

Zeitschrift:	Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie
Band:	1 (1921)
Heft:	3-4
Artikel:	Untersuchungen über den Differentiationsverlauf der spätpaläozoischen Granitintrusionen im zentralen und westlichen Gotthardmassiv
Autor:	Sonder, Richard A.
DOI:	https://doi.org/10.5169/seals-1605

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 19.02.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Untersuchungen über den Differentiationsverlauf der spätpaläo- zoischen Granitintrusionen im zentralen und westlichen Gotthardmassiv.

(Mit drei Textfiguren und einer Kartenskizze.)

Von
Richard A. Sonder.

Die Anregung zur vorliegenden Arbeit verdanke ich Herrn Prof. Dr. U. Grubenmann. Derselbe beobachtete im Sommer 1918 mehrere bisher unbekannte Lamprophyre in der Nähe des Gotthardhospizes, welche er in der Folgezeit untersuchte (1). Im Sommer 1919 betraute er mich mit der Fortführung dieser Arbeit und überließ mir zugleich in zuvorkommender Weise sein bisheriges Untersuchungsmaterial. Es zeigte sich bald, daß ein befriedigendes Ergebnis durch bloßes Studium der Eruptivgänge kaum zu erwarten war. So wurde schließlich eine möglichst vollständige Erfassung sämtlicher magmatischer Gesteine der spätpaläozoischen Intrusionsperiode zum Hauptziel der vorliegenden Arbeit, wobei ich zugleich bestrebt war, die genetische Verknüpfung der verschiedenen Differentiate aus ihren geologischen Verbandsverhältnissen nach Möglichkeit aufzuklären.

Ich freue mich, meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. U. Grubenmann hier meinen warmen Dank aussprechen zu können für die stetige rege Anteilnahme am Fortschreiten der Arbeit, sowie insbesondere für seine wertvollen Ratschläge und vielseitige Unterstützung. Auch Herrn Prof. Dr. P. Niggli bin ich sehr verpflichtet für mannigfache Anregungen und verschiedentliche bereitwillige Hilfe. Meinem Kollegen Dr. J. Jakob verdanke ich einige Analysen.

I. Tektonische Uebersicht.

Das Gotthardmassiv gehört im Vergleich zu den andern Teilen der Alpen zu den geologisch relativ noch wenig bekannten Gebieten derselben, trotz des starken Impulses, den die Forschung durch den Tunnelbau in den Jahren 1872/81 er-

fuhr. Es bedurfte vorerst einer weitergehenden Entwicklung der geologischen Hülfswissenschaften, insbesondere der Lehre von der Gesteinsmetamorphose, bevor man die, wegen wiederholter Folge von Faltungsprozessen und Kontaktmetamorphen etwas komplizierten geologischen und petrographischen Verhältnisse, einer Lösung näher bringen konnte. Die Initiative zur Untersuchung des Massivs vom Gesichtspunkt der neuen Lehren aus, verdanken wir U. Grubenmann (2). Obwohl aber von ihm und seinen Schülern bereits mehrere Arbeiten vorliegen, ist doch, weil eben eine einheitliche Untersuchung des Gebietes bisher nicht erfolgte, die speziellere Kenntnis, insbesonders des zentralen und westlichen Teiles noch recht lückenhaft. Eine zusammenfassende Darstellung unseres heutigen Wissens nebst einem ausführlichen Literaturverzeichnis findet sich in A. Heim: Geologie der Schweiz (Bd. II, S. 189 ff.).

Bekanntlich finden wir im zentralen und westlichen Gotthardmassiv verschiedene Granite und Granitgneise von wahrscheinlich spätpaläozoischem Alter eingelagert. Das Hauptinteresse der vorliegenden Arbeit galt nun den Differentiationserscheinungen dieser granitischen Magmen. Da über die geologische Lagerung der fraglichen Gesteine noch relativ wenig bekannt ist, so stellten sich in erster Linie folgende zwei Fragen:

1. Welche Stellung kommt den Graniten und Granitgneisen in der umgebenden tektonischen Provinz zu?
2. Welche gegenseitigen genetischen Beziehungen bestehen zwischen den genannten Gesteinen?

Durch Beantwortung dieser Fragen, insbesonders der zweiten, wird eine Basis geschaffen werden für die fruchtbegrende Diskussion und Beurteilung der spezielleren Differentiationserscheinungen.

Aus Beobachtungen, welche im Terrain gemacht werden können und welche später ausführlicher zur Behandlung kommen, ergibt sich, daß die granitischen Magmen nachträglich in das bereits gefaltete Gebirge eingedrungen sind. Um die daraus resultierenden Abhängigkeiten besser verstehen zu können, empfiehlt es sich deshalb, vorerst näher auf die tektonischen Verhältnisse des ehemaligen paläozoischen Gebirges einzutreten.

Die tertäre Faltungssperiode dürfte, nach den bisherigen Kenntnissen zu urteilen, im Bau des Gotthardmassivs keine prinzipiellen tektonischen Änderungen verursacht haben. Der Einfluß der letzteren Dislokation ist vor allem zu suchen in einer intensiven mechanischen Beanspruchung, welche zu einem Zusammenschub der paläozoischen Schichten führte, verbunden mit Steilstellung, ja Ueberkippung derselben, in Fächerstellung.

Das paläozoische Faltengebirge.¹

Das Gotthardmassiv besteht aus mehreren E-W bis WSW, laufenden Faltenzügen. P. Niggli unterscheidet im östlichen Massivende in der Gegend des Lukmanierpasses vier Synkinalzonen (A. Heim, S. 201). Ihre Zahl scheint nach Westen abzunehmen. Im Profil der Gotthardstraße ist im Innern des Massivs nur noch ein sedimentogener Gneiszug festzustellen, die Zone des „Guspisgneises“, welche die beiden Intrusionen des „Gamsbodengneises“ (nördlich) und des „Fibbiagneises“ (südlich) trennt. Da sowohl nördlich des Gamsbodengneises als „Gurschengneis“, wie auch südlich des Fibbiagneises, als „Soresciaigneis“ ähnliche Schieferzüge anstehend sind, nahm man an, es handle sich um zwei Antiklinalzüge, wobei die beiden Orthogneise als Antiklinalkerne aufzufassen seien. Angesichts der Tatsache jedoch, daß die genannten Granitstücke nach der Faltung intrudiert wurden, ist eine solche Interpretation nicht ohne weiteres zulässig. Auch wenn der Guspisgneis einen Muldenzug vorstellt, bleibt es immer noch fraglich, ob nicht weitere Synkinalzüge durch die nachträglichen Intrusionen verdrängt wurden. Aufschluß über diese Probleme können uns die Querprofile durch das Massiv geben, welche von den in Betracht fallenden Intrusinen nicht verändert worden sind und welche wir weiter östlich und weiter westlich zu suchen haben. Diese Querprofile sind allerdings bis heute nur recht mangelhaft bekannt und bedürfen noch einer eingehenderen Untersuchung welche in Aussicht steht. Die nachfolgenden Ausführungen stützen sich größerenteils auf Beobachtungen, welche ich auf einigen Exkursionen zu Orientierungszwecken

¹ Vergleiche beim Folgenden die geologische Uebersichtsskizze am Schlusse der Arbeit.

gewonnen habe. Auf genauere und eingehendere Untersuchungen in dieser Hinsicht mußte dagegen verzichtet werden, da dieselben zu weit geführt hätten.

A. Oestliches Querprofil. Die Stücke der jungen Granitgneise endigen schon wenig östlich des Mte. Prosa; in der Tunnelaxe sind sie nicht mehr anstehend. Dafür stoßen wir dort im Streichen des Fibbiagneises, fast in dessen ganzer Breite, auf ein helles Gestein, das als Streifengneis bezeichnet werden kann und nach seinem Auftreten auf der Sellalp durch v. Fritsch (3) „Sellagneis“ genannt wurde. Es handelt sich um einen quarzreichen Zweiglimmergneis von schätzungsweise granitischem Chemismus. Dieses Gestein wird südlich begrenzt durch sedimentogene, basischere und stark geschieferete Gesteinszüge, von grauer, braunroter, bis schwärzlicher Färbung, identisch mit dem bereits erwähnten Soresciagneis, welcher sich längs dem Südrand des Massivs hinzieht. Ganz ähnliche Gesteine sind jene Gneise, welche den Streifengneis nördlich begleiten. Die fazielle Aehnlichkeit der nördlichen und südlichen basischen Gesteinszonen macht deren stratigraphische Aequivalenz wahrscheinlich, und wir haben demnach hier eine ganz ähnliche geologische Lagerung vor uns, wie im Profil der Gotthardstraße, nur daß der Fibbiagneis durch den Streifengneis ersetzt ist. Die nördliche basische Zone wäre demnach auch hier als Muldenzone aufzufassen, während der Streifengneis den Antiklinalkern bildet. Ganz entsprechend liegen die Verhältnisse weiter im Osten, wo P. Niggli in der N-S-Richtung mehrfachen Wechsel von hellen sauren und dunklen basischeren Gneiszonen feststellte, wobei er ebenfalls aus verschiedenen Gründen (vergl. 4) die basischen Züge als Synkinalzonen anspricht.

N-O der Sellaseen setzt ungefähr in der Mitte der oben besprochenen Streifengneiszone ein weiterer Zug basischer Gesteine auf, welcher sich weiter nach O verfolgen läßt und nach dem Vorigen als eine hier einsetzende Synkinalzone zu betrachten ist. Dieses plötzliche Einsetzen der Mulde kann als Auskeilen derselben nach W aufgefaßt werden, ist aber vielleicht auch in Zusammenhang zu bringen mit einer axialen Antiklinalwölbung des ganzen Massivs, deren Kulmination weiter gegen W im Gebiet des Fibbiagneisstockes zu suchen wäre.

Absperrungen wegen Viehseuche machten es leider unmöglich, die Gegend nördlich der Linie Mte. Prosa-Pizzo-Cen-

trale zu begehen, so daß hier über das östliche Ende des Gamsbodengneises, sowie über die dortigen tektonischen Verhältnisse nichts Näheres ausgeführt werden kann. Immerhin konnte auf einer Gratwanderung bei den Blaubergen, jenseits der den Sellagneis nach Norden abschließenden basischen Zone ein weiterer Zug heller Gneise festgestellt werden, welcher sich möglicherweise bei genaueren Untersuchungen ebenfalls als Antiklinale erweisen wird, so daß demnach eine Gabelung der an der Gotthardstraße anstehenden Guspiszone gegen O hin anzunehmen wäre. Bereits vorliegende Aufnahmen von P. Niggli im Unteralptal lassen diese Möglichkeit zu, wie sie auch zeigen, daß die erwähnten südlichen zwei Synkinalzonen sich nach O weiter fortsetzen.

Bevor wir uns dem westlichen Querprofil zuwenden, mögen hier einige Beobachtungen am Streifengneis Platz finden. Demselben kommt, nach seiner geologischen Lagerung, ein höheres Alter zu, als dem Soresciagneis. Inwiefern eine solche Auffassung berechtigt ist, hängt vor allem von der genetischen Beurteilung der Streifengneiszone ab. Falls man dieselbe als aus Orthogneisen bestehend ansieht, kann natürlich auch ein jüngeres Intrusionsalter in Frage kommen. Immerhin dürfte die von J. Königberger ausgesprochene Ansicht (5) nicht richtig sein, daß diese Gneise in jeder Beziehung äquivalent mit den an der Gotthardstraße anstehenden Granitgneisen seien; denn der Fibbiagneis stößt in scharfem Kontakt unter Ausbildung einer aplitischen Randfazies vom Streifengneis ab. Da letzterer ein bedeutend stärker metamorphes Gestein ist, muß er sicher älter sein, als die Granitgneise des Zentralmassivs. Auf sein eventuelles Alter lassen folgende zwei Beobachtungen schließen: Im Sellagneis läßt sich oft eine ziemlich starke Kleinfältelung von anscheinend mechanischer Natur beobachten (ausgequetschte Mittelschenkel), wie sie ähnlich im Soresciagneis oder in den jüngern Granitgneisen nicht beobachtet werden. Schöne Beispiele dafür liefern manche Blöcke längs der Militärstraße ob den Sellaseen. Ferner finden sich im Soresciagneis (event. schon Tremolaserie) einige fünfzig Meter westlich Punkt 2376 südlich der Sellaseen (Siegfriedkarte) helle Gerölle, welche m. E. am ehesten aus dem Sellagneis stammen dürften. Diese Beobachtungen deuten auf eine Diskordanz und ältere Dislokation als die herzynische hin und damit auf ein entsprechend höheres Alter der Sellagneiszone.

