits und Amphibols dürfen natürlich hier nicht herangezogen werden. Jedenfalls besteht in der Intrusivgesteinsserie hier ein nicht hinwegzuleugnender Hiatus, der aber m. E. darin seine Begründung findet, daß man in diesen ultrabasischen Plutoniten eigentlich doch metamorphe Gesteine vor sich hat, was wiederum durch ihre primäre Beschaffenheit, ihr höheres Alter und ihre ganze Entwicklungsgeschichte naturnotwendig bedingt erscheint.

IV. Leukokrate Ganggesteine und ähnliche Bildungen.

1. Allgemeines.

Die Masse der ungeschieferten Plutonite wie auch die nördlich anschließenden Zonen schiefriger Gesteine sind von aplitischen und pegmatitischen Gängen in mannigfaltiger Weise durchsetzt. Eine zusammenfassende Darstellung möge hier eine ins einzelne gehende Beschreibung ersetzen. Im Verein mit den lamprophyrischen Ganggesteinen, auf deren petrographische Beschaffenheit etwas näher eingegangen werden soll, vervollständigen sie in ausgezeichneter Weise das Gesamtbild des hier vorliegenden Intrusionsmechanismus. Stellen sie doch als reine Bildungen des magmatischen Nachschubs auch für diese alpine Fazies plutonitischer Massen einen nicht hinwegzudenkenden Bestandteil dar.

Noch großartiger als an dem bereits eingangs erwähnten Gletscherschliff vor der Zunge des Hornkeeses, wo die prächtig aufgeschlossenen aplit-pegmatitischen Gänge und die quarzerfüllten Zerrklüfte einen lehrhaften Einblick auch in ihre zeitlich-räumlichen gegenseitigen Beziehungen gestatten, liegen die Verhältnisse in den firnfreien Teilen der Hochregion, so ganz besonders in der Nordwand und am langgestreckten Ostgrat des Turnerkamps. Hier sieht man die leukokraten Ganggesteine als weißliche, oft mehrere Meter breite Bänder vorwiegend im Sinne des Generalstreichens und zumeist unter sehr steilem Einfallswinkel die Granite und Granodiorite durchsetzen. Recht wesentliche Abweichungen von dieser westsüdwestlichen Streichrichtung kommen vor, wobei aber stets in Betracht gezogen werden muß, daß die Konfiguration des Bergreliefs einen zickzackförmigen Verlauf des Ausstrichs unter Umständen nur vortäuscht. Übrigens wird gerade da, wo die Schieferurtextur des Nebengesteins sich deutlicher ausprägt, ein spitzwinkliger Anschnitt der Schieferungsfläche durch die Intrusivgänge zu einer häufigen Erscheinung. Offenbar hat der mit der Hauptintrusion verknüpfte Aufblätterungsvorgang, den wir ganz besonders in der Schieferzone in großartigstem Maßstab verkörpert sehen, die Hauptphase der sauren Intrusionen noch lange überdauert und teilweise längs neu sich bildender Scherflächen in nachträglichem Aufreißen von Längsklüften sich zu wiederholten Malen geltend gemacht. Hätten die gegen die nördliche Schieferzone, soweit ersichtlich, ganz unregelmäßig abgegrenzten Hauptintrusionsmassen nur in verhältnismäßig schmalen, erst durch magmatische Einpressung sich allmählich erweiternden Spalten und Spaltensystemen ihren Ausweg nach oben gefunden, dann wäre schwerer zu verstehen, wie in eben dieser Klufturichtung auch für die magmatischen Nachschübe immer noch Platzfreiheit, *mise en place*, bestanden haben sollte. Unsere Auffassung fügt sich zwanglos in jene frühere über die Entstehung der Mikrolithenschwärme gewonnene Vorstellung, wonach in liquidmagmatischer Phase unter der Auftriebstendenz des Magmas der hydrostatische Druck noch überwog und die mehr tangential sich äußernden Streßwirkungen erst ganz allmählich bei fortschreitender oder nach bereits eingetretener Verfestigung im Kräfteplan bestimmend wurden.

Wo vollends parallel zur Schieferungsrichtung und zugleich seitlich einer verfestigten oder ihrer Erstarrung nahen Plutonitmasse ein Bereich sogenannten Druckschattens sich herausgebildet hat, lassen sich innerhalb der hier besonders stark aufgeblätterten hochmetamorphen Schiefer oft ganze Scharen aplitischer Gänge in fast kohlenflözähnlicher Lagerung nachweisen. Am Westrande des verhältnismäßig weit gegen N vorgeschobenen granitischen Massivs der Furtschagelspitze, aber auch noch etwas nördlich davon, haben wir solche Riesenarterite, wie man sie nennen möchte, als eindrucksvolle Übergangsbildungen gegen das Tiefengestein hin vor uns.

Injektionsbereiche gleicher und ähnlicher Art haben auf der Karte eine eigene Signatur erhalten. Wo endlich Ganggesteine innerhalb des Gebirges mehr selbständig auftreten, indem sie entweder außergewöhnliche Mächtigkeit aufweisen oder, ohne dem arteritischen Injektionstypus

gleich zu werden, ganze Gangsysteme bilden, wurden sie beim Eintrag in die Karte ebenfalls berücksichtigt, was aber nicht ohne ein zulässiges Maß von Schematisierung und stets nur unter Verstärkung der Mächtigkeitsverhältnisse sich bewerkstelligen ließ.

2. Aplite.

Das mikroskopische, z. T. aber auch schon das makroskopische Studium sehr zahlreicher aplitischer Gesteinsvarietäten des Aufnahmegebietes lehrt, daß fast alle diese Gangbildungen, insoweit deren Zugehörigkeit zu den großen Intrusivmassen erweislich ist, eine ausgesprochene Neigung besitzen, sich strukturell entweder nach dem pegmatitischen oder nach dem Tiefengesteinstypus hin zu entwickeln. Indes, der extrem leukokrate Gesteinscharakter, beruhend auf dem sehr entschiedenen Zurücktreten oder völligen Fehlen der magnesiahaltigen Gemengteile, vor allem des Biotits, bleibt in allen Fällen erhalten.

Dem petrographischen „Normaltypus“ begegnet man hauptsächlich in schmäleren, d. h. selten mehr als 20 cm mächtigen Kluffüllungen, wie sie beispielsweise durch den porphyrischen Granit des mehrfach genannten Gletscherschliffs als schwach gewundene, mitunter auch etwas gestauchte und verworfene, im allgemeinen aber der generellen Streichrichtung folgende Bänder hindurchsetzen (vgl. Taf. XXXIII, Nr. 2–7, u. Taf. XXXI, Abb. 14 u. 15). Das weißliche Gestein zeigt panallotriomorphe Struktur aller Hauptgemengteile, als da sind Quarz, Kalifeldspat und ein vom Anorthitmolekül rund 8% enthaltender Plagioklas. Muskovit, stets idiomorph und ziemlich regelmäßig verteilt, ist keineswegs selten. Kommt Biotit gelegentlich einmal vor, ist er fast immer in Pennin umgewandelt und zuweilen mit recht deutlichen pleochroitischen Höfen behaftet. Auffallend und bezeichnend für diesen alpinen Aplittypus ist das relativ zahlreiche Auftreten des Granats, dessen Vorhandensein man oft schon makroskopisch an feinen schlierigen Zügen von lichtroter Farbe erkennt. Der Kern dieser winzigen Granaten ermangelt jeglicher Reliktstruktur, kann aber von einem davon mehr oder weniger frei abstehenden Ring aus Granatsubstanz umgeben sein; dieser zeigt an seinem Außenrand bereits deutliche Ansätze einer ebenflächigen Kristallumgrenzung, während der schmale Raum zwischen Schale und Kern durch die Quarz-Feldspat-Masse ausgefüllt erscheint. Demzufolge muß die Bildung des Granats während des für die lichten Gemengteile bestehenden Kristallisationsstadiums zum mindesten noch angedauert haben. Daß aber der Granat auch hier unter dem hydrostatischen Druck der liquidmagmatischen Phase, keineswegs aber im erstarrten Gestein, etwa infolge der die Dislokation der Gangklüfte verursachenden Streßwirkung, sich gebildet hat, beweist unter anderem auch der Umstand, daß apophysenartige, nur als liquidmagmatisch erklärbare und undeformiert gebliebene Ausstülpungen solcher Gänge von besonders dichten Schwärmen des Granats besiedelt sind (Taf. XXXIII, Nr. 4).

Eine intergranulare Besonderheit mancher Aplite bilden spickelförmige, teils auch mit konkaven Grenzlinien gegen die Umgebung sich abschließende und dabei massenhaft vorhandene winzige Räume, welche sich optisch nahezu isotrop verhalten, aber von Kristalliten und bläschenförmigen,

mikroskopisch nicht weiter auflösbaren Gebilden dicht erfüllt sind. Da die Kalifeldspäte der Aplite manchmal von schlierigen Zügen ebensolcher Kristallite durchzogen sind, dürfte es sich hier um spärliche Reste einer Art Grundmasse handeln, deren Entglasung oder, in diesem Falle vielleicht richtiger gesagt, Auskristallisation zu einer Füllmasse von Kalifeldspat nicht mehr zum Abschluß gelangt ist.

Im übrigen wird beobachtet, daß auch Aplitgänge von nur geringer Mächtigkeit sehr häufig strukturelle Inhomogenitäten insoferne aufweisen, als die Gangfüllung am Salband — teils einseitig, teils in bilateral-symmetrischer Anordnung — grobkristallin bis pegmatitisch entwickelt ist (vgl. Taf. XXXIII und Taf. XXXI, Abb. 14). Die besonders mächtigen, zuweilen mehrere Meter Kluftweite erreichenden Aplite aber haben, unter dem Mikroskop betrachtet, in der Regel ganz die hier häufigste Struktur des Granits oder Granodiorits, wobei große, aber äußerst unregelmäßig umgrenzte Komplexe des Mikroklin in eine grusartige, feinkörnige Masse aus Quarz, Kalifeldspat und saurem, meist nur nach dem Albitgesetz verzwillingtem Plagioklas eingebettet erscheinen oder von solchem Körneraggregat durchtrübert werden. Das klassifikatorisch bedeutsame, fast bis zum völligen Verschwinden führende Zurücktreten der farbigen Gemengteile, ferner der rein schizolithische Gesteinscharakter und schließlich das geologische Auftreten in Form ausgesprochener Gänge und Gangsysteme lassen es unzutunlich erscheinen, diese extrem sauren, nur strukturell vom Aplittypus mehrfach abweichenden granitischen Derivate etwa als Granitvarietät eines besonders kieselsäurereichen Magmentypus aufzufassen.

3. Pegmatite und sonstige Gangbildungen.

Gelegentlich im Moränenblockwerk gemachte Funde von derbem Molybdänglanz, ferner von Bleichromat (Krokoit) in zersetztem Granit deuten bereits das häufigere Vorkommen von Erzmineralien in den Eruptivgesteinen des Gebietes an. Erzführung, insbesondere in den Kristallisationsformen sulfidischer Verbindungen, gehört ohnedies zu den üblichen Begleiterscheinungen eines magmatischen Ablaufs. Schon in manchen aplitischen Gesteinen fällt bei deren Vergleich mit den granitisch-dioritischen, in der Regel noch ziemlich erzarmen Tiefengesteinen eine merklich stärkere, wenn auch stets nur sehr sporadische Beteiligung des Pyrits auf, dessen grobentwickelte Körner dann von einer breiten, doch um so schärfer abgegrenzten Schale eines anscheinend titanhaltigen oxydischen Eisenerzes umhüllt zu sein pflegen. In der pegmatitischen Randzone eines mächtigen Aplitganges fand sich auch wohlcharakterisierte Zinkblende und in den eigentlichen Pegmatiten vollends kann das Auftreten von Erzen, hauptsächlich Eisenerz, hier zu einer typischen Erscheinung werden. Im großen und ganzen schienen mir allerdings die Pegmatite des Gebietes, sofern man jene Kristallnester und Kluftmineralbildungen, die ohnedies nicht mehr der pneumatolytisch-pegmatitischen Phase zugerechnet werden können, außer Betracht läßt, nicht gerade durch eine große Mannigfaltigkeit des Mineralbestandes ausgezeichnet zu sein. Insbesondere vermißte ich in den pegmatitischen Bildungen den Turmalin, der sich nur mikroskopisch in wenig charakteristischen Exemplaren vorfand, während ich dieses Mineral innerhalb der Schieferhülle,

u. zw. am Serpentinkontakt in geradezu hybrider Ausbildungsweise feststellen konnte. (Näheres darüber im II. Teile dieser Arbeit.)

Die eigentlichen Pegmatitgänge, die von den Gangapliten vor allem durch gröberes, z. T. sehr grobes Korn, sowie durch ihren unregelmäßigen Gangverlauf unterschieden sind, müssen namentlich dort, wo sie innerhalb der zugehörigen Intrusivmassen auftreten, zu den frühesten magmatischen Nachschüben gerechnet werden; sieht man sie doch bei nordsüdlichem, dann aber stets in weitem Sektor pendelndem Streichen von der Mehrzahl der stets die Vorherrschaft führenden Bandaplite quer durchschlagen. Großblättriges Wachstum des Muskovits, rosettenförmige Anordnung des Biotits, hellrote, breite, dichte Schlieren eines kaum stecknadelkopfgroßen Granats und ähnliche von Quarz- und Feldspatknauern regellos durchsetzte, keinem anderen Gesteinstypus zurechenbare Kristallisationen trifft man allerdings häufiger in den Pegmatiten der Injektionszone, während das Auftreten der Erzminerale (meist Titaneisen) unter ähnlicher Mineralparagenese noch innerhalb des eigentlichen Intrusionsbereiches bereits größere Bedeutung gewinnt.

In den zu mikroskopischer Beobachtung gerade noch geeignet erscheinenden pegmatitischen Mineralaggregaten sind die mitunter ganz hervorragend entwickelte Mikroklingitterung des Kalifeldspats und dessen fast stets vorhandene ausgezeichnete perthitische Verwachsung charakteristisch. Eine Entmischung der Feldspäte im oben beschriebenen Sinne oder gar Schwärme von Mikrolithen innerhalb der Plagioklase gibt es hier nicht. Wäre Druck auf verfestigtes Gestein für das Vorhandensein der Plagioklaseinschlüsse verantwortlich zu machen, so hätte man derartige Entmischungen hier erst recht zu erwarten; denn von den magmatischen Nachschüben sind es besonders die Pegmatite, die von mechanischer Beanspruchung (hier „Stauchung“) relativ stark betroffen worden sind. Dagegen wird, wiederum sehr bezeichnend, Zoisit in groben mit Muskovit verwachsenen Körnern hier beobachtet. In einem stockscheiderartigen Vorkommen südlich des Furtschagelhauses haben sich am Kontakt des Tonalits und Granodiorits mit Amphibolit kompakte dichte Klinozoisitfelse gebildet, daneben aber auch zollgroße Einzelkristalle von Zoisit, die sehr an die ganz ähnlich gelagerten Verhältnisse des berühmten Zoisitpegmatits von Weißenstein im Fichtelgebirge erinnern.

Die „Stauchung“ nordsüdlich gerichteter Pegmatitgänge drückt sich im mikroskopischen Bild durch Zerknitterung und Verbiegung der Muskovite sowie durch mechanische Störung des Lamellenbaues der Plagioklase aus.

An manchem pegmatitischen Vorkommen, so beispielsweise im Mörchnerkar, erscheint der Kalifeldspat durch groß entwickelte Plagioklase dermaßen zurückgedrängt, daß man geneigt sein könnte, diese Gebilde als Dioritpegmatite anzusprechen. Und ähnlich verhält es sich vielleicht mit jenen aplitischen in ihrem Mineralbestand etwas seltsam anmutenden Gangbildungen, die zwar ganz wie die normalen Aplite des Gebiets durch sehr feines Korn und eine rein weiße Farbe charakterisiert sind, dabei aber, ohne an ihrer leukokraten Beschaffenheit wesentliche Einbuße zu erleiden, von massenhaft kleinen, wohlausgebildeten schwarzglänzenden Biotiten (!) durchspränkelt sind. Wenn auch nicht gerade häufig kann man diese Biotitaplite gelegentlich überall antreffen,

hauptsächlich aber doch im Verbande mit amphibolitischen Gesteinen und Grünschiefern (Gebiet des Saurüssels). Quarz und Feldspat halten sich in ihrem Mengenverhältnis annähernd das Gleichgewicht, und dieser wird ausschließlich vertreten durch einen nur ganz selten verzwilligten sauren Oligoklas. Unter dem Mikroskop zeichnen sich die Biotite gegenüber dem durch auffallende Gleichmäßigkeit des Kornes charakterisierten Aggregat der lichten Gemengteile durch ein erheblich größeres Wachstum aus, so daß sie etwas an Porphyroblasten erinnern. Sie enthalten indes alle üblichen Einschlüsse der Granitbiotite, so auch Zirkone, die aber hier pleochroitische Höfe entbehren. Poikilitische Durchwachsung ist ebenfalls bei diesen Glimmern nicht vorhanden; dagegen zeigen sie häufig die bekannte geradlinig den Kristall durchsetzende Druckstreifung und das Korrosionsphänomen an den Flächen der Zonenachse *c*. Die mehr oder weniger stark ausgeprägte parallele Anordnung der Glimmer steht in einem gewissen Gegensatz zu der typisch granulit-aplitischen Struktur der Hauptmasse des Gesteins, die stark durchsetzt ist von hellrötlichen Granaten, wozu sich außer Erz und Rutil sehr wenig Klinozoisit gesellt.

4. Zur zeitlichen Folge der magmatischen Nachschübe.

Das mehrfach erwähnte, gegenüber der Zunge des Hornkeeses so trefflich aufgeschlossene aplitische Gangssystem gab Gelegenheit, das Problem der zeitlichen Aufeinanderfolge jener magmatischen Nachschübe oder Injektionen und Sekretionen etwas näher ins Auge zu fassen. In der beiliegenden bildlichen Zusammenstellung (Tafel XXXIII) sind ausschnittsweise alle wichtigeren durch den Gletscherschliff bloßgelegten Gangbildungen, u. zw. in erster Linie Gangkreuzungen und sonstige besonders hervorstechende Eigentümlichkeiten, dargestellt. Insoweit die einzelnen Gangsysteme auf größere Erstreckung zutage gehen, umfaßt das Gebiet ein Gesamtareal von nicht ganz $\frac{1}{5}$ qkm. Die Gänge zeigen hier im allgemeinen ein annähernd senkrechtcs Einfallen; bei den bedeutenderen Gangbildungen ist dies wohl durchgehends der Fall, was trotz der Spärlichkeit vertikaler Anschnittflächen wiederholt nachgeprüft werden konnte. Dazu kommt, daß die geringfügige Gesamtneigung der geglätteten granitischen Bodenoberfläche es statthaft erscheinen ließ, den relativ kleinen ebenen Messungsbereich des dargestellten Einzelfalles als horizontale Fläche zu betrachten. Die Projektion der meßbaren und gemessenen Ausstrichslinien auf die Bildebene gibt demzufolge das wahre Streichen mit großer Annäherung wieder. Die zeichnerische Wiedergabe läßt bei den angewendeten Maßstäben (allgemein 1:27·5) auch die natürlichen Mächtigkeitsverhältnisse ersehen; wo besonders große Gangmächtigkeiten bei dieser bildlichen Darstellungsart die Übersichtlichkeit beeinträchtigt hätten, wurden, wie auf der Tafel jeweils vermerkt, entsprechend kleinere Maßstäbe gewählt.

Vollkommen eindeutig und klarge stellt ist die Lagerung der Quarzgänge (Quer- oder Q-Klüfte im Sinne von Cloos¹⁾). Nord-südlich streichend, bilden sie typische von lichtgrauem, glasigem Fettquarz

¹⁾ H. Cloos, Der Mechanismus tiefvulkanischer Vorgänge (S. Vieweg; 1921), S. 14.

erfüllte, gradlinig verlaufende und mehr oder weniger rasch auskeilende Zerrklüfte. Länge und Breite der Spalten stehen zu einander, ähnlich wie dies beim abfließenden Gletschereise der Fall, in einem konstanten oder doch gesetzmäßig proportionalen Verhältnis. Die aus der Horizontalprojektion unserer Darstellung unmittelbar abzulesenden Verlagerungseffekte dieser Quarzgänge lassen eine nord-südliche und eine ost-westliche Komponente erkennen. Jene geht auf einen die Bildung der Spalte bedingenden Bewegungsvorgang zurück, mit dieser jedoch erfahren die Quarzgänge selbst eine räumliche Dislokation, wenn auch stets nur sehr geringen Ausmaßes, was wiederum bewirkt werden kann durch eine Abscherung, eine Flexur, eine mit Aufreißung verknüpfte Umbiegung usw. (Taf. XXXIII, Nr. 5 und 9). In den von Apliten besonders reich durchsetzten und demgemäß besser versteiften Gesteinskomplexen sind die quarzerfüllten Zerrklüfte weit seltener und zugleich schwächer entwickelt als in benachbarten von solchen Aplitimjektionen freigeblichen Gesteinsbereichen.

Ganz ähnliche, der Hauptsache nach ost-westlich oder west-östlich gerichtete, jedenfalls erst relativ spät erfolgte Bewegungen lassen auch jene schmalen im allgemeinen nordöstlich, also diagonal streichenden Aplitgänge ersehen, bei denen es sich zum Teil um Verlagerungen nach Art der sogenannten Blattverschiebung handelt (Nr. 1). Wo vollends diese Aplite mehr sekretionären Charakters besonders dünn und fein gestaltet sind (Nr. 8), gibt uns ihr Dislokationsbild eine gute Vorstellung über die räumlichen Ausmaße der Scherbewegungen im umgebenden Granit, der selbst kaum mehr als schwache Andeutungen einer Schieferung besitzt. Der Gesamtverlauf der Ausstrichlinie dieser aus Quarz und Feldspat bestehenden Aplitgängchen nähert sich in solchem Falle bereits sehr der Form einer Gleitbrettfaltung (siehe S. 601), wo also dicht gelagerte feine Gleitlamellen, etwa nach Art eines Kartenspiels, durch Blattverschiebung von stetig sich ändernder Reichweite Falten- oder Fließbewegungsbilder hervorrufen.¹⁾ Da die im Nebengestein makroskopisch kaum noch wahrnehmbaren Bewegungslinien hier im einzelnen, das heißt nach dem absätzigen Verlauf der Aplitspur zu schließen, fast durchwegs nicht anders als ost-westlich gerichtet sind — wobei über den Bewegungssinn zunächst sich noch nichts aussagen läßt —, da ferner die hier stattgehabten Scherbewegungen durchaus konform erscheinen den im Nebengestein überhaupt keine sichtbare Spur hinterlassenden Verwerfern der Quarzgänge, hat man Ursache, für alle diese ost-westlichen Bewegungslinien gleichen räumlichen Ausmaßes auch gleiches geologisches Alter und gleiches genetisches Agens anzunehmen. Demzufolge müßte die Quarzfällung der ein starres Medium voraussetzenden Zerrklüfte in der Tat älter sein als die letzte mechanische Deformation des Granits, welcher schwach „mylonitisiert“²⁾ und nur wenig gestriemt

¹⁾ Walter Schmidt, Zum Bewegungsbild liegender Falten, Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, 1912, Nr. 3. Derselbe, Gesteinsumformung, Denkschriften des Naturhistorischen Museums Wien, Bd. 3 (1925), S. 20 ff.

²⁾ Darunter verstehe ich hier einen mikroskopisch feststellbaren, feingrusigen, in gleichmäßiger Verteilung auf gewisse Partien des Gesteinsgefüges beschränkten Kornzerfall, wobei das Gestein ein tektonisches S nicht aufzuweisen braucht.

aus diesen räumlichen Verlagerungen hervorgegangen ist. Dabei zeigt sich mitunter, daß allenfalls vorhandenen Umbiegungen, insbesondere auch Sattelaufreißungen des starren jüngeren Quarzganges (Taf. XXXIII, Nr. 9) sich das ältere granitische Substrat ohne jede sichtbare Veränderung plastisch anfügt. Das ist einer jener merkwürdigen, zunächst als paradox erscheinenden Fälle, auf die Sederholm bei Besprechung basischer Gänge im Granit aufmerksam gemacht hat. Sederholm deutet die eindrucksvolle Erscheinung dahin, daß fester Zustand und Fluidität, wie wir gegenüber anderweitigen oben erörterten Erscheinungen bereits anzunehmen uns gezwungen sahen, unter Umständen sehr nahe beieinander liegen, daß also nach Überschreitung des kritischen Punktes das umgebende feste granitische Gestein „palingen“ in magmatischen Zustand sich zurückverwandelt. Es wäre vielleicht zu erwägen, ob nicht ein bereits vorhandener breitartig feingrusiger Zerfall im Gesteinsgefüge unter gewissen Druckbedingungen genügen könnte, um eine verfestigte granitische Masse in der hier beobachteten Weise reagieren zu lassen.

