

Die Randfacies des Aaregranits, zu der auch die mit ihm direkt zusammenhängenden Apophysen zu rechnen sind, ist verschieden, je nachdem die Grenzfläche zwischen dem Aaregranit und den Schichten, in die er intrudierte, konkordant oder diskordant zu deren Streichen liegt. Das den Aaregranit umgebende Gestein im östlichen Aarmassiv ist meist der sogen. Sericitgneis, ein vor der oberkarbonischen Intrusion des Aaregranits zu Gneis gewordenes Gestein. Selten grenzen an den Granit präkarbonische Amphibolite, karbonische Quarzporphyre und -tuffe. Der bisher, auch vom Verf., als Sericitgneis kartierte Komplex ist ursprünglich meist ein den Orthogesteinen chemisch nahekommendes, vorkarbonisch metamorphes Sediment; z. T. sind es auch Quarzporphyre, die zu den karbonischen Ergußgesteinen und der Aaregranitintrusion hinüberleiten. Der Sericitgneis ist an der Grenze, besonders wo der Aaregranit in keilförmigen Apophysen den Gneis zerspaltet, nahe an der Hauptmasse des Granits deutlich normal kontaktmetamorph umgewandelt, was z. B. an großem, neugebildetem Orthoklas mit Siebstruktur zu erkennen ist. Da, wo die nördliche Grenzfläche des Granits dem Streichen des Sericitgneis parallel geht, findet man eine oft mächtige aplitische Facies, die bisweilen im letzten Meter etwas stärker quarzitisch wird. Häufig ist die Randfacies aplitisch-dioritisch, selten mikrogranitisch. Sehr häufig, insbesondere auf der Südseite der Granitmassen, wurde der Kontakt später bei der tertiären Faltung vor allem mechanisch-klastisch verändert. Auf weite Strecken von der Grenzfläche in das Innere reichend, sind Granit und Nebengesteine mylonitisiert, öfters auch quarzitisiert. Auch die Urserengneiszone und die Tavetscherzone

sind nichts anderes als bei den Überschiebungen, die nahe den Grenzflächen der letzten Eruptiva sich loslösten, schräg hinaufgepreßte, stark zertrümmerte Zonen von Eruptiv-, seltener von Sedimentgesteinen, die zwischen Aaregranit und Gotthardgranit lagen (vgl. die Dissertation von E. Fehr; Bern 1922).

Wo nördliche und südliche Randfacies des Granits nicht stark aplitisch war, hat an Stellen stärkerer Bewegung eine Umwandlung in Gneis bis Schiefer stattgefunden, die durch neugebildeten Chlorit, Epidot, Sericit grünlich gefärbt aussehen. Auch im Innern des Aaregranits gibt es solche Zonen. (Nach den Beschreibungen von L. Duparc und L. Mrazec, Fr. Graeff muß diese Umwandlung im Montblancmassiv besonders häufig sein.) Die mechanische Veränderung des Kontaktes steht zu dem Gegenstand des Vortrages nur insofern in Beziehung, als an solchen Stellen eine Erkennung der Natur der primären Randfacies und ihres ursprünglichen Streichens relativ zu den angrenzenden Gesteinen, auf die es hier ankommt, wesentlich erschwert ist. — Das Charakteristische der intrusiven, primären Randfacies des nördlichen Granits des östlichen Aaremassivs, da wo die nahe vertikal einfallende Grenzfläche *primär parallel dem Streichen* der umgebenden Gesteine verläuft, liegt in der meist stark ausgeprägten *chemischen Differentiation des Randes gegenüber dem Innern*, während die *Tiefengesteinsausbildung* bis zur Grenze erhalten bleibt. Verschieden davon ist der Kontakt bei primär schräger Lage der Begrenzung zum Streichen. Man findet in kleinem Maßstab kaum eine derartig gelegene Grenzfläche an der Hauptmasse des Granits. Wo eine solche gemäß der Begrenzung im Großen vorkommen müßte, tritt *überall* die *keilförmige Aufspaltung*, die Intrusion von Granitapophysen in die Schiefer, ein. Diese Magmateile sind chemisch oft nur wenig von der Hauptmasse verschieden; sie sind etwas aplitischer. Dagegen zeigen sie, je weiter sie sich vom Granit entfernen, die Ausbildung der Gang- bis Ergußgesteine (vgl. des Verfassers Text und Karte des östl. Aaremassivs. Freiburg 1910). Der kontinuierliche Übergang vom Tiefen- zum Ganggestein ist rasch, aber überall sicher nachweisbar. Die Hauptmasse entspricht ziemlich sauren Granitporphyren, die oft ganz quarzporphyrische Ausbildung erhalten, wie das auch von Vogesen und Schwarzwald bekannt ist. Gänge solcher Art sind in den Alpen schon früher, z. B. im Montblancmassiv von Duparc und Mrazec, in den Zillertaleralpen von Futterer beschrieben.