B. Westliches Querprofil. Gegen W endigen die jüngeren Granitstöcke in den Bergen östlich des Wyttenwassertals. In den Hauptzügen ähnelt das dortige Profil demjenigen an der Gotthardstraße: Zwei Hauptzonen saurer Gneise getrennt durch die Fortsetzung der Guspissynklinale. An Stelle der Granitgneise treten wiederum ältere saure Gneise. Die südliche Antiklinalzone wird gebildet durch einen stark lenticularen Augengneis, welcher zur Hauptsache aus Quarz, K-Na Feldspäthen, Biotit, Muskovit und Epidot besteht. Der Chemismus dürfte demjenigen saurer Granite nahestehen; doch bietet die heute vorliegende Struktur und Textur keine Anhaltspunkte mehr, welche auf eine ursprüngliche magmatische Erstarrungsstruktur hinweisen. Wahrscheinlich handelt es sich um Injektionsgneise, aus Gründen, auf welche später noch einzutreten ist (vgl. pag. 344).

Die Gneise der nördlichen Antiklinalzone entsprechen im Chemismus und Mineralbestand ungefähr denjenigen der Südzone. Die lenticulare Ausbildung ist jedoch fast verschwunden.¹ Die Gesteine erinnern vielfach an jene Gneise, in welche der vorher besprochene Sellagneis mehr gegen O übergeht (Sellapaß), und wo auch dessen lenticulare Ausbildung sich teilweise verliert. Andererseits lässt sich zwischen dem jüngeren Gamsbodengneis und den Gneisen des Wyttenwassertals keine scharfe Grenze feststellen, sondern ein allmählicher Übergang. Trotzdem scheint mir die Zuordnung der fraglichen Gneise zu den älteren Gneisen der Antiklinalzonen richtiger zu sein, da sie in ihrem Habitus denselben näher stehen und die für den Gamsbodengneis charakteristischen Faziesformen (granitische und porphyrische Varietäten, vgl. pag. 340 ff.) sich bei ihnen nicht beobachten lassen.

Das Profil längs der Talsohle weist einige Komplikationen auf. Einerseits lässt sich eine Zweiteilung der Hauptsynklinale beobachten, hervorgerufen durch einen in der Streichrichtung sich fortsetzenden, zirka 150 Meter breiten Gneiszug vom Typus des südlich anstehenden Streifengneises; anderseits findet sich in Mitten der nördlichen Antiklinalzone eine schmale Lage unverkennbaren Gurschengneises. Eine eingehendere Untersuchung dieser Verhältnisse konnte der in Aussicht

¹ Dies gilt für die Talsohle des Wyttenwassertales. Gegen W hingegen, bei Annäherung an die Rotondointrusion, treten auch in der Nordzone stark lenticulare Augengneise auf.

stehenden Gesamtbearbeitung des Massivs überlassen werden, da denselben keine weitere Bedeutung für die Probleme der vorliegenden Arbeit zukommt.

C. Zusammenfassung. Das Gotthardmassiv ist ein paläozoisches Kettengebirge, wie aus dem OW-Verlauf der Antiklinal- und Synklinalzonen hervorgeht. Die Muldenzüge werden durch schiefrige, dunkle, biotitreiche, manchmal auch amphibolitische Gneise gebildet, über deren sedimentogene Herkunft kein Zweifel bestehen kann. (Basische Intrusiva mögen allerdings hie und da untergeordnet eingelagert sein.) Im Norden des Massivs hat man diese Gneise Gurschen-, im Innern Guspis- und am Südrand Soresciagneis genannt; es handelt sich dabei ziemlich sicher um äquivalente Gesteine.

Die Antiklinalzonen werden durch helle, weniger geschieferzte Gneise gebildet (Streifengneis), die, was Chemismus und Mineralbestand anbelangt, größtenteils sauren granitischen Gesteinen nahestehen dürften. Ihr wechselnder, wenig einheitlicher Habitus scheidet sie deutlich von den jungpaläozoischen Granitgneisen. Ferner kann, im Unterschied zu diesen letzteren, bei den lenticularen Streifengneisen keine magmatische Reliktstruktur mehr beobachtet werden. Teilweise dürften in den Gneisen der Antiklinalzonen ältere, stark dislokationsmetamorphe Orthogneise vorliegen. Weil auch die jüngeren Granitgneise mit ihren Hauptmassen hauptsächlich in den Antiklinalzügen liegen, können dieselben als Orthogneiszonen bezeichnet werden, im Gegensatz zu den eben besprochenen basischen Paragneiszonen der Synklinalkerne.

Während im Querprofil östlich des zentralmassivischen Intrusionsgebietes noch ein mehrfacher Wechsel von Antiklinal- und Synklinalzonen vorhanden ist, findet man im Wyttentwassertal zur Hauptsache noch eine zentrale Synklinale. Es hat also eine Vereinfachung des Profils von Ost nach West stattgefunden, welche wohl in die Berge zwischen Gotthardpaß und Unterälptal zu verlegen ist. Das zentralmassivische Intrusionsgebiet umfaßt zur Hauptsache zwei Antiklinalzonen. Dieselben werden durch die Guspismulde getrennt, welche über die Ywerberhörner, Rotondohütte gegen das Leckihorn hinzieht, wo sie schließlich durch die Granitmasse des Rotondomassivs durchbrochen wird. Man kann diesen Hauptmuldenzug deshalb als Guspis-Leckihorn Synklinale bezeichnen.

II. Die spätpaläozoischen granitischen Stöcke des zentralen und westlichen Gotthardmassivs.

Diese Intrusiva haben eine so große Ausdehnung, daß sie zu Hauptelementen des geologischen Verbandes werden. Ihr in Bezug auf das paläozoische Gebirge junges Alter läßt sich daran erkennen, daß das tektonische Skelett des letzteren vielfach den Intrusionen den Weg gewiesen hat. Solchen Beziehungen soll bei den Einzelbesprechungen noch näher nachgegangen werden. Daneben darf aber auch auf den, im Vergleich mit den übrigen Gesteinen relativ schwachen Grad der Metamorphose hingewiesen werden, so daß schon im Gelände der magmatische Charakter der Gneise leicht erkennbar ist. Im speziellen kann man zwei Intrusionszonen unterscheiden, welche durch die Guspis-Leckihorn-Synklinale getrennt werden: Eine südliche mit Fibbiagneis und Rotondogranit und eine nördliche mit Gammbodengneis und Cacciola-granit. Der südlichen Intrusionszone darf ebenfalls der Gneis von Oberstaffel im Wyttewassertal zugezählt werden, welcher zwar von den Paragneisen der Hauptsynklinale völlig umschlossen ist, aber doch deutlich in deren südlicher Randzone liegt. In der folgenden Einzelbesprechung kann die Beschreibung kurz gehalten und diesbezüglich auf die einläßlichen Arbeiten von U. Grubenmann (2) und P. Waindziock (6) verwiesen werden.

A. Die südliche Intrusionszone.

1. Der Fibbiagneis.

Geologische Lagerung. Der Fibbiagneis bildet einen ausgedehnten Stock von zirka 5 km Länge und 2,5 km Breite. Seine nördliche und südliche Grenze wird, wie schon angedeutet, bestimmt durch den Guspis- resp. Soresciagneis. In seiner östlichen und westlichen Fortsetzung finden wir Sellagneis; der Fibbiagneisstock liegt also mit diesen Streifengneisen in einer Zone und muß deren frühere Stellung einnehmen. In der Tat finden sich in ihm stellenweise ihm offenbar wesensfremde Gneisfetzen, welche als eingeschmolzene Streifengneise angesehen werden können, so z. B. am Banchiweg in der Nähe des Ausgangs des Ronco della Fibbia, ferner in den obersten Partien dieser Schlucht u. a.

B e s c h r e i b u n g. Das grauweiße Gestein, welches einen Stich ins Blauviolette besitzt, ist stark mechanisch beeinflußt; trotzdem ist die ehemals granitische Struktur noch deutlich erkennbar. Seine flaserige Textur verdankt der Gneis hauptsächlich den Biotitflantschen und den großen porphyrtig eingesprengten Orthoklaskristallen, deren Längsaxe meist mehr oder weniger in der Schieferungsebene liegt. Die kataklastischen Wirkungen der Metamorphose zeigen sich besonders am Quarz, der durchwegs zu „Sandquarznestern“ zertrümmert wurde. Auch eine weitgehende Sericitisierung der Orthoklaskristalle ist zu beobachten. Der Gneis ist vielfach von ausgeprägten Quetschzonen durchzogen, wobei das spröde Gestein oft zu Mehl zerrieben wurde. U. d. M. zeigt sich neben den bereits erwähnten Druckerscheinungen geradezu auffallend häufig eine mikroperthitische Entmischung des K. Na-Feldspathes in Orthoklas und Albit. Im allgemeinen ist aber auch im Schliff die ehemals granitische Struktur noch deutlich ersichtlich. Das Gestein besteht aus Quarz, Mikroperthit, Orthoklas, albitreichem Plagioklas und Biotit; untergeordnet treten auf: Zirkon, Magnetit, Apatit, Rutil, Granat; sekundär gebildet sind Sericit und Epidot.

Der Fibbiagneisstock macht im großen Ganzen einen einheitlichen Eindruck; doch beobachtet man stellenweise lokale Differentiationserscheinungen. Vor allem ist hier zu nennen die Ausbildung einer

a p l i t i s c h e n R a n d f a z i e s . Bisher wurde der „Tremolagranit“ (v. Fritsch) als aplitische Randfazies des Fibbiagneises angesehen, weil nach P. Waindziok die beiden Gneise einem Eruptivstock angehören und ineinander übergehen (5., pag. 15). Diese Auffassung kann jedoch einer genaueren Untersuchung nicht standhalten. Durchwegs erkennt man nämlich eine scharfe Grenze zwischen den beiden Gesteinen. Daß der Tremolagranit jünger ist, beweist die von ihm am Fibbiagestein ausgeübte Kontaktmetamorphose. Wenig deutlich in der Tremola, ist dieselbe aber schön am Westhang des Monte Prosa zu beobachten, dessen Gipfel aus Tremolagranit gebildet wird. Die Kontaktlinie ist dort meist recht scharf ausgebildet; der Prosagranit scheint dabei unverändert, der Fibbiagneis hingegen weist eine deutliche Kontaktzone von wechselnder Breite auf, welche sich bis auf zirka 20 Meter Entfernung verfolgen läßt. Im äußersten Kontakthof zeigt sich der Einfluß des Granites, hauptsächlich durch stärkeres kno-

tenartiges Hervortreten der Feldspäthe als im normalen Fibbiagestein, im inneren Kontakt wird der Fibbiagneis feinkörniger und damit dunkler. Nur die Feldspäthe können als einzelne größere „Einsprenglinge“ (2 bis 3 cm lang) erscheinen, besonders im unmittelbaren Kontakt. Das mikroskopische Bild erinnert einigermaßen an die Siebstruktur kontaktlich beeinflußter Gesteine; doch macht sich vor allem die später erfolgte Metamorphose durch tektonische Vorgänge stark geltend.

Derartige Veränderungen lassen sich nun zwar längs des Kontaktes gegen den eigentlichen Tremolagranit nicht beobachten, dafür sind eingeschmolzene Gneisfetzen erhalten. So findet sich am Kontakt Fibbiagneis-Tremolagranit, zirka 150 Meter östlich der Gotthardstraße, ein kleiner Gneisfetzen vom Soresciatypus, welcher Gneis früher wahrscheinlich an den Fibbiagranit grenzte. Außerdem fand sich oberhalb des Banchiweges in der Randzone des Fibbiagneises (also im Kontakt gegen den Tremolagranit) ein aplitisches Gestein, welches sich makroskopisch wie mikroskopisch als völlig identisch erwies mit dem noch zu besprechenden eigentlichen Randaplit des Fibbiagneisstocks. Daraus geht unzweideutig hervor, daß der Tremolagranit nicht die aplitische Randfazies des Letzteren sein kann. Daß die ehemalige schmale aplitische Randfazies, sowie allfällige Kontakterscheinungen an der längsstreichenden Grenze Tremolagranit-Fibbiagneise nicht mehr oder dann nur noch rudimentär erhalten sind, ist nicht verwunderlich, weil eine derartige, längsstreichende Diskontinuitätsfläche besonders starken mechanischen Beeinflussungen und Zerstörungen unterworfen war.

Der Fibbiagneis besaß immerhin eine aplitische Randfazies, welche jedoch nur noch teilweise erhalten ist. Der beste Aufschluß findet sich an der Südostecke des Intrusivkörpers am Eingang ins Sellatal, wo am Kontakt ein allmähliches Aplitischerwerden des Gneises zu beobachten ist. Mit dem Seltenerwerden des Biotits geht eine Kornverkleinerung parallel. Es entsteht dadurch ein feinkörniges, helles Gestein, mit dem gleichen blauvioletten Ton wie das Hauptgestein, punktartig gefleckt durch kleine Biotite. Hier und da sind auch kleine hellrote Granaten zu beobachten. U. d. M. läßt sich eine Zunahme des freien Quarzes, sowie ein Abnehmen bis Verschwinden der perthitischen Feldspäthe konstatieren, gleichzeitig mit einem stärkeren Hervortreten der feinkörnigen panalotriomorphen Aplitstruktur. Die Granatführung scheint ihr

Maximum einige Meter vom Kontakt zu erreichen. Die Aplitisierung ist zirka 30 bis 40 Meter weit in den Gneis hinein verfolgbar, besonders typisch entwickelt jedoch höchstens 10 bis 15 Meter weit (vgl. Anal. 2 a pag. 339).