So klar und eindeutig bei den Apliten selbst und den aplitischen Pegmatiten die zeitlich-genetischen Zusammenhänge uns im Einzelfalle erscheinen mögen, so schwierig und problematisch gestaltet sich bei dieser genetischen Betrachtungsweise der Versuch einer analytischen Entwirrung des gesamten Gangsystems. In ganz groben Zügen mag wohl Gültigkeit haben, daß die pegmatitischen Gangbildungen den rein aplitischen zeitlich vorausgingen und Richtungen bevorzugten, die scharf diskordant zum heutigen Generalstreichen zu liegen kamen; darauf beruht, wenn auch nicht ganz, so doch zum großen Teil die unregelmäßige Art ihrer Raumerfüllung (Taf. XXXIII). Der liquidmagmatischen Phase nahestehend, mag für sie die Raumerfüllung gewissermaßen noch unter erleichterten Bedingungen vonstatten gegangen sein. Demgegenüber hat man für die Bildung der typischen, in der Regel sehr scharf abgegrenzten, auch in annähernd gleicher Mächtigkeit hunderte von Metern weit anhaltenden schmalen Bandaplite bereits eine Zunahme der Starrheit in den intrudierten granitischen Massen und damit eine beschränkte Möglichkeit der Raumerfüllung für die magmatischen Nachschübe anzunehmen. Auch die auffällige Inhomogenität gerade dieser verschmälerten Gangbildungen deutet auf tiefere Temperaturen des umgebenden Feldes und damit auf das jüngere Alter jener Bandaplite hin.

Nun kommen aber namentlich im südlichen, den Hauptgranitmassiven bereits näher liegenden Bereich der Gangbildungen auch aplitische, auffallend mächtige Gänge vor, die zwar gegen das Nebengestein ebenfalls wohl abgegrenzt erscheinen und im Gelände nicht minder weit sich verfolgen lassen, schließlich aber doch, zu schlierigen Lagen ausgezogen und ausgeschwänzt, sich im Nebengestein allmählich verlieren. Diese Lagergänge, deren Gesteinsstruktur, wie bereits erwähnt, derjenigen eines sauren Tiefengesteins sehr ähnlich werden kann, sind nun selbst wieder von pegmatit-aplitischen, durch große Gittermikroklina ausgezeichneten jüngeren Gängen quer durchschlagen, während ganze Systeme älterer Pegmatit- und Aplitgänge an eben diesen Lagergängen glatt abschneiden (vgl. Taf. XXXIII, Nr. 12—15). Das deutet zunächst auf

rhythmische Wiederholung intrusiver Vorgänge während der gesamten Dauer der wohl einem einzigen Intrusionsprozeß zuzuordnenden magmatischen Nachschübe hin.

Was aber bei Betrachtung dieser Lagergänge uns vom genetischen Gesichtspunkte aus noch besonders interessiert, liegt in folgendem begründet. Es lassen sich beispielsweise in den durch solche Lagergänge durchschnittenen Gangsystemen die ehemals zusammengehörigen Gangstücke zufolge ihrer spezifischen Eigenart in der Regel leicht identifizieren. Wenn nun, wie etwa nach Taf. XXXIII, Nr. 12 u. 15, zwei unter einem gewissen Winkel sich kreuzende ältere Gänge vom Lagergang durchschnitten sind, also mit dessen Sauband eine dreieckige Fläche einschließen, am jenseitigen Rande des Lagergangs aber bei gleichbleibender

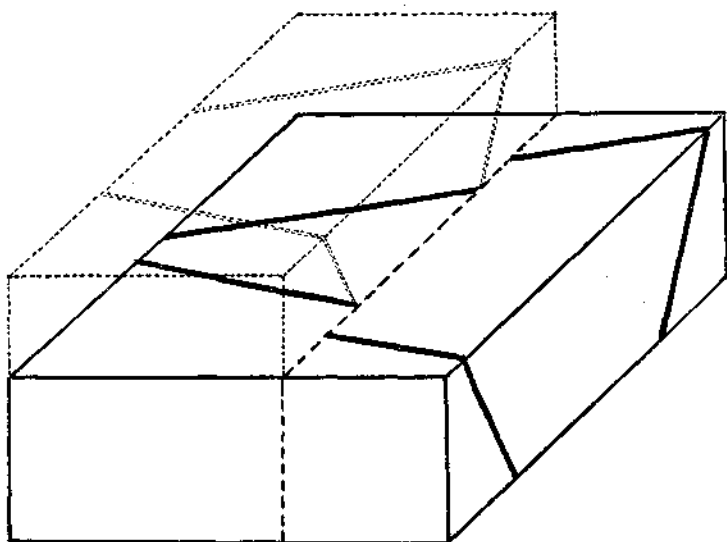


Fig. 1.

Streichrichtung wieder auftauchen, so erscheinen an diesem jenseitigen, hier südlichen Rande die Abschnittsenden der beiden Gangstücke wesentlich weiter auseinander gerückt als am diesseitigen Nordrande; mit andern Worten: Wollte man durch einen Zusammenschub der durch den Lagergang getrennten Komplexe des Nebengesteins, also gewissermaßen durch Schließung der Lagergangskluft, die abgeschnittenen Gangstücke wieder zusammenfügen, so würden diese nicht mehr aufeinanderpassen, es müßten denn die getrennten Gangklüfte, wofür erst der Beweis zu erbringen wäre, etwa keilförmig gegeneinander einfallen und nach erfolgter Füllung mit magmatischem Material durch eine vertikale Gleitbewegung gegeneinander verschoben worden sein. (Für diesen Ausnahmefall siehe Textfig. 1.) Sieht man (im Hinblick auf sonstige hier einer näheren Untersuchung zugängliche Gangverlagerungen) von der Annahme derartiger Vertikalbewegungen

stärkeren Ausmaßes ab, so könnte jedenfalls die so häufig herangezogene Vorstellung, wonach der aufdringende Schmelzfluß, sei es „passiv“ infolge automatischer Klüfterweiterung, sei es „aktiv“ durch Auseinanderreibung der Klüftwände, sich innerhalb der umgebenden Gesteinsmasse Platz geschaffen habe, die Situation nie vollständig erklären. Insoweit also der Nachweis keilförmigen Einfallens und stärkerer Vertikalbewegung nicht zu erbringen ist, wäre in vorliegendem Falle die Annahme, das aplitische Magma habe hier das Nebengestein der Klüft mehr oder weniger stark resorbiert, nicht von der Hand zu weisen.

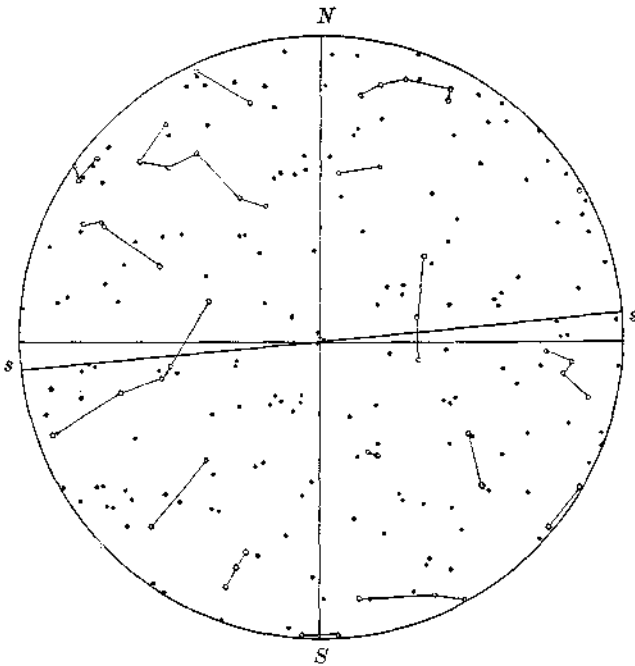


Fig. 2.

Schliff senkrecht zu saigerer Klüftwand eines 263° streichenden Aplitganges vom Gletscherschliff südöstlich des Zembachfalles. 216 Quarzpole. Große gefelderte oder undulöse Quarze als Überindividuen (Sander, Gefügekunde der Gesteine, S. 133 ff.) durch Verbindungsstriche gekennzeichnet. Abgesehen von kleinen, räumlich zerstreuten Polhäufungen keine erkennbare Regelung.

Der mitunter wellenartig gewundene Verlauf dieser Lagergänge, ferner die meist ganz unvermittelt ansetzenden astartigen Gangabspaltungen, denen nicht etwa gleichförmige in entgegengesetzter Richtung verlaufende klüftfüllende Gangstücke entsprechen (Taf. XXXIII, Nr. 4, 5, 12, 18), ganz besonders aber die eine Mächtigkeit von 1 m und darüber erreichenden eigenartigen Zickzackgänge (Nr. 10 und 18 der Tafel), wie sie durch bloße Klüftfüllung niemals zu erklären sind, ferner die von all diesen Gängen ausgehenden zahllosen apophysenartigen Gebilde mannigfaltigster Form und Größe, endlich die obenerwähnten schlierenartig entwickelten

Gangendigungen machen die Annahme einer starken magmatischen Resorption, vielleicht besser Wiederauflösung, ganz besonders bei den aplitgranitischen Intrusionen des magmatischen Nachschubs zur Notwendigkeit. Wenn übrigens magmatische Resorptionen schon bei den magmatischen Nachschüben in derartigen Ausmaßen nachzuweisen sind, um wieviel mehr wird man bei den großen Intrusionen der Tiefengesteinsmagmen damit zu rechnen haben! Schmale Gangbildungen wie in Nr. 24 der Tafel XXXIII, wo die Füllung sich unter dünnplattiger Absonderung des granitischen Nebengesteins vollzog, werden nur bei Annahme einer sehr dünnflüssigen Schmelze verständlich.

Jene oben bereits erwähnten jüngeren Pegmatite und pegmatitischen Aplite, welche die Lagergangaplite quer durchsetzen, weisen innerhalb des Lagerganges oft Krümmungen auf, deren konvexe Seite in der Regel nach O gerichtet ist, während außerhalb des Lageraplit der Gangverlauf durch das anscheinend stärker verfestigte Nebengestein mehr oder weniger geradlinig erscheint (Taf. XXXIII, insbesondere Nr. 12, 13, auch 20).

Man könnte sich vorstellen: Die Lagergänge haben zur Quersfläche eine stärkere Zusammendrückung erfahren, wobei die Gangfüllung sich ähnlich verhalten mag wie eine zwischen zwei Lagern in schräger Querstellung eingespannte biegsame Platte. Der Gesamtbetrag der Verschmälerung des Lagerganges wäre damit abmeßbar wie auch zu errechnen. In den vorliegenden Fällen würde er 15 bis 30% betragen.

Es ist nicht unwesentlich, daß der Lageraplit, wie das Gefügediagramm des gerade für diesen Fall als besonders reaktionsfähig anzunehmenden Quarzes (siehe Textfig. 2) ersehen läßt, als unregelmäßig sich erwies. Jedenfalls dürften die hier implizite gemachten Voraussetzungen, nämlich Biegefähigkeit des Pegmatitganges und eine der Biegegleitung entsprechende Deformierbarkeit des aplitischen Lagerganges, nicht gegeben sein. Schon die absätzige und in ihren Verschmälerungen und Verdickungen charakteristische innere Gangstrecke der Quergänge verrät, daß wir es hier mit einem typischen Fall der Gleitbrett- oder Scherfaltung im Sinne Walter Schmidts¹⁾ zu tun haben. Eine Zusammendrückung, also Verschmälerung des Lagerganges, wäre damit nicht notwendig verbunden.

Die bogenförmige Verkrümmung der Vorzeichnung, also der primär als annähernd geradlinig anzunehmenden Gangstrecke innerhalb des Lageraplit, geschah durch Umscherung, u. zw. durch eben jene Gleitbewegungsvorgänge, die wir an anderen Stellen des aplitisch durchaderten Granits, beispielsweise bei den O-W-Verlagerungen der Queraplite nachgewiesen haben. Was in diesen umgezeichneten Naturprofilen sich unmittelbar abbildet, ist die Wirkung der durch die Grenzflächenreibungen und durch das Material selbst bedingten Inhomogenitäten auf die Fließbewegung.

¹⁾ Vgl. die auf S. 597 angegebenen Literaturstellen, dazu die bei Sander, Gefügekunde der Gesteine, angegebenen Arbeiten G. F. Beckers.

Findet die Gleitung in derjenigen Richtung statt, nach welcher die Fläche der Vorzeichnung einfällt, so vermag sich, geometrisch betrachtet, eine liegende Falte zu bilden, deren konvexe Seite der Gleitrichtung entgegen gerichtet ist.¹⁾ Auf das in der Horizontalebene vor uns liegende Profil übertragen, würde dies besagen: War die ursprüngliche Streichrichtung des Querganges $< 360^\circ, > 270^\circ$ und ist die Ausbiegung der Liegendfalte östlich gerichtet, so erfolgte die Gleitung dadurch, daß sich die nördlich gelegenen Massen mit stetigem Geschwindigkeitsgefäll rascher bewegten als die südlichen, nach W; bei westlicher Ausbiegung der Falte und einem Streichen $< 90^\circ, > 0^\circ$ vollzieht sich in entsprechender Weise das Entgegengesetzte. Die meßbaren Beträge einer solchen Gleitung beziehen sich indes nur auf Relativbewegungen. Diese können auch, wenn das Abfließen der Gesteinsmassen ein östliches war, im Faltenbilde eine Westgleitung ablesen lassen, insofern die Massen mit verschiedenen Geschwindigkeiten ihrer Gleitlamellen sich nach O bewegten. Eine Auswalzung der Gesteinsmasse hätte eine Verdünnung des Lagerganges und eine stärkere Verzerrung der im Quergang gegebenen Vorzeichnung zur Folge, das Wesen dieser nichtaffinen Umformung durch laminares Gleiten aber würde sich nicht ändern.

Eine genauere Betrachtung des Systems der zahlreichen Quer- und Diagonalspalten, welche von den Lagerapliten durchschlagen sind, lehrt, daß es zwar im allgemeinen möglich ist, die Zusammengehörigkeit zweier von einander getrennter Gangstücke wieder zu erkennen, es aber nicht gelingen will, über den Ablauf des von ständigen tektonischen Bewegungen nachweisbar begleiteten magmatischen Nachschubs ein eindeutiges Bild zu bekommen. Daß der horizontale Ausschlag der parallel O—W erfolgten Schollenbewegung nie mehr als wenige Meter, meist aber weit geringere Beträge ausmacht, ist als sicheres Ergebnis zu bewerten. Nun ließe sich vielleicht die allerdings mehr theoretische Frage aufwerfen, inwieweit Maximalbeträge dieser Verschiebungen, vielleicht auch die zeitliche Aufeinanderfolge der Gangfüllungen zu errechnen wären, immer vorausgesetzt, daß es sich um die Horizontalkomponenten nur solcher Bewegungen handeln kann, die durch Quergänge fixiert worden sind.

In Textfig. 3 bedeutet die O-W-Gerade den Ausstrich der Bewegungsfläche an die Horizontalebene. Die Querstriche 1 bis 7 mögen Quer(bzw. Diagonal)gänge, abgezählt in der Reihenfolge ihrer Entstehung, darstellen. Gang 7 würde in diesem Falle keine Verlagerung aufweisen, was also mit sehr großer Wahrscheinlichkeit der heutigen Situation entsprechen würde. Um nun die maximale Schubweite des durch die Gänge jeweils fixierten Bewegungsstandes zu ermitteln, bringt man, etwa unter Zuhilfenahme eines verschiebbaren Pausblattes, nach und nach jeden der übrigen geteilten Querstriche (1 bis 6) in Berührung mit dem zugehörigen Querstrich gleicher Nummer, mißt dabei zweckmäßig auch den Betrag und Richtungssinn der jeweiligen Pausblatt-

¹⁾ B. Sander, Gefügekunde (1930), S. 41.

verschiebung ab und ermittelt die sich ergebenden weitesten Abstände gleich numerierter Querstriche. Im vorliegenden Beispiel wäre die maximale Schubweite gegeben, wenn 4 und 4 sich berühren, u. zw. mit 39 mm zwischen 1 und 1. Die horizontal meßbare Gleitung wäre um eben diesen Betrag zwischen 1 und 4 nach W, zwischen 4 und 7 um 31 mm nach O erfolgt. Ist die Altersfolge der Gänge nicht bekannt, so läßt sich durch einen etwas mühsamen Vergleich der gegenseitigen Lagebeziehungen die wahrscheinlichste Folge der Bewegung nach Richtungssinn und Ausmaß ermitteln.

Der Gesamteindruck, welchen eine Vertiefung in die Einzelheiten des magmatischen Nachschubs hinterläßt, ist das Bild einer großen, fast stürmischen Bewegtheit. Das dynamische Moment liegt nicht allein in dem ständigen Hin und Her des Streichens, wie eine starke Durchtrümerung und Durchaderung des Nebengesteins es bedingt, sondern

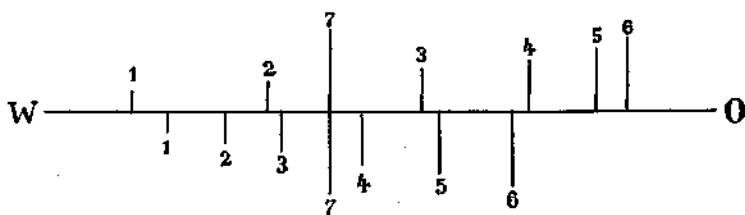


Fig. 3.

auch in der unverkennbaren Tendenz, das kaum verfestigte intrusive Nebengestein mit neuen Intrusionsmassen in weitausgreifenden, dünenartig gewellten breiten Zügen zu durchsetzen, um es teilweise wieder aufzulösen. Doch bestehen anderseits auch alle Übergänge zu jenem oft nur fingerbreiten oder millimeterdünnen Geäder, das mehr den Eindruck einer sehr allmählich, vielleicht unter Pressung entstandenen Ausschwizung macht und nicht die Vorstellung aufkommen läßt, als wäre die zu Quarz und Feldspat auskristallisierte Füllung erst aus größeren Herdtiefen herangeführt. Man braucht hier nicht an Lateralsekretion im Sinne G. Sandbergers zu denken, um sich diese Schlußphase der Granitwerdung zu vergegenwärtigen, wo letzte, fein verteilte Reste der Schmelzlösung immer noch reaktionsbereit zur Verfügung stehen, um wie etwa der weißliche Saft eines gequetschten wasserdurchtränkten Stückes Seife hervorzuströmen oder in allen Ritzen und Fugen sich auszubreiten.

5. Kristallnester.

Den Fundstellen jener mehr oder weniger seltenen Mineralien, die als Zillertaler Vorkommnisse eine gewisse Berühmtheit erlangt haben und Gegenstand einer ziemlich lebhaft betriebenen, wohl auf mehr als ein ganzes Jahrhundert sich erstreckenden Ausbeute geworden sind, im einzelnen systematisch nachzugehen, habe ich, wie bereits früher angedeutet, nicht als Aufgabe meiner auf die gesteinsgenetische und erd-

geschichtliche Seite gerichteten Arbeit angesehen. Sind doch überhaupt viele der mineralogisch besonders interessierenden Bergarten gerade in den Hochalpen nur durch Zufallsfunde bekannt geworden. Abgetrennt von den sehr oft unbekannt gebliebenen, teils auch unmöglich mehr auffindbaren Örtlichkeiten ihres Anstehens, lassen sie auf ihre genetischen Verhältnisse, die stets von hohem Interesse wären, keine sicheren Rückschlüsse mehr zu. In den Zillertaler Alpen ist gerade das Aufnahmegebiet mit ergiebigen Mineralfundstellen von der Natur besonders bedacht. Sie liegen der Hauptsache nach im Bereiche der Schiefer und werden demzufolge im zweiten Teil der Arbeit noch Berücksichtigung finden. Hier aber, wo es sich lediglich um die allerdings sehr ausgedehnte und genetisch wichtige Zone der massigen ungeschieferten Eruptivgesteine handelt, möchte ich doch den Abschnitt über die aplitischen und pegmatitischen Ganggesteine nicht zum Abschluß bringen, ohne jene auffälligen und in ihrer Paragenese sehr konstanten Kristallisationen zu erwähnen, die mit der pneumatolytisch-pegmatitischen Phase ohnedies in engerem Zusammenhang stehen und denen man hier fast möchte man sagen auf Schritt und Tritt begegnen kann. Es sind die auf die granitischen und dioritischen Gesteine zwar nicht beschränkten, in den basischeren Gliedern der Intrusivreihe aber doch ungleich seltener auftretenden Kristallnester, welche sich hier der Hauptsache nach zusammensetzen aus glasig durchscheinendem, meist derbem grauem Quarz, ferner aus porzellanweißem, ebenfalls meist derbem Feldspat vom Habitus des Periklins und — als Hauptcharakteristikum — aus regellos eingewachsenen, rhomboedrisch begrenzten, stets bräunlich gefärbten Karbonaten, deren Eisengehalt ein ziemlich schwankender ist und daher das Auftreten aller möglichen Mischungsglieder hauptsächlich zwischen eisenhaltigem Kalzit und Ankerit bedingt. Auch hier steht die Variabilität der mineralischen Zusammensetzung, wie jetzt schon gesagt werden kann, in einem ähnlichen Abhängigkeitsverhältnis von der stofflichen Beschaffenheit des Muttergesteins, wie dies bei den Mikrolithenschwärmen der Plagioklase nachgewiesen werden konnte. Eingehendere Untersuchungen nach dieser Richtung hin wären auch hier erwünscht. Neben den oben genannten „Hauptgemengteilen“ ist grobblättriger Biotit recht häufig, während man unregelmäßige Schmitzen eines matt dunkelgrünen, äußerst feinkörnigen Chloritminerals kaum jemals völlig vermißt. Mitunter häuft sich dieses Mineral, wie beispielsweise in dem plattigen Tonalithang der westlichen oberen Begrenzung des Schwarzensteingletschers, dermaßen an, daß förmliche Chloritgesteine entstehen. Diese zeigen an ihrer Oberfläche bei vollständiger Frische der Substanz eigenartige löcherige Verwitterungserscheinungen, fühlen sich im erdig brechenden Handstück samtartig an und haben, im Dünnschliff betrachtet, infolge eines geldrollenförmigen Wachstums der sie fast restlos zusammensetzenden schwach pleochroitischen, auch als Helminth zu bezeichnenden Chloritart (vermutlich Prochlorit) große Ähnlichkeit mit einem dichten Gewimmel kleiner Raupen oder Würmchen (vgl. Taf. XXVIII, Abb. 10).

Rein äußerlich erinnert das nesterartige, sporadische Auftreten dieser karbonatreichen Mineralaggregat in mitten eines völlig frischen und

unveränderten, auch nach Struktur und Mineralbestand durchaus normalen sauren Tiefengesteins an gewisse Bildungen rein pegmatitischer Natur, wie sie beispielsweise in den berühmten turmalinerfüllten Quarz-Feldspat-Nestern bei Epprechtstein¹⁾ verkörpert sind. Andernfalls verwechselt man sie nicht mit den in der Gneiszone des Aufnahmegebietes ziemlich stark verbreiteten miarolytischen Kristallisationen, wo man neben dem Adular oder ohne diesen den Bergkristall in zahlreichen Individuen oder auch dem Amethyst sehr nahestehende wohlausgebildete Quarzkristalle zu drusigen Aggregaten vereinigt sieht. Für solche Bildungen wird heute wohl allgemein hydrothermale Entstehungsweise angenommen. Als rein hydrothermal sind auch die kristallrasenbildenden Desmine anzusprechen, wie sie am Ostgrat des Großen Möseler immer wieder fündig werden. Auch die meist tafelförmig nach der Basis, teilweise auch in ganz flachen Rhomboedern auskristallisierten, die Klüftflächen granitodioritischer Gesteine tapetenartig überkrustenden, schneeweißen Kalzite dürften sich wohl ebenfalls hydrothermal, u. zw. wie J. Königsberger²⁾ angenommen hat, bei relativ hoher Temperatur ausgeschieden haben.

V. Lamprophyre und basische Bestandmassen.

I. Allgemeines.

Die Ganggesteine basischer Zusammensetzung seien hier unter der allgemein üblichen Bezeichnung Lamprophyre zusammengefaßt. Man hat für granitische Gebiete der Alpen das Vorkommen echter lamprophyrischer Ganggefölschaft überhaupt vielfach angezweifelt oder gar in Abrede gestellt. In stark dislozierten Gesteinsbereichen ist es in der Tat nicht immer leicht, basische schlierige Züge oder zu langgestreckten Gebilden ausgewalzte und in amphibolitische oder hornfelsartige Gesteine umgewandelte Schollen des Nebengesteins von lamprophyrischen Gängen auseinander zu halten, zumal auch diese hier fast stets einen gewissen Grad von Umwandlung erlitten haben und ihre Verbundenheit mit dem Nebengestein durch die orogenetischen Bewegungen öfters gestört erscheint. Im Aufnahmegebiet liegen nun die Verhältnisse in dieser Hinsicht, soweit man sich im Bereich der massigen Intrusivgesteine befindet, ziemlich klar, obschon auch hier an räumlich eng umgrenzten Aufschlüssen, wo sich die geologische Situation nicht hinreichend überblicken läßt, bei der petrographisch-geologischen Einordnung stets einige Vorsicht am Platze ist. Daß die Lamprophyre dieser alpinen Intrusionsmassive als jüngere Ganggefölschaft sehr viel seltener sind als die ihnen vorausgegangenen, dem Hauptintrusionsakt zeitlich überhaupt noch ganz nahestehenden kieselsäurereichen, leukokraten Ganggesteine, daß ferner die Lamprophyrgänge niemals wie diese ein vielverzweigtes Geäder bilden, wohl aber als breite, fast massige, in der Regel aber nicht allzuweit aushaltende Gangfüllungen aufzutreten pflegen, darf so

1) Dürrfeld, Zeitschrift für Kristallographie, 1909, S. 563, 1910, S. 242.