Es besteht aber im westlichen Aaremassiv, und stellenweise im Montblancmassiv, z. B. in der Gegend westlich Sembrancher,

ein direkter, wenig beachteter Zusammenhang dieser Gänge mit der Hauptmasse des Granits. Die Gänge treten auch hier wieder nur da auf, wo die Begrenzung des Granites im Großen nicht dem Streichen konkordant verläuft. Die Beschreibung von Duparc und Mrazec steht m. E. mit dieser Auffassung nicht in Widerspruch.

Es muß die Frage offen bleiben und zur Diskussion gestellt werden, ob das ein allgemeines Phänomen ist bei den Graniten der Aare-Montblancmassiv-Zone der Zentral- und Westalpen, oder vielleicht überhaupt bei den in mittleren Tiefen (obere Grenzfläche des Granits etwa 300—1000 m¹⁾ unter der mittleren Erdoberfläche der betreffenden Gegend) und während nicht allzu langer Zeiträume (etwa ¼ bis 5 Millionen Jahren) unter Pressung in Gneise intrudierenden Granitmassen.

Die zweite Frage ist die nach den Ursachen dieser im östlichen Aarmassiv unstreitig vorhandenen Erscheinung: Man kann hierüber an folgendes denken: 1. der Einfluß verschiedener Abkühlungsgeschwindigkeit auf chemische Differentiation und auf Gesteinsstruktur. Die Abkühlung des flüssigen Magmas erfolgt rascher in den Keilen, die in den Serizitgneis eindringen, weil eine wenig mächtige Masse von zwei Flächen abgekühlt wird. Außerdem bedingt die stärkere Wärmeleitfähigkeit parallel der Gneisschieferung stärkere Abkühlung bei schräger Lage der Grenzfläche als bei konkordanter. Daß die chemische Differentiation nach dem aplitischen Pol bei den Keilen weniger stark als am Rand der Hauptmasse zustande kam, ist wohl darauf zurückzuführen, daß in die Keile flüssiges Magma mit seinen Gasen eindrang und rasch erstarrte, ehe es sich stark differenzieren konnte, und daß die vielen größeren Keile ihre verhältnismäßig große Magmamenge nicht nur vom differenzierten Rand des Granits entnehmen konnten. Das Aufreißen der Keilspalten und die Erfüllung mit Magma dürfte meist rasch und auch zu Anfang der Intrusion erfolgt sein. — An

¹⁾ Der zentrale Aaregranit dürfte etwa bis hinauf zu 200—700 m (je nach dem Ort) unter der damaligen Oberfläche intrudiert sein. Die Zeit von der Intrusion des zentralen Aaregranits am Nordrand bis zur Beendigung der Intrusion der Südzone hat wohl vom mittleren Karbon bis Anfang oder Mitte des Perm gedauert. Die Intrusion der Südzone war ein langsames Fließen unter Pressung. — Die sogen. Tiefengesteine sind m. E., wie die Granitintrusionen auf der Insel Skye u. a. zeigen (wobei die Ansicht von Michel Levy und Royer mir nach eigenen Beobachtungen wahrscheinlicher dünkt als die von Harker), keineswegs in große Tiefen erstarrt. Auch die Lakkolithenphänomene in den Ver. Staaten (z. B. West El. Mountains, La Plata Mountains W. Cross) weisen darauf hin, daß die sogen. Tiefengesteinsfacies von physikalischen Bedingungen abhängt, die nicht notwendig mit großer Tiefe verknüpft sind.