Schliefliche Bildungen im Innern des Gesteinstockes. Hier sind vielleicht die basischen Konkretionen zu zählen, welche man hier und da im Hauptgestein beobachten kann: hauptsächlich Biotitanreicherungen bei sonst gleichem Mineralbestand. Auffallender ist eine Erscheinung, welche besonders schön im Gebiet der Valetta zu beobachten ist, wo sich stellenweise größere Orthoklaskristalle zu umfangreichen Aggregaten konzentrierten. Diese schlieflichen, oft mehrere Quadratmeter Oberfläche zeigenden Ansammlungen grenzen vielfach ziemlich scharf an feinkörniges biotitreiches Gestein, das nur ausnahmsweise größere Orthoklase aufweist. Stellenweise, beispielsweise an der Nordwand der Valetta, ist die lokale Spaltung sehr ausgeprägt. Wir treffen dort in der Nachbarschaft zu der bereits beschriebenen Differenzierung auf einen auffälligen schlieflichen Wechsel zwischen aplitischen und relativ biotitreichen Spaltprodukten. Das aplitische Gestein ist mittelkörnig, die großen idiomorphen Orthoklaskristalle sind verschwunden. U. d. M. zeigt sich der Mineralbestand des Hauptgesteins. Bemerkenswert ist das hier und da relativ häufige Auftreten von Granat, besonders in den aplitischen Spaltprodukten. Das biotitreiche Differenziat ist mehr oder weniger panxenomorph feinkörnig. Die starke Differenzierungstendenz, welche durch diese Erscheinungen manifestiert wird, dürfte wohl mit den leichtflüchtigen Bestandteilen des Magmas in Zusammenhang zu bringen sein, die sich in den aplitischen, feldspathreichen Partien angereichert und kristallisatorisch betätigt haben.

2. Der Rotondogranit.

Derselbe bildet die ausgedehnteste Granitmasse (zirka 8 km lang, 5 km breit) im zentralen und westlichen Intrusionsgebiet. Da er auch die Guspis-Leckihornsynklinale durchbricht, ist dieser Granitstock nicht ausschließlich der südlichen Zone zuzurechnen. Zur gleichen Intrusion gehört die durch eine schmale Zone zusammenhängende Doppellinse des Lucendro-Tremolagranites, sowie der Gipfelergranit des Monte Prosa. Diese Zusammengehörigkeit do-

kumentiert sich durch Uebereinstimmung der petrographischen und chemischen Eigenschaften dieser Granite, sowie durch die gleichwertige Stellung im geologischen Verbande.

G e o l o g i c h e L a g e r u n g. Schon aus der Lage der erwähnten zwei Granitlinsen längs des Südrandes des Fibbiagneises, sowie aus dem Prosavorkommen an der nordöstlichen Ecke des Letzteren geht mit Sicherheit die nachherige Intrusion des Granites hervor. Das unterliegende Magma muß längs dem älteren Fibbiamassiv günstige Intrusionsbedingungen getroffen haben und zwar besonders da, wo derselbe an die basischen Paragneise grenzte. Daß derartige geologische Grenzzonen für Intrusionen wegleitend sein können, ist nicht überraschend. Im untersuchten Gebiete gibt es verschiedene Beispiele dafür, daß insbesondere die randlichen Partien der basischen, synkinalen Paragneise bevorzugt waren, wobei sich meist die Eigentümlichkeit zeigt, daß die Intrusion nicht genau der geologischen Grenze folgt, sondern etwas innerhalb der Paragneise liegt, so daß dann ein schmales Gneisband von den Letzteren abgetrennt wird. Ein Beispiel hiefür bildet der Lucendrogranit, welcher westlich des Piz Lucendro auf größere Strecke der Grenze Soresciagnej-Streifengneis zungenartig folgt, wobei allerdings kein derartig abgetrenntes Soresciagnejband zu beobachten ist. Dafür stößt man auf dem Lucendro-Nordgrat am Kontakt des Granites überraschenderweise auf einen schmalen biotitreichen Gneiszug (mit einem Lamprophyr vergesellschaftet), welcher lagenartig von dünnen Injektionsadern durchzogen ist. Dieses Gestein könnte wohl am ehesten als Soresciagnej gedeutet werden, in Analogie zu den andern deutlicheren derartigen Abtrennungen. Dieses reliktische Band wäre demnach vom südlich liegenden Hauptgestein durch die Granitinruption zirka 1 km weit abgedrängt worden. An der Südostflanke des Monte Prosa ist das leicht keilförmige Einschieben von Guspis- und Streifengneis zwischen den Gipfelgrat und dem Ostausläufer des Fibbiagneises ähnlich erklärbar.

Oberflächlich besitzt der Rotondogranit keine Verbindung mit dem Lucendro-Tremolagranit; doch ist eine solche in geringer Tiefe anzunehmen. Die östliche Kontaktlinie des Rotondogranites durchquert ungefähr auf der Linie Pizzo di Pesciora-Leckihorn das Gebirge, wobei ein Zickzackverlauf derselben zu beobachten ist, welchen man vielleicht als Verzahnung bezeichnen könnte. Immerhin ist dieses Ineinandergreifen

nicht so stark, wie man es nach der Karte annehmen könnte, weil der Granitstock gegen Osten absinkt und die Gneise demnach gewissermaßen als Dach auf dessen Rücken aufsitzen. Die Streifengneise bilden hier eine Art Brücke über den Granitstock; denn kaum 1 km weiter östlich taucht der Westausläufer des Lucendrogranites wieder auf.

B e s c h r e i b u n g . Der Rotondrogranit weist mit dem Fibbiagneis verwandte Züge auf, unterscheidet sich von ihm aber deutlich durch massigere Textur und aplitisches Aussehen. Man kann bei ihm die gleichen chemischen und kataklastischen Streßwirkungen beobachten, ohne daß jedoch eine schiefrige Textur entstanden wäre. Charakteristisch für den Granit ist der schöne Trümmerquarz. Der Mineralbestand ist der gleiche wie beim Fibbiagneis, dabei tritt Biotit etwas zurück, während Granat, der im Letzteren seltener auftritt, zu einem häufigen Uebergemengteil wird. Im Terrain erweist sich für die Abgrenzung von Fibbiagneis und Tremolagranit die Farbe als gutes Charakteristikum, da der Letztere stellenweise auch gneisige Textur besitzen kann. Dem Granit geht nämlich der blauviolette Ton vollständig ab, die Farbe ist rein weiß, an unfrischen Stellen mit einem Stich ins Rötliche. —

Der Rotondogranit besitzt eine aplatische Randfazies. Besonders schön habe ich diese Erscheinung nördlich des Pizzo Nero, am Ostrand des Gornerligletschers beobachtet. Die ersten aplitischen Anzeichen machen sich schon weit im Innern des Granitstockes (bis 300 m vom Rand) geltend; bei zirka 100 Meter Entfernung wird der aplitische Charakter deutlich, und am Rand geht das Gestein allmählich in einem weißen, feinkörnigen Aplit über (zirka 10 m mächtig) (vgl. Anal. 5 a, pag. 339). Turmalinführung wurde bei einem randlichen Granit des Nordkontakte (Schlucht des Saasbaches) beobachtet, welcher außerdem durch ungewohnte Massigkeit und Frische des Gesteins auffällt.

In dem petrographisch ziemlich eintönigen Rotondomassiv ließen sich nach dem quantitativen Verhältnis der einzelnen Mineralien verschiedene Varietäten abgrenzen, auf welche aber kein besonderes Gewicht zu legen ist, da solche Schwankungen im Chemismus in großen Granitstöcken fast immer zu beobachten sind. Erwähnenswert ist eine schön orangegelb gefärbte Granitvarietät südwestlich des Pizzo Rotondo. U. d. M. zeigt sich längs den Spaltrissen der Feldspäthe eine orangegelbe Substanz, die meist sehr kleine Körnchen und Fasern

von hoher Lichtbrechung bildet und welche unter Nicols anscheinend immer dunkel bleibt. Wahrscheinlich liegt ein Limonitisierungsprozeß vor, dessen Eisen aus den ziemlich zersetzten Biotiten stammt.

Basische Konkretionen scheinen nicht oder nur selten vorzukommen. In einer derselben fand sich neben Anreicherung von Biotit und viel Epidot häufiger Granat und Turmalin, was vielleicht auf einen Einschluß hindeutet.

Lucendro-, Tremola- und Monte Prosa-Granit schließen sich in ihren Eigenschaften dem Rotondo-granit völlig an.

3. Der Gneis von Oberstaffel.

Dieses kleinere Gneisvorkommen ist im obern Wyttewassertal als schmale langgezogene Linse anstehend, deren westliches Ende vom Gletscher verdeckt wird.

Geologische Lagerung. Dieselbe illustriert besonders gut die Tatsache, daß die Randpartien der Synkinalkerne günstige Intrusionsbedingungen geboten haben müssen. Der Gneis ist nämlich völlig von Guspisgneis umschlossen und zwar so, daß er vom südlich angrenzenden Streifengneis durch ein nur wenige Meter breites Guspisband getrennt ist.

Beschreibung. Die makroskopische Betrachtung zeigt sofort, daß gegenüber den früheren Gneisen ein bedeutend stärker metamorphes Gestein vorliegt. Mit linearer Streckung verbindet sich eine ausgeprägt plattige Absonderrung, welche hauptsächlich durch die zahlreichen in der Schieferungsfläche liegenden Biotitflasern bedingt wird. Die Textur kann als eine lenticulare bis lineare bezeichnet werden. Im Terrain sind ferner die häufigen, größeren, meist elliptisch gezeichneten biotitreichen Konkretionen auffällig. Im Dünnschliff bestätigt sich der stark metamorphe Charakter des Gesteins. Im Gegensatz zu den bisher besprochenen Granitgneisen ist eine magmatische Struktur kaum mehr zu erkennen. Man beobachtet zonenartige Züge von Biotit und stengeligem Quarz, welche in einem feinkörnigen Gemenge von Quarz, Albit, Biotit, Zoisit und Epidot liegen. Mikroperthite fehlen, hingegen finden sich Sericitanhäufungen, wahrscheinlich sekundär entstanden aus orthoklastischem Feldspat. Nach der starken Zoisit- und Epidotführung zu schließen, dürften im ursprünglichen Gestein auch kalkreichere Plagioklase vorhanden ge-

wesen sein. Die Struktur des vorliegenden Gneises ist heteroblastisch mit granoblastischer Grundmasse.

Bei den stark beanspruchten Fibbiagneisvarietäten lassen sich auch bei den sehr ausgesprochen gneisigen Partien vorzugsweise kataklastische Wirkungen beobachten, wenn man von den Entmischungerscheinungen und der Sericitisierung der Feldspäthe absieht. Im Gegensatz dazu läßt der Gneis von Oberstaffel zudem noch gewissen Lösungsumsatz erkennen (Stengelquarz). Daraus ist möglicherweise zu schließen, daß der Gneis von Oberstaffel schon während der hercynischen Dislokation teilweise metamorphosiert worden ist.

B. Die nördliche Intrusionszone.

Die hier vorgelegten Untersuchungen gelten hauptsächlich der südlichen Zone; doch habe ich versucht, durch mehrfache Exkursionen auch im nördlichen Intrusionsgebiete zu einer Uebersicht zu gelangen. Die dortigen Verhältnisse weisen vielfache Analogie mit denjenigen der Südzone auf; es sind aber auch wichtige Unterschiede vorhanden. Der *Gamsboden-gneis*, sowie er längs der Gotthardstraße ansteht, weist im allgemeinen große Aehnlichkeit mit dem Fibbiagneis auf, weshalb P. Windziock ihn als diesem Letzteren äquivalent betrachtete. Steigt man von der Straße westwärts gegen das Winterhorn empor, so nimmt das Gestein immer mehr porphyrischen Habitus an, indem mehr oder weniger idiomorphe Feldspäthe aus einer feinkörnigen Grundmasse hervortreten. Bei einer NS-Durchquerung der Zone in den höheren Lagen trifft man auf einen starken Wechsel im Steinshabitus. Einsteils kann der Gneis durch Zurücktreten der Feldspatheinsprenglinge lokal in ein feinkörniges, stark geschieferetes Gestein von grauer Farbe übergehen, anderseits läßt sich aber auch eine Veränderung zu völlig granitischen Varietäten beobachten, welche stark an den *Tremolagranit* erinnern. Neben solchen texturellen und strukturellen Unterschieden dürften auch Schwankungen im Chemismus vorkommen, indem die granitischen Abarten ärmer an fémischen Komponenten zu sein scheinen. Meistens lassen sich die linsen- bis zonenartig angeordneten Varietäten im Streichen verfolgen, wobei gegen Westen die granitischen Massen immer stärker vorherrschen, bis sie endlich im Gebiet der *Caciolaalp* in einen einheitlichen Granit übergehen, welcher

ziemlich identisch ist mit dem Rotondogranit. Wir finden also in der Nordzone keineswegs eine ebenso scharfe Trennung zwischen jungem Granit und älterem Gneis, wie man vielleicht gemäß den Verhältnissen der Südzone vermuten könnte.