2) J. Königsberger, Fortschr. f. Mineralogie etc., XI, 1927, S. 111.

wenig überraschen wie die Tatsache, daß sie an ihren Endigungen, zuweilen auch an ihren seitlichen Rändern schlierige Ausbildungsformen aufweisen, eine Eigenschaft, welche sie als intrusiv-magmatische Körper mit den Lagerapliten, an deren Gangnatur doch niemand zu zweifeln wagt, eben teilen. Wenn man Gelegenheit hat, bei ausgeapertem Fels etwa von den Graten des Großen oder des Kleinen Möseleer Einblicke zu tun in die von dunkelgrauen bis schwärzlichen Bändern weithin durchzogenen granitischen bis granodioritischen Ostwände des mächtigen Bergmassivs, werden alle Bedenken hinsichtlich des Vorkommens echter Lamprophyre im Aufnahmegebiet entfallen. Auch die von den östlichen Seiten des Waxeggkeeses gut zu übersehenden mauergleichen tonalitischen Westwände des Roßruggs erscheinen von oben bis unten von solchen Lamprophyren durchsetzt; nur die bedeutenderen wurden bei der Einzeichnung in die Karte berücksichtigt. Auch F. Becke hat in seiner trefflichen Beschreibung über die Tauernexkursion der internationalen Geologentagung (1893) in Wien, VIII, S. 24, auf solche Lamprophyrvorkommen am Roßrugg aufmerksam gemacht. Schön entwickelte, besonders in ihrem Verbande zum granodioritischen Nebengestein gut zu studierende Lamprophyrgänge ziehen von den Graten des Hornrückens nach NW weit gegen die Kare herab.

Anderseits stößt man im unteren Teil des langgestreckten, an seiner geradlinigen Oberkante eigentümlich abgeschrägten Roßruggs, etwa da, wo der hier wieder zackig werdende Grat an seinem nördlichen Endpunkt, dem sogenannten Steinmannl, anzusteigen beginnt, auf nicht sehr mächtige, teilweise schmale, dabei aber weit aushaltende Lagen eines dunklen schieferigen Gesteins von amphibolitischer Zusammensetzung. Auch unter dem Gipfelmassiv des Turnerkamps, in der Gegend der Roßbruckscharte und an so manchen anderen Örtlichkeiten des Aufnahmegebietes liegen ähnliche Verhältnisse vor. Da kann man sich nun allerdings sehr im Zweifel sein, ob echte Lamprophyre vorliegen: Der mikroskopische Befund gibt bei dem hohen Umwandlungsgrade des Gesteins keine verlässlichen Anhaltspunkte mehr, und die von der allgemeinen Lage der Schieferungsflächen des Gebirges schon durch die Einfallsrichtung räumlich in der Regel sehr stark abweichende s-Fläche dieser biotit- und hornblendereichen Schiefer stellt uns nur, soweit die Messungen bei der starken Auswalzung dieses Gesteines überhaupt verwertbar sind, vor neue Fragestellungen.

Aber auch an den typischen Lamprophyrgängen vorgenommene Messungen mit der Busssole lieferten bisher über die Art der dem Nachschub dienenden Spalten- oder Kluftbildung kein klares Bild. Wohl darf bei manchen Lamprophyrgängen eine Kluftlage annähernd senkrecht zur Striung angenommen werden; andere dagegen, und das sind nicht wenige, weichen sehr stark von dieser Richtung ab, können geradezu in ostwestliches Streichen übergehen, wobei freilich die Lage der Kluftfläche mit den allerdings auch nicht immer eindeutig verlaufenden s-Flächen des Nebengesteins kaum übereinstimmt. Die Ausfüllung von solchen „Längsklüften“ mit femischem, doch wohl aus größerer Tiefe gefördertem Schmelzfluß im Wege des magmatischen Nachschubs mag zunächst überraschen. Man erinnere sich indes der

oben bei Besprechung der Lageraplite gemachten Feststellung, wonach gerade in jenem Stadium des magmatischen Ablaufs bei der Spaltenbildung und Spaltenfüllung Repetitionen stattgefunden haben müssen, den lamprophyrischen Schmelzflüssen also Gelegenheit gegeben sein konnte, auch einmal auf neu gebildeten Längsklüften aufzusteigen. All diesen Dingen systematisch nachzugehen würde eine Sonderaufgabe bedeuten, die möglicherweise zu interessanten Ergebnissen führt. Man sieht übrigens schon hier, wie auf eng umgrenztem Raum gemachte Beobachtungen (S. 596 ff.) unter Umständen Dinge in Erscheinung treten lassen, die gar nicht anders als durch ein sachlich allgemeines, örtlich weithin wirksames Prinzip erklärt werden können.

2. Melanokrate Bestandmassen.

Ähnlich verhält es sich ja auch, wie wir sehen werden, mit der räumlichen Einlagerung der Nebengesteinsschollen wie auch der sonstigen im granito-dioritischen Eruptivgestein eingeschlossenen melanokraten Bestandmassen, um nun im Anschluß an unsere allgemeine Charakterisierung der Lamprophyre auch diese wichtigen Phänomene hier kurz zu erwähnen. Innerhalb des Bereichs der massigen Gesteine ist wie gesagt die Unterscheidung zwischen Lamprophyren und anderweitigen einschlussebildenden basischen Mineralaggregaten irgend welcher Art und Entstehungsweise um so leichter zu treffen, als schlierige basische Ausscheidungen oder ausgewalzte melanokrate Gesteinslagen, also Bildungen, die zu Verwechslung Anlaß geben könnten, auf die Injektionszone beschränkt zu sein pflegen, welche im Aufnahmegebiet ein wohlcharakterisiertes Phänomen für sich darstellt und an dieser Stelle außer Betracht bleiben kann.

Vielfach zeigen die Schollen überhaupt noch recht deutlich die eckigen Umrisse des Bruchs (Taf. XXXIII, Nr. 14) und können je nach ihrer stofflichen Zusammensetzung und der Beschaffenheit des einschließenden Mediums von einem aplitischen Reaktionsrand wie von einer Aureole umgeben sein (Taf. XXXIII, Nr. 17). Solche Hofbildungen sind, seien sie noch so schwach entwickelt, immer ein recht charakteristisches Merkmal für eingeschlossene feste Fremdkörper. Bei den mehrfach erwähnten Schollenkontakten des Aufnahmegebiets bestehen nun die aplitisch durchtrümmerten Schollen (Taf. XXX, Abb. 12 und 13), wie wir gehört haben, der Hauptsache nach aus basischem bis ultrabasischem Tiefengestein, welches offenbar an den Rändern des Intrusionsraumes sich im magmatischen Differentiationsprozeß als frühzeitige Ausscheidung gebildet hat. Aber auch abseits dieser nach J. J. Sederholm¹⁾ als Agmatite zu bezeichnenden Eruptivbrekzien findet man häufig genug blockförmige Scholleneinschlüsse, welche in petrographischer Hinsicht, auch strukturell und texturell, unzweifelhaft identisch sind mit jenen stark basischen Differentiaten, wie sie beispielsweise im Bereich der Hornspitzen als anstehende Massen vorkommen, daselbst auch, wie die Karte besagt, ansehnliche Teile des Gebirges zusammensetzen und

¹⁾ Pre-quaternary rocks of Finland, Bul. d. 1. Com. geol. d. Finl. Nr. 91, S. 11, 22, ferner Bd. II, S. 27 u. 29 in Salomon, Grundz. d. Geol.

gewissermaßen mit kontinuierlichen Übergängen zu den leukokraten Intrusivmassen hinüberleiten; denn an der liquidmagmatischen Entstehungsweise dieser teilweise allerdings später noch metamorphisierten basischen Differentiate zweifeln zu wollen, wäre gleichbedeutend mit einer Ableugnung unserer ganzen bisherigen, doch auch vom physikalisch-chemischen Standpunkte aus wenigstens stofflich-mineralogisch bis ins einzelne begründeten Vorstellungen über die Entstehung eines Plutonits. Die universell auftretende, man möchte fast sagen strenge magmatisch stoffliche Differentiationsfolge wird übrigens heute gerade von solchen Forschern anerkannt und betont, welche auf die eminente Bedeutung der Aufschmelzungs- und Mischzonen in der Natur nachdrücklichst hinweisen.

Bei gewissen granitischen Gesteinen Südfinnlands — sie gehören bezeichnenderweise der Alkalikalkreihe an — macht P. Eskola¹⁾ die sehr beachtenswerte Feststellung, daß die basischen Einschlüsse meist quarzdioritische Zusammensetzung aufweisen, den gewöhnlich in der Nachbarschaft als größere Massen auftretenden nächst basischeren Gliedern (!) der Differentiationsreihe gleichen und wirklich korrodierte Bruchstücke von unmittelbar vorher verfestigten Gesteinen derselben Serie sind. Auch im Aufnahmegebiet gewann ich ähnliche Eindrücke, wobei nur in Berücksichtigung zu ziehen wäre, daß im Sprachgebrauch der alpinen Petrographie Bezeichnungen wie Granodiorit und Quarzdiorit für wesentlich höher silizierte, nach ihrem Aussehen bereits recht leukokrate Gesteinstypen angewendet werden, während anderwärts Gesteine mit hohem Gehalt an femischen Gemengteilen unter Umständen noch als Granodiorite gelten.

Insoferne solche Scholleneinschlüsse jene unzweifelhaften Analogien mit basischen, aus dem Anstehen bekannten Tiefengesteinstypen vermissen lassen, bleiben immer noch untrügliche Unterscheidungsmerkmale gegenüber den lamprophyrischen Ganggesteinen bestehen. Das ist namentlich dann der Fall, wenn es sich bei den Lamprophyren um kersantitische Gänge handelt, wie sie gerade im Bereich der massigen Gesteine ihre Hauptverbreitung haben. Denn echte Nebengesteins-, namentlich Schieferschollen zeigen als Einschlüsse, wenigstens im Aufnahmegebiet, die Eigentümlichkeit, von mehr oder weniger geradlinigen und zumeist aplitisch ausgeheilten Rissen kreuz und quer durchsetzt zu sein; auch erscheinen sie vielfach infolge des massenhaften Auftretens in das schwärzliche Gestein eingesprengter porphyroblastischer Feldspäte wie weiß betupft. Die Lamprophyre hingegen pflegen derartiger Ribbildungen, was auch genetisch ohne weiteres verständlich, zu er-mangeln, und speziell die typischen Kersantite, schon im Handstück durch ihre gleichmäßige mausgraue Farbe unverkennbar, erwecken im allgemeinen, insofern man von ihrer oft schlierigen Ausbildung gegen das Salband hin absieht, den Eindruck einer breiartig homogenen Masse. Immerhin kann namentlich bei deutlicherem Hervortreten des Biotits und stärkerer Beteiligung der Hornblende an der Zusammensetzung des womöglich noch porphyrisch ausgebildeten Gesteins die Unterscheid-

1) Fortschr. d. Min., Kr. u. Petr., XI (1927), S. 89.

barkeit von Resorptionsschollen mit Schwierigkeiten verknüpft sein und, wo der mikroskopische Befund versagt und die chemische Zusammensetzung innerhalb des Eruptivfeldes sich hält, sogar unmöglich werden. Vergegenwärtigt man sich, gewissermaßen als Gegenstück zu den vorerwähnten katarchäischen „Urgneisen“, das Bild des jungtertiären Bergeller Granits, so gibt es hier insbesondere im Randgebiete breite Zonen, wo dunkle glimmerreiche, wohlumgrenzte Gebilde jeglicher Größe massenhaft auftreten, sowie durch Resorption und Fließbewegung teils eckig zerstückelt und verschoben, teils zu seltsamen hakigen Formen umgestaltet sind, jedenfalls aber ihre ursprüngliche Natur als Schiefereschollen noch unzweideutig zur Schau tragen; man wird des Eindruckes nirgends los, daß hier die gneisgranitisch erstarrte Schmelze das überlagernde Nebengestein nicht glatt durchschmolzen, nicht wie „mit der Lochstanze herausgearbeitet“ hat, sondern maßlos injiziert und intrudiert haben muß, so daß von den aufgeblättern Nebengesteinskomplexen¹⁾ gewissermaßen nur mehr die Reste des Gerippes vorhanden geblieben sind. Derartige Bildungen erscheinen im Aufnahmegebiet mehr auf die deutlich geschieferte Injektions- und Gneiszone beschränkt. Da zeigt sich eben doch, daß die Tauerngranite in ihrer Gesamtheit stärkere Bewegungen, kompliziertere Schicksale durchgemacht haben müssen als jene jugendliche Intrusivmasse des periadriatischen Bogens.

Die Behandlung des gesamten Fragenkomplexes von diesem Gesichtspunkte aus tritt indes in den Hintergrund gegenüber einem andern, höchst auffälligen Phänomen. Es ist die schwarmartige, mitunter auf ganze Areale kieselsäurereicher Intrusiva sich erstreckende Anhäufung melanokrater Bestandmassen (Mineralaggregatbildungen) von annähernd gleicher Größenordnung, wie sie in der petrographischen Literatur als basische Nester, basische Putzen, Knollen oder Schlierenknödel, als Autolithe usw. bezeichnet worden sind. Die Frage ist deshalb von einer gewissen Tragweite, weil sie mit dem Problem der Raumgewinnung eines Intrusivkörpers in engstem Zusammenhange steht. F. Becke²⁾ hat sie in seiner Arbeit über die Rieserfernergruppe als charakteristische Einschlüsse der Tonalite bezeichnet und neuerdings hat A. Pabst dem interessanten Phänomen eine lesenswerte Sonderstudie gewidmet.³⁾ Ich selbst habe, ohne von der Absicht geleitet gewesen zu sein, dem Naturphänomen systematisch nachzugehen, nicht nur im Aufnahmegebiet, sondern auch in den Granitkernen der Tauern fast stets nur die Wahrnehmung gemacht, daß die tonalitischen und die dioritischen, seltener die granodioritischen Gesteine von diesen schwärzlich glänzenden biotitreichen Einschlüssen ganz erfüllt sein können, die eigentlichen Granite aber im allgemeinen davon freigeblichen sind.

Die Gebilde selbst, um die es sich hier handelt, sind, wie schon die dafür gewählten Bezeichnungen es anzudeuten vermögen, von nur

1) F. K. Drescher und M. Storz, Zur Tektonik und Genese des Bergeller Massivs, C. f. Min. etc. Jg. 1929, A, Nr. 7, S. 242 ff.

2) a. a. O., S. 382.

3) Observations on inclusions in the granitic rocks of the Siera Nevada, Bull. o. th. Dep. o. geol. Sc., Vol. 17, No. 10 (1928).

geringer Größe und annähernd gleicher Größenordnung. Und doch erscheinen im Aufnahmegebiet immer wieder zwei Grundtypen sich herauszuheben, die auch in bezug auf die Größe kaum verkennbare Unterschiede aufweisen. Die einen, meist von sehr unregelmäßiger Gestalt, oft aber auch rundlich oder elliptisch, seltener eckig, erreichen im allgemeinen kaum die Größe eines Handtellers. Vorwiegend findet man sie im richtungslos körnig erscheinenden Gestein und hier meist in mehr oder weniger dichten Schwärmen, oftmals aber auch ganz regellos verstreut; zuweilen erscheinen sie zu eigenartiger rosetten- oder doldenblütenförmiger Anordnung vereinigt.

Der zweite Typus zeigt eine ausgesprochen linsenförmige, allenfalls auch etwas flatschige Form. Sofern man hier ebenfalls von einer „Normalgröße“ sprechen wollte, wären die Flächendurchmesser auf etwa 10 bis 30, die Dicke stets nur auf einige wenige Zentimeter zu veranschlagen. Diese Gebilde finden sich, ebenfalls zu Schwärmen vereinigt, ausschließlich in Gesteinen mit einer zum mindesten latent vorhandenen Lagentextur, d. h. in diesem Falle sind es eben die im Querbruch schmal und streng parallel gestreckt erscheinenden schwärzlichen Gebilde, welche die Lagentextur markieren oder sie in erster Linie in Erscheinung treten lassen. Ein solches Bild erinnert dann an eine Schar in schattigem Gewässer stehender, also hier in Ruhelage befindlicher, sich haarscharf in die Fließrichtung einstellender Fische. Und letzten Endes ist der mechanische Kräfteeffekt, welchen ein aus den Differentialbewegungen eines einseitig beanspruchten Gesteins resultierendes Fließen oder laminares Gleiten auf eingeschlossene flachgestaltete Fremdkörper ausübt, der gleiche. Die Deformation der ursprünglich wohl anders gestalteten Einschlüsse zur Linsenform mag hier den vektoriellen Eigenschaften optisch einachsiger Kristalle entsprechen, d. h. dem Streß lag offenbar in diesem Falle zunächst die seltenere durch das Rotationsellipsoid darstellbare Bedingung gleicher äquatorialer Ausweichmöglichkeit des Materials zugrunde. Wenn auf einer Gesteinsbruchfläche, die zur Lagentextur einigermaßen senkrecht steht, sich in den Größenverhältnissen der Einschlüsse auffällige Unterschiede bemerkbar machen, so liegt das daran, daß die einzelnen annähernd gleich großen Linsen jeweils in verschiedenen Querschnitten von der Gesteinsoberfläche angeschnitten sind.

Die Streichrichtung der linsenförmigen Gebilde und damit die eigentliche *s*-Fläche der sie umschließenden und dem Bereich der ungeschieferten Plutonite angehörenden Gesteine zeigt mitunter sehr merkwürdige, fast bis zu 90° reichende Abweichungen von der allgemeinen Streichrichtung, wie sie in den Gneis- und Schieferzonen festgelegt erscheint. Um systematische Untersuchungen auf breiterer Grundlage nach dieser Richtung anzustellen, erscheint mir das Aufnahmegebiet weniger günstig als andere weiter östlich gelegene Teile des Tauernkammes.

Das schwarmartige massenhafte Auftreten äußerlich gleich oder doch sehr ähnlich beschaffener melanokrater Einschlüsse in sauren Plutoniten verlangt auf alle Fälle Stellungnahme zu der Frage nach den Ursachen dieser Erscheinung, was auch hier wie so oft in petrogenetischen Fragen auf die beiden gegensätzlichen oder gegensätzlich behandelten Begriffe

Assimilation und Differentiation hinausläuft. Vorstehende, hier nur gelegentlich einbezogene Feststellungen sind ja nun weit entfernt, eine Lösung dieses alten schwierigen Problems herbeiführen zu können. Ein bedeutungsvolles Moment aber scheint aus den im Aufnahmegebiet und anderwärts gemachten Beobachtungen doch mit großer Sicherheit hervorzugehen, wobei es zunächst dahingestellt sein mag, ob die Verschiedenheit der von mir hervorgehobenen, der Übergangsformen übrigen nicht entbehrenden Grundtypen auf primärer Verschiedenheit des Objekts begründet sei, etwa derart, daß die linsenförmigen Gebilde Schiefer-schollen, die übrigen dagegen rein magmatische, ohne Stoffzufuhr und nur durch Änderung der Erstarrungsbedingungen entstandene Sonderungsprodukte darstellen, was angesichts der mitunter eckigen und scharfkantigen Umrißformen jenes zweiten Typus nicht ohne wesentliche Einschränkungen angenommen werden könnte. Wie dem auch sei, das ganze, rein äußerlich betrachtet, im allgemeinen doch sehr wenig komplizierte, um nicht zu sagen monotone, jedenfalls von Massenhaftigkeit und Gleichheit der Einzelercheinungen beherrschte Phänomen läßt keine andere als eine einheitliche Beurteilung zu. Sind die zahllosen, das ganze Innere eines großen Intrusivkörpers annähernd gleichmäßig und in annähernd gleichheitlicher Ausbildung erfüllenden basischen Einschlüsse in der Tat das Produkt einer rein magmatischen Sonderung, dann mag es zwar gelegentlich vorkommen, daß einige Schollen des Nebengesteins von annähernd gleicher Größe sich damit vermengt haben; allein es wäre ganz unverständlich, wenn in der anorganischen Welt eine so weitgehende durchgreifende Verwischung aller natürlichen, durch Herkunft, Genesis und Material bedingten Unterschiede stattgehabt haben sollte, wie sie in diesem Falle vorausgesetzt werden müßte. Bei manchen Gesteinen dioritisch-tonalitischer Zusammensetzung kann, wie bereits erwähnt, die Führung melanokrater Einschlüsse eine so intensive und weitreichende sein, daß dem Muttergestein dadurch geradezu das Gepräge gegeben wird, ähnlich wie das bei den schwärzlich gefleckten berühmten Cordieritgraniten des südwestlichen Finnlands der Fall ist, wo allerdings das Muttergestein oder vielleicht richtiger die von basischen Gemengteilen fast völlig freie Grundmasse eine vom Tonalittypus sehr abweichende Zusammensetzung hat.

Im Hinblick auf die oben zitierte Monographie, die neben der ausländischen auch die deutsche Literatur ausreichend berücksichtigt, erübrigt es sich, auf die Petrographie der basischen Einschlüsse näher einzugehen. Zur Frage der Genesis nimmt Pabst keine bestimmte Stellung ein, doch glaubt er die Hypothese der liquidmagmatischen Entstehung oder einer Segregation um zahlreiche Zentren eines kombinierten Schmelzflusses ablehnen zu sollen. Seiner Vermutung: *they are stoped fragments of a basic border facies*, stellt er aber die Tatsache entgegen, daß die im untersuchten Gebiet überaus seltene basische Randfazies den Einschlüssen der granodioritischen Hauptmasse petrographisch nicht gleicht.¹⁾ Diese Feststellung ist wichtig, denn sie gilt

¹⁾ a. a. O. S. 367 und 368, 362.

auch für die Gesteine des Zillertals, und gerade diese petrographische Unähnlichkeit hat mich in erster Linie veranlaßt, die schwarmartig auftretenden basischen Einschlüsse von vorneherein anders zu beurteilen als jene oben beschriebenen, mit den basischen Tiefengesteinstypen hier unzweifelhaft identischen Scholleneinschlüsse. In chemischer Hinsicht weist Pabst im Anschluß an die Arbeit Begers¹⁾ den basischen Einschlüssen lamprophyrischen Charakter zu. Eine petrographische Verwandtschaft mit den granito-dioritischen Magmentypen wird denn auch kaum zu bestreiten sein. Doch können wir vorläufig noch wenig Sicheres darüber aussagen, inwieweit ein dem Chemismus eines Diorits ohnedies nahestehender, nur mehr in kleinen Bruchstücken vorhandener, also bei richtiger Bewertung der Größenordnung nahezu „pulverisierter“ Fremdkörper in einem granitischen oder dioritischen Gestein die Eigenschaften des Muttergesteins in bezug auf stoffliche Zusammensetzung, Mineralbestand und Gefüge anzunehmen vermag.

Mögen sich auch im Gelände die Übergänge nicht überall Schritt für Schritt deutlich verfolgen lassen, im großen und ganzen wird man immer wieder bestätigt finden, daß in diesen Intrusivgebieten auf eine breite höchst kompliziert entwickelte und daher wenig übersichtliche Zone der Injektion gegen das Zentrum zu Gesteinsbereiche folgen, wo die hier noch kieseläureärmeren Intrusivmassen mehr oder weniger reich sind an schwarmartig auftretenden basischen Einschlüssen, welche mit ortgeschränkter Resorption des Nebengesteins in Verbindung zu bringen außerordentlich nahe läge, während die Einschlußfreiheit der mehr zentral gelegenen granitischen Körper mit der stärkeren Lösungs-fähigkeit der an leichtflüchtigen Bestandteilen angereicherten Granitschmelze zu erklären wäre. Auch das Vorhandensein verschiedener Grundtypen unter den schwarmartig auftretenden Einschlüssen fände in dieser Betrachtungsweise eine Stütze. Es wurde schon früher darauf hingewiesen, daß im Aufnahmegebiet die dioritischen Gesteine mehr als die granitischen zur Lagentextur hinneigen. Inwieweit sich nun feldgeologisch die Situation angesichts des schon eingangs dieser Arbeit hervorgehobenen mannigfachen räumlichen Wechsels unter den sauren Intrusivmassen sowie der wahrscheinlich durch magmatische Strömung mitbedingten örtlichen Verteilung der großen Autolithenschwärme²⁾ einigermaßen übersehen läßt, scheinen in der Tat die flach linsenförmigen Einschlüsse mit ihrer streng parallelen Anordnung mehr an die dioritischen Gesteine gebunden zu sein, während die kleineren, mehr unregelmäßig geformten und regellos eingelagerten basischen Nester anscheinend in den stärker leukokraten, auch mechanisch minder beanspruchten Gesteinen ihre eigentliche Heimat haben.