den konkordanten Grenzflächen der Hauptmasse dagegen war die Abkühlung, weil von der großen Granitmasse dauernd Wärme zuströmte und nur eine Fläche kühlend wirkte, langsamer. Außerdem konnte aus der Tiefe längs der glatten Grenzfläche saures differenziertes Magma, vielleicht teilweise in fluidem Zustand, nachströmen.

Da, wo das Magma auf größere Erstreckung saurer als normal war, einer schwach aplitisch-pegmatitischen, randlichen Spaltung entsprach (z. B. im oberen Brunital des Maderanertals, wo der nördliche Aaregranit²⁾ endet, der vom Bietschhorn über Finsteraargletscher, Galenstock, Fellital, Oberalpstock bis zum Brunital streicht), sind die keilförmigen Apophysen desselben stark aplitisch und zwar noch etwas stärker als das randliche Stamm-Magma. Sie dringen, was wohl durch die leichtere Beweglichkeit dieser Spaltungsprodukte verursacht ist, in feineren Verästelungen und zahlreicheren Armen als die Granitporphyre in den Sericitgneis ein und sind nicht leicht von ihm zu trennen.³⁾

Beiläufig sei hier eine Beobachtung erwähnt, die auch für die Granitporphyrapophysen zuweilen zutrif. Längere Apophysen — man kann solche bis 1 km verfolgen — sind in der Höhe gelegentlich etwas mächtiger als in der Tiefe. Es hat also die Aufspaltung des Gneises bisweilen von oben her stattgefunden durch fächerförmige Aufblätterung. Außerdem zeigen manche Granit- und Orthogneismassen (letztere im Gotthardmassiv⁴⁾ Anklänge an lakkolithische Lagerung, wie sie z. B. Cloos auch im bayrischen Walde beobachtete. Daß im östlichen Aaremassiv der Granit mehr auf den Bergen, der Sericitgneis mehr in den Tälern liegt, ist demnach nicht nur durch im Gneis stärker wirkende Erosion verursacht.

Injektionskontakte zeigen die nördliche und mittlere Zone des zentralen Aaregranits ebenso wenig wie alle zuletzt intrudierten Eruptiva einer Geosynklinale. Echte Injektionskontakte und wohl primäre Übergänge von Gneis zu Granit findet man in der älteren südlichen Granitzone des Aarmassivs, die teilweise zur Urseren-

²⁾ Weiter westlich sind, nördlich von dem hier erwähnten Aaregranit, Granitmassen, z. B. der Oasteregranit vorhanden, die wohl etwas älter sind, z. T. ähnliche Kontakte, z. T. vielleicht auch solche die Übergänge zu Gneis zeigen.

³⁾ Die aplitischen und pegmatitischen Ganggesteine, die nicht als Randfacies in nachweisbarem kontinuierlichem Zusammenhang mit dem aufgeschlossenen Granitmagma stehen, scheiden aus diesen Betrachtungen aus.

⁴⁾ Z. B. in dem nördlichen Teil des Gotthardmassivs östlich von Andermatt bis zum Medelsertal.

zone gerechnet wird, in welcher letzterer auch normale Eruptiva vorkommen. In diesem Vortrag sollen aber, um stark umstrittene schwierige Probleme zu vermeiden, nur Grenzerscheinungen der bei wenig Bewegung erstarrten Eruptiva, also der normalen Eruptiva, der Tiefengesteine im Sinne von *Rosenbusch* und *Grubemann*, erörtert werden.