Aus den oben beschriebenen Verhältnissen darf man mit großer Wahrscheinlichkeit schließen, daß hier oberste Teile eines Granitstocks aufgedeckt sind. Den verschiedenen Steinshabitus einfach als lokal wechselnde Fazies des intrudierten Magmas zu erklären, scheint mir nicht völlig befriedigend. Bei der Besprechung des Fibbiagneises (pag. 333) wurde auf die dortigen Feldspathansammlungen hingewiesen, welche genetisch wahrscheinlich mit einer Anreicherung der leichtflüchtigen Bestandteile des Magmas verbunden waren. Ähnliche Erscheinungen, wenn auch im kleineren, lassen sich beidseitig bei Annäherung an die granitischen Varietäten des Gamsbodengesteins beobachten. Letztere zeichnen sich meist durch grobes Korn der Feldspäthe aus, was besonders schön auf angewitterten Flächen zu beobachten ist, sowie durch etwelchen Granatgehalt. Ich glaube diese Erscheinungen in Zusammenhang bringen zu müssen mit Assimilationsvorgängen in der mineralisitorenreichen Kappe der Granitinvasion, wobei stellenweise starke, gasreiche, magmatische Stoffzufuhr zu grobkörniger Granitisation führte.

Auch das Verhältnis des Gamsbodengneises zu den schon früher besprochenen, älteren, quarzreichen Gneisen, welche dessen Fortsetzung im Wyttewassertal bilden (pag. 328) spricht für derartige Vorgänge. Es ist mir nämlich nicht gelungen, zwischen den beiden eine scharfe Grenze festzustellen, sondern vielmehr einen allmählichen Uebergang, welcher vermittelt wird durch die erwähnte porphyrische Varietät des Gamsbodengneises. Ferner müssen die bekannten Einschmelzerscheinungen im Guspisgneis beim Lucendrosee in diesem Zusammenhang erwähnt werden. Diese Einschmelzerscheinungen häufen sich besonders gegen den Nordkontakt an, wo man auf eine grobkörnige Varietät des Gamsbodengneises stößt (NW Motlone). Während eine wohldefinierte Grenze Fibbiagneis-Guspisgneis existiert, kann man an der Nordgrenze des Guspisgneises bei der dortigen lokal wechselnden granitischen Durchtränkung des Gesteins eher von einer allmählichen Auflösung gegen den Gamsbodengneis hin sprechen. Aus solchen Beobachtungen dürfte man schließen, daß die Einschmelzvorgänge, wenn auch vielleicht nicht ausschließlich,

so doch größeren Teils das Werk der Gamsbodenintrusion sind. Man muß annehmen, daß die granitischen Differenziate zum Teil entstanden sind durch Ausscheiden der fémischen Bestandteile infolge Unlöslichkeit. Daraus ist zu schließen, daß die Assimilationskraft der gasreichen Batholithenkappe gegenüber den Gneisen der sauren Zone eher noch größer war, als gegen die basischeren Guspisgesteine, daß dort also beträchtliche Assimilationserscheinungen angenommen werden dürfen. Der Gamsbodengneis ist demnach als die oberste Assimilationszone eines granitischen Magmas zu betrachten, welches nahe verwandt mit dem rotundogranitischen sein dürfte.

Nördlich des Winterhorns findet sich ein kleineres Vorkommen eines ausgesprochen aplitischen Granites, welches gegen den dortigen porphyrischen Gamsbodengneis scharf abgegrenzt ist. Dieser Granit weist große Ähnlichkeit mit den randaplitischen Abarten des Rotondogranites auf und zeichnet sich insbesondere durch das fast völlige Fehlen von Biotit aus, welcher durch Muskovit vertreten wird. Es dürfte sich um ein Differentiat aus den tieferen Partien des Gamsbodenbatholithen handeln, welches, nachdem die oberen Partien des Letzteren bereits erstarrt waren, in der dortigen Randzone intrudierte.

Es sei ferner darauf hingewiesen, daß der Cacciola-granit von den südlich anliegenden Gneisen durch eine schmale, wenige Meter breite Gurschengneiszone getrennt ist, bei seiner Intrusion also die gleiche Regel befolgte, wie die übrigen beschriebenen kleinen Granitvorkommnisse.

C. Chemismus der granitischen Gesteine.

Als Projektionsmethode wird in dieser Arbeit diejenige von P. Niggli (7, 8) verwendet, da dieselbe für die Darstellung von Differentiationsprozessen besonders geeignet ist.

	1	2	2 a	3	4	5	5 a	6 a	6 b	6 c
SiO ₂	65,85	72,02	74,24	73,23	73,64	75,00	75,20	73,62	71,12	74,31
TiO ₂	1,24	0,27	0,49	n. b.	0,55	0,33	0,40	0,33	0,47	0,31
P ₂ O ₅	0,27	0,42	0,20	n. b.	0,21	0,25	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.
Al ₂ O ₃	14,58	14,45	12,84	11,46	13,15	12,66	13,30	12,96	14,55	13,72
Fe ₂ O ₃	2,92	0,52	0,94	2,44	1,36	1,38	0,72	2,25	1,36	0,67
FeO	2,61	1,57	0,81	1,15	0,71	0,59	0,36	0,75	1,42	0,58
Transport	87,47	89,25	89,52	88,28	89,62	90,21	89,98	89,91	88,92	89,59

	1	2	2a	3	4	5	5a	6a	6b	6c
Transport	87,47	89,25	89,52	88,28	89,62	90,21	89,98	89,91	88,92	89,59
MnO	0,12	0,03	0,04	n. b.	Spur	Spur	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.
MgO	1,45	0,21	0,09	0,63	0,34	0,10	0,11	0,45	0,46	0,22
CaO	2,77	2,27	0,88	0,51	0,85	0,94	0,39	1,81	1,50	0,91
Na ₂ O	3,98	3,21	2,92	4,12	3,31	3,57	4,67	3,24	4,04	4,55
K ₂ O	2,97	4,84	6,16	5,33	5,77	5,29	5,09	3,92	4,68	4,72
H ₂ O +	0,88	0,46	0,35	0,44	0,24	0,22	0,17	0,68		
H ₂ O -	0,07	0,00	0,09	0,14	0,10	0,05	0,03	0,08	0,71	0,60
	99,71	100,27	100,05	99,45	100,23	100,38	100,44	100,09	100,31	100,59
s. G.	2,76	2,65	2,62	2,60	2,62	2,61	2,61	2,62	2,63	2,61

	si	ti	p	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Magma
1	287	3,9	0,48	35,5	28	12,5	24	0,33	0,32	0,45	normalgranitisch
2	380	1,1	0,94	44,5	10,5	13	32	0,50	0,37	1,2	yosemitisch
2a	444	2,2	0,51	45	9	5,5	40,5	0,57	0,13	0,48	aplitgranitisch
4	417	2,3	0,61	44	12	5	39	0,53	0,24	0,43	engadinitisch
5	440	1,5	0,60	44	10	6	40	0,49	0,09	0,60	aplitgranitisch
5a	428	1,8	—	46	6,5	2,5	45	0,42	0,16	0,37	aplitgranitisch
6a	407	—	—	42	16	11	31	0,44	0,22	0,65	yosemitisch
6b	357	1,8	—	43	14,5	8	34,5	0,44	0,23	0,57	yosemitisch
6c	424	1,4	—	45,5	7	5,5	42	0,41	0,23	0,57	aplitgranitisch

1. Gneis von Oberstaffel, Felsinsel, Wyttewassergletscher. Anal. R. Sonder.
2. Fibbiagneis, Steinbrüche südlich Hospiz. Anal. J. Jakob (1).
- 2a. Aplitische Randfacies desselben, NNO la Bolla, Sella-Tal, 3 m vom Kontakt. Anal. R. Sonder.
3. Tremolagranit. Anal. K. Jene (5).
4. Mte. Prosa-Granit, Nordwand. Anal. R. Sonder.
5. Rotondogranit, südlich Rotondogipfel. Anal. R. Sonder.
- 5a. Aplitische Randfacies desselben, Ostrand des Gornerligletschers, 3 m vom Kontakt. Anal. R. Sonder.
- 6a. Gamsbodengneis, Gotthardstraße. Anal. P. Waindziok (5).
- 6b. Gamsbodengneis, porphyrische Facies, südöstlich Piz Orsino. Anal. R. Sonder.
- 6c. Gamsbodengneis, granitische Facies, östlich Lago Orsino. Anal. R. Sonder.

Der Chemismus der Granite, welcher im Einzelnen keine bemerkenswerten Züge aufweist, spricht für deren Zugehörigkeit zu den Kalkalkaligesteinen. (Diese Zugehörigkeit ergibt sich insbesondere aus der relativ großen Differenz al-alk.) Die einzelnen Gesteine lassen sich gut in Parallele setzen mit den Magmentypen (Rubrik Magma), welche P. Niggli für die saureren Glieder der Kalkalkalireihe aufgestellt hat (8, 9).

Weiter zeigt die Analysentabelle, daß Oberstaffelgneis, Fibbiagneis und Rotondogranit (Anal. 1, 2, 5), für welche eine sukzessive Intrusion anzunehmen ist, eine Differenzierungsreihe darstellen, welche zu immer saureren Gliedern führt. Eine derartige Assoziation ist die normale, wie sie auch in andern petrographischen Provinzen gefunden wird (z. B. in der Lausitz). Es ist deshalb anzunehmen, daß das Gotthardgebiet während der hercynischen Faltungsperiode von größeren Magmamassen unterlagert war, welche sich bei der Faltung fortschreitend differenzierten, so daß immer SiO_2 -reichere Magmen intrudierten.

Ein Vergleich von Rotondo- und Prosagranit (Anal. 5, 4) überzeugt, daß es sich hier um nahe verwandte Gesteine handelt. Eine ältere Analyse des Tremolagranites (Anal. 3) wurde ebenfalls vergleichsweise mit aufgenommen. Dieselbe zeigt ebenfalls ganz ähnlichen Chemismus bis auf den Posten Al_2O_3 und Fe_2O_3 . Diese Abweichung dürfte wahrscheinlich mit einer Uebertitration des Eisens in der Analyse zusammenhängen, weil ansonst ein Alkaliüberschuß resultieren würde.

Die beiden Analysen der aplitischen Randpartien (Anal. 2a, 5a) zeigen insbesondere eine Zunahme von alk und eine Abnahme von fm und c, was mineralogisch in einer Zunahme der Alkalifeldspäthe und einer Abnahme des Biotits und des anorthitischen Feldspathanteils begründet ist. Beim Randaplit des Fibbiagneises wurden dabei die Kalifeldspäthe stärker angereichert, beim Rotondorandaplit dagegen die Natronfeldspäthe (k).

Aus den drei Analysen des Gamsbodengneises geht hervor, daß dieser Gneis ziemlich variable Zusammensetzung besitzt und daß den beschriebenen Varietäten nicht allein fazielle, sondern auch chemische Unterschiede zugrunde liegen, welche durch die vermuteten Assimilationsvorgänge an den älteren sauren Streifengneisen erklärliech scheinen. Charakteristisch für den Gamsbodengneis ist der im Vergleich zu den andern Graniten niedrige Wert von k (Na_2O), welcher bei der granitischen Varietät, wo ja die stärkste magmatische Stoffzufuhr anzunehmen ist, am niedrigsten ist. Bekanntlich ist bei pneumatolytischer Stoffzufuhr Na_2O gegenüber K_2O oft bevorzugt, und es wurde bereits darauf hingewiesen, daß auch Beobachtungen im Gelände für eine reichliche Anteilnahme der leichtflüchtigen Substanzen bei den Assimilationsvorgängen sprechen. (Es mag an dieser Stelle daran erinnert werden, daß die che-

mische Untersuchung der sedimentogenen Tremolaserie im südlichen Gneismantel des Massivs eine auffällige, für Sedimente ungewöhnliche Na₂O Vormacht aufdeckte, was L. H e z - n e r eine starke pneumatolitische Natronzufuhr vermuten ließ (10, pag. 211).

Ein kurzer Hinweis auf die Intrusionsgesteine des östlichen Gotthardmassivs, deren Differenziationsdiagramm P. N i g g l i veröffentlicht hat (7), ist hier vielleicht angebracht. Sie rekrutieren sich aus Dioriten und insbesondere Graniten von typisch kalkalkalischerem Charakter. Die dortige Intrusion scheint in einem früheren Differenziationsstadium stattgefunden zu haben; denn die an K-Na Feldspath reichen (c klein, alk alk klein) aplitischen Granite, welche die Hauptintrusivmassen im zentralen und westlichen Gotthardmassiv bilden, fehlen dort. Dagegen besitzen granitische Gesteine, welche sich ungefähr mit dem Oberstaffelgneis und dem Fibbiagneis vergleichen lassen, große Verbreitung, z. B.:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	
247	34	28	17	21	0,24	0,42		Cristallingranit, Lukmanier Skai.
317	44	12	13	31	0,50	0,38		Medelser Biotit-Protogin, Sta. Maria.