Man hat die Unterscheidbarkeit der dunklen basischen „Schlierenknödel“ und der „durch schuppig verteilten Biotit ebenfalls braun gefärbten Einschlüsse von Schiefergneis“³⁾ auch darauf zu gründen ver-

1) P. J. Beger, Chemism. d. Lamprophyre, in Niggli, Gesteinsprovinzen I (1923), S. 461 ff.

2) A. Pabst, a. a. O., S. 368.

3) F. Becke, Rieserferner, a. a. O., S. 382.

sucht, daß bei der Verwitterung diese aufragende Buckel, jene dagegen rundliche Löcher im umgebenden Gestein hinterlassen. Ist dem so, dann wäre die Hauptmasse der schwarmförmig auftretenden Einschlüsse zur zweiten Gruppe, also zur Gruppe der Fremdkörper zu rechnen. Aber auch die von A. Pabst im Gegensatz zu den Xenolithen als basische Autolithe bezeichneten Gebilde zeigen teilweise, so auf Taf. 46 *a* und *b* und Taf. 48 *b* der Arbeit dieses Autors, typische Aufragungen. Demzufolge müßten bei den äußerlich nicht unterscheidbaren, lamprophyrisch zusammengesetzten Komponenten eines solchen Schwarms in bezug auf Widerständigkeit gegen Verwitterung Unterschiede bestehen zwischen basischen liquidmagmatisch im umgebenden Gestein ausgeschiedenen und ebenfalls basischen von der umgebenden Gesteinsmasse als Fremdkörper aufgenommenen Mineralaggregaten. Wahrscheinlich ist auch in der Hochregion auf die Verwitterungsformen die Art der einwirkenden Agentien mitbestimmend. Davon bekommt man bereits eine Vorstellung, wenn man des Näheren verfolgt, welche eigenartige Zersetzungserscheinungen am Silikatgestein selbst oberhalb der Firngrenze dort sich zeigen, wo vorübergehend nach sicheren Anzeichen eine Vegetationsdecke dem Gestein aufgelegt haben muß, wie beispielsweise am Sockel der Furtenschagelspitze, wo ein hier anstehender Granodiorit bis tief in den Felskörper hinein zu einem bräunlichen, erdig gebundenen Sand oder Grus verwittert ist.

Eine Gefügeanalyse im Sinne Bruno Sanders und Walter Schmidts könnte in der Frage der primären Natur der basischen Einschlüsse unter Umständen zu einer Entscheidung führen. Besteht bei den Einschlüssen Regelung, bei dem sie einschließenden Medium dagegen nicht, so wäre zunächst zu erwarten, daß die Einschlüsse für sich, d. h. als selbständige Körper ohne Orientierung eingelagert sind. Ist das der Fall, dann wäre die Schollennatur erwiesen; sind dagegen die in sich geregelten Einschlüsse als selbständige Körper in eine dem Regelungsplan entsprechende orientierte Lage gebracht, so könnte der Mangel einer nachweisbaren Regelung im Medium allenfalls noch darauf zurückgeführt werden, daß durch spätere Teilbewegungen im Gefüge des Muttergesteins ein dort schon früher vorhandenes Regelungsbild wieder verwischt wurde, ohne daß die räumliche Orientierung der dabei nicht notwendig aus ihrer Lage gebrachten Einschlüsse sich wesentlich geändert hätte. Aus den gleichen Gründen würden Verschiedenheiten der Regelung in Einschlüssel und Medium nicht unbedingt entscheidend sein.

3. Physigraphie der Kersantite und Spessartite.

Nun zur Petrographie der Lamprophyre, wobei jedoch eine Durchbesprechung der einzelnen Typen schon deshalb nicht geboten erscheint, weil über ganz analoge Verhältnisse, insbesondere soweit sie das Gotthardgebiet¹⁾ betreffen, in neueren Arbeiten erschöpfend berichtet wurde, weil ferner auch das Ganggestein des Roßruggs, das ja als einer der

1) Richard A. Sonder, Untersuchungen über den Differentiationsverlauf der spätpaläozoischen Granitintrusionen im zentralen und westlichen Gotthardmassiv, Schweizer Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, I. Jahrg., Frauenfeld 1921.

Hauptvertreter der Lamprophyre des Aufnahmegebietes angesehen werden darf, bereits Gegenstand einer petrographischen Untersuchung¹⁾ geworden ist, endlich die für alpine Vorkommnisse einschlägige wichtigere Literatur aus den hier angeführten beiden Arbeiten entnommen werden kann. Im Anschluß an frühere Forschungen österreichischer Autoren hat A. Köhler das ihm selbst als „feinkörnig und nur wenig schiefrig“ erschienene Gestein mit Floitit bezeichnet, ein Name, den Fr. Becke²⁾ für ein wesentlich aus Oligoklas, Biotit und Zoisit bestehendes, etwas Quarz und manchmal Hornblende führendes, im übrigen aber kristallisationsschieferiges Gestein vorgeschlagen hat; daß ein anderes Gestein als das von mir ins Auge gefaßte jener Untersuchung zugrunde gelegen hat, ist bei der bis in alle Einzelheiten gehenden Übereinstimmung der positiven petrographischen Befunde nicht anzunehmen. Dürfte sich auch die Mehrzahl der Autoren heute darüber einig sein, daß es sich hier um basische Ganggesteine handelt, so wird doch von ihnen der Grad der Umwandlung dieser Gesteine sehr verschieden bewertet. Nun ist gerade bei den Gesteinen des Zillertals im allgemeinen die schon durch Tschermak mitgeteilte Umwandlung der Hornblende in Biotit eine sehr auffällige und weitverbreitete Erscheinung; so wird im zweiten Teile dieser Arbeit von grobkörnigen, primär hornblenditischen Gesteinen die Rede sein, welche teilweise unter Erhaltung der Kristallformen eine radikale Umwandlung in Biotit erlitten haben. Aber auch für die alpinen Lamprophyre, wie sie hier in Frage stehen, wird die Annahme einer mehr oder weniger weitgehenden Biotitisierung postuliert, und in der Tat liegen stärkere Umwandlungen auch im wesentlichen Mineralbestande, namentlich bei den basischeren und hornblendereichen Gliedern der Lamprophyre, von vorneherein sehr im Bereich der Möglichkeit. Demzufolge wurde auch bemängelt,³⁾ daß R. A. Sönder die Lamprophyre des Gotthardgebietes, ohnschon jeweils mit Beifügung der Bezeichnung „metamorph“, unter Zugrundelegung des Mineralbestandes schlechthin in Kersantite, Kersantit-Spessartite und Spessartite eingeteilt hat. Wir können nun zwar die von P. J. Beger dagegen vorgebrachten Bedenken prinzipieller Art durchaus verstehen, glauben aber doch, daß für die Frage der Einreihung eines Eruptivgesteins unter einen zur Verfügung stehenden festumschriebenen petrographischen Begriff jeweils eine als vorhanden bekannte oder zu vermutende Umwandlung dieses Gesteins nach Grad und Art erst festzustellen wäre. Nur wenn die Wirkungsweise typenerzeugender Metamorphose nicht mehr erfassbar wäre, bliebe jene Frage offen. Da übrigens jedes Gestein für uns streng genommen immer nur eine Momentaufnahme aus dem langen Zeitraum geologischen Geschehens bedeuten kann, erlangen wir aus dem Analysenergebnis allein kaum jemals volle Gewißheit, ob das Gestein nicht Veränderungen, die unter Umständen für seinen Mineralbestand und seine petrographische Einordnung wesentlich sind und aus dem mikroskopischen Bild eher noch

1) Alexander Köhler, Über einen Floitit aus dem Zentralgneis der Hohen Tauern, Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, 36, Heft 1, 2 (1923).

2) F. Becke, Denkschriften der Akademie der Wissenschaften in Wien, mathem.-naturw. Klasse, 75 (1913), S. 29, Anm. 1.

3) P. J. Beger in Niggli, Gesteins- und Mineralprovinzen I, S. 508 ff.

zu ermitteln wären, zu irgendeiner Zeit bereits erlitten hat. Andererseits darf daran erinnert werden, daß Sonder die von ihm selbst vorgebrachten Einschränkungen durch folgenden Zusatz entkräftet: „Immerhin dürften bei den frischen Handstücken die sekundären Änderungen so klein sein, daß die Analyse trotzdem den chemischen Charakter des Ursprungsgesteins richtig wiedergibt.“

Auch auf die Verhältnisse des Aufnahmegebietes angewendet, scheint mir jene eindeutige, eines gewissen Schematismus allerdings nicht entbehrende Einteilung das Wesentliche zu treffen. Nachdem nun einmal seit Rosenbusch gewissermaßen kodifikatorisch die Kersantite definiert sind als panidiomorph- bis hypidiomorphkörnige oder holokristallinporphyrische Ganggesteine aus der Gefolgschaft der granito-dioritischen Tiefengesteine, in ihrem reinen Typus charakterisiert durch die Mineralkombination Plagioklas-Biotit, wird man, sofern sich weiterhin dartun läßt, daß die Umwandlung des Gesteins keinen höheren Grad als etwa diejenige eines alpinen Granits oder Diorits erreicht hat, sich füglich nicht entschließen wollen, für einen Ganggesteinstypus mit 48% Biotit und 29% Plagioklas an Stelle einer dafür aufgestellten und durchaus zutreffenden eine andere und neue Benennung einzuführen; eine Ganggesteinsbezeichnung aber müßte es doch sein, nachdem die schizolithische Ganggesteinsnatur hier nicht weniger feststeht als etwa bei den berühmten Lamprophyren der Lausitz. Sonach erscheinen Benennungen wie Floitit für eine Phase der petrographisch-geologischen Forschung, in welcher die Gangnatur eines mit diesem Namen belegten Gesteines noch nicht allen Zweifeln entrückt war, an sich durchaus verständlich und berechtigt.

Zunächst ist es schon schwer zu verstehen, wie in diesen Lamprophyren, bei deren meist quer oder diagonal zur allgemeinen Schieferung des Gebirges gerichtetem Gangverlauf „durch die Streßwirkung der tertiären Dislokationen weitgehende Ummineralisationen“ ausgelöst worden sein sollen. Wohl macht sich bei den Lamprophyrgängen dann meist im Zusammenhang mit jener obenerwähnten, vorwiegend der Randzone angehörigen schlierigen Ausbildung mitunter eine schwache Lagentextur ziemlich deutlich bemerkbar; doch pflegt diese ohne Rücksicht auf die tektonischen Verhältnisse der weiteren Umgebung parallel dem Salband zu verlaufen. Wenn dann, was ebenfalls häufig zu beobachten, das Nebengestein an der Angrenzungszone und ebenfalls dem Salband parallel eine ausgesprochene Schieferung aufweist, so bedeutet dies, daß an solchen Stellen offensichtlicher abrupter Inhomogenität bei der allgemeinen mechanischen Beanspruchung der Intrusivmassen örtlich beschränkte Teilbewegungen im Gefüge stattgefunden haben, wie sie unter solchen Umständen überhaupt in jedem Intrusivgebiete allenthalben zu erwarten sind und beispielsweise in den Aplitsystemen in kaum weniger starkem Maße auftreten, ohne daß es hier zu nennenswerten, geschweige denn weitgehenden Umkristallisationen gekommen wäre. Jedenfalls muß man im Auge behalten, daß diese großen, nach allen Richtungen weithin sich erstreckenden Gangbildungen der Lamprophyre als geologische Körper heute eigentlich ganz unversehrt vor uns liegen.

Wenn man von einem solchen Kersantitgang des Aufnahmegebietes sich zunächst aus einer von Schlieren und sichtbaren Einsprenglingen

sowohl wie von porphyroblastischen Gebilden, Querbiotiten, Hornblendenestern u. dgl. möglichst frei erscheinenden, dabei aber die Hauptmasse des Ganges bildenden dunkelgrauen Gesteinslage ein Handstück zu weiteren Untersuchungszwecken entnimmt, darf man der Überzeugung sein, ein für die petrographische Ganggesteinsart einwandfrei typisches Gestein vor sich zu haben. Derartiges Material zeigt denn auch in der Regel ein sehr gleichmäßiges und feines Korn und, wenn annähernd senkrecht zu einer etwa vorhandenen Lagentextur geschliffen, ein Dünnschliffbild, wie es durch Taf. XXIX, Abb. 11, in absichtlich etwas größer gehaltenem Format wiedergegeben wird. Die räumliche Einlagerung der massenhaft verbreiteten Biotite, die mit ihrer tiefbraunen Farbe das Feld beherrschen, erscheint auf den ersten Blick als ziemlich wirres Geflecht, hat aber dennoch eine gewisse Ähnlichkeit etwa mit der Maschenanordnung frei herabhängender Netze, d. h. eine bevorzugte Richtung der Biotite ist, insbesondere solange man den Analysator noch eingeschaltet hat, nicht zu verkennen. Immerhin wäre es höchst verwunderlich, wenn diese panidiomorph entwickelten Glimmerkristalle als schieferholde Minerale katexochen unter der angenommenen starken Einwirkung orogenetischen Streßes diese mehr oder weniger divergentstrahlige, für intrusive Eruptivgänge immerhin charakteristische räumliche Verteilung, die auch an die sperrige Anordnung der Feldspäte in intersertal struierten Doleriten erinnern mag, in so hohem Maße beibehalten haben sollten. Man müßte denn annehmen, daß sämtliche Biotite, dann aber folgerichtig auch die nur die Füllmasse bildenden, schwach lichtbrechenden farblosen Gesteinskomponenten, erst nach der mechanischen Einwirkung auf das Gestein sich gebildet hätten. Dagegen spricht vor allem eine recht deutlich wahrnehmbare Reihenfolge der Ausscheidungen, wie sie im allgemeinen eben nur bei den Eruptivgesteinen zu erwarten ist. Die Idiomorphie der Magnesiaglimmer wird dadurch, daß Kristalle des Klinozoisits ihnen vielfach randlich eingewachsen sind und gelegentlich auch einmal von ihnen ganz umschlossen zu sein scheinen, nur sehr wenig beeinträchtigt. Meist findet man den Klinozoisit, vergesellschaftet mit dem spärlicheren und mehr dünnprismatisch ausgebildeten Zoisit, in wohlentwickelten und optisch unschwer ausmeßbaren Kristallen außerhalb der Biotite angesiedelt. Seine Kristallisation hat auf alle Fälle diejenige der Biotite überdauert. Die Gesamtmenge der Zoisitminerale, unter denen der äußerst seltene Eisenepidot nicht ins Gewicht fällt, beträgt nach einem Durchschnittswerte 15%, was für alpine Eruptivgesteine nichts Überraschendes ist, ebensowenig wie die Verbreitung des Granats (1—2%), der hier ganz ähnlich ausgebildet und mit leukokraten Gemengteilen verwachsen ist wie in den kieselsäurereichen Ganggesteinen des Gebietes. Die maximalen Korngrößen findet man, abgesehen von den Einsprenglingen, ausschließlich beim Biotit, der unter den Hauptgemengteilen bei der zeitlichen Ausscheidung an erster Stelle folgt; die Xenomorphie der Feldspäte und Quarze könnte ihm gegenüber nicht schärfer sein. Im allgemeinen beträchtlich schwankend, wäre die Durchschnittslänge der quer zu (001) geschnittenen Biotitkristalle im feinkörnigen Gestein auf 0.1—0.3 mm zu veranschlagen, während die Länge des Querschnittes höchstens ein Drittel davon ausmacht. Von der Feinheit und

Gleichmäßigkeit des Kornes, typisch für viele Lamprophyre überhaupt, gibt dies immerhin eine gute Vorstellung. Winzige Kriställchen von Biotit findet man auch noch in den porphyrischen Einsprenglingen, welche nur vom Feldspat repräsentiert werden, im allgemeinen ziemlich selten sind, stets mäßige Größe besitzen und sehr sporadisch verteilt erscheinen, aber doch auch den feinkörnigen dichten Kersantitypen nie ganz fehlen. Solche mikrolithische Biotiteinschlüsse haben wir auch bei den Plagioklasen der granito-dioritischen Gesteine kennen gelernt; und nichts erinnert wiederum so sehr an jene Tiefengesteinstypen als der Mikrolithenreichtum der die Einsprenglinge bildenden Feldspäte, die in der Regel am Rande stark korrodiert erscheinen und dabei manchmal vom Kern bis zum äußersten Rande hin von den eisenarmen Epidotmineralien, unter denen der Klinozoisit wiederum die Hauptrolle spielt, ganz erfüllt sind. Muskovite treten unter diesen Schwärmen so wenig auf wie die für die Plagioklase basischer Plutonite so charakteristischen, hybrid ausgebildeten rhombischen Zoisite, was für die Herkunft dieser Feldspateinsprenglinge aus granitisch-dioritischem Magma wiederum sehr bezeichnend ist. Solche Plagioklase haben meist einen sehr geringen Anorthitgehalt, während diejenigen der „Grundmasse“, wenn man bei der Einsprenglingsarmut der feinkörnigen Kersantite diesen Strukturbegriff verwenden will, Oligoklasenzusammensetzung haben, wofür in Anbetracht des Mangels meßbarer Bezugsflächen nur der große Achsenwinkel (bis zu 90°) und die Beckesche Linie zur Bestimmung dienen konnten. Die Menge des im Gestein ebenfalls vorhandenen Quarzes verhält sich zu derjenigen des Feldspates immerhin noch wie 1:4 oder 1:5.

Schon das gegensätzliche Verhalten der spärlichen mikrolithen erfüllten Feldspateinsprenglinge und der hier an Größe der Ausbildung von ihnen nur wenig verschiedenen völlig mikrolithenfreien Grundmassfeldspäte müßte gegen die Annahme einer weitgehenden Umwandlung des wesentlichen Mineralbestandes im Gestein Bedenken erregen. Sind die Feldspäte Granoblasten, warum hat dann die Metamorphose, die als einheitlich wirkendes Agens betrachtet zu werden pflegt, zu einem solchen Hiatus in der Kristallisation ein und derselben Mineralart geführt? Sind sie es aber nicht, haben sie sich vielmehr in dieser Form aus lamprophyrischem Schmelzfluß ausgeschieden, dann erklärt es sich zwanglos, daß die einer größeren Tiefe entstammenden Plagioklaseinsprenglinge genau das gleiche Mikrolithenphänomen wie diejenigen des zugehörigen Tiefengesteines aufweisen.

Bei mikroskopischer Betrachtung eines typischen Kersantits können Tausende von Biotiten am Auge vorüberziehen, ohne daß dieses nur ein einziges Mal eines Hornblendekristalls oder auch nur der Spur einer Umwandlung von Amphibol in Biotit gewahr wird. Dieser selbst teilt, abgesehen von seiner kleinen Form und vollkommeneren Kristallumgrenzung, ganz die Eigenschaften des Magnesiaglimmers mittelsaurer Tiefengesteine des Gebiets. Neubildungen von Muskovit, entstanden durch Deformationsverglümmung, oder Karbonatausscheidungen kamen mir nirgends zu Gesicht. Dem frischen unzersetzten Gestein, wie es im

Aufnahmegebiet überall leicht am Anstehenden zu gewinnen ist, entspricht im Dünnschliffbild überhaupt weit mehr, als dies bei vielen Lamprophyren deutscher Mittelgebirge der Fall sein mag, ein klares, man möchte sagen sauberes Gefügebild.

Nehmen endlich die Kersantite, ohne die Eigenschaft der typischen Biotitplagioklasgesteine zu verlieren, lichtere Tönungen an, so können sie, was vom genetischen Gesichtspunkte aus wiederum sehr bezeichnend und für die oben berührte Frage der Klassifizierung dieser Ganggesteine belangvoll ist, der Grundmasse echter Granitporphyre sehr ähnlich werden, wie sie im Serpentinegebiet des Ochsners zusammen mit weißen Zoisitapliten gang- oder apophysenbildend auftreten und schon durch Becke¹⁾ uns bekanntgemacht worden sind.

Vom Ganggestein des Roßbruggs, das nach dem mikroskopischen Befunde Köhlers an dunklen Gemengteilen außer Biotit nur 1·6 Volumprozent Hornblende führt, liegt eine von Becke²⁾ mitgeteilte chemische Analyse aus dem Laboratorium von E. Ludwig vor. Sie sei zusammen mit einer von Köhler selbst gefertigten Analyse des völlig amphibolfreien und von diesem Autor mit „Floilit“ bezeichneten kersantitischen Ganggestein vom Kesselfall aus dem Tal der Gasteiner Ache hier angeführt. Die daraus berechneten Niggli-Werte, verglichen mit den von Sonder mitgeteilten und hier ebenfalls angeführten Werten zweier in chemischer Hinsicht mit jenen ostalpinen Gesteinen wohl am nächsten verwandten Gotthardkersantite, charakterisieren die stoffliche Seite des Zillertaler Ganggesteines immerhin recht gut. Dieser Kersantit, der nach den gemachten Beobachtungen trotz beachtlicher Schwankungen in Habitus und Mineralbestand eine sehr eintönige Lamprophyrvarietät darstellt, wäre nach Beger (a. a. O., S. 306ff.) allerdings nicht dem „zentral-alpinen Typus“, dessen *si*-Wert nur zwischen 156 und 108 liegen soll, wohl aber dem „sauren“ bis 210, im Dauphiné sogar bis 282 *si* hinaufreichenden Typus zuzurechnen. Was im Chemismus des stofflich leider nur in dieser einen Analyse bekannten Zillertaler Kersantites einerseits und einer ganzen Reihe stofflich sonst ähnlicher Gotthardlamprophyre andererseits am wenigsten gut in Einklang zu bringen ist, sind die hohen *k*-Werte der letzteren. Nur bei den basischeren Gliedern und auch hier nur in wenigen Fällen geht im Gotthardgebiet dieser Wert unter 0·3 herunter. Wohl mit Recht erblickt indes Beger im Alkalienverhältnis *k* der Lamprophyre, welches nach Sonder bei $< 0\cdot39$ auf reinen Spessartittypus hindeuten soll, kein allgemein dafür ausschlaggebendes Charakteristikum, sondern nur ein solches von provinzieller Bedeutung. Der durch den hohen *k*-Wert bedingte monzonitische Charakter mancher Gotthardlamprophyre findet übrigens in den bekannt gewordenen Vorkommen echt monzonitischer Tiefengesteine im östlichen Teil jener westalpinen Granitzüge eine weitere Erklärung, während der Chemismus der hier untersuchten kersantitischen Lamprophyrvarietät

¹⁾ F. Becke, Führer zur Internationalen Geologen-Tagung in Wien, Nr. VIII, S. 27ff.

²⁾ Fr. Becke, Chemische Analysen von kristallinen Gesteinen aus der Zentralkette der Ostalpen, Denkschrift der Akademie der Wissenschaften Wien, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, 175, 1. Heft, S. 103.

des Zillertals sich wohl am meisten dem normaldioritischen Magmentypus (Niggli a. a. O., S. 125) nähert, was auch mit dem Gesamtcharakter der dieses Gebiet ausschließlich beherrschenden Tiefengesteine der pazifischen Sippe im Einklang steht.

I. Ganggestein vom Roßrugg. II. Ganggestein vom Kesselfall (Gasteiner Ache).

Si O ₂	58·95	58·22
Ti O ₂	—	1·16
Al ₂ O ₃	18·00	17·15
Fe ₂ O ₃	2·05	2·62
Fe O	4·92	3·89
Mn O	—	0·10
Mg O	3·28	2·76
Ca O	6·55	6·38
Na ₂ O	2·89	3·36
K ₂ O	2·18	2·66
H ₂ O	1·63	0·73
P ₂ O ₅	—	0·41
Ba O	—	0·05
S	—	0·09

	<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>ti</i>	<i>p</i>
zu I	161·6	29	40·2	19·2	11·4	0·33	3·34		
„ II	185	32	30	22	16	0·34	0·44	2·7	0·5
„ III	161	30	36	20	14	0·43	0·56	1·2	
„ IV	161	31	33	20·5	15·5	0·43	0·53	1·7	0·40

III. Kersantit, Gotthard (südlich Hospiz, Anal. K. Jene. (Sonder, a. a. O., S. 42.)

IV. Spessartit-Kersantit, Gotthard (Banchiweg), Anal. J. Jakob (ebenda).

Welch labilen stofflichen Schwankungen und welch auffälligem, eben dadurch bedingten Typenwechsel die lamprophyrischen Erstarrungsprodukte unterworfen sein können, zeigt sich nicht nur in der Schlierenbildung, welche bei vielen Gängen, vielleicht sogar der Mehrzahl, geradezu als charakteristisches Merkmal anzusehen ist, sondern auch in lateralzonaren, also mit der Ganggrenzfläche irgendwie in Zusammenhang stehenden Variationen des Mineralbestandes. Derartige Erscheinungen könnten dazu beitragen, das Bedürfnis nach einer strengen Klassifizierung nicht allein solcher die Eigenschaft geologischer Körper bereits verlierender Gebilde, sondern auch der in unmerklichen Übergängen und fast ständigem Wechsel aufeinanderfolgenden Lamprophyrtypen selbst zurücktreten zu lassen, wenn nicht doch wiederum die Aussicht bestünde, auf Grund einer umfassend durchgeführten Sichtung der festgestellten Schizolithe nach petrographischem Schema auch Einblicke in die allgemein magmatische Verteilung oder in die Differentiationsvorgänge selbst zu gewinnen. Sonder hat einige von diesen hier nur angedeuteten Phänomenen, welche in ganz ähnlicher Form auch im Oberen Zemmgrunde vorkommen

und in der Tat teils auf Differentiation in situ, teils auf einen sukzessiven Wechsel der magmatischen Nachschübe innerhalb der Gangkluft zu beruhen scheinen, näher untersucht. Auch seine Beschreibung der Übergangsglieder von den Kersantiten zu den Spessartiten und der Spessartite selbst ließe sich hier fast Wort für Wort übernehmen.