In der Zone des westlichen Gotthardmassivs ist die Abhängigkeit der Randfacies des Granits vom Streichen der Grenzfläche anderer Art. Die Lage der Grenzflächen, soweit sie nicht dem Streichen parallel verlaufen, hat meist kein vertikales Fallen, sondern entspricht dem Umbiegen der dem Granit auflagernden Kappe. — Im Aaremassiv fallen die Grenzflächen nahezu vertikal ein, nur am Schwarzenstock westlich Wassen sind Anzeichen vorhanden für eine Annäherung an eine obere Grenzfläche, die aber dort nicht primär ist, sondern durch eine tertiäre Überschiebungsfläche verursacht sein dürfte. — Am Pizzo di Pesciora überdeckt unter etwa 45° nach E. vom Gipfel her fallend eine Kappe von Ortho- und Paragneisen den Granit. Die Grenzfläche liegt auch im kleinen *nicht parallel der primären Schieferung* des Gneismantels, im Gegensatz zum Aarmassiv. An verschiedenen gut zugänglichen Stellen kann man ein auf den Millimeter scharfes Abschneiden der stark aplitischen Randfacies des Granits gegen den Gneis sehen. Beide Gesteine sind fest miteinander verschmolzen. Der Orthogneis war als solcher vor der Intrusion dieses Granits vorhanden. Eine stärkere kontaktmetamorphe Umwandlung desselben ist nicht zu bemerken, nur eine schwache Verhärtung und Quarzitisierung an Spalten. Gelegentlich entsendet der Granit kürzere, aplitisch-quarzitische Apophysen in den Gneis, die anfänglich der Schieferung folgen, dann bis zu einem rechten Winkel zu dieser umbiegen. — Etwas verschieden sind die Grenzphänomene an dem weniger stark aplitischen Granit des P. Lucendro, SW. von Passo Cavanna; der ausgehende Granit dringt mit einigen sackartigen Apophysen in den Gneis ein. Die Apophysen und das Ausgehende des Granits sind aplitisch-quarzitisch mit Pyritrostflecken. Die Apophysen sind scharf vom Gneis getrennt, keine Injektionen. — Injektionskontakte und primären Übergang von Gneis zu Granit zeigt der nördliche, ältere Orsiroragranit.

Die parallel dem Streichen verlaufende Randfacies des Rondogranits und der andern Granite zeigt denselben aplitisch-quarzitischen Bestand wie die Apophysen. Im westlichen Gotthardmassiv ist also eine Abhängigkeit der Randfacies des Granits von

der Lage der Grenzfläche weder chemisch noch der Begrenzungsform nach in stärkerem Maße vorhanden.

Die Ursache für die Verschiedenheit der Randzone des normalen, relativ ruhig erstarrten, Granitmagma des westlichen Gotthard gegenüber dem des normalen Aaregranit ist wohl hauptsächlich darin zu suchen, daß der Gneismantel des Gotthard einer keilförmigen Aufspaltung stärkeren Widerstand leistete als die Sericitgneise des Aarmassivs. Außerdem dürfte der Druck auf den Gotthardgranit weniger stark gewesen sein, wenigstens in der Nähe der oberen Grenzfläche, wo jetzt die Aufschlüsse sind. Schließlich war das Gotthardmagma wohl sehr fluid (wie das *Eichenberger* vermutet)⁵⁾ und heißer als das des Aaregranit. Verschmelzungen, Verzahnungen, auch Aufschmelzungen sind häufig zu beobachten.⁶⁾

Eigentümlich ist im westlichen Gotthardmassiv die Abhängigkeit der Ausbildung einiger lamprophyrischer Ganggesteine vom kersantitisch-spessartitischen Typ, wie solche *U. Grubenmann* und seine Schüler *P. Waindziok*, *R. Sonder* zuerst studiert haben, von der Richtung des Streichens des Ganges gegenüber dem Streichen des umgebenden Gesteinsmantels. Hierfür seien zwei Beispiele erwähnt. Der große Gang am Hühnerstock, den *R. Sonder* teilweise eingezeichnet hat, verläuft zuerst auf etwa 700 m nahe senkrecht dem Streichen; dann biegt er um und verläuft schließlich 500 m parallel dem Streichen des einschließenden Orthogneis. Im konkordant verlaufenden Teil ist der Gang rein kersantitisch, feinkörnig, mit paralleler Textur. Im diskordanten Teil tritt Hornblende reichlich auf; stellenweise verschwindet der Biotit völlig; die Mineralien sind mit bloßem Auge zu unterscheiden; die Textur ist fast richtungslos. Letztere Facies hat Mineralklüfte mit Adular, Quarz, Calcit mit differenzierter Paragenese.⁷⁾