D. Zusammenfassende Betrachtungen über die Granite.

Da die besprochenen Eruptivstücke immer nur mit älteren paläozoischen Gneisen in Kontakt kommen (deren Alter selbst nicht genauer fixiert ist), kann die Intrusionsperiode nicht sicher angegeben werden. Verschiedene Gründe sprechen für hercynisches Alter (4). Für die vorliegenden Untersuchungen ist jedoch nur das relative Alter und die genetische Verknüpfung der verschiedenen Ereignisse von Belang, d. h. es handelt sich hauptsächlich darum, die anfangs aufgeworfenen zwei Fragen zu beantworten (vgl. pag. 324). Die erste betrifft:

Die Stellung der Granite und Granitgneise in der tektonischen Provinz des St. Gotthard. Die Intrusion der Granitgneise muß gemäß den beschriebenen Verhältnissen jünger sein als die Faltung, welche das paläozoische Gebirge aufgestaut hat. Der tektonische Bau des Letzteren wurde dadurch zu einem maßgebenden Faktor für den örtlichen Verlauf dieser Intrusionen. Interessant ist dabei das unterschiedliche Verhalten der basischen Synkinalzonen im Vergleich zu den sauren Antikinalzonen, welches vielleicht geeignet ist, Aufschlüsse über den Intrusionsmechanismus zu geben. Es zeigt sich nämlich:

a. Die ausgedehnteren granitischen Massen (Fibbia- und Gamsbodengneis) liegen in den Antiklinalzonen. Der ältere Streifengneis setzt an diesen Stellen völlig aus; seine ehemalige Anwesenheit wird jedoch dokumentiert durch einige nicht völlig resorbierte reliktische Fetzen (vgl. pag. 330).

b. Die Intrusionen längs den Randpartien der Synklinalkerne zeigen gerade das gegenteilige Bild. Hier handelt es sich immer um schmale längsgestreckte Vorkommen. Da, wo die Intrusion völlig in den randlichen Paraschiefer erfolgte, läßt sich feststellen, daß der Raum für das empordringende Magma durch ein seitliches Auseinanderdrängen der basischen Schiefer geschaffen wurde. Einen instruktiven Beleg für diese Tatsache bildet der Gneis von Oberstaffel, der bei seiner Intrusion einen schmalen basischen Schieferstreifen von der nördlich von ihm liegenden Hauptsynklinale abtrennte. Ähnliches zeigt sich in der Lagerung des Cacciola- und Lucendrogranites.

Das verschiedene Verhalten der beiden Zonen scheint erklärlich aus den beiden Faktoren, welche voraussichtlich die Hauptkraftquellen der Aktivität des intrudierenden Magmas bilden: Assimilationsvorgänge und durch tektonische Vorgänge mitgeteilte mechanische Energie. Bei der „*Mise en Place*“ von Fibbia- und Gamsbodengneis dürften beide Faktoren mitgespielt haben (Overhead stoping nach R. A. Daly); bei den randlichen Intrusionen längs der Synklinalkerne und Granitgneise kommt offenbar fast nur die mechanische Aktivität des intrudierenden Magmas zur Geltung. Dieses Letztere muß zweifellos das Intrusionsgebiet in größerem Umkreise unterlagert haben, vermochte aber nur in den erwähnten Grenzzonen mit untergeordneten Massen höhere Regionen der Erdkruste zu erreichen, vielleicht deshalb, weil die dortigen Diskontinuitätsflächen das Empordringen des Magmas erleichterten. Ein derartiger Intrusionsmechanismus dürfte insbesondere für Lucendro-, Tremola-, Prosa- und Cacciolagranit in Frage kommen. Auch für die großen Massen des Rotondogranites, der ja mit den aufgezählten Gesteinen enge verwandt ist, muß man ein mehr mechanisches Aufpressen des Magmas annehmen. Dabei wurde auch die Guspis-Leckihornsynklinale durchbrochen, respektive in die Höhe gehoben. Der Granit wird im Osten zum Teil noch dachartig von Streifengneis und Guspisgneis überlagert (vgl. pag. 335), wobei eine scharfe Kontaktlinie vorhanden ist; hier kann demnach von weitgehender Resorption nicht die Rede sein.

Die ausgedehnten Granitintrusionen haben starke Kontaktmetamorphosen verursacht. In den sedimentogenen Synklinalzonen zeigt sich dieselbe insbesonders als eine weitgehende Amphibolitisierung. Schöne Kontakterscheinungen beobachtet man da, wo die Guspis-Leckihorn-synklinale gegen den Rotondogranit heranstreicht. Neben rein thermischen Wirkungen, wie die erwähnte Amphibolitisierung, erscheinen stellenweise bei reicherer aplitischer Stoffzufuhr lagenartig durchaderte Gesteine.

Anders liegen die Verhältnisse in den Antiklinalzonen. Im Sellatal beobachtet man besonders in der Talsohle eine stark lenticulare Ausbildung des dortigen Streifengneises. In der entsprechenden Zone des obern Wyttewassertals ist diese Erscheinung noch bedeutend verstärkt. Man findet dort einen auffallend grob entwickelten Augengneis, in welchem von Biotitlasern umschlossene Feldspat-Augen bis zur Faustgröße auftreten können. P. Niggli hat nach freundlicher Mitteilung ähnliche Gneise im östlichen Gotthardgebiet aufgefunden, welche er als Orthogneise ansieht, älter als die dortigen granitischen und dioritischen Gesteine, welchen wahrscheinlich ein ungefähr gleiches Alter zukommt, wie den Granitgneisen des zentralen Massivs. Soweit ich den beschriebenen Augengneis bei meinen Untersuchungen kennen lernte, führten mich meine Beobachtungen zur Ueberzeugung, daß zwischen der spätpaläozoischen Intrusion und der lenticularen Ausbildung des Streifengneises genetische Beziehungen wahrscheinlich sind. Man findet denselben besonders in den Randgebieten des Rotondogranites stark ausgebildet und weitverbreitet vor, mit schwankender Augengröße. Bemerkenswert ist folgendes: Im Streifengneis des obern Wyttewassertales sind die Augen in der Talsohle am größten; wenn man dann die Felsen gegen den Hühnerstock im SW ersteigt, flachen die Linsen gegen den Grat hinauf immer mehr aus. Gleichzeitig scheint das Gestein biotitreicher zu werden. Diese Beobachtungen sprechen m. E. dafür, daß es sich bei der Augenbildung um Kontaktwirkungen des unterlagernden Magmas handelt und zwar wahrscheinlich um Injektionsgesteine des tiefen Kontakthofes. Bei der Aufpressung der Rotondogranitmasse wurden dieselben mit in höhere Lagen gehoben, so daß sie jetzt in der Nachbarschaft desselben besser aufgeschlossen sind, als weiter gegen O, z. B. im Sellatal.

Die zweite Frage betrifft:

Die gegenseitigen Beziehungen der granitischen Gesteine untereinander. Analoge Verhältnisse in andern Provinzen sprechen dafür, daß die besprochenen, chemisch verwandten Granite zur gleichen Intrusionsperiode zu zählen sind. Die deutlich vorhandenen Unterschiede im Grad der Metamorphose sind teilweise sicherlich in der Konstitution der Gesteine selber begründet, indem höherer Glimmergehalt, wie auch eine porphykartige Ausbildung, begünstigend auf den Gang der Metamorphose eingewirkt haben. Andererseits darf aber die Möglichkeit einer hercynischen Metamorphose nicht außer acht gelassen werden, da die ersten Intrusionsphasen möglicherweise innerhalb der Faltungsperiode gelegen haben. So läßt die große Differenz im Grad der Metamorphose zwischen Oberstaffelgneis und Fibbiagneis eine zwischenliegende Streßperiode vermuten. Konkretere Anzeichen einer zwischenliegenden Dislokationsperiode bietet das Verbandsverhältnis Fibbiagneis-Prosagranit. Im Streichen des Gebirges pflegt der Kontakt Granit-Fibbiagneis ziemlich geradlinig zu verlaufen; da jedoch, wo diese Kontaktlinie an der Westflanke des Monte Prosa das Gebirge durchquert, beobachtet man eine gegenseitige Verzahnung der Gesteine, was vielleicht eine im Intrusionsmoment schon bestehende Schieferung des Fibbiagneises andeuten mag.

Es ist deshalb anzunehmen, daß die Intrusionsmomente der verschiedenen Gesteine durch gewisse Zeitintervalle von einander getrennt gewesen sind. Der Chemismus der Granite zeigt, daß sie sukzessive Intrusionen eines im Verlauf der Zeit immer aplitischer werdenden, tiefer liegenden Magmakomplexes darstellen. Als basisches Aequivalent dieser Differenzierungsprozesse kommen vielleicht neben der lamprophyrischen Ganggefolgschaft die möglicherweise jüngeren peridotitischen Linsen- und Lagerintrusionen in Frage, welche sich im nördlichen Gneismantel vorfinden (14). Wenige hundert Meter SSO des Westportals vom Furkabahntunnel und zirka 100 m höher fand ich ein kleines serpentiniisiertes Peridotitlager, also relativ nahe der dortigen Trias, was für ein junges Alter dieser Intrusionen spricht. Immerhin muß vielleicht für den Großteil dieser Einlagerungen vorkarbonisches Alter angenommen werden (7).

Der Gesamtverlauf der Ereignisse während der hercynischen Faltung läßt sich demnach folgendermaßen zusammenstellen:

1. Faltung des Gebirges;
2. Intrusion des Gneises von Oberstaffel;
3. Streßperiode;
4. Intrusion des Fibbiagneises;
5. Streßperiode;
6. Intrusion des Tremola-Rotondogranites.

Die Intrusion der Nordzone dürfte dieser letzten Intrusion sehr nahe stehen (Gamsbodengneis).

III. Die Ganggefolgschaft der Granite.

Mit der letzten großen granitischen Intrusion war die magmatische Tätigkeit noch nicht völlig abgeschlossen; es müssen vielmehr in der Tiefe Restmagmen sich noch einige Zeit erhalten und weiter differenziert haben; nachträgliche tektonische Bewegungen haben das Gebirge mit einem reich entwickelten Spaltensystem durchzogen, so daß die Schluß-differentiate Gelegenheit fanden, in höhere Regionen zu gelangen. Es handelt sich dabei um:

- A. Aplite.
- B. Lamprophyre.
- C. Natronreiche Schlußdifferentiate.

A. Die Aplite.

Geologische Lagerung. Aplitische Gänge sind häufig zu beobachten. Nach der Art ihres Auftretens kann man sie in zwei Gruppen einteilen.

1. Mehr oder weniger gradlinig verlaufende Kluftausfüllungen, welche sich meist eine größere Strecke weit verfolgen lassen. Bei meist angenähert lotrechtem Fallen bevorzugen sie ein Streichen quer zur Schieferungsebene der Gneise. Die Gangmächtigkeit beträgt 1—4 Meter. Derartige Gänge habe ich relativ wenige getroffen (Beispiel: zwei Aplite südlich des Ausflusses des Lucendrosees).

2. Unregelmäßig verlaufende, an keine bevorzugte Richtung gebundene Gänge. Diese zweite Art ist bedeutend häufiger. Während bei den ersten die Mächtigkeit im Streichen sich meistens gleichbleibt, kann dieselbe bei der zweiten Art im selben Gang stark schwanken; oft verzweigen sie sich und senden zahlreiche Apophysen ins Nebengestein. Sie treten meist nur lokal auf und verlieren sich rasch wieder. Es konnten wenige Zentimeter weite Aplitaderen, wie auch bis 20 m

mächtige (Gestein von Anal. 9) Aplitmassen beobachtet werden.

Daß die unter 2 beschriebene Lagerungsform bei den Apliten die herrschende ist, dürfte teilweise mit einer hohen Fluidität der aplitischen Lösungen zusammenhängen, welche dieselben befähigte, nicht nur in größeren Klüften emporzusteigen, sondern auch in kleinern unregelmäßigen Spalten einzudringen. Bezeichnend für diese Fluidität sind die aplitischen Nachschübe, welche nachträglich längs bereits von Lamprophyren ausgefüllten Spalten emporzusteigen vermochten. Diese Nachschübe zeichnen sich meist durch gröberes Korn aus; manchmal finden sich sogar Ansätze zu pegmatitischen Bildungen.