Etwas sehr Typisches und Auffälliges liegt zunächst darin, daß mit dem Beginn einer stärkeren Beteiligung der Hornblende an der Gesteinszusammensetzung ein fast spontanes Auftreten der Titanminerale, vor allem des Titanits und des Titaneisens verbunden ist, wozu sich schließlich auch der Nester bildende Rutil gesellt. Demgegenüber sind die Kersantite durch eine ausgesprochene Erzarmut gekennzeichnet. Andererseits sieht man beim Übergang zu den hornblendereichen Gliedern das Mikrolithenphänomen der Plagioklase sehr bald verschwinden, wie überhaupt der Zoisit und auch der Klinozoisit nur mehr seltene Gäste in den Spessartiten sind.

Wo bei konkordanter Einlagerung die Gangform ihres geologischen Auftretens undeutlicher wird, können diese meist kieselsäureärmeren, der Hauptsache nach sich schließlich nur mehr aus lichtgrüner bis gelblichgrüner Hornblende und unverwilligtem Plagioklas zusammensetzenden Gesteine den Amphiboliten so ähnlich werden, daß man sie letzten Endes rein petrographisch auch als solche bezeichnen kann. Quarz tritt in der Regel nur sehr spärlich auf, und das mikroskopische Bild eines schwächtigen Gangtrums, wo der Biotit im Hornblendegefüß überhaupt nur mehr in Spuren nachzuweisen war, bewies, daß bei den Lamprophyren des Aufnahmegebietes dieses im allgemeinen auch hier als Durchläufer fungierende Glimmermineral so gut wie fehlen kann.

Dabei scheint die Hauptmasse der grünen Hornblende doch primärer Natur zu sein, denn abgesehen von der Kristallgröße und der Kompaktheit seiner Aggregation unterscheidet sich das Mineral von den Hornblendenden der Diorite oder Tonalite in keiner Weise. Demgegenüber beobachtet man ziemlich häufig nach der *c*-Achse langprismatisch entwickelte Amphibole, die das umgebende, zum großen Teil ebenfalls von Hornblende gebildete xenomorphe Körneraggregat nach Art der Porphyroblasten durchsetzen. Ihre bläuliche Tönung erinnert bereits an die blaugrünen, meist stark poikiloblastischen Amphibole der Greiner Garbenschiefer. Heben sie sich auch in sonstiger Hinsicht von den übrigen Hornblendenden nicht deutlich ab, wird man sie doch als Bildungen der Metamorphose anzusehen haben. Bei den mehr oder weniger reichlich vorhandenen Biotiten der spessartitischen Gesteine liegen strukturell und genetisch analoge Verhältnisse vor. Jene bräunlich trüben, dabei aber scharf abgegrenzten und von Kristallen erfüllten Amphibolkörner, die Sonder bei Beschreibung der Spessartite erwähnt, sind mir im Dünnschliffbilde der Lamprophyre des Aufnahmegebietes niemals aufgefallen, wohl aber habe ich sie als charakteristische Gebilde des uralitierten starkbasischen Tiefengesteins (siehe oben) beschrieben.

Das wohl allgemein festzustellende größere Korn der hornblendereichen Lamprophyre prägt sich im Aufnahmegebiet keineswegs darin aus, daß diese Gesteine gegenüber den Kersantiten massiger entwickelt sind oder einer Schieferung mehr oder weniger entbehren. Eine auch

hier so häufig vorhandene Lagentextur kann vielmehr oft genug durch eine eigentliche Schieferung verstärkt sein. Das ist wohl darauf zurückzuführen, daß die spessartitischen Ganggesteine des Oberen Zemmgrundes mehr auf die nördlich gelegenen Bereiche der Gneise und eigentlichen Schiefer beschränkt und vorwiegend konkordant diesen Gesteinen eingelagert sind. Sie im Gelände als Ganggesteine zu erkennen erleichtert die im allgemeinen doch ziemlich scharfe Abgrenzung gegen das Nebengestein. Am sogenannten Krahuß treten sie in Mächtigkeiten von über einem Meter scharenweise auf. Inwieweit sich bei der sichtlich stärkeren allgemeinen Metamorphose der genannten Gesteinsbereiche unter den dort auftretenden Ganggesteinen auch Malchite verbergen, ließe sich nur auf Grund umfänglicher Spezialuntersuchungen beantworten. Eine unverkennbare Tendenz zu dem bei Beger (a. a. O. S. 347) angeführten Normaltypus des Malchits

si 167, *qz* 7, *al* 31, *fn* 35, *c* 19, *alk* 15, *k* 0·26, *mg* 0·46

läge, sofern man den Mineralbestand ganz außer acht lassen dürfte, schon bei dem noch als kersantitisch betrachteten Ganggestein des Roßbruggs vor.

VI. Granatlagerstätten.

1. Allgemeines.

Die Zillertaler Granaten haben, wie bekannt, schon seit alter Zeit eine gewisse Berühmtheit. So schreibt G. Gasser in seinem Werk über die Mineralien Tirols, Innsbruck 1913, S. 265: „Das Zillertal ist in dieser Beziehung neben dem Ötztale ja gerade das „Mekka der Granatklauber“ geworden, indem diese Mineralgebiete nicht nur die reichlichsten und größten, sondern (im Zillertal) auch die reinsten und schönsten Almandingranaten liefern, die unsere Monarchie aufzuweisen vermag.“ Im Aufnahmegebiet kenne ich kaum ein Gestein, worin sich nicht Granaten entdecken ließen. Sehr viele und dabei weitverbreitete Gesteinszüge des Gebietes sind sogar überaus reich an diesem Mineral und für gewisse Einschaltungen in den Gesteinsschichten kann es zu einem wesentlichen, ja sogar fast ausschließlichen Gesteinsgemengteil werden. Da handelt es sich aber zum weitaus größten Teil nur um den gemeinen Granat, der für den Edelsteinschliff keineswegs in Betracht kommt und, um nur die Art seines Auftretens zu kennzeichnen, vom vorüberwandernden Touristen in der Regel erst dann bemerkt wird, wenn er bedeutende Größe erreicht oder gelegentlich durch lebhafteren Glanz sich auszeichnet. Knollige Kristalle von der Größe einer Kinderfaust sind keine Seltenheit. Auch die meisten der wichtigen Granatarten vom ikositetraedrischen, Mangan führenden Spessartin bis zum chromhaltigen Uwarowit, der sich in kleinen smaragdgrünen Körnern am Serpentinkontakt vorfand, sind im Aufnahmegebiet z. T. in wohlentwickelten, flächenreichen Kristallformen vertreten und daselbst meist schon lange bekannt.

Um all dies handelt es sich hier nicht, sondern um örtlich engumgrenzte Vorkommen von ganz besonderer Art, insofern hier schleifwürdiger Eisentongranat, dunkelkirschrote Kristalle von

Erbsen- bis Walnußgröße bildend, in einer den Abbau lohnenden Menge an schmale, tektonisch stark beanspruchte, aber noch zum Bereich der ungeschieferten Plutonite gehörende Chlorit-Biotitschieferzüge gebunden ist. Von bedeutenderen Vorkommen dieser Art sind mir im Aufnahmegebiet nur drei bekannt; sie wurden beim Eintrag in die Karte berücksichtigt, was wiederum nicht ohne Übertreibung der Mächtigkeitsverhältnisse möglich war. Das sogenannte Granathüttchen am Wege von der Berliner Hütte zum Schönbieler Horn, von dieser kaum eine Viertelstunde entfernt, sowie eine alte verfallene, zum Pochen des Muttergesteins bestimmte Mühle, nur wenige Schritte tiefer unten im Tälchen der großen Seitenmoräne des Waxeggkeeses gelegen, sind Zeugen einer alten, mit primitiven Mitteln betriebenen, seit mehreren Jahrzehnten jedoch zum Erliegen gekommenen Granatgewinnung. Über die Lage der zugehörigen Fundstelle des Minerals lasse man sich durch den an eben dieser Stelle wie auch an manchen anderen Örtlichkeiten der Umgebung flächenhaft ausgebreiteten, mit grünen Schieferstückchen gemengten Granatgrus, der nur die letzten Reste alten Abraums darstellt, nicht täuschen. Das in der Mitte des Roßbruggs zu suchende Anstehen ist auf einem alten, heute noch viel benutztem Steig auf der Hornkeesseite leicht erreichbar. Von der Grathöhe aus erfolgte seinerzeit der Abbau. Das Fördergut wurde zum Weitertransport über das durch Eisenstifte zugänglicher gemachte westliche Gehänge des Waxeggbeckens über die zirka 100 m hohe, fast senkrechte Westwand des Gratrückens gegen einen Platz, wo heute ebenfalls verfallene bauliche Anlagen stehen, herabgeworfen; kam es doch bei der Art der Aufbereitung und dem Zwecke der Verwendung nicht auf wohlerhaltene, von ebenen Flächen und scharfen Kanten umgrenzte Kristalle, sondern auf die in der Regel auch reineren, von zäher Chloritmasse fester umhüllten, kugeligen Gebilde an. Das zweite größere Vorkommen verläuft etwa längs der Sohle einer steilen, seichten Schlucht im Westgehänge des Vorderen Hornkopfs, läßt sich noch über den Kamm des Hornrückens verfolgen, scheint aber auf der entgegengesetzten Bergseite mehrfach unterbrochen zu sein, während man beispielsweise den mächtigeren Granatschieferzug des Roßbruggs noch unten am Fuß des Ostgehänges deutlich unter den Firn des Hornkeeses einschließen sieht. Ein drittes reiches Granatvorkommen befindet sich am obersten Westrande des von der Zunge des Schwarzensteinkeeses eingenommenen Trogtals mitten im typischen Tonalit und stellt eine stark ausgewalzte, von großen Granatrhombedodekaedern durchspickte Chloritschiefermasse dar.

Muttergestein und darin eingebettete Granaten sind bei allen drei Vorkommnissen jeweils von gleicher Beschaffenheit und das Gesamtbild ist immer das einer durchgreifenden Gesteinsmetamorphose. Der stark gequälte Schiefer mit seinen gefälten und zerknitterten, dabei aber groblättrigen Chlorit- und Biotitlagen ist zudem das Endergebnis einer hochgradigen mechanischen Beanspruchung des Gesteins, welche anscheinend von den in Bewegung gesetzten, dabei wie Riesenablecke fungierenden starren Massen des Nebengesteins ihren unmittelbaren Ausgang nahm. Auch das Granat führende Nebengestein neigt

am Kontakt gegen den Schiefer, sei es mehr tonalitisch, quarzdioritisch oder granodioritisch ausgebildet, zu einer schwachen Schiefertextur, was übrigens beim östlichen Vorkommen am wenigsten sich ausprägt. Es kann ferner von schmalen, meist nur fingerbreiten Gängen eines biotitarmen aplitähnlichen Granits, der kleine hellrote Granaten führt, durchtrümpert sein.

Denkt man sich die einzelnen Granatschieferzüge, soweit das überhaupt der Lage nach in Frage kommen kann, untereinander verbunden, so müßten stärkere Horizontalverschiebungen oder Verwerfungen mit horizontaler Komponente, die etwa unter der Eisbedeckung hindurchstreichen könnten, angenommen werden. Bei dem unregelmäßigen und überhaupt kaum einwandfrei feststellbaren Verlauf des „Nordrandes“ der ungeschieferten Intrusivmassen spricht das annähernd gleichbleibende Generalstreichen der nördlichen Schieferpakete weder dafür noch dagegen.

Von all den bisher besprochenen Gesteinen aus dem Bereiche der ungeschieferten Intrusivmassen ist dieser Grünschiefer der Zillertaler Granatlagerstätten der erste ganz typische Vertreter eines Tektonits. Er beansprucht schon an dieser Stelle ein erhöhtes Interesse, weil hier die gefügeanalytische Betrachtung des Gesteins noch ohne Anwendung der sonst im allgemeinen unerläßlichen und im zweiten Teil dieser Arbeit auf breiterer Basis anzuwendenden statistischen Methode eine zunächst ausreichende Klarstellung zu geben vermag. „Die Analyse des Verhältnisses zwischen Deformation und Kristallisation durch Interngefüge gefalteter Gesteine kann in manchen Fällen zu einer geschlossenen Gefügesynthese führen und ist immer fruchtbar.“ B. Sander, Gefügekunde der Gesteine, Wien 1930, S. 264.

2. Physiographie des Granat-Chloritschiefers.

Der mikroskopische Befund des wohl zum ersten Male ausführlicher beschriebenen Gesteins ist folgender:

a) Das Muttergestein.

Vorherrschendes Mineral ist der Chlorit, worüber das makroskopische Bild im Grunde genommen einwandfreieren Aufschluß gibt als das mikroskopische; denn das kleine Format eines Dünnschliffs läßt die relative Menge des gleichfalls noch sehr stark an der Gesteinszusammensetzung beteiligten Magnesiaglimmers infolge der ziemlich grobblättrigen Ausbildung beider Mineralarten nur ungenügend ersehen. Eine optische Unterscheidung des Chlorits nach Unterarten ergibt zwar, wie aus den grundlegenden Arbeiten Tschermaks¹⁾ zu entnehmen, gerade bei diesem in seiner Eigenschaft als Gesteinsgemengteil einer genaueren Untersuchung ohnehin schwer zugänglichen Mineral keine eindeutigen Resultate. Doch läßt sich unter Heranziehung der bei Niggli²⁾ angegebenen optischen Konstanten immerhin sagen, daß verschiedene Momente

1) G. Tschermak, Die Chloritgruppe. Sitzungsberichte der Wiener Akademie der Wissenschaften, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, 99. Bd., S. 174 ff., 100. Bd., S. 29 ff.

2) P. Niggli, Lehrbuch der Mineralogie, II. Jahrgang 1926, S. 348.

mit ziemlicher Sicherheit auf ein Zwischenglied aus der Mischungsreihe Klinochlor (*K*) — Pennin (*P*) hindeuten. Diese sind:

1. Zweiachsigkeit bei sehr schwach sich öffnendem Achsenwinkel (*K* [*P*]);
2. durchwegs optisch positiver Charakter des Minerals (*K* [*P*]);
3. Lichtbrechung um 1.58, Doppelbrechung (nach Berek gem.) 0.007 (*K*, *P*);
4. deutlicher Pleochroismus α und β graugrün, γ fast farblos mit Stich ins gelblich Graugrüne (*P* [*K*]);
5. schwach anomale Interferenzfarbe: schmutziges Gelblichgrau bis liches Ockergelb (*P* [*K*]).
Dazu kommt:
6. dünnblättrige schuppige Ausbildung des biegsamen, lauchgrünen Minerals einerseits (*K*) und dessen innige Verwachsung mit Biotit andererseits (*P* [*K*]);
7. eine stets zu beobachtende, den Klinochlor charakterisierende Auslöschungsschiefe, die aber meist nur wenige Grade beträgt und sehr selten 10° übersteigt (*K*);
8. nach (001) eingeschaltete, durch die Auslöschungsschiefe erkennbare Zwillingslamellen (*K* [*P*]);
9. Neigung zu englamellarem bündelförmigen Wachstum (*P* [*K*]).

Viele dieser Chlorite zeigen trotz starker Verbiegungen klare einfache Kristallformen, erscheinen auch optisch nicht sonderlich gestört; meist aber sind sie optisch sehr stark undulös, was bei genauerer Betrachtung fast immer auf Stauchungen oder sonstige Einwirkungen mechanischer Art sich zurückführen läßt. Ein großer Teil erscheint einer totalen Zerkleinerung und Zermalmung anheimgefallen.

Als Einschlüsse in den Granatholoblasten kommen neben den Chloriten der vorbeschriebenen Art auch solche vor, die offenbar anderer stofflicher Zusammensetzung sind. Sie erweisen sich als optisch negativ, n_{α} steht \perp (001), ihr Pleochroismus — γ und β grün, α fast farblos — ist kräftiger, die Doppelbrechung dabei merklich geringer, die anomale Interferenz ein liches ausgesprochenes Preußischblau und die Auslöschung der wenig deformierten Kristalle eine gerade. Längs der Spaltrisse der anscheinend auch weniger biegsamen Varietät scheiden sich gern Oxidhydrate des Eisens aus. Nach dem allen nähert sich das Mineral entschieden mehr dem Pennin, indem das Molekül des optisch stets negativen Serpentin am chemischen Aufbau sich hier stärker beteiligt und dadurch (nach der Auffassung Tschermaks¹⁾) auf die optischen Verhältnisse überwiegenden Einfluß gewinnt.

Es wurde schon früher darauf hingewiesen, daß die in den pleochroitischen Höfen verkörpert radioaktiven Erscheinungen bei den Gesteinen des Aufnahmegebietes relativ selten und im allgemeinen wenig ausgeprägt sind, dabei aber doch in jüngeren intrusiven Gesteinen wie

1) A. a. O., 99. Bd., S. 32.

den Apliten sich manchmal etwas deutlicher zeigen. Um so mehr verwundert es, daß in diesem albitisierten Granatchloritschiefer, dessen Werdegang physikalisch-chemisch zweifellos unter sehr extremen Bedingungen des umgebenden Feldes verlief, die Hofbildung namentlich bei den Chloriten sich vorzüglich erhalten konnte, was wiederum eine gewisse Analogie zu der bei den ultrabasischen Tiefengesteinen gemachten Beobachtung bedeuten würde. Man glaubt sogar schwache Ansätze zur Bildung trübungsfreier Innenhöfe zu beobachten. Den Kern der Höfe bildet fast ausschließlich der Zirkon, der auch mehrfach von den farblosen Gemengteilen, dann freilich ohne Hofbildung, eingeschlossen wird und in diesem Gestein überhaupt einen auffallend häufigen Nebengemengteil darstellt. An größeren, nach *c* prismatisch ausgebildeten Kristallen gestattet er auch Messungen des Gangunterschiedes, was im Einzelfalle Verwechslungen mit Monazit oder Xenotim ziemlich sicher ausschließt. Damit soll aber nicht etwa in Abrede gestellt sein, daß hoch lichtbrechende Substanzen von abweichender Stärke der Doppelbrechung ebenfalls als mit Höfen behaftete Kristallkörner im Gesteine Verbreitung haben.

Nun können diese Prismen und Körner hofbildender Minerale, ohne sich etwa der Richtung bester Spaltbarkeit des Wirkkristalles zu fügen, in ganzen Reihen angeordnet sein, so daß sie sich mit ihrer pleochroitischen dunklen Außensphäre auf dem grünen Untergrund des Mutterminerals wie lange, schwärzliche Raupen ausnehmen; ja, es kann vorkommen, daß im Falle einer sehr starken postkristallinen Verbiegung des Chlorits die länglich ausgebildeten Prismen teilweise mit umgebogen sind, ohne daß die Hofbildung dadurch beeinträchtigt wäre. Und wenn man diese naturgemäß oft und auf weite Strecken unterbrochenen Reihen aufmerksam verfolgt, findet man, daß sie im allgemeinen in gleicher Richtung laufen, auch die gleichen Biegungen mitmachen wie andere von mikrolithischen Glimmern gebildete Reihenzüge, die hauptsächlich innerhalb der farblosen Gemengteile sich allenthalben bemerkbar machen. Zirkone bilden, wie bekannt, als Erstausscheidungen granito-dioritischer Schmelzflüsse gern Einschlüsse in gewissen, später zur Ausscheidung gelangten Hauptgemengteilen wie den Glimmern, in denen sie als Äußerung radioaktiver Strahlung die pleochroitischen Höfe hinterlassen. In diesem glimmerreichen Granatchloritschiefer sehen wir sie also mit anderen Kristallen an der Besetzung gewisser im Gesteinsgefüge bevorzugter Parallelfächen, auch *s*-Flächen genannt, in stärkerem Maße beteiligt. Diese im vorliegenden Falle genetisch höchst bemerkenswerte Erscheinung nennen wir mit Sander Interngefüge mit reliktischem und, wie wir sehen werden, unverlagertem *s*.

Hauptpartner des Chlorits im Gefügebild ist der Biotit. Beide Mineralien zeigen sich in einer oft bis zur Grenze der mikroskopischen Deutlichkeit reichenden feinlamellaren Wechsellagerung, wobei insbesondere der Biotit es ist, der je nachdem zu haardünnen Blätterlagen mit winzigen durchlaufenden Sekundärfältelungen reduziert sein kann. Nicht minder häufig fügen sich beide Mineralarten mit kienspanartigen Zuspitzungen und wenig verschwommenen Grenzen ineinander. Im

allgemeinen aber gewinnt man doch den Eindruck, daß beide Mineralarten größere Komplexe bilden, wo dann das eine oder das andere Mineral weitaus die Vorherrschaft hat. Im Druckschatten der Granatloblasten vereinigen sich balkenartig geformte Biotite auch gern zu einem Haufwerk. Je deutlicher und feiner aber die lamellare Verwachsung mit dem Chlorit sich ausprägt, um so mehr lagern sich die Biotite, eine in der Regel stark gewellte bis spitz gefaltete *s*-Fläche bildend, einander parallel. Hier sind sie dann häufig durch entsprechende Biegefaltungen, also durch zweifellos postkristalline mechanische Beanspruchung deformiert. Diese Art mechanischer Umformung ist an denjenigen Biotitkriställchen, welche innerhalb der farblosen Gemengteile die gebogenen Flächenscharen vorzeichnen, kaum mehr wahrzunehmen, dagegen deuten deren fetzenförmige Umrisse darauf hin, daß sie bei der Kristallisation des umgebenden Mediums substantziell stark reduziert wurden. Dieses interne *s* scheint gegenüber dem von den großen Biotit- oder Chloritkristallen gebildeten *s*, an dessen Vorzeichnung auch längliche, in sich geschlossene feinmaschige Bündel von Serizit sich beteiligen, kaum verlegt oder verlagert zu sein. Eines läßt sich jedenfalls jetzt schon sagen: Die mechanische Kräfteeinwirkung, welche schließlich zu jener intensiven, dem Granatmuttergestein das Gepräge gebenden Verfältelung geführt hat, fand die Gesamtmasse der Glimmer- und Chloritmineralien bereits im kristallisierten Zustande vor, und zwar zu einer Zeit, da die Umwandlungen in Chlorit, welcher im Gestein das Höchstmaß mechanischer Einwirkung zur Schau trägt, bereits erfolgt waren.

Der Rest der granatfreien Masse des Gesteins, etwa 25 Volumprozent, wird von den farblosen, schwach licht- und doppelbrechenden Gemengteilen eingenommen, unter denen ein albitischer Plagioklas, dessen Brechungsstärke derjenigen des Oligoklases nach unzweideutigem Verhalten der Beckeschen Linie bereits nahe kommt, die Menge des Quarzes erheblich überwiegt. Dieser „Albit“ bildet entweder unregelmäßig umgrenzte, mehr oder weniger einheitliche Felder mit oft vorhandener, aber meist nur ganz undeutlicher Zwillingsstreifung und ist durch serizitartige, optisch nicht weiter feststellbare Einschlüsse wie auch opazitische Bestandteile getrübt. Mikrolithenschwärme nach Art der oben bei den Intrusivgesteinen beschriebenen gibt es hier nicht. Auch Zoisitmineralien scheinen völlig zu fehlen. Der meist etwas undulose und auch sonst in seinem Innenbau gestörte Feldspattypus ist durch unmerkliche Übergänge mit einem zweiten genetisch jüngeren Typus albitischen Feldspates verbunden, der das erwähnte Phänomen der internen Relikttextur deutlicher zeigt. Die stets gebogene *s*-Fläche wird hier der Hauptsache nach durch jene oben beschriebenen Schüppchen und schlecht ausgebildeten Leisten des Biotits gekennzeichnet, welche in Parallelketten sich lose aneinander reihen und genetisch kaum auf gleicher Stufe stehen mit jenen feinsten Serizitbildungen, welche hier als dünne Häutchen die Intergranulare des Feldspataggregates bilden und eine gerade hier vielleicht besonders bezeichnende Verglimmerungserscheinung darstellen. Je weiter sich diese Biotitschnüre von den Komplexen der lichten Gemengteile entfernen,

um so kompakter und grobkörniger entwickeln sie sich, um schließlich in die normalen Chlorit-Biotitzüge überzugehen, anderseits vermögen sie in der oben S. 625 beschriebenen mikrolithischen Ausbildung die von den trübungsfreien Albitkörnern eingenommenen Aggregate ganz ohne Rücksicht auf die jeweilige Richtung der enggescharten und unversehrt geradlinigen Zwillinglamellen zu durchsetzen.

Im allgemeinen bildet dieser Feldspat, was genetisch von Bedeutung, zwischen den schmalen, sehr oft spitz zulaufenden Lücken und Zwischenräumen der Chlorit-Glimmeraggregate eine klare mehr oder weniger einheitliche Füllsubstanz. In dem aus zäherer Masse auskristallisierten Quarz erscheinen die Biotitzüge des unverlegten reliktschen *s* dünner besetzt und weiter auseinander gerückt.

Ein ebenfalls farbloses, anscheinend schuppig ausgebildetes Mineral von der Lichtbrechung des Quarzes fällt trotz seiner geringen Größe und seines sporadischen und spärlichen Auftretens durch hohe Interferenzfarben auf, die etwa einem $\Delta = 0.02 - 0.03$ entsprechen. Bei dem Mangel weiterer einwandfreier Merkmale erscheint es angebracht, mit Vermutungen zurückzuhalten.

Von den opaken Mineralien, welche das mikroskopische Bild des Muttergesteins vervollständigen, steht das Titaneisen an erster Stelle; Körnchen des Rutil sind ihm mitunter beigeiselt. Magneteisen bildet hauptsächlich ein Ausscheidungsprodukt des Biotits. Aber auch sonst finden sich im Gestein, u. zw. vornehmlich innerhalb der lichten Gemengteile, opake Körner oder Schuppen, die etwas an graphitische Substanz erinnern, aber an die *s*-Flächen des Gesteines, was bei kohlenstoffhaltigen Partikeln am ehesten zu erwarten wäre, nicht gebunden sind.

An Porphyroblasten oder Großholoblasten, wie man sie hier richtiger nennen könnte, führt das Gestein nur eine Mineralart, d. i.:

b) Der Almandingranat.

Dieser hat fast durchgehends Rhombendodekaederform und nähert sich in dieser Kristalltracht bei ausgesprochenem Mangel an Kombinationsformen nicht selten dem Idealkristall. Im Dünnschliff läßt er eine lichte, fleischrote Tönung aufs deutlichste erkennen. Da C. Klein in seiner Arbeit über den Granat¹⁾ für seine Untersuchungen jeweils nur vollständig auskristallisierte, wohlausgebildete und möglichst einschlußarme Exemplare verwendet hat, darf angenommen werden, daß sein „dodekaedrischer Almandin vom Zillertal“ einem der vorstehend beschriebenen Chloritschieferorkommnissen entstammt. Wenn Klein nun weiterhin feststellt, daß gerade dieser Almandin unter allen von ihm untersuchten Granaten sich als der einschlußreichste erwiesen hat (a. a. O., S. 150, Anm. 1), so wird man hier auf das relative Moment besonderen Nachdruck zu legen haben. In einem an Granaten so ungemüßreichen Gebiet, wie es der Obere Zemmgrund ist, trifft man beispielsweise fast alle erdenklichen Ausbildungsformen jener Mineralart an. So wird der zweite Teil dieser Arbeit mit Almandingranaten bekannt machen, die nur mehr aus einem dünnen, eine Sichel falte darstellenden

¹⁾ Neues Jahrbuch für Mineralogie, 1884, I., S. 107, 150.

Granatskelett bestehen. Von derartigen Kristallisationen ganz abgesehen, wird man G. Gasser immerhin beipflichten dürfen, wenn er gegenüber den gewöhnlichen, meist auch etwas Kalk und Magnesia führenden Eisentongranaten, wie sie in diesen Tauerngesteinen so massenhaft verbreitet sind, die Reinheit jener Zillertaler Granatvarietät besonders hervorhebt. Dabei mag schon an dieser Stelle auch darauf hingewiesen sein, daß die Knötchen gewisser Graphit führender Glimmerschiefer aus der Greiner Serie Almandine verbergen, die nach dem mikroskopischen Befunde in bezug auf Vollkommenheit der Kristallausbildung und Reinheit der Substanz von den Granatholblasten der hier beschriebenen Lagerstätten bei weitem nicht erreicht werden.

Um die von C. Klein auch an den Zillertaler Granaten wahrgenommene und nicht auf anisotrope Einflüsse zurückgeführte Felderteilung beobachten zu können, müßte man wohl besonders regelmäßig entwickelte Kristalle und kristallographisch eigens dafür orientierte Präparate zur Verfügung haben. Im Dünnschliff des Gesteins beobachtete ich an den Almandinen immer nur vollkommene optische Isotropie.

Von Einschlüssen, deren es in der Tat nicht wenige in diesen Großholblasten gibt, wären folgende zu nennen:

Erstens das nach Zepharovich¹⁾ schon von Kobell im Almandin des Zillertals als Einschluß entdeckte Magneteisen, welches in vorzüglich ausgebildeten Oktaederchen, aber auch in zusammenhängenden kleineren Komplexen bei höchst unregelmäßiger Verteilung hier auftritt. Auch die Anwesenheit von Titaneisen, das mit Rutil eng vergesellschaftet ist, läßt sich nicht bezweifeln. Opazitischer Staub, mehr auf Risse des Mutterminerals verteilt, sei ebenfalls erwähnt.

Besonders beachtenswert, obschon weniger auffallend, sind farblose, kurzprismatische bis säulige und dem Apatit sehr ähnliche Kriställchen, die aber bei lockerer Besiedelung ganze Kolonien bilden können. Die Stärke der Lichtbrechung liegt nur sehr wenig unter derjenigen des Almandins. Es sind aber nicht so sehr die stärkere Licht- und schwächere Doppelbrechung, welche das zwar ebenfalls gerade auslöschende und in der Hauptzone optisch negative Mineral vom Apatit unterscheiden, als vielmehr die immer wieder sich zeigenden rechteckigen Abstumpfungen des Längsprismas durch eine wohlentwickelte Basis als herrschende Endfläche, wie sie besonders für Vesuviane charakteristisch ist. In Schnitten annähernd senkrecht *c* zeigt der dann in der Regel auch rechteckige Umriß mitunter kurze Abstumpfungen, hervorgerufen durch schmal ausgebildete Flächen, die bei tetragonaler Auffassung und der für Vesuviane üblichen Aufstellung mit {100} identisch wäre. Alles das zusammengenommen deutet sehr auf dieses Kalktonerdesilikat hin, zumal bei der Art des Auftretens auch der Chemismus diese Annahme stützt.

Die genauere Aufzählung und Beschreibung der Einschlüsse mag deshalb nicht ohne Interesse sein, weil damit vielleicht doch für unsere Anschauungen über den Ablauf der Groß-Holblastenbildung gewisse Anhaltspunkte gewonnen werden, nachdem nun einmal das

¹⁾ Zepharovich, Min. Lexikon für das Kaisertum Österreich, Bd. II, S. 138.

Bedürfnis zu solchen Vorstellungen, für welche der von F. Rinne eingeführte grundlegende Begriff der Sammelkristallisation überaus befruchtend war, bei eingehender Betrachtung des natürlichen Objekts immer wieder von neuem angeregt wird. Um zunächst über die räumlichen Verhältnisse eine einigermaßen brauchbare Vorstellung zu geben, mag eine summarische Schätzung, etwa dahingehend, daß die Einschlüsse 8—15 % des Rauminhaltes ihres Wirtkristalles einnehmen, hier genügen. Davon entfallen rund drei Viertel auf die nunmehr an dritter Stelle zu erörternden Einschlüsse aus der Chlorit- und Glimmergruppe. Dem Chlorit kommt auch hier wiederum die Vorherrschaft zu. Bei beiden Mineralarten erreicht die durchschnittliche Kristallgröße nicht ganz diejenige, die für die Hauptmasse des Muttergesteins sich als maßgebend erwies. Damit ist bereits gesagt, daß jenes oben erwähnte durch Biotitmikrolithe und Zirkone, hauptsächlich aber durch erstere besetzte reliktsche *s*, also im Dünnschliffbilde die Spur der Schieferungsflächen des Tektonits, in den Granat nicht mehr eintritt. Auch im Habitus der beiden Mineralarten — englamellare Wechsellagerung, Umwandlungserscheinungen, starke Biegefaltung und Stauchung, optische Störung usw. — bestehen außerhalb und innerhalb des Holoblasten keine Unterschiede, abgesehen davon, daß ein Teil der im Wirtmineral auftretenden Chlorite, wie bereits früher (S. 624) hervorgehoben, starke optische Anomalie aufweist, auch bei sehr homogener Beschaffenheit mechanische Beanspruchung kaum erkennen läßt, und überhaupt einer andern, wohl später noch auskristallisierten Chloritvarietät anzugehören scheint. Wichtig ist auch die Tatsache, daß die pleochroitischen Höfe der Chlorite und Biotite innerhalb wie außerhalb des Granatholoblasten zu beobachten sind.

Endlich spielt als Einschluß der albitische Feldspat — soweit verzwillingt mit völlig ungestörtem Lamellenbau — eine zwar nur mehr untergeordnete Rolle, wozu sich dann noch in spärlichen Ausscheidungen der Quarz gesellt. Weißer Glimmer hat sich im Holoblasten nicht angesiedelt, wohl aber das ihm etwas ähnliche, doch ungleich schwächer doppelbrechende und hier allenfalls Füllmasse bildende dubiose Mineral (S. 627).

3. Zur Frage der Entstehung.

Die Einlagerung der Glimmer und Chlorite nebst den magnesiafreien Gemengteilen im Abmandingranat ist nicht ganz willkürlich, sondern erstreckt sich ungleich mehr auf die Klüfte des Holoblasten, der längs dieser feinen Zufuhrwege von Scharen sich selbst annähernd rechtwinklig kreuzender Diagonalrisse durchsetzt zu sein pflegt. Dagegen sitzen die Nester des Magneteisens, besonders aber auch die kleinen Vesuviankristalle fast durchwegs in den unversehrten Partien des Mutterminerals. Die mineralerfüllten Klüfte sind alles eher als glattwandig und demgemäß sehr ungleichmäßig vom fremden Material besetzt, dessen unverkennbare Tendenz es ist, sich längs der querlaufenden Haarrisie auszubreiten. Das nach außen hin rasch feiner und dünner werdende Netz dieser Haarrisie begleitet die Klüfte wie eine Art Kontaktzone, so daß seine Entstehung mit dem Wachstum der hier

auftretenden Kristalleinschlüsse irgendwie in Zusammenhang gebracht werden muß. An der räumlichen Orientierung der Chlorit- und Biotitindividuen ist keine Regelmäßigkeit festzustellen; wohl aber erkennt man bei diesen Kristallgebilden das Bestreben, mit ihren Blattpaketen auf ebener, glatter, im Schliff in der Regel als Spaltlinie erscheinenden Fläche hochkant aufzuwachsen und in den dieser Flächenlage abgewandten Richtungen sich fächerförmig zuzuspitzen.

Die Umrandungslinie der Granaten selbst kann nach dem mikroskopischen Bilde überaus unregelmäßig verlaufen, aber auch hier macht sich in den tieferen Einbuchtungen, und zwar hauptsächlich bei der magnesiaärmeren Chloritart, jenes fächerständige, mit der Fächer Spitze nach außen gerichtete Wachstum geltend. Das spricht im allgemeinen gegen die an sich plausible, allerdings durch die Beobachtung wenigstens teilweise gestützte Annahme, daß nämlich der wachsende Porphyroblast hier durch einfaches Beiseiteschieben der Kristalle des umschließenden Mediums sich für seine Größenentfaltung Platz geschaffen habe. Der Chlorit als das gegen mechanische Beanspruchung offenbar nachgiebigere und wohl auch rekristallisationsfähigere Mineral hat im Gefügebild gegenüber dem Biotit öfters das Ansehen einer gewalkten Masse. An allen Randunebenheiten des Granats erscheint er denn auch mit diesem innig verschweißt, was sich beispielsweise aufbereitungstechnisch insbesondere darin äußert, daß die knolligen Granatkristalle von ihrer grünen Umhüllung äußerst schwer zu trennen sind. Die Biotite dagegen sind bei Annäherung an die Kristallkanten des Granats mehr oder weniger stark verbogen oder zerschlossen; die Hauptmasse der Biotitspäne allerdings fügt sich mit ebenen unversehrten Flächen dem Granatrande an, wobei allerdings sehr oft eine Lage von Feldspat- oder Quarzsubstanz sich dazwischen schiebt. Diese farblose Masse greift in die Einfräsungen des Granatkristalles wie im Fluß erstarrt ein.

Gerade bei einem regulär kristallisierenden Großholoblasten könnte man sich weiterhin vorstellen, daß innerhalb des Wachstumsbereiches eines solchen Kristalles die Sammelkristallisation selbst wieder von verschiedenen Kristallisationszentren ihren Ausgang nimmt und die sich ausscheidende Substanz aus mehreren ständig wachsenden Teilindividuen sich allmählich zu einem einheitlichen Holoblasten zusammenschließt, was in unserem Falle zunächst die fächerförmigen Wachstumsformen der Magnesiasilikate, dann aber auch deren teils regellose, teils von ebenen Flächen des Granatinnern ausgehende Einlagerung, vor allem aber die eigenartige Rißbildung beiderseits der mit fremdem Material stärker besetzten Lagen erklären würde.

Wollte man versuchen, sich rekonstruktiv über den Ablauf all dieser Vorgänge, soweit sie umformender und umwandelnder Natur sind, Rechenschaft zu geben, müßte man wohl von folgenden durch die Beobachtung gesicherten und hier zusammenfassend wiederholten Grundtatsachen ausgehen:

1. Chlorit ist von den Hauptgemengteilen der am stärksten deformierte.

2. Der größere Teil der albitischen Feldspäte ist, Fällmasse bildend, zeitlich letzte Kristallausscheidung und äußerlich frei von mechanischer Einwirkung.

3. Biegefaltung von Biotit und Chlorit erfolgte nach Kristallisation dieser Hauptgemengteile.

4. Das mit dieser Biegefaltung konforme, also durch Faltung deformierte interne tektonische *s* ist Reliktgefüge und voralbitisch.

5. Serizitbildung an den Feldspaträndern.

6. Granat-Holoblasten.

a) Sie zeigen kein internes reliktsches *s*.

b) Sie enthalten unter anderm Einschlüsse der Gemengteile 3. Diese haben

1. pleochroitische Höfe, sind also primär; sind

2. auch sonst in ihren Eigenschaften gegenüber 3 unverändert; haben

3. Wachstumsrißbildung im Wirtmineral verursacht.

c) Sie sind randlich lädiert, verschweißt mit Chlorit und albitisch infiltriert.

Daraus ließe sich etwa folgern:

I. Die Umwandlungen begannen mit der Chloritbildung, in diesem Falle vielleicht infolge frühthermaler Zufuhr von H_2O . Hand in Hand damit ging der nunmehr auf das Gestein wirkende erhöhte Druck, welcher später, nachdem die als lange dauernd anzunehmende Chloritisierung (des Biotits, der Hornblende [?]) der Hauptsache nach abgeschlossen war, unter Auflösung stärkerer Teilbewegungen zur Fältelung des Gesteins (III) geführt hat.

II. Zunächst nur Herausbildung oder Verstärkung des Parallelgefüges. Gestein wird zum Tektonit. Frühzeitiger Beginn (Volumenregel!) des Granatwachstums, das bei geeigneter und hier anzunehmender Umsetzungsmöglichkeit der Nachbarsilikate ein internes *s* nicht entstehen läßt und um so mehr erleichtert wird, je vollkommener sich das Parallelgefüge tektonisch entmischt. (Nachweisbar an Beispielen aus der Schieferzone mit mehr oder weniger disperser [graphitischer] Nachbarschaft.) Granat vervollständigt sich unter gelegentlicher Aufnahme der Gemengteile 3 zum Großholoblasten. Chloritbildung der Hauptsache nach vollendet; postkristalline Regelungen finden weiter statt (vgl. Nebengestein).

III. Die durch Streß verursachten Bewegungen führen unter Mitwirkung des von den Großholoblasten geleisteten Widerstandes zur *s*-Fältelung, verbunden mit Biegefaltungen der Biotite, Chlorite, (Zirkone), wie auch zu Randfrakturen der Granaten. Nunmehr Ende jeder äußerlich nachweisbaren chloritischen Kristallisation.

Unter Natronzufuhr an annähernd gleichmäßig verteilten Umsetzungscentren Freilegung deformierter reliktscher, mit Biotit besetzter *s*-Scharungen. Albitische Infiltration bis in die Ausbuchtungen der Holoblasten.

IV. Serizitische Deformationsverglimmerung der Feldspäte.

Man könnte schließlich noch der Frage näher treten, welcher primäre Gesteinstypus es war, dem das heute vor uns liegende Produkt hochgradiger Metamorphose zuzurechnen wäre. Der Versuch, darauf eine Antwort zu geben, wird sich vorerst noch im Bereich des rein Hypothetischen bewegen.

Am Vorkommen des Roßbruggs zeigen sich nun im mikroskopischen Bilde des Nebengesteins, das den unmittelbaren Kontakt mit dem Granatchloritschiefer bildet, bemerkenswerte Eigentümlichkeiten. Anscheinend aus dem hier etwas vergneisten und ziemlich granatreichen Tonalit der unmittelbaren Nachbarschaft hervorgehend, steht dieses Gestein zu dem der Granatlagerstätten selbst trotz ebenfalls starker Chloritführung und hochgradiger Deformation in einem sehr auffälligen Gegensatz. Rein petrographisch ließe sich das feinlaminierte Gestein etwa als Chlorit-Biotitgneis bezeichnen. Daß es in allen seinen Teilen von Granaten frei zu sein scheint, sei hier gleich vorweggenommen. Die sehr reichliche und feinkörnige Quarz-Feldspatmasse wechselt mehr oder weniger lagenweise mit den Magnesiasilikaten, unter denen der Biotit hinter dem Chlorit beträchtlich zurücksteht. Auch unter diesen beiden Mineralarten selbst hat sich hier bis zu einem gewissen Grade eine ähnliche Sonderung vollzogen. Die „Biotitlagen“ führen einen dünnspännigen braunen, durch den gewohnten starken Dichroismus charakterisierten Magnesiaglimmer, welcher indes trotz seiner hier unbestrittenen Vorherrschaft vor dem Chlorit vielfach mit diesem lamellar verwachsen ist oder deutliche Anzeichen einer Chloritisierung zeigt. In den Faltschenkeln sieht man seine nach der Basis geradlinig und scharf begrenzten Kristalle zu dichten, straffen Bündeln gehäuft; im Sattelpbereich der *s*-Fläche dagegen, wo die Biotite stets nur kleinere kurze Kristallformen aufweisen, erscheint das gefaltete *s* nur mehr in loser Anordnung nach dem Prinzip der Abbildungskristallisation von ihnen besetzt. Biegefaltung dieser Kristalle kommt vor, gehört aber hier keineswegs zu den charakteristischen Erscheinungen. Auch pleochroitische Höfe, im Granatmuttergestein so häufig, vermißt man hier. Teilweise sind die Biotitzüge ganz durchspickt von grobkörnigen Kristallen der Epidotgruppe, wobei der Klimozoisit wiederum weitaus an erster Stelle steht. Dichte, von den Glimmern linsenförmig umgrenzte Anhäufungen solcher Epidote, die unter sich nur mehr durch eine spärliche Feldspatmasse verkittet sind, beweisen die Entmischung ausgewalzter Plagioklase.

Die im Vergleich zu den Biotitlagen kompakteren und mehr die inneren Partien der *s*-Falten einnehmenden Lagen des Chlorits zeigen im mikroskopischen Bilde Ansätze, in reine, fast monomikte Chloritaggregate überzugehen. Insofern muten sie in diesem makroskopisch hellgrauen, immerhin einen Gneistypus repräsentierenden Grenzgestein wie fremdartige Bestandteile an, was sie vielleicht, nachdem es sich hier um Bildungen am Salband handelt, zum Teil auch sind. Zunächst zeigt dieses Chloritmineral in hervorragender Weise eine optische Eigenart, wie sie sonst in chloritführendem Gestein nur gelegentlich und weit weniger charakteristisch sich bemerkbar macht. In Schnitten quer zu (001) erscheinen seine Kristalle unter gekreuzten Nicols bei normaler

Schliffdicke in einem beispielsweise vom Preußischblau eines optisch anomalen Pennins durchaus verschiedenen, tief dunklen, prächtigen Blauviolett, das am ehesten dem Violett gewisser Veilchenarten gleicht, in der Ostwaldschen Farbenskala aber kein vollkommen reines Äquivalent zu haben scheint. In den Faltenkernen ist ferner beim Chlorit eine offenbar tektonisch bedingte kristallographische Umstellung der in den Faltenbögen sich nicht anders wie die Glimmer verhaltenden Kristallblätter beachtenswert. Das ist in besonders ausgeprägter Weise dann der Fall, wenn an solchen Faltungskomplexen, etwa an der Basis von Faltenkernen, Abscherungen stattgefunden und längs solcher Scherflächen sich dichte, oft schon bei mäßig starker Vergrößerung das ganze Gesichtsfeld einnehmende Chloritaggregate gebildet haben, in welchen dann die Gesamtheit der Einzelindividuen in einer geradezu abrupten räumlichen Umstellung ihrer *c*-Achsen sich präsentiert. Man erkennt das daran, daß die Chlorite in diesem dichten homogenen Mosaik bei annähernd gleicher Korngröße nun auf einmal rundliche oder isometrische Umrisse aufweisen, ferner ihr liches schwach bläuliches Grün beim Drehen des Objektisches, ohne den starken Pleochroismus völlig zu verleugnen, nicht wesentlich verändern, endlich aber als optisch fast einachsige, sehr schwach doppelbrechende Kristalle unter gekreuzten Nicols nur äußerst schwache Lichtinterferenzen anzeigen, was sich hier in einem manchmal ins Bräunliche hinüber spielenden, eigentümlichen Schwarzviolett äußert.

Das sprunghaft Unvermittelte solcher Umstellungen wird weniger überraschen, sobald man Klufmineralbildungen ins Auge faßt, wie sie beispielsweise in den Serpentinbereichen des Aufnahmegebietes anzutreffen sind, wo zentimeterdicke Blätterlagen eines Chloritaggregates mit scharfer Grenzfläche um nahezu 90° gegeneinander verwendet sein können. Doch handelt es sich da um Wachstumsregelungen, wie Sander diese Gefügeanisotropien seit jeher bezeichnet hat.¹⁾ Jedenfalls geben schon die Erscheinungen im tektonischen Gestein der Granatlagerstätte eine gute Vorstellung, wie leicht und widerstandslos gerade der Chlorit als Kristall einer mechanischen Beanspruchung sich fügt.

Bei kinematischer Betrachtungsweise würde das in unserem speziellen Falle bedeuten, daß im Kern von *s*-Falten, mehr aber noch in den damit verwandten Bereichen rollender Umformung,²⁾ die unter besonderen Umständen zu einer stengeligen Ausbildung des Gesteines führt, die Chlorite sich mit der Zonenachse ihres Vertikalprismas parallel der *B*-Achse des *B*-Tektonits umzuregeln imstande sind. Mit den bekannten geometrischen und physikalischen Eigenschaften des Minerals wäre das sehr wohl vereinbar.

Eine weitere Eigentümlichkeit, der wir im Gefügegebilde des Nebengesteins allenthalben begegnen, könnte unter Umständen für die obige Fragestellung von einiger Bedeutung sein. In jenen Faltenbändern, wo der Chlorit gewissermaßen das Feld beherrscht, hat sich die Mehrzahl

¹⁾ B. Sander, Gefügekunde der Gesteine, Wien 1930, S. 152. Vgl. auch O. Schmidegg, Über geregelte Wachstumsgefüge. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt Wien, Bd. 78, S. 1.