⁵⁾ Ein größerer Fluorgehalt im Gotthardmassiv scheint mir dagegen unwahrscheinlich; denn in den Mineralklüften der westlichen Gotthardgranite findet man im Gegensatz zum nördlichen Aaregranit keinen Fluorit.

⁶⁾ Im östlichen Gotthardmassiv, von dem der Verfasser nur das Medelsertal genauer kennt, scheinen sowohl Granite vorzukommen, die dem nördlichen, wie solche, die teilweise dem südlichen Aaregranit entsprechen mit wirklichem oder scheinbar primärem Übergang von Granit zu dem primären Gneis. — Statt von Massiven wäre es besser mit *Lory* von Zonen zu sprechen; nur hätte man mehr Zonen als *Lory* annahm. Doch auch die Zoneneinteilung ist für die Eruptive eine andere als für die Sedimente und für beide abhängig von der geologischen Epoche.

⁷⁾ *Differenzierte Paragenese oder Sonderung der Klüftmineralien* ist eine in Klüften verschiedener Gesteine vorkommende Erscheinung, die von der Konzentration einzelner Mineralien zu unterscheiden ist. Bei nicht differenzierter nor-

Der konkordante Teil entsendet einige kurze, diskordant verlaufende Apophysen, die auch wieder kersantitisch-spessartitischen Charakter haben.

Daß zwischen dem Spessartit und dem Kersantit im Gotthardmassiv Übergänge vorkommen, hat zuerst *Wainziok* nachgewiesen. *R. Sonder* hat dies eingehend untersucht, bestätigt und die laterale Differentiation in situ beobachtet. Solche Kersantit-Spessartit-Gänge spalten sich in hornblendereiche und in biotitreiche Zonen, die den Grenzflächen des Ganges parallel verlaufen und die etwa den beiden hier beschriebenen, vom Streichen abhängigen Ausbildungen entsprechen.

Der diskordante Gang am Hühnerstock wird stellenweise schmaler, verläuft ein Stück weit mehr konkordant. Dort tritt Hornblende gegen Biotit zurück; das Korn wird feiner; man beobachtet parallele Lagen.

Am Südgrat, der vom P. Centrale herabzieht und den Westhang von V. Prevot bildet, sitzt (etwas südlich von P. 2730 nach Osten bis Sommermatten und westlich etwa 400 m sich erstreckend) eine von allen Seiten gut zugängliche, mächtige Kappé eines dichten grau-graubraunen Gesteines, das man früher als Glimmerschiefer bezeichnet hätte. Genetisch ist es eine gewaltige Lamprophyrmasse und zwar feinkörniger Kersantit mit feinlagiger, dem Gesamtstreichen paralleler Textur mit Bänderung, Quarzschnüren und -linsen, Gneisschollen, öfters gefältelt oder fluidal gewellt. Man kann das Gestein auch als anatektischen Leptit auffassen, jedenfalls ist es aber ein flüssiges Magma gewesen, dessen chemischer Bestand einem Kersantit-Spessartit entspricht. Vor dem westlichen Ende der Hauptmasse am Abhang nach dem Sellatal zweigt eine Apophyse von etwa 2 m Mächtigkeit ab, die diskordant,⁸⁾ N—S,