Ein Beispiel eines aplitischen Nachschubs in einem Lamprophyr findet sich z. B. in der Tiefe der Tremolaschlucht. Wenn man vom Fluß aus im Tremolagranit, nahe dessen Südkontakts, den westlichen Hang emporsteigt, stößt man auf einen NS streichenden Lamprophyr, welcher von einem grataführenden Aplit begleitet und teilweise durchsetzt wird (Anal. 7). Stellenweise sind in das lamprophyrische Gestein zahlreiche Pyritwürfel von bis 1 cm Kantenlänge eingesprengt, die aus dm Aplit stammen müssen und einen Beweis bilden für den hohen Mineralisatorengehalt der eingedrungenen Lösung. Eine besondere Note erhält das Vorkommen durch häufige Calcitnester im Nebengestein des Aplites. Da ich sonst nirgends derartige Calcitansammlungen gefunden habe, als gerade in Verbindung mit diesem Aplit, so kann eine magmatisch-hydrothermale Bildung vermutet werden.

Als weiteres Beispiel ist der Lamprophyr zu erwähnen, welcher auf dem Ostgrat des Piz Lucendro, etwas unterhalb des Gipfels, ansteht, der in der Südwand des Berges von einer OW streichenden Verwerfung durchquert wird, welche die tiefer gelegene Fortsetzung des Lamprophyrs zirka 30 m nach O verschoben hat. Längs dieser Verwerfungskluft ist ein quarzreicher Aplit eingedrungen. Diese Beispiele zeigen, daß die Aplite nicht durchwegs vor den Lamprophyren intrudiert sind (was für die Hauptmasse der Aplite auch im Gotthardgebiet zutreffen dürfte),¹ sondern daß sich im Verlauf der Tie-

¹ Ein Sichkreuzen von Lamprophyr und Aplit konnte nur südlich des Ausflusses des Lucendrosees beobachtet werden; doch ist die Kreuzungsstelle bedeckt. Ein jüngeres Alter des Lamprophyrs ist wahrscheinlich, da seine Rasenfurche (vgl. pg. 350) den Aplit schneidet.

fendifferentiation des Granitstockes weitere aplitische bis pegmatitische Lösungen abgespalten haben.

B e s c h r e i b u n g u n d C h e m i s m u s. Die Aplite des untersuchten Gebietes bieten, was Mineralbestand und Struktur anbelangt, nichts Neues. Es sind größtenteils panallotriomorphe, feinkörnige Gesteine mit dem normalen Mineralbestand. Zur Hauptsache bestehen sie aus K-Na Feldspäthen und Quarz, wobei beide Gemengteile ähnliche Streßwirkungen aufweisen, wie sie schon bei der Besprechung der Hauptgesteine erwähnt wurden. Biotit und Muskovit sind immer vorhanden, wenn gleich meist nur spärlich. Granat kann einen häufigen Uebergemengteil bilden, andererseits aber auch völlig fehlen. In grobkörnigeren Gängen fand sich stellenweise Turmalin.

In nachstehender Tabelle finden sich die Werte für vier Aplitanalysen zusammengestellt, welche zeigen, daß der Chemismus sehr wenig wechselt.

	7	8	9	10
Si O ₂	74,16	75,00	75,30	74,16
Ti O ₂	Sp.	0,00	—	—
P ₂ O ₅	0,45	0,34	0,22	n. b.
Al ₂ O ₃	13,46	13,76	13,26	13,73
Fe ₂ O ₃	1,03	0,35	0,65	0,48
Fe O	0,43	0,70	0,36	0,29
Mn O	Sp.	0,03	Sp.	n. b.
Mg O	0,05	Sp.	0,09	0,13
Ca O	1,04	1,06	0,88	0,93
Na ₂ O	4,13	4,12	4,07	3,55
K ₂ O	5,21	4,24	5,00	5,65
H ₂ O +	0,40	0,38	0,15	0,42
H ₂ O —	—	0,04	0,15	0,07
	100,36	100,02	100,13	99,41
	2,62	2,62	2,61	2,60
si	422	440	448	445
p	1,1	0,83	1,0	—
al	45	48	46,5	47,7
fm	7	5	5,5	4,5
c	6,5	7	5,5	6
alk	41,5	40	42,5	42
k	0,45	0,41	0,45	0,52
mg	0,06	—	0,15	0,24
c/fm	0,94	1,35	1,0	1,33

7. Aplitischer Nachschub, Tremolaschlucht (vgl. pag. 29). Anal. R. Sonder.
8. Aplit an der Militärstraße nach Fieudo (vgl. I, S. 422). Anal. J. Jakob.
9. Aplit NW Grat des Mte. Prosa, zirka 2600 m Höhe (vgl. pag. 29). Anal. R. Sonder.
10. Banchiaplit (vgl. 6, S. 41). Anal. P. Waindziok.

Die Aplite gehören dem aplitgranitischen Typus (nach P. Niggli) an und sind im Chemismus nahe verwandt mit den Aplitgraniten der letzten Intrusion. Insbesondere ist beachtenswert, daß auch der postlamprophyrische Aplitnachschub in der Tremolaschlucht (7) (abgesehen von der reichlichen Pyritinjektion ins Nebengestein) keine hervortretenden besondern Merkmale aufweist.

B. Die Lamprophyre.

Geologische Lagerung. Weitaus die überwiegende Zahl der Lamprophyre der Südzone sind an ein mehr oder weniger lotrechtes Spaltensystem geknüpft, welches das Gebirge vorzugsweise quer zum Streichen durchzieht. Größere Abweichungen von dieser bevorzugten Richtung kommen äußerst selten vor. In den Felsen südlich des Ronco de la Fibbia, oberhalb der Militärstraße, fanden sich einige ausgequetschte Lamprophyre in Längsklüften, doch scheinen dieselben Ausnahmen zu bilden. Im Gegensatz zum Querstreichen der Lamprophyre im Süden findet man in der Nordzone ein fast ausschließlich Längsstreichen derselben. Mechanisch kann das querstreichende Spaltensystem durch eine axiale Antiklinalwölbung des Massivs erklärt werden. Erfuhr dabei die Südzone, welche ja die ausgesprochenere Intrusionszone ist, eine stärkere Hebung als die Nordzone, so erklären sich dadurch die längsstreichenden Spalten der letzteren.

Die Mächtigkeit der Gänge schwankt durchschnittlich zwischen 2—6 m; ausnahmsweise kann sie bis auf 15 m anschwellen. Wenn schmälere Gänge vorkommen, finden sich oft noch weitere benachbarte Lamprophyre, wobei dann zuweilen eine schwarmartige Vergesellschaftung entstehen kann.¹ An einigen Stellen beobachtet man ein Zersplittern und sich Gabeln von

¹ Vergl. z. B. Lamprophyre am Banchiweg (1). Unterhalb des Weges lassen sich dort außer den beschriebenen Gängen noch verschiedene kleinere Gänge beobachten.

Lamprophyren in untergeordnete Zweigklüfte (z. B. beim Ker-santit im Lucendrogranit in der Nähe des Abflusses aus dem Tümpel südlich des Lucendropasses). Der Großteil der Gänge läßt sich auf größere Entfernungen hin verfolgen, so z. B. besitzt der Lamprophyr, welcher die Gotthardstraße östlich der Paßhöhe begleitet, eine feststellbare Länge von zirka 1 km.

Die geringe Widerstandsfähigkeit der Lamprophyre gegen Verwitterung erleichtert deren Beobachtung im Gelände; denn die dunkeln, meist braun angewitterten Gesteine heben sich schon von weitem durch ihre stumpfen, weichen Verwitterungsformen ab. Scharfe Ecken und Kanten fehlen sowohl im Anstehenden, wie auch an den losen Blöcken. Es ist deshalb manchmal direkt unmöglich, ein wirklich frisches Handstück zu erlangen, weil die Verwitterungsprozesse bereits zu tief vorgedrungen sind. Da dieselben in den Lamprophyren bedeutend stärker fortschreiten als im Nebengestein, entstehen furchenartige Vertiefungen im Gelände, welche oft zu Witerrinnen geworden sind.

Einteilung und Beschreibung der Lamprophyre. Ueberall da, wo in einem Intrusionsgebiet ein reich entwickeltes Ganggefolge vorhanden ist, überrascht die Mannigfaltigkeit der basischen Ganggefolgschaft in mineralogischer, wie auch struktureller Hinsicht. Leider kann im Gotthardmassiv diese interessante Seite der Lamprophyrausbildung nicht mehr eingehend studiert werden, weil die Streßwirkungen der tertiären Dislokation in diesen basischen Gesteinen weitgehende Ummineralisationen auslösten, so daß die ehemalige magmatische Struktur nur noch relikтив oder überhaupt nicht mehr erhalten ist. Die früher sicher vorhandene strukturelle und mineralogische Verschiedenartigkeit wurde dadurch mehr oder weniger vereinheitlicht. Die Individualität des einzelnen Ganges ging jedoch nicht völlig verloren, wie aus den Untersuchungen von U. Grubenmann (1) über einige Lamprophyre in der Nähe des Gotthardhospizes hervorgeht, wo von den sieben untersuchten Gängen jeder seine besondere Note bewahrt. Die Untersuchung eines ausgedehnteren Materials zeigt indessen bald, daß es sich schließlich doch nur um einige wenige Haupttypen handelt, welchen sich alle speziellen Gangvarietäten unterordnen lassen. Es soll deshalb in den folgenden Ausführungen versucht werden, durch besondere Hervorhebung und Zusammenstellung der gemeinsamen Eigenschaften zu einer übersichtlichen Darstellung des lampro-

phyrischen Ganggefolges zu gelangen. Auf die Beschreibung spezieller Vertreter kann dabei verzichtet werden, da bei allen Gängen mehr oder weniger immer dieselben Eigenschaften wiederkehren und die einzelnen Typen nur durch kleinere Variationen in den texturellen und strukturellen Einzelheiten, sowie durch Schwankungen im Chemismus ihre besondere Note erhalten. Wie man sich diese Variationen im einzelnen zu denken hat, wird sehr gut durch die erwähnte Arbeit illustriert, die somit eine Ergänzung zu den vorliegenden Ausführungen bildet. Auch P. W a i n d z i o k (6) hat einige Einzeltypen beschrieben.

Ein natürliches Einteilungsprinzip der Gänge bietet sich im Mineralbestand, und zwar läßt sich eine Einteilung an Hand der femischen Komponenten, Biotit und Hornblende, bereits makroskopisch leicht vornehmen. Weil im ursprünglichen Gestein zur Hauptsache Plagioklase¹ vorgelegen haben müssen, kann man, je nachdem nur Biotit oder fast nur Hornblende vorhanden ist, von Kersantiten und Spessartiten sprechen. Da es sich als praktisch erweist, noch eine Zwischengruppe auszusondern, kommt man zu folgender Einteilung:

1. Nur Biotit führende Kersantite;
2. Biotit und Hornblende führende Kersantit-Spessartite;
3. fast nur Hornblende führende Spessartite.

In dieser Einteilung liegt allerdings eine unvermeidliche Schematisierung; denn es ist klar, daß bei so stark metamorphen Gängen, wie die hier beschriebenen, ursprünglich teilweise Typen vorlagen, für welche eine andere Bezeichnung angebracht gewesen wäre.

1. Die metamorphen Kersantite.

Diese Gruppe umfaßt feinschiefrige, mittel- bis kleinkörnige, ja manchmal makroskopisch nahezu dichte Gesteine. (Vgl. Gestein von Anal. 19a, pag. 358, sowie auch pag. 376). Die Farbe der frischen Handstücke wechselt von hellgrau bis dunkelgrauschwarz, je nach dem stark schwankenden Biotitgehalt. Bei annähernd gleichem Chemismus sind die feinerkörnigen Lamprophyre dunkler, als die gröberkörnigen. Manchmal, ins-

¹ Nur bei wenigen saureren Gängen wurde spärliche Kalifeldspatführung beobachtet.

besondere bei randlichen Bildungen, kann der Biotitgehalt so zunehmen, daß fast schwarze Schiefer entstehen, welche tupfenartig gesprengt sind durch albitischen Feldspath.

Die Korngröße ist vorwiegend durch die frühere Erstarungsstruktur bedingt; deshalb sind auch in einigen Gängen ausgeprägt porphyrische Strukturen erhalten geblieben. Gelegentlich stößt man bei feiner körnigen Gängen auf größere Einsprenglinge von Plagioklas und Quarz. Der primärmagmatische Ursprung der Plagioklasse gibt sich kund durch poikiloblastisch eingesprengte Zoisit- und Epidotindividuen, welche im albitischen Rand nahezu fehlen, sich gegen das Innere dagegen anreichern. Es müssen also ursprünglich zonarstruierte, im Zentrum anorthithaltigere Plagioklase vorgelegen haben. Damit sind ziemlich alle noch deutlich erkennbaren primärmagmatischen Strukturrelikte erwähnt, denn in den Einzelheiten herrscht die kristalloblastische Struktur unumschränkt, was im Dünnschliff sofort an den buchtig verzahnten, xenoblastischen Gesteinskomponenten ersichtlich ist. Der Albit bildet manchmal kleinere poikiloblastische Felder, sonst aber ist granoblastische Ausbildung die Regel.

Der Mineralbestand rekrutiert sich zur Hauptsache aus Biotit, Albit, Quarz, Epidot und Zoisit. Untergeordnet treten auf: Apatit, Titanit, Zirkon, Magnetit, Pyrit, Granat, Calcit, Sericit. Biotit tritt fast nur in buchtig mit den andern Mineralien verbundenen Formen auf. Einschlüsse sind häufig; meist handelt es sich dabei um Apatit, sekundäre Epidotkörper oder Quarz. Stellenweise beobachtet man Sagenitdurchwachslungen; Zirkon mit pleochroitischen Höfen wird selten gefunden. Der Pleochroismus wechselt sowohl in der Stärke, wie auch in der Farbe, wobei vielfach Zersetzungerscheinungen eine Rolle spielen. Meist ist die Farbe dunkelbraungrün $\perp c$ und hellgelblichgrün bis fast farblos // c. Der Biotit macht größtenteils einen recht frischen Eindruck, doch sind auch Umwandlungerscheinungen häufig zu beobachten. Manchmal findet man eine Ausbleichung, welche sich zuerst durch eine fleckige Entfärbung geltend macht. Vielfach ist die Ausbleichung vollständig, wobei der Achsenwinkel sich merklich vergrößert. Gleichzeitig pflegt die Doppelbrechung zu steigen, so daß ein muskovitähnliches Mineral resultiert. Ein anderer Umwandlungsvorgang führt zu einem Ausfasern der Blättchen, wobei die Spaltrisse immer stärker hervorzutreten beginnen. Mit stärkster Vergrößerung gelingt es dann manchmal, auf den

Spaltrissen kleine Körnchen eines opaken Erzes zu beobachten, wahrscheinlich Magnetikörner. Neben der bekannten Chloritisierung kann schließlich noch Epidotisierung eintreten; denn an manchen größeren Epidotanhäufungen läßt sich noch die genetische Abstammung von Biotit an den zwischen den einzelnen Körnern vorhandenen Biotitzwickeln erkennen.

Albit, Quarz, Epidot, Zoisit. Diese vier Komponenten kommen meist in einem innigen granoblastischen Gemenge vor. Albit bildet vorzugsweise klare körnige Individuen; wenn dieselben größer werden, sind sie poikiloblastisch von den genannten Mineralien durchwachsen. Der meist innige Verband der vier Mineralien zeugt für ihre gemeinsame Abstammung von den ehemaligen Plagioklasen, deren Anorthitanteil umgewandelt wurde. Quarz zeigt sich auch in kleineren klaren Körnern und pflegt wenig Einschlüsse zu enthalten. Beim Epidot beobachtet man die Tendenz, sich in körnigen Aggregaten anzuhäufen; ab und zu stößt man auf gut ausgebildete, größere, gelbliche Individuen, als Frucht der Sammelkristallisation. Entsprechendes gilt vom Zoisit. In den saureren Gängen pflegt Zoisit vorzuherrschen; mit zunehmendem Biotitgehalt verschiebt sich das Verhältnis zugunsten des Epidots.

Von den Nebengemengteilen pflegen nur Apatit, Titanit, Muskovit und Calcit eine bedeutendere Rolle zu spielen. Apatit ist in allen Gängen vorhanden, vielfach häufig; manchmal zeigt er größere prismatisch ausgebildete Individuen. Auch Titanit trifft man meistens an, und zwar immer als kleinere Körner und Kornhäufchen. Muskovit fehlt gewöhnlich und scheint durchwegs sekundären Ursprungs zu sein, da er sich ausgebildet hat, wo das Gestein besonders starken mechanischen Einflüssen ausgesetzt war. Man trifft ihn deshalb hauptsächlich in den Salbändern, wie auch in den wenigen Lamprophyren der Längsspalten. In stark verwitterten Lamprophyren werden Calcitschmitzen häufig; in einigermaßen frischen Handstücken sind sie selten zu beobachten. (Betreffs Vorkommnisse von Kersantiten, sowie der im folgenden beschriebenen Typen vergleiche Analysenliste pag. 358.)

2. Die metamorphen Kersantit-Spessartite.

Zu dem bereits angeführten Mineralbestand tritt noch Hornblende hinzu, welche in den meisten Fällen schon makroskopisch als kleine mattschwarze Prismen sich bemerkbar

macht. Durchschnittlich pflegen die Gänge mit dem Auftreten von Hornblende etwas massiger und grobkörniger zu werden, sonst aber finden sich die gleichen strukturellen und texturellen Eigenschaften, wie in den Kersantiten. Auch die Bemerkungen über den Mineralbestand ließen sich Wort für Wort wiederholen, so daß nur eine eingehendere Besprechung der Hornblende übrig bleibt. Dieselbe ist selten völlig idiomorph ausgebildet; fast immer liegen zerfetzte Formen vor, prismatisch bis stengelig ausgebildet nach (110). In einigen Gängen können auch lange, schmale Nadeln auftreten. Die maximale Auslöschungsschiefe c/ep schwankt zwischen 17 und 24°. Vielfach sind die Kristalle nahezu farblos; in andern Fällen tritt Absorption ein gemäß dem Schema ep > em > eg. /ep beobachtet man eine bläulichgrüne Tönung, während nach em und eg keine oder nur schwach grünliche Färbung auftritt.

3. Die metamorphen Spessartite.

Durch starkes Ueberwiegen der Hornblende können spessartitartige Gänge entstehen. Dieselben müssen gegen die Durchschieferung größeren Widerstand geleistet haben, als die Kersantite; denn relativ massive Texturen sind häufig; immerhin zeigen die Hornblendeprismen eine gewisse Tendenz, ihre Längsache parallel der Schieferungsebene zu orientieren. Auch in der durchschnittlich stärkeren Korngröße unterscheiden sich die Spessartite von den andern Lamprophyren. Ausgesprochen feinkörnige Gänge dieser Art wurden überhaupt nicht gefunden (Lokalitäten, siehe Analysentabelle).

Als Mineralbestand trifft man die bereits erwähnten Komponenten. Doch ist deutlich erkennbar, daß im Chemismus der primär vorhanden gewesenen Plagioklase eine Verschiebung zugunsten des albitischen Feldspathanteils statt hatte. Dies ergibt sich aus dem Zurücktreten der Zoisit- und insbesondere der Epidotmineralien. Hie und da lassen sich noch die Umrißformen von Plagioklasen erkennen, deren Zentren stärker zoisitiert sind, als die klareren Randpartien. Dadurch kommen von Zoisit (Epidot) poikiloblastisch durchwachsene Albitfelder zustande. Dieses Zurücktreten der kalkreicheren Plagioklase im Ursprungsgestein dürfte mit ein Grund sein für die größere Massigkeit der Spessartitgänge, da dieselben dadurch weniger starken Ummmineralisationen ausgesetzt wurden.

Die Hornblende der Spessartite weist verschiedene charakteristische Züge auf. Sie zeigt einen oft ziemlich ausgesprochenen Pleochroismus: //ep blaugrün, //em grün und /eg hellgelbgrün. Absorption: ep > em > eg. Der Winkel c/ep schwankt zwischen 18 und 25°, ist also ungefähr gleich wie in den vorbesprochenen Gängen.

Ein besonderes Charakteristikum erhält die Hornblende hier durch eine zentrale Umwandlungerscheinung. Man beobachtet oft einen schmutzig getrübten Kristallkern, der meist sehr scharf gegen den klaren Rand abschließt, wobei seine Begrenzungsflächen parallel den kristallographischen Umrissen verlaufen. In der Auslöschungsschiefe und in der Doppelbrechung lassen sich zwischen Kern und Rand keine Unterschiede beobachten, hingegen sind die Absorptionsverhältnisse verschieden. Die Färbung des Kerns ist dunkelbraungrün bis gelblich; ein nennenswerter Pleochroismus ist aber nicht zu beobachten, im Gegensatz zum Rand, der die oben beschriebenen Absorptionsverhältnisse aufweist. Die Farbe erinnert an diejenige von Biotit parallel c, so daß man auf den ersten Blick versucht ist, an einen Biotitisierungsvorgang zu denken. Es läßt sich aber leicht verfolgen, daß überall da, wo zweifellose Biotitisierung eingetreten ist, dieselbe zuerst an entfärbten Partien einsetzt und erst dann die Kernpartie ergreift, wenn deren braungrüne Farbe verschwunden ist. Die erwähnte Trübung hängt mit einer feinkörnigen Ausscheidung zusammen, vor allem Titanmineralien; denn in manchen Beispielen beobachtet man im getrübten Kern größere und kleinere Rutilkörper oder Titanitaggregate. Mehrfach wurde beobachtet, daß die Ausscheidungen sich gesetzmäßig anordnen, indem sie als parallele, dunkle Streifen, Spaltrissen vergleichbar, den Kristall durchziehen. Wenn die Erscheinung weiter fortschreitet, bilden sich Rutilnadeln. Diese Nadeln lagern sich dann hauptsächlich parallel (010) ein, wobei innerhalb derselben die Richtungen parallel ep und eg der Hornblende bevorzugt zu sein scheinen. Es fragt sich, ob man diese zentralen Ausscheidungen als Folge eines zonaren Baues der magmatisch ausgeschiedenen Hornblenden anzusehen hat. Dagegen spricht die meist recht scharfe Abgrenzung des getrübten Teiles nach der Prismenzone, sowie nach der Basis; ferner verstärkt sich die Trübung nicht nach dem Innern, zwei Tatsachen, welche nicht für eine Mischkristallbildung sprechen. Wahrscheinlich ist der klare Rand eine sekundäre Bildung,

welche sich während der Metamorphose an den ursprünglich vorhandenen Kristall anlagerte. Unzweifelhafte Neubildungen von Amphibolen lassen sich in manchen Lamprophyren tatsächlich beobachten. So sieht man in einigen stärker gepreßten Spessartiten schon makroskopische Hornblenden von strahligem Habitus, auch in Form von garbenartigen Aggregaten, wie sie dann viel ausgeprägter in den Hornblendegarbenschiefern auftreten. Der Tendenz zu stenglicher Ausbildung entsprechend, werden die klaren Ränder in der Längsrichtung ($/c$) größer, als senkrecht zu c , wobei die Kristalle meist unregelmäßig zerfetzt endigen. Auch sind Hornblenden mit der beschriebenen blaugrünen Farbe nur als metamorphe Bildungen bekannt. Titanreiche Hornblenden, entsprechend gefärbt wie die besser erhaltenen Kernpartien, gehören zum normalen Mineralbestand lamprophyrischer Gänge; der hohe Titangehalt und die braune Färbung lassen auf eine den Alkaliamphibolen verwandte Hornblende schließen, wie sie in natronreichen Gängen häufig auftreten. Eine nähere Bestimmung der ursprünglichen Hornblende ist nicht mehr möglich.

Völlig biotitfreie Spessartitgänge wurden nicht gefunden; dies hängt vielleicht damit zusammen, daß bei der nachträglichen Metamorphose immer ein Teil der Hornblende biotitisirt wurde. Manchmal läßt sich in fast ganz hornblendefreien Gängen die ursprünglich stärkere Anwesenheit der Amphibole noch nachweisen. Man kann nämlich in den Biotiten stellenweise zahlreiche parallele Rutilnadelchen beobachten, wie man sie aus den Kernpartien der Hornblenden kennt. Daß solche Anhäufungen von Rutilnadeln aus früher vorhandenen, jetzt biotitisierten Hornblenden stammen, läßt sich daraus ersehen, daß die Umrisse dieser Rutilfelder pseudomorph nach kurzprismatischen Hornblenden ausgebildet sind. — Die Nadeln liegen vorzugsweise in der Ebene der optischen Achsen des Biotits; doch wurden auch Winkel von 46 bis 53° gegen die Achsenebene beobachtet. Neben der häufigen Biotitisierung ist als weitere Umwandlung der Hornblende die Epidotisierung zu nennen.

Der Zusammenhang der verschiedenen Lamprophyrtypen in mineralogischer, chemischer und genetischer Beziehung.

a. Mineralogischer Zusammenhang. Die beschriebenen Gangtypen sind durch eine lückenlose Reihe von Zwischengliedern miteinander verbunden, welche von den helleren Kersantiten über die Kersantit-Spessartite zu den titan-

reichen, biotitarmen Spessartiten führen. Die Hornblenden pflegen sich meist mit zunehmender Basizität einzustellen, wobei es sich anfänglich um eine farblose bis schwach pleochroitische Varietät handelt. Diese Hornblende kann sich manchmal ziemlich anreichern, ohne daß dabei die typischen Merkmale der beschriebenen Spessartite aufzutreten brauchen (Titankreichtum, gröberes Korn). Diese Typen sollen deshalb im folgenden als metamorphe Spessartit-Kersantite bezeichnet werden, gegenüber den andern Gängen, wo von umgewandelten Spessartiten (biotitreich, biotitarm) gesprochen werden kann. Beim Uebergang von solchen Kersantit-Spessartiten (resp. Spessartit-Kersantiten) zu Spessartiten verdient insbesondere die Verschiebung im Charakter der Hornblende hervorgehoben zu werden. Ihre immer stärker ins Bläulichgrüne spielende Färbung spricht für steigenden Natrongehalt derselben. Dementsprechend dürfte in der ursprünglich ausgeschiedenen Hornblende gleichfalls ein natronhaltiger Amphibol vorgelegen haben, der mit seinem hohen Titangehalt bereits in die Reihe der braunen natronhaltigen Hornblendens hineingehörte (vielleicht verwandt mit Barkevikit oder Kärsutit). Damit ist gesagt, daß die vorliegende Reihe gegen die Spessartite hin die Tendenz zeigte, ins Gebiet der camptonitischen Gänge hinüber zu führen. Wie die Analysen ergeben werden, liegen zwar in den chemisch untersuchten Gängen noch keine camptonitischen Typen vor; doch zeigt der Gang vom Hühnerstock (Anal. 28), welcher relativ gut erhaltene, braune Hornblendekerne aufweist, schwach essexitische Tendenz (relativ hohes alk. bei niedrigem k).

b. Chemischer Zusammenhang. Am besten kann man sich vom gesetzmäßigen und kontinuierlichen Verlauf des Differenziationsvorgangs überzeugen, wenn man an Hand der Projektionswerte der Analysen die Änderungen verfolgt, welche sich im quantitativen Verhältnis der Metalloxyde bei abnehmender si-Zahl einstellen. Nachstehend (S. 358—361) wurde das Analysenmaterial nach abnehmender si-Zahl tabellarisch geordnet und zusammengestellt.

Es sei vorausgeschickt, daß wahrscheinlich auch der Chemismus der Lamprophyre durch die Metamorphose etwas verändert worden ist. Teilweise scheinen sogar ziemliche Verschiebungen im Verhältnis der Oxyde stattgefunden zu haben (vgl. pag. 368). Immerhin dürften bei den frischeren Handstücken die sekundären Änderungen so klein sein, daß die

	11	12	13	14	14 a	15	16	17	18	18 a	19	19 a	20	21	22
SiO ₂	62,35	60,15	59,43	58,55	56,68	55,90	56,95	56,35	52,72	52,50	53,96	53,82	52,83	52,96	53,20
TiO ₂	1,64	1,87	1,32	1,81	1,79	0,83	0,59	1,31	0,95	0,99	1,80	2,21	0,79	0,89	0,73
P ₂ O ₅	0,15	0,22	0,20	0,28	0,26	0,33	n. b.	n. b.	0,49	0,21	0,17	0,17	n. b.	0,35	0,41
Al ₂ O ₃	16,10	17,40	17,67	15,89	18,44	18,32	17,70	13,09	18,79	16,45	16,17	16,33	17,28	19,87	16,79
Fe ₂ O ₃	2,95	2,17	2,21	3,55	4,75	1,60	2,73	3,77	0,00	2,99	2,60	3,25	1,69	1,83	1,93
Fe O	2,50	3,79	2,84	3,34	2,87	4,96	4,22	4,32	4,69	3,74	5,93	5,13	5,70	5,00	5,18
MnO	0,09	0,12	0,09	0,11	0,10	0,07	n. b.	n. b.	0,06	0,07	0,15	0,17	n. b.	0,08	0,07
MgO	1,44	1,41	2,69	3,28	1,40	4,06	4,80	5,56	4,88	3,88	5,17	4,75	5,35	4,71	5,45
CaO	5,26	5,07	5,47	5,18	4,73	6,56	6,58	6,57	7,27	7,20	6,20	4,23	6,37	6,82	7,57
Na ₂ O	3,16	4,16	3,97	2,72	3,06	3,20	2,93	3,95	3,21	1,83	3,67	2,26	2,12	3,32	1,05
K ₂ O	2,94	2,74	3,08	4,25	5,35	3,70	3,33	3,82	3,69	5,14	3,55	6,22	4,46	3,16	6,66
H ₂ O +	0,85	0,84	0,79	1,09	0,86	0,72	1,48	0,90	0,88	1,27	1,04	1,31	2,37	0,78	0,86
H ₂ O -	0,12	0,00	0,00	0,24	0,25	0,00	0,29	0,09	0,07	0,12	0,03	0,17	0,26	0,08	0,06
CO ₂	-	-	0,52	-	-	-	-	-	2,01	3,44	-	-	s 0,17	Spur	0,59
	99,55	99,94	100,28	100,29	100,54	100,28	101,73	99,73	99,71	99,83	100,44	100,02	99,39	99,85	100,55
s	2,74	2,74	2,76	2,81	2,81	2,82	2,76	2,87	2,83	2,81	2,86	2,85	-	2,87	2,91

	23	24	24 a	25	26	26 a	27	28	29	30	30 a	31	32	32 a
SiO ₂	52,77	54,00	59,00	50,66	52,28	49,90	52,15	51,39	50,70	48,00	58,02	46,80	47,02	42,73
TiO ₂	1,21	0,91	0,86	0,96	1,22	1,41	1,61	1,48	1,76	2,64	5,24	1,47	0,86	1,14
P ₂ O ₅	n. b.	0,26	0,27	0,30	0,40	0,38	0,40	0,35	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	0,24	0,05
Al ₂ O ₃	16,15	16,77	17,01	16,77	16,57	16,82	14,69	15,22	16,85	13,25	9,98	14,90	17,38	20,27
Fe ₂ O ₃	3,85	2,87	2,85	1,21	1,65	4,92	3,68	3,65	1,22	8,46	5,21	2,42	1,06	1,50
FeO	5,27	4,47	4,35	5,02	5,78	4,88	6,19	5,84	7,95	2,70	2,55	9,19	7,35	13,40
MnO	n. b.	0,06	0,05	0,09	0,18	0,18	0,14	0,17	n. b.	0,32	0,12	n. b.	0,10	0,21
MgO	7,14	5,04	3,24	5,60	7,57	5,19	8,35	5,62	6,78	8,09	3,21	7,24	8,15	7,25
CaO	2,20	6,20	1,66	8,34	7,90	10,61	8,54	8,69	9,57	10,94	11,44	11,67	7,15	1,86
Na ₂ O	3,93	3,55	1,05	0,90	2,93	3,29	2,57	3,97	3,27	3,11	1,71	2,82	0,72	2,21
K ₂ O	5,43	4,28	7,55	7,00	2,92	1,73	2,18	2,90	1,13	1,29	1,47	2,79	7,02	8,01
H ₂ O +	1,51	0,75	1,66	1,22	0,86	0,61	0,07	1,03	0,48	1,21	0,55	0,99	1,77	1,20
H ₂ O —	0,21	0,02	0,08	0,04	0,07	0,17	0,07	0,16	0,19	0,10	0,32	0,12	0,04	0,05
CO ₂	—	0,62	0,34	0,24	—	—	—	—	—	0,39	0,94	—	1,34	—
	99,67	100,40	99,97	100,45	100,33	100,09	100,63	100,47	99,90	100,50	100,76	100,41	99,80	99,86
s	2,76	2,82	2,80	2,85	2,88	2,96	2,92	2,86	2,98	2,93	3,00	3,07	2,94	2,93

Nº	si	ti	p	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Magma	
11	234	4,9	0,31	35,5	24,5	21	19	0,38	0,33	0,86	quarzdioritisch	
12	211	4,7	0,34	36	24,5	19	20,5	0,30	0,30	0,78	quarzdioritisch	
24 a	208	2,3	0,40	35,5	38	6,5	20	0,83	0,45	0,17	lamprosyenitisch	
13	195	3,3	0,28	34,5	27	19,5	19	0,34	0,49	0,72	quarzdioritisch	
14	190	4,4	0,35	30	34,5	18	17,5	0,51	0,47	0,53	monzonitisch	
14 a	185	4,4	0,36	35,5	27	16,5	21	0,54	0,26	0,62	monzonitisch	
15	161	1,7	0,40	31	33	20,5	15,5	0,43	0,53	0,61	monzonitisch	
16	161	1,2	—	30	36	20	14	0,43	0,56	0,55	monzonitisch	
19 a	157	4,8	0,21	28	41	13	18	0,65	0,50	0,32	lamprosyenitisch	
18 a	156	2,1	0,27	28,5	33,5	23	15	0,65	0,53	0,69	sommaitisch	
17	153	2,7	—	25,5	11,5	19,5	17,5	0,38	0,56	0,47	yogoitisch	
18	149	2	0,51	31	31,5	22	15,5	0,43	0,65	0,60	monzonitisch	
19	146	3,7	0,20	26	40	18	16	0,39	0,52	0,45	yogoitisch	
20	146	1,6	—	28	39,5	19	13,5	0,58	0,57	0,49	lamprosommaitisch	
21	144	1,8	0,41	31,5	34,5	19,5	14,5	0,39	0,56	0,57	monzonitisch	
22	143	1,5	0,47	26,5	37,5	21,5	14,5	0,81	0,58	0,58	sommaitisch	
23	142	2,4	—	25,5	48,5	6,5	19,5	0,48	0,59	0,13	unfrisch. Handst. od. Schliere	
24	142	1,8	0,30	27,5	37	18,5	17	0,45	0,56	0,49	monzonitisch	
25	134	1,9	0,34	26,5	36	23,5	14	0,83	0,62	0,66	sommaitisch	
26	134	2,4	0,43	25	41,5	21,5	12	0,40	0,70	0,53	sommaitdioritisch	
27	132	3,0	0,55	22	45	23	10	0,36	0,55	0,52	sommaitdioritisch	
28	128	2,7	0,55	22,5	40,5	23	14	0,32	0,52	0,54	gabbrodioritisch bis essexit.	
29	122	2,6	—	23,5	42,5	29,5	9,5	0,29	0,57	0,58	gabbrodioritisch	
26 a	119	2,6	0,41	24	38	27,5	10,5	0,25	0,49	0,73	osspitgabbroid	
32	110	1,4	0,23	24	45,5	18,5	12	0,87	0,75	0,40	lamprosommaitisch	
30	108	4,5	—	17,5	47,5	26,5	8,5	0,22	0,57	0,56	normalgabbroid	
31	101	2,4	—	19	44	27	10	0,40	0,53	0,61	shonkinitisch	
30 a	186	12,7	—	17	35	39,5	8,5	0,36	0,44	1,1	} Schlieren	
32 a	96	1,9	0,01	27	52,5	4,5	16	0,70	0,46	0,08		
Mittelwert aller Gotthardlamprophyre												
151	3,1	—	27,5	38	20	14,5	0,47	0,52	0,55	lamprosommaitisch		

11. Kersantit, Alpe di Rodont (Ggn.¹). Anal. J. Jakob.
12. Kersantit, Mätteli (Ggn). Anal. J. Jakob.
13. Kersantit, Alpe di Rodont (Ggn). Anal. J. Jakob.
14. Kersantit, Mitte des Westgrates der Fibbia, etwas westlich P. 2733 (Fgn.²). Anal. J. Jakob.
- 14a. Kersantit, feinkörnige Randfacies desselben. Anal. R. Sonder.
15. Spessartit-Kersantit, Banchiweg (Fgn.) (G. 4). Anal. J. Jakob (1).
16. Kersantit, südlich Hospiz (W. 3) (Fgn.). Anal. K. Jene (6).
17. Spessartit-Kersantit, südöstlich Lucendrosee (Fgn.) (W. 4). Anal. P. Waindziok.
18. Kersantit-Spessartit, Banchiweg (Fgn) (G. 5). Anal. J. Jakob (1).
- 18a. Feinschuppige Randzone desselben. Anal. J. Jakob (1).
19. Spessartit-Kersantit, Nordrand des Lucendrogletschers (2600m Höhe), zirka 2 m vom Rand (Fgn.). Anal. R. Sonder.
- 19a. Feinkörniger Rand desselben, zirka 1 m vom Rand. Anal. R. Sonder.
20. Kersantit, nördlich Hospiz (Fgn.) (W. 1³). Anal. K. Jene (6).
21. Kersantit, Banchiweg (Fgn.) (G. 2). Anal. J. Jakob (1).
22. Kersantit, Banchiweg (Fgn.) (G. 3). Anal. J. Jakob (1).
23. Kersantit, südl. Lucendrosee (Fgn.) (W. 3). Anal. P. Waindziok (6).
24. Kersantit (Mitte), Banchiweg (Fgn.) (G. 4). Anal. J. Jakob (1).
- 24a. Phyllitische Randzone desselben. Anal. J. Jakob (1).
25. Kersantit, Banchiweg (Fgn.) (G. 1⁴). Anal. J. Jakob (1).
26. Spessartit, biotitreich (Gangmitte), Schlucht des Saasbaches, östlich „Im Schweif“, Gerental (Rgr.⁵). Anal. R. Sonder.
- 26a. Hornblendereichere Randpartie desselben, 40 cm vom Rand. Anal. R. Sonder.
27. Spessartit, biotitarm, Grat südlich Tritthorn, zirka 2650 m Höhe (Sgn.⁶). Anal. R