²⁾ B. Sander, a. a. O., S. 50 ff.

der Biotite wucherungsartig und dabei etwas an Hornblendegarben erinnernd im Haufwerk der farblosen Gemengteile eingenistet und zeigt im senkrecht zur Faltenachse geschliffenen Präparat nur mehr die Form winziger schmaler Leisten von kaum 0.2 mm Durchschnittslänge. Diese dem Mikrolithenformat sich bereits nähernden Gebilde liegen teils parallel nebeneinander gereiht wie kurz gezogene Striche einer Schraffur, teils strahlig angeordnet ähnlich den Fingergliedknochen eines Handskeletts, teils aber auch — dies ist ein besonders häufiger und bezeichnender Fall — angehäuft innerhalb eines gerundeten, dabei aber meist zwiebel-förmig ausgeschwänzten und von optisch stark gestörter Quarz-Feldspatmasse eingenommenen Raumes. Dieser selbst wird in der Regel von entsprechend gebogenen, also postkristallin deformierten Chloritblättern eingefasst, was dem Ganzen das Aussehen eines wirbelförmigen Gebildes verleihen kann, zumal wenn die vom farblosen Grund sich dunkelbraun abhebenden Glimmertäfelchen in gelockerten Abständen sich peripherisch aneinanderreihen; allerdings beobachtet man in Anbetracht der hiefür zufälligen Schnittlage des Dünnschliffes nicht weniger häufig eine mehr oder weniger divergentstrahlige oder auch ganz unregelmäßige Anordnung der Biotite. Selten, daß in diesen Kugelaggregaten nicht auch Körner anderer Mineralarten, so vor allem Klinozoisit und Titanit, sich eingeschlossen finden, von denen das Kalzium-Silikotitanat in diesem Gestein überhaupt eine ungewöhnlich starke Verbreitung hat.

Es wird sich nicht bestreiten lassen, daß hier auffallende Ähnlichkeiten mit gewissen, ursprünglich blasig ausgebildeten Lamprophyrvarietäten vorliegen, wie man sie in der Literatur als Kugelminetten bezeichnet hat und die für das Salband jener biotitreichen Schizolithen als charakteristisch angesehen werden. Besonders die stereotypen Mineralkombination der Ausfüllungsmasse, Quarz-Feldspat-Titanit erscheint beachtenswert. Nachdem die primäre Blasentextur der Kugelminette im allgemeinen als erwiesen gilt, wird man sie in unmittelbarer Salbandnähe eines Tektonits auch in allen Größenverhältnissen und allen möglichen Arten der Verformung und Umwandlung erwarten dürfen.

Das Muttergestein der Granaten ist, wie wir gesehen haben, überaus reich an Chlorit und Biotit, und vom Chlorit können wir mit ziemlicher Sicherheit annehmen, daß er hier zum großen Teil aus Biotit hervorgegangen ist. Bei der bekannten Neigung biotitreicher Lamprophyre zu stärkerer Metamorphose und Zersetzung wie auch zu schwieriger Entwicklung und wenig anhaltender räumlicher Erstreckung darf es nicht wundernehmen, daß in so stark dislozierten Gebieten, wie es die Alpen sind, solche Lamprophyrtypen bis jetzt nur in geringer Zahl mit Sicherheit festgestellt werden konnten. Nun wäre in Anbetracht der die großen Plutonitmassive im allgemeinen charakterisierenden stofflichen Variabilität der basischen Nachschübe die Annahme kaum von der Hand zu weisen, daß in einem von basischen Gängen so stark durchsetzten Intrusionsbereich, wie es derjenige des Oberen Zemmgrundes ist, unter den basischen Bestandmassen sich auch solche befinden, die als ursprüngliche Lamprophyre von anderer als kersantit-spessartitischer Zusammensetzung eben noch nicht erkannt sind.

Unter den zum Minettetypus gerechneten Lamprophyren der Zentralalpen werden solche mit Hornblendeführung erwähnt.¹⁾ Sofern es sich nun im vorliegenden Falle wirklich um ein minetteartiges Ganggestein handeln sollte, wäre eine Beteiligung der Hornblende, die übrigens dann gern in der Form schlanker Säulchen auftritt, von vorneherein ebenso diskutabel, wie die stets wiederkehrende Umwandlung des Amphibols in Biotit in dieser Gesteinsprovinz als eine unbestreitbare Tatsache angesehen werden muß. Wo aber Hornblende in Biotit sich umwandelt, wird das, schon um den für die Biotitneubildung erforderlichen Kaligehalt bestreiten zu können, auf Kosten eines hier als primär vorhanden anzunehmenden Kalifeldspats vor sich gehen. Um derartige Erwägungen mit nachdrücklicherem Erfolg anstellen zu können, wäre natürlich eine Zugrundelegung verlässiger Analysenwerte doppelt erwünscht, obschon gerade hier mit stofflichen Ab- und Zuwanderungen — man denke an die gewissermaßen nur den Schlußakt bildende Albitisierung — in ziemlich weitgehendem Maße gerechnet werden müßte. Übrigens läge bei dem Auftreten spindelförmiger kompakter Serizitlagen im Granatmuttergestein die Annahme früherer Anwesenheit von Kalifeldspat einigermmaßen nahe.

Auch gewinnt die hier zu beobachtende Intensität und örtliche Gebundenheit der Chloritisierung an Anschaulichkeit, sobald wir die Vorstellung uns zu eigen machen, daß diese Vorgänge auf Wegen des magmatischen Nachschubs sich vollzogen haben, wo also obendrein neu sich bildende oder neu geschaffene Inhomogenitäten in der Gesteinsmasse jedem Dislokationsbestreben orogenetischer Bewegungen nebst deren Begleiterscheinungen förderlich sein mußten.

Was nicht zuletzt der Annahme einer sedimentären Natur des Granatlagerstättengesteines entgegen zu stehen scheint, ist, wie bereits angedeutet, das auffallend häufige Auftreten des Zirkons und der ihn umgebenden pleochroitischen Höfe. Bei einem basischen Schmelzfluß, der ohnedies zu reichlicherer Kristallisation magmatischer Frühausscheidungen wie Biotit oder Hornblende führt, dürfen wir auch eine ergiebige Förderung des Zirkons erwarten; finden wir nun dessen Kristalle wie hier lagenweise angereicht und ohne Rücksicht auf Spaltbarkeitsflächen des Wirtminerals von diesem unter Erhaltung der pleochroitischen Höfe eingeschlossen, so möchte man annehmen, daß jener Mineralverband ein primärer ist. Dies würde weiterhin zu der Vorstellung hinleiten, daß die magmatischen Erstausscheidungen in Gestalt des Zirkons durch liquidmagmatische Strömung in diese Lage gebracht wurden, was mit der Art lamprophyrischer Spaltenfüllung durchaus vereinbar wäre.

Trotzdem erscheinen mir heute die hier vorgebrachten Untersuchungsergebnisse und Argumente für die Beantwortung jener oben gestellten Frage nicht ausreichend. Bestenfalls können sie Anregungen sein, die aber bei dem exzeptionellen Charakter des Mineralvorkommens vielleicht doch Beachtung finden und dadurch eine Lösung des interessanten Problems herbeiführen helfen.

¹⁾ O. Fischer, Intrusivgest. usw. (Mittl. Aarmassiv), Tsch. M. P. M., Bd. 24, S. 45 und 74.

Inhaltsübersicht.

	Seite
Vorwort	533
Einleitung	534
I. Landschaftlich geologischer Überblick an Hand der Karte	539
II. Physiographie der Gesteine (Erster Teil)	543
A. Gebiet der ungeschieferten Intrusivmassen	543
I. Allgemeines	543
II. Die leukokraten massigen Tiefengesteine	548
a) Über den Granit	549
b) Mikroskopisches Bild der leukokraten Tiefengesteine	551
1. Der Quarz	551
2. Der Plagioklas	552
a) Die Mikrolithenschwärme	553
b) Stoffliche Zusammensetzung und Morphologisches	558
3. Der Kalifeldspat	561
4. Glimmer und Hornblende; Nebengemengteile	564
c) Einteilung in Gesteinstypen	568
d) Das Gefügebild	569
1. Allgemeines	569
2. Zur Ursache der Kornzerkleinerung und Grusbildung	573
3. Zur Entstehung der Mikrolitthenbildung in den Plagioklasen	577
III. Die melanokraten, massigen Tiefengesteine und die Umwandlung der ultra- basischen Differentiate	585
IV. Leukokrate Ganggesteine und ähnliche Bildungen	591
1. Allgemeines	591
2. Aplite	593
3. Pegmatite und sonstige Gangbildungen	594
4. Zur zeitlichen Folge der magmatischen Nachschübe	596
5. Kristallnester	603
V. Lamprophyre und basische Bestandmassen	605
1. Allgemeines	605
2. Melanokrate Bestandmassen	607
3. Physiographie der Kersantite und Spessartite	613
VI. Granatlagerstätten	621
1. Allgemeines	621
2. Physiographie des Granatchloritschiefers	623
a) Das Muttergestein	623
b) Der Almandingranat	627
3. Zur Frage der Entstehung	629
Angaben zu den Abbildungen.	

Tafeln

Fig. 1

Deformation und Korrosion im Granit der III. Hornspitze. Biotit mit Querstriemen der Druckfigur und Titanitausscheidung. Die durch Korrosion abgetrennten Fragmente des Glimmers durch Brücke von Quarz (weiß) verbunden mit Kalifeldspat (gestrichelt) unter Beibehaltung der primären Lage.

Vergr. 154mal

Fig. 2

Plagioklasentmischung. Klinozoisit (punktiert), Gimmer und andere Mikrolithe, darüber strauchartige Wucherung von Kristallskeletten vermutlich der Zoisitgruppe als Einschlüsse im Albit-Oligoklas des Granits der III. Hornspitze.

Vergr. 420mal

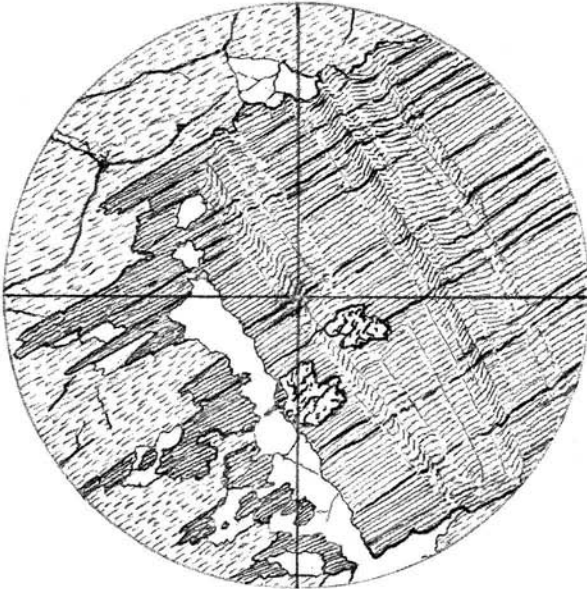


Fig. 1

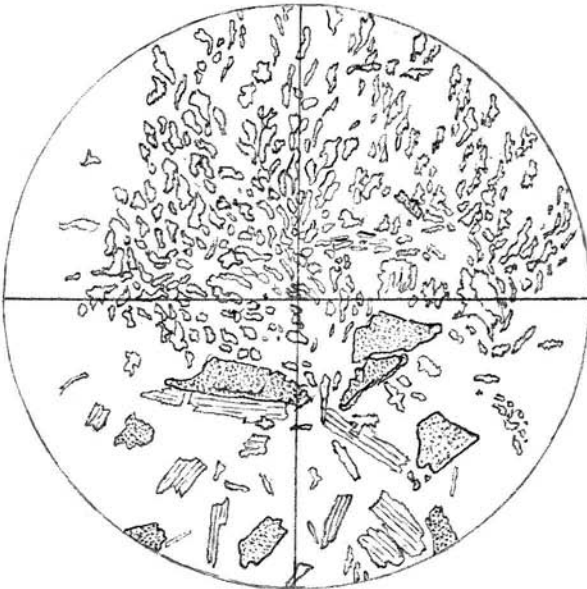


Fig. 2

Fig. 3

Plagioklasentmischung. Albit-Oligoklas mit myrmekitischen, in den umschließenden Kalifeldspat (schraffiert) eingreifenden Apophysen. Im Plagioklas kranzförmig angeordnete Mikrolithe von Muskovit, Klinozoisit und Sillimanit (?). Im Kern des einheitlichen Mischkristalls Wucherung von Kristallskeletten wie Fig. 2.

Vergr. 154mal

Fig. 4

Granodiorit vom NW-Vorbau (3336 m) des Schwarzensteins mit teilweise in Bruchstücke zerfallenem, meist ungleichmäßig entmischem Oligoklas-Albit (punktiert); Einschlußmikrolithe vorwiegend Klinozoisit und Muskovit. Füllmasse fast einschlußfreier Mikroklin (gestrichelt). Quarz (weiß), nesterbildend. Biotit (stark), Muskovit (fein schraffiert). Chlorit (schraffiert-punktiert). Granat (dick umrandet).

Vergr. 80mal

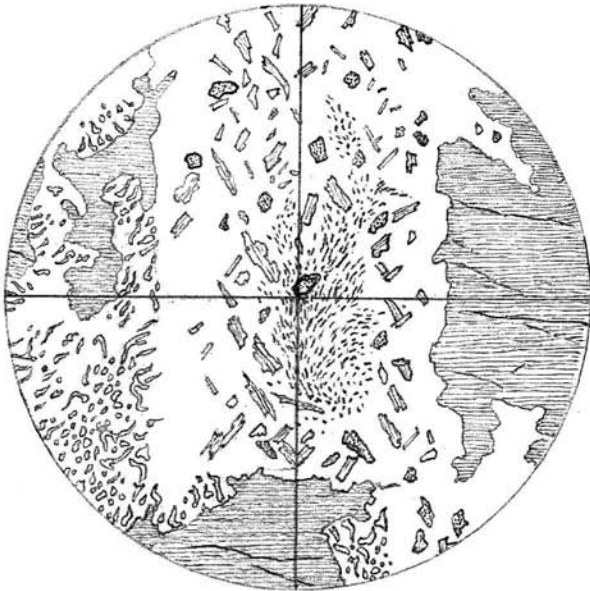


Fig. 3

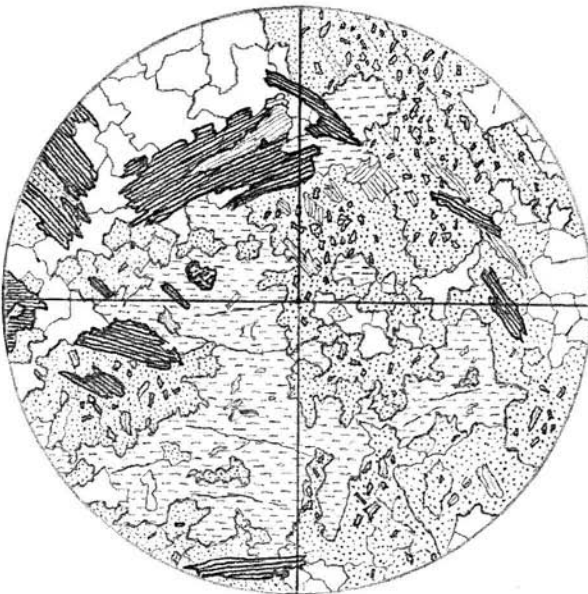


Fig. 4

Fig. 5

Biotit || (001) (punktiert) mit Titanitkranz, umgeben von Quarz; abseits der Kontaktgrenze Mikrolithen führender Plagioklas (rechts oben). Aus Tonalit von Punkt 2970 des Horngrates.

Vergr. 154mal

Fig. 6

Biotit | (001) (schräffelt) mit Korrosionskontakt gegen mikrolithenreichen Plagioklas (rechts, links, oben links). Schwach mechanisch deformiert. An konkaver Biegungsseite parallel dem Korrosionsrand Ausscheidung von Titanit (stark umrandet) und Klinozoisit (fein punktiert). An konvexer Seite (rechts) Auflösung des Biotits in Bruchstücke, teils Neubildung; das ganze durchmengt mit Granat (grob punktiert) sowie Klinozoisit (fein punktiert) und Zoisitmikrolithen des Plagioklases. Füllmasse Quarz (farblos) läßt (001) des Biotits intakt. Eisenerz schwarz. Aus Tonalit von Punkt 2970.

Vergr. 120mal

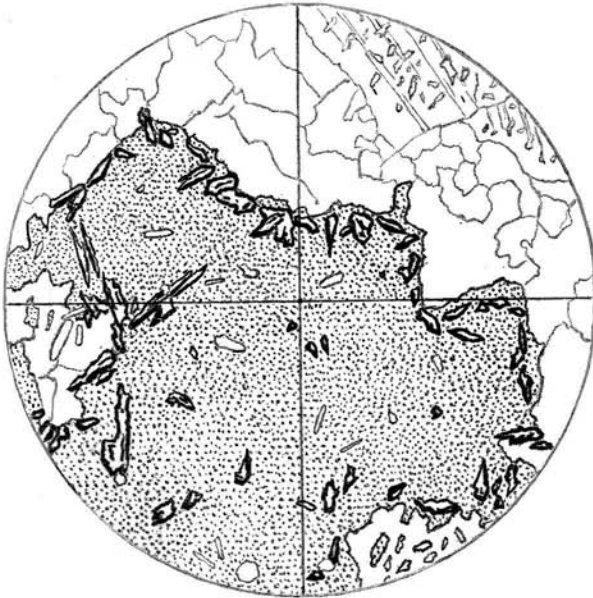


Fig. 5

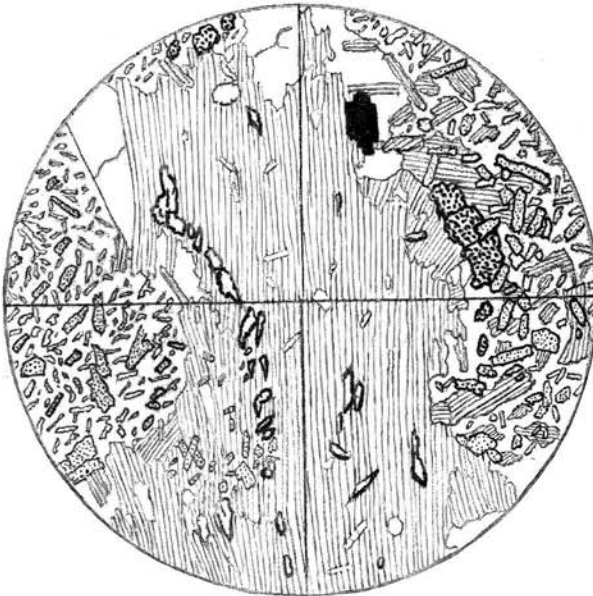


Fig. 6

Fig. 7

Biotit im Tonalit von Punkt 2970 des Horngrates, aufgelöst in korrodierte Bruchschollen von myrmekitähnlicher Struktur. Teilweise Neubildungen von Biotit (breiter schraffiert), Klinozoisit (fein punktiert). Links oben Granat.

Vergr. 154mal

Fig. 8

Schriftförmige Wachstumsform von mikrolithenerfülltem, randlich korrodiertem Plagioklas, umschlossen von Füllmasse bildendem Kalifeldspat (gestrichelt); Anorthitgehalt gegen Mitte der Füllmasse von 30 bis 12% abnehmend. Biotit (schraffiert) in Korrosionszerfall, auf (001) von Kristallgrus begrenzt. Quarz (weiß). Mikrolithe: Zoisit.

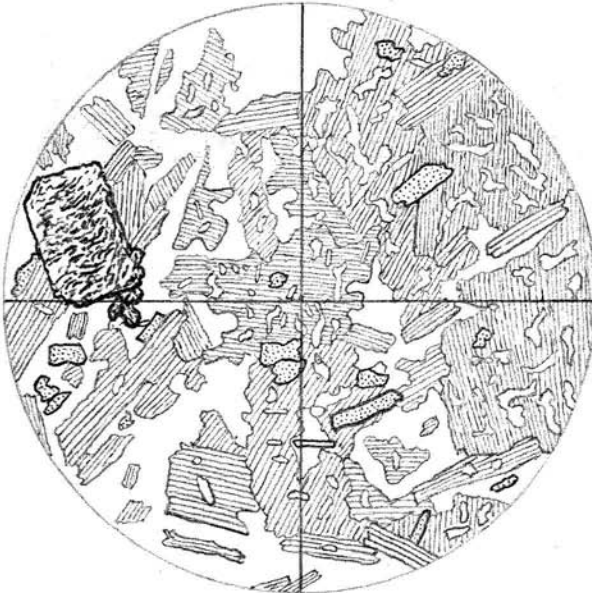


Fig. 7



Fig. 8

Angaben zu den Abbildungen.

Taf. XXIV—XXXII.

- Abb. 1. Reichlich Mikrolithen führender Plagioklas (Typus *A*). Fast ausschließlich Muskovit. Scharf hindurchsetzende Streifung nach Albitgesetz. Kieselsäure-reicher Granit; Großer Möseler, Gipfelbau.
- Abb. 2. Mikrolithenerfüllter Plagioklas (Typus *B*). Kranzartige Anordnung der Muskovite, im Kern Klinozoisit vorherrschend. Granit; Großer Möseler, Südwesthang.
- Abb. 3. Mikrolithenerfüllter Plagioklas (Typus *B* — Typus *C*). Viel Klinozoisit und Muskovit, stark hervortretende, schmale Leisten von Biotit. Randliche Korrosion angrenzend an Füllmasse von Orthoklas, nach Karlsbader Gesetz verzwillingt und xenomorph gegen Quarz (unten). Granit; III. Hornspitze.
- Abb. 4. Von Mikrolithen dicht erfüllter Plagioklas (Typus *C*, Haupttypus). Sehr viel Klinozoisit und Muskovit, wenig Zoisit, etwas Biotit. Orientierte Einlagerung erkennbar. Korrodierter Rand mikrolithenfrei. „Granodiorit“; Turnerkamp. Gipfelbau, Südwand. Vergrößerung 40mal.
- Abb. 5. Dasselbe. Vergrößerung 85mal. Orientierte Einlagerung deutlich.
- Abb. 6. Dasselbe. Vergrößerung 170mal. Einblick in die Feldspatzwischenmasse.
- Abb. 7. Mikrolithenerfüllter Plagioklas (Typus *C*). Klinozoisit vorherrschend, zerstreut Muskovit, im Kern strauchförmige Skelettbildung von Zoisit. Zwillinglamellen nach Albitgesetz. Tonalit; Horngrat, Punkt 2941.
- Abb. 8. Mikrolithenerfüllter Plagioklas (Typus *C*). Fast ausschließlich Plagioklas, durchwegs entmischt, dicksäuliger Biotit und Quarz. Tonalitischer Quarzdiorit; Roßbrugg (Mitte).
- Abb. 9. Mikrolithenerfüllter Plagioklas (Andesin) (Typus *D*). Vorherrschend Zoisit, Zwillingstreifung nach Albitgesetz. Schriftgranitähnlich durchwachsen von Quarz. Glimmer-Hornblende-Diorit; V. (westliche) Hornspitze.
- Abb. 10. Dichter Chloritfels, bestehend aus helminthartigem Chlorit (Prochlorit?). Kristallnestbildung im Tonalit, Westufer des Schwarzensteingletschers, östlich Punkt 2675 im Horngrat.
- Abb. 11. Kersantit (Gangmitte). Netzartige Einlagerung idiomorpher Biotite. In Plagioklasfüllmasse reichlich Körner von Klinozoisit. Horngrat, westlich unterhalb Punkt 2830.
- Abb. 12. Schollenkontakt, Ultrabasisches Tiefengestein aplitisches durchtrüert. Nördlich der Zunge des Hornkeeses.
- Abb. 13. Schollenkontakt mit aplitischem Gangnetz (Aplitisierung). Sonst wie Abb. 12.
- Abb. 14. Aplitgang, „anstehendes Blockwerk“ aus Granodiorit durchsetzend. Dieser erscheint durch fluviale Auswaschung in blockförmige Aufragungen zerlegt. Rechts unten typische Blockverwitterungsform des Tonalits („Schwarz-Weiß-Typus“). Unmittelbar nördlich des Gletscherbachsteges am Hornkees.
- Abb. 15. Bilateralsymmetrischer Gang von Normalaplit. Durch Diagonalkluft zirka 60 cm nach SW verworfen. Gletscherschliff am Weg zur Granathütte.
- Abb. 16. Granitpyramide der höchsten Hornspitze von N, unmittelbar davor ein dunklerer Zacken des Hornrates aus biotitreichem Tonalit. Im Vordergrund typische Blockverwitterung eines Tonalits mit Parallelgefüge. Oberflächiges Aufreißen von senkrecht zur Striemung verlaufenden Nord-Süd-Klüften. Im verfirnten Hintergrund die Hochflur (R. v. Klebelsberg. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 77 (1925), Heft 11/12). Aufgenommen: Vorderer Hornkopf.
- Abb. 17. Turnerkamp. In der Nordwand sehr breiter Aplitgang als feine gekrümmte Linie sichtbar. Von oben links nach unten rechts gegen Roßbruggscharte eine schwärzliche, durch die Granitwand ziehende Schiefereinlage. In der Mitte des Bildes die verfirnte Hochflur, nach oben scharf abgegrenzt durch den Bergschrund. Aufgenommen: Osthang des Roßbruggs.



Abb. 1

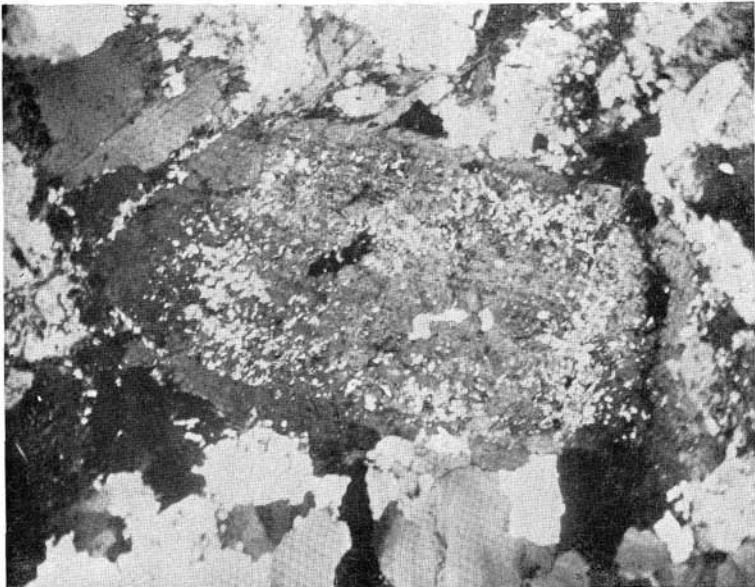


Abb. 2

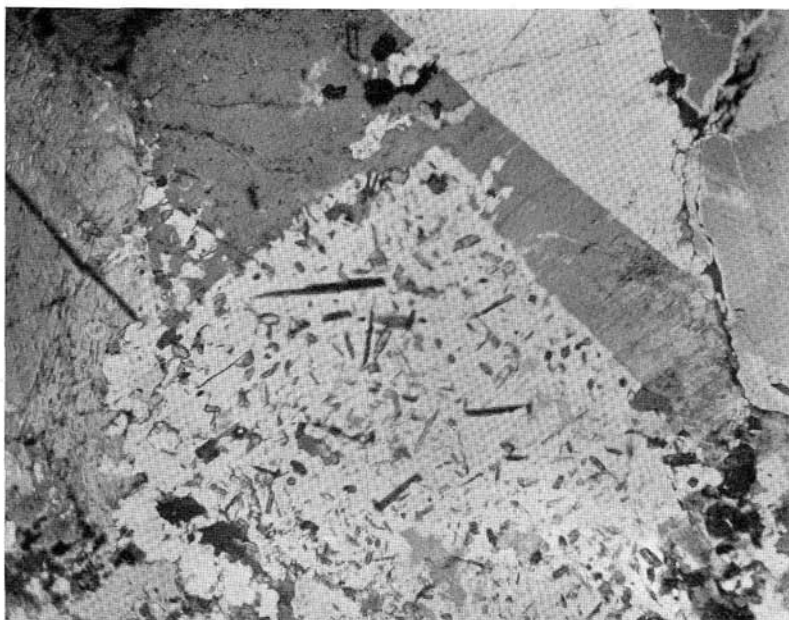


Abb. 3



Abb. 4

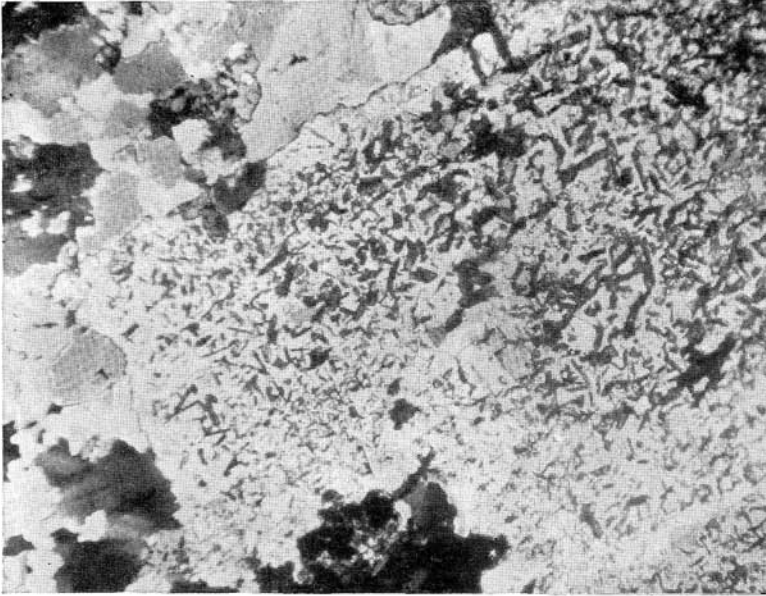


Abb. 5

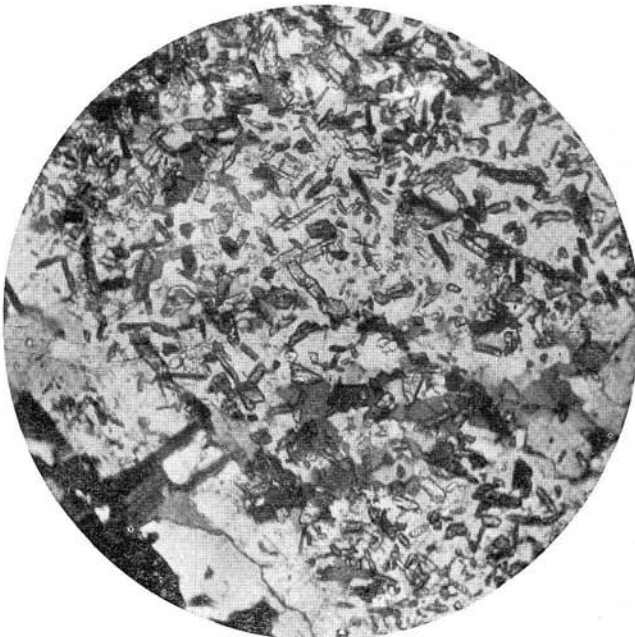


Abb. 6

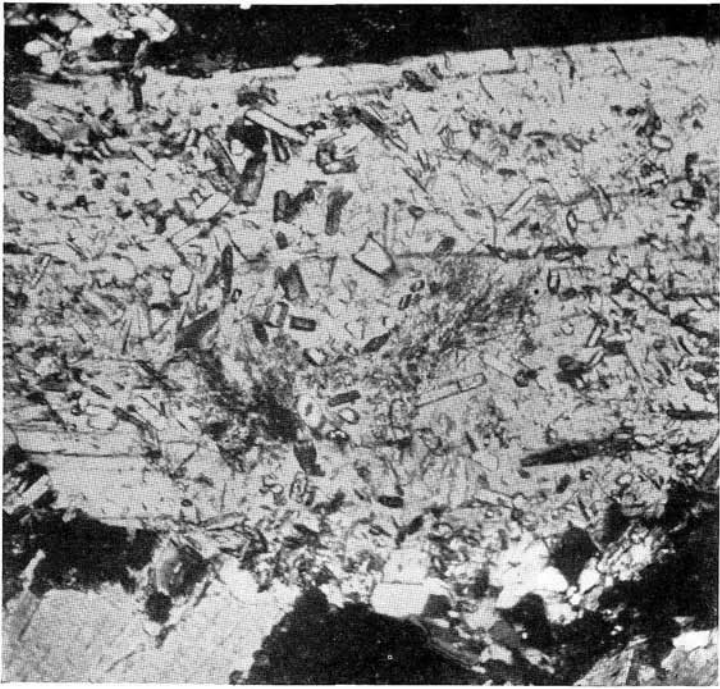


Abb. 7



Abb. 8

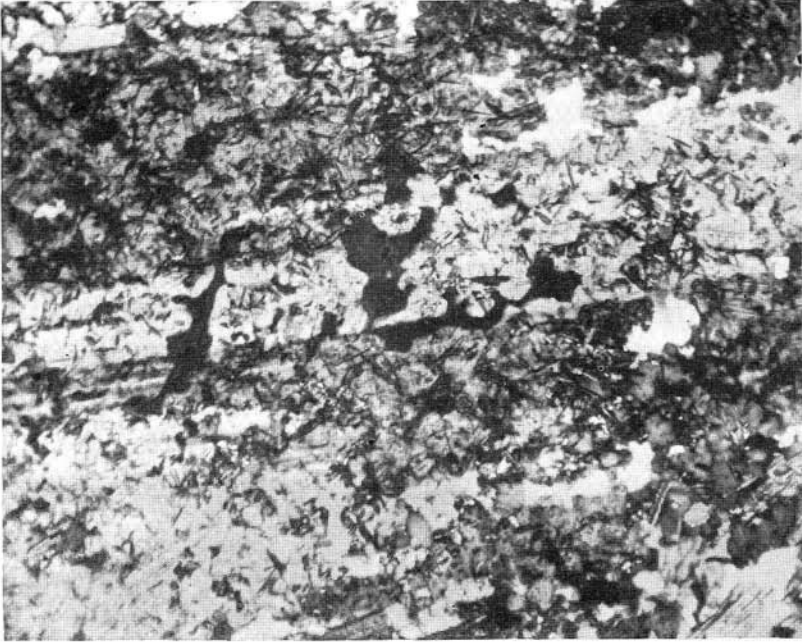


Abb. 9

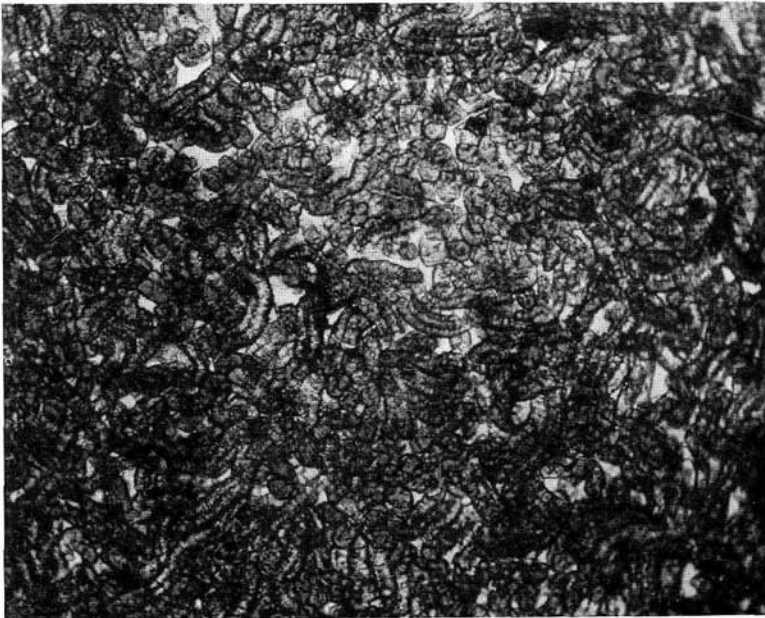


Abb. 10

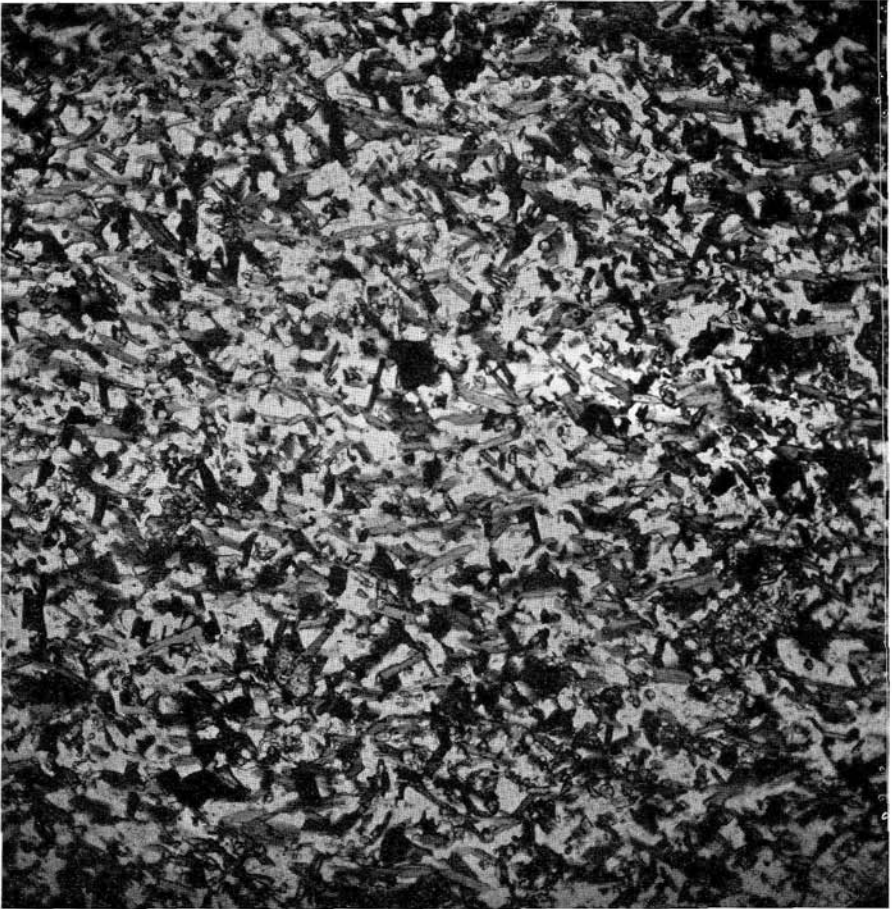


Abb. 11

Taf. XXIX. In natürlichen Größen- und Lagerungsverhältnissen wiedergegebene Ausbildungenformen und Kreuzungsstellen von Quarz-, Aplit- und Aplit-Pegmatitgängen, Blattverschiebungen, Schollenresorptionen u. dgl., aufgeschlossen auf einem 0.12 km² umfassenden Gletscherschliffareal nördlich der Zunge des Hornkeeses (Zillertaler Alpen).



Abb. 12



Abb. 13



Abb. 14



Abb. 15

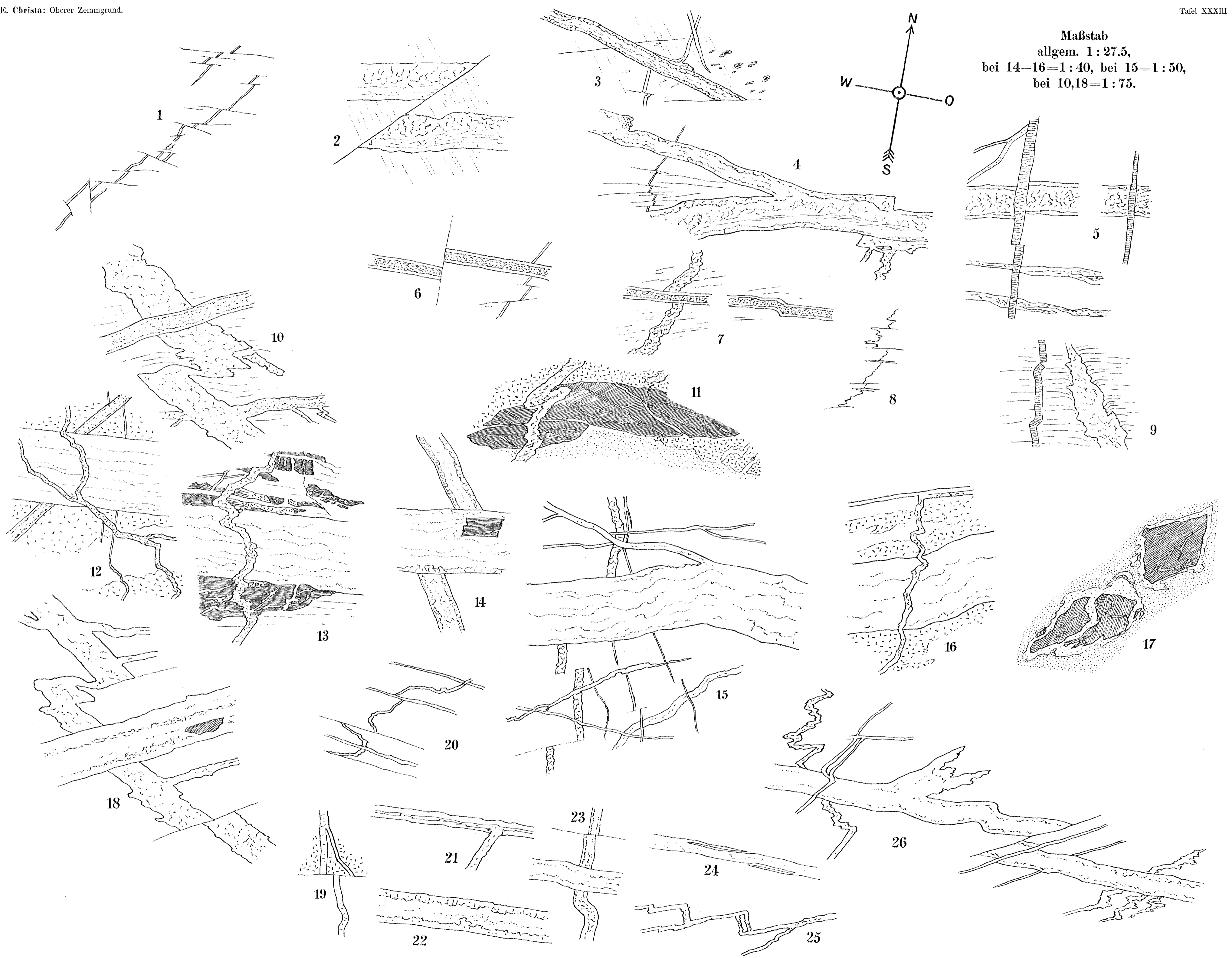
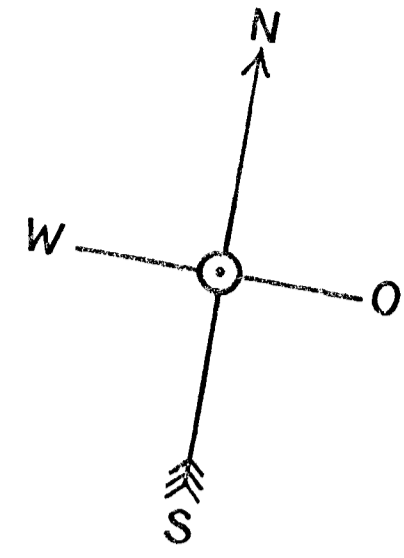


Abb. 16



Abb. 17

Maßstab
allgem. 1 : 27,5,
bei 14-16 = 1 : 40, bei 15 = 1 : 50,
bei 10,18 = 1 : 75.



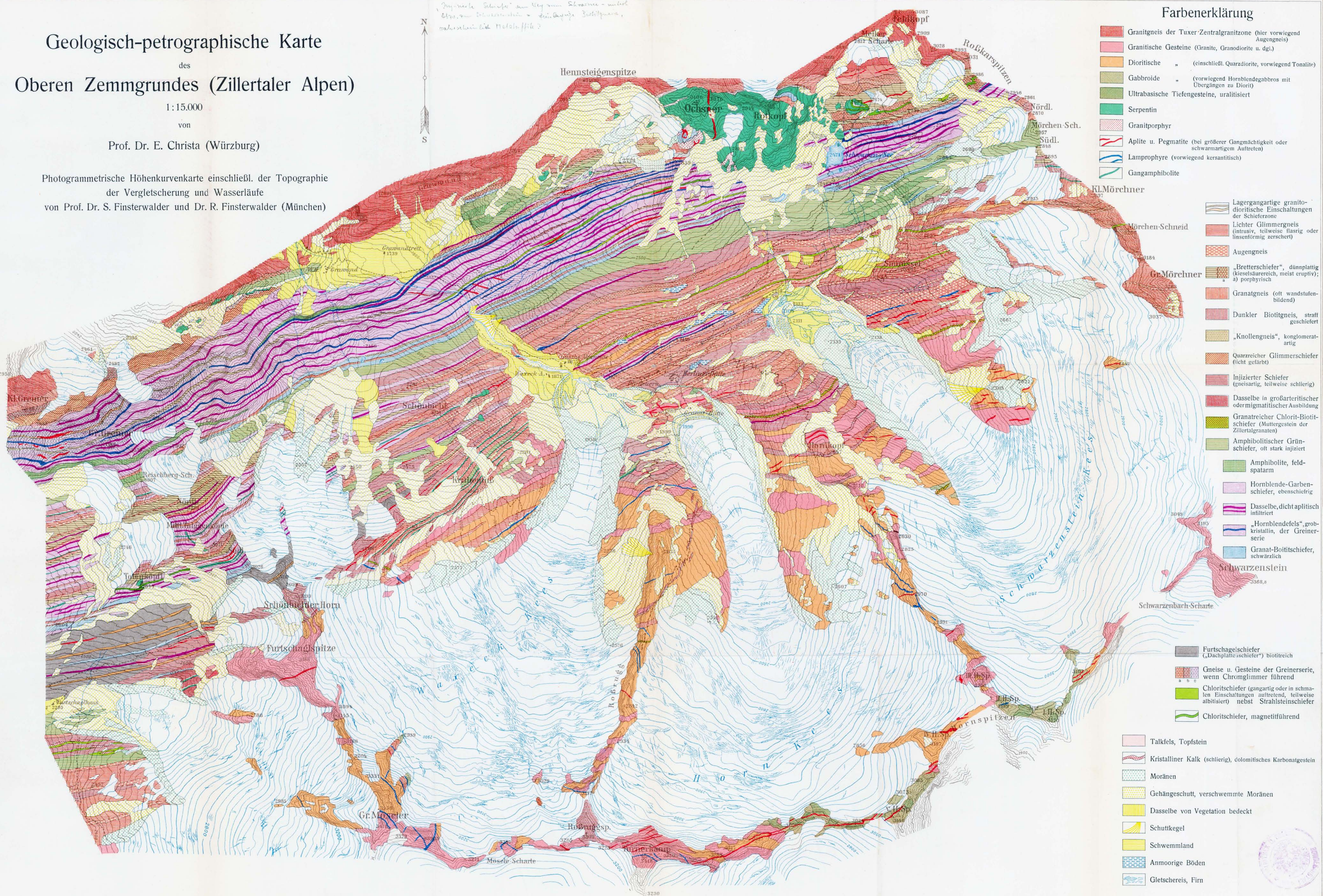
Geologisch-petrographische Karte des Oberen Zemmgrundes (Zillertaler Alpen)

1:15.000

von
Prof. Dr. E. Christa (Würzburg)

Photogrammetrische Höhenkurvenkarte einschließl. der Topographie
der Vergletscherung und Wasserläufe
von Prof. Dr. S. Finsterwalder und Dr. R. Finsterwalder (München)

*Regionale Schiefer am Berg von Schwarzstein - nicht
als, sondern als Schiefer - die Gänge Biotitquarz,
wahrscheinlich Metakonglomerate*



Farbenerklärung

- Granitgneis der Tuxer-Zentralgranitzone (hier vorwiegend Augengneis)
- Granitische Gesteine (Granite, Granodiorite u. dgl.)
- Dioritische " (einschließl. Quarzdiorite, vorwiegend Tonalite)
- Gabbroide " (vorwiegend Hornblendeabbros mit Übergängen zu Diorit)
- Ultrabasische Tiefengesteine, uraltisiert
- Serpentin
- Granitporphyr
- Aplite u. Pegmatite (bei größerer Gangmächtigkeit oder schwarmartigem Auftreten)
- Lamprophyre (vorwiegend kersantisch)
- Gangamphibolite

- Lagergangartige granitodioritische Einschaltungen der Schieferzone
- Lichter Glimmergneis (intrusiv, teilweise flasrig oder linsenförmig zersert)
- Augengneis
- „Bretterschiefer“, dünnplattig (kieselsäurereich, meist eruptiv); a) porphyrisch
- Granatgneis (oft wandstufenbildend)
- Dunkler Biotitgneis, straff geschiefert
- „Knollengneis“, konglomeratartig
- Quarzreicher Glimmerschiefer (nicht gefärbt)
- Injizierter Schiefer (gneisartig, teilweise schlierig)
- Dasselbe in großarteritischer oder migmatitischer Ausbildung
- Granatreicher Chlorit-Biotit-schiefer (Muttergestein der Zillertalgranaten)
- Amphibolitischer Grün-schiefer, oft stark injiziert
- Amphibolite, feldspatarm
- Hornblende-Garben-schiefer, ebenschiefrig
- Dasselbe, dicht aplitisch infiltriert
- „Hornblendefels“, grobkristallin, der Greinerserie
- Granat-Biotitschiefer, schwärzlich
- Furtschlagschiefer („Dachplattschiefer“) biotitreich
- Gneise u. Gesteine der Greinerserie, wenn Chromglimmer führend
- Chloritschiefer (gangartig oder in schmalen Einschaltungen auftretend, teilweise albitisiert) nebst Strahlsteinschiefer
- Chloritschiefer, magnetitführend

- Talkfels, Topfstein
- Kristalliner Kalk (schlierig), dolomitisches Karbonatgestein
- Moränen
- Gehängeschutt, verschwemmte Moränen
- Dasselbe von Vegetation bedeckt
- Schuttkegel
- Schwemmland
- Anmoorige Böden
- Gletschereis, Firn