maler Paragenese erscheinen die in der Kluft vorkommenden Mineralien auf jedem beliebig herausgegriffenen Flächenstück, das nicht zu klein sein darf, in nahezu gleichem Mengenverhältnis. — Einzelne Mineralien dagegen, insbesondere die Erze (mit Ausnahme von Pyrit), zeigen Konzentration ihrer Masse, meist in großen Einzelkristallen auf einigen, aber beliebig verteilten Stellen der Kluft. — In verschiedenen Gesteinen, insbesondere bei den hohen Temperaturen, welche für das Auftreten der Feldspäte erforderlich sind, findet eine scharfe Sonderung der häufigen Kluftmineralien statt. Sie hängt manchmal mit variierender Beschaffenheit der Gesteinsunterlagen zusammen. Manchmal ist sie durch Schweredifferenziation bewirkt. Oft ist die Differentiation durch wechselnde Höhe oder Verlauf (Umbiegung u. s. w.) der Kluft hervorgerufen.

⁸⁾ Eine Paralleltexur dem alpinen Streichen entsprechend ist in diesem diskordanten Gangstück nicht vorhanden. Das kann zu dem Schluß führen, daß die Gebirgsbewegung mit starker Durchbewegung im Gesteine (Teilbewegung

verläuft, reichlich Hornblende führt und grobkörnig ist. Man kann den kontinuierlichen Übergang des kersantitischen in den kersantitisch-spessartitischen Typus verfolgen. In der Nähe des Grates, an seiner südlichen Grenze, umschließt der Lamprophyr in zackigen Konturen den Sellagneis; er dringt in Keilen mit nahe konkordanten Grenzflächen in den Gneis ein, das Aussehen der Hauptmasse behaltend. Eine Apophyse aber durchquert (auch N—S) den Gneis, dunkelbraun, grobkörniger als die Hauptmasse, mit schwach ausgeprägter Paralleltexur, die dem Streichen des Ganges, also nicht dem Hauptstreifen, parallel ist. — In kleinerem und schwächerem Maß zeigt auch der spessartitische Lamprophyr der bekannten Mineralfundstelle von Loita di sopra bei P. 2570 am selben Grat Lagerungsdifferentiationen.

Die Ursache der oben beschriebenen Abhängigkeit in der Ausbildung der Gotthard-Lamprophyre vom Winkel zwischen Streichen des Ganges und dem alpinen Streichen, wclch letzteres in der Gneismasse zum Ausdruck kommt, kann in der von der Richtung abhängigen Wärmeleitung K des Gneismantels gesucht werden. Daß die Schnelligkeit der Abkühlung maßgebend sein kann, zeigt die von *Sonder* beobachtete laterale Differentiation einzelner Gänge in situ. Das Verhältnis $K_{II} : K_I$ bei Sellagneis von dort ist nach *E. Thoma* und dem Verf. etwa $= 1,3 : 1$ bei gewöhnlicher Temperatur. Daß ein geringer Temperaturunterschied das Erscheinen des Biotit an Stelle der Hornblende bewirken kann, zeigen die häufigen, primären Pseudomorphosen von Biotit nach Hornblende in der Tremolaserie. Hier ist die Umwandlung, da Biotit kaum ein Produkt der tertiären Dislokationsmorphose, sicher keines der alpinen Mineralklüfte ist, bei der Gneismetamorphose erfolgt, als das Gestein im wesentlichen in seinem jetzigen Mineralbestand auskristallisierte.

Die Hornblende ist wohl eine kalkarme, verhältnismäßig kalireiche und instabile Varietät gewesen, die bei etwas tieferer Temperatur in relativ kalkreichen Biotit übergeht. Bei noch tieferer im Gefüge nach *B. Sander*; im Gotthardmassiv linear-vertikal, ohne Hydatomorphose) im Gotthardmassiv beendet war, als die Lamprophyrmassc und dies Gangstück intrudierten. Die südlichen Gotthardgranite intrudierten wohl nachpermisch, vielleicht erst Ende der Liasperiode, während die letzte Gneißmetamorphose nach dem Carbon (Carbon des Sellapaß und anderwärts in der Tremolaserie) vielleicht in der unteren Trias (hochmetamorphe Quartenschiefer, jedenfalls nach dem Triasquarzit vom P. Rondadura) stattfand. In das Ende der Tertiärzeit fallen Bewegungen des Massivs als ganzes mit örtlichen z. T. sehr starken, flächenhaften und räumlichen Zertrümmerungen und mit Aufreißen von Mineralklüften, mit Hydato- und Dynamometamorphose, aber ohne Durchbewegung der Gotthardgneise.

Temperatur ist auch Biotit nicht stabil, sondern zerfällt bei etwas größerer Konzentration an H_2O in Epidot, in Glimmer der Muskovitgruppe und Chlorit. Bei Temperaturen unter 300° erfolgen die Umwandlungen in Epidot, Muskovit, vielleicht auch die in Chlorit nicht mehr. Ist die Abkühlung rasch, so bleibt die Hornblende erhalten. — Demnach bedingen größere Unterschiede in der Schnelligkeit der Abkühlung und geringe Unterschiede im Wassergehalt sowohl die von *Sonder* beschriebenen lateralen, als auch die hier erwähnten Verschiedenheiten je nach der Lagerung von Lamprophyrgängen des Gotthard.

Man könnte auch annehmen, daß tertiäre Bewegung und Gesteinsmetamorphose je nach dem Verlauf des Kersantitganges verschieden wirken.⁹⁾ Das scheint mir aber weniger wahrscheinlich.

Dieser Vortrag wollte vor allem auf noch wenig beachtete Erscheinungen aufmerksam machen, die ein genaueres Studium verlangen.

Zusammenfassung.

Die Randfacies des Aaregranits, zu der die mit ihm zusammenhängenden Apophysen zu rechnen sind, ist da, wo die Grenzfläche primär parallel dem Streichen der umgebenden Gesteine liegt, chemisch gegenüber dem Innern stark differenziert, während die Tiefengesteinsausbildung bis zur Grenze erhalten bleibt. Da, wo die Grenzfläche des Granits im Großen schräg den umgebenden Gneismantel durchschneidet, bildet sie im Kleinen nie einen größeren Winkel gegen das Streichen, sondern der im ganzen schräge Verlauf ist durch viele keilförmige Apophysen hervorgerufen. Deren Magmateile sind nur wenig aplitischer als die Hauptmasse, haben aber Gang- und Ergußgesteinsausbildung.

Im Gotthardmassiv bemerkt man andere Grenzphänomene an dem südlichen Gotthardgranit, obgleich er ebenso wie der nördliche Aaregranit ein normales Tiefengestein im Sinne von Rosenbusch und Grubenmann ist. Die Abhängigkeit der Beschaffenheit der

⁹⁾ Diese Anschauung wurde in der Diskussion von Herrn Prof. *Niggli* verteidigt. Ich möchte sie vorläufig als ebenso berechtigt wie die oben ursprünglich für wahrscheinlicher erachtete Ansicht bezeichnen, da ein strikter Beweis für die Zeitfestsetzung der Entstehung bzw. Umwandlung in hochkristalline Schiefer nicht zu erbringen ist. Es hat aber den Anschein, als ob die Gneismetamorphose auf der Nordseite der Alpen am ältesten, im Tessinermassiv am jüngsten ist. Die klare Lösung dieser Frage dürfte noch nicht möglich sein. Es fehlt z. B. die Kenntnis dessen, was seit dem Tertiär tief unter der Poebene etwa in der Gegend der Euganeen vor sich geht.

Randfacies von der Lage der Grenzfläche gegen das Streichen ist wenig ausgeprägt. — Die lamprophyrischen Ganggesteine des Gotthard zeigen eine starke Abhängigkeit ihrer Ausbildung von ihrem Verlauf gegen das Gesamtstreichen. Diskordant verlaufende Teile und Apophysen eines Ganges haben spessartitisch-kersantitischen Charakter, sind grobkörnig mit fast richtungsloser Textur. Konkordant verlaufende Teile sind kersantitisch, feinkörnig, mit sehr starker Paralleltexur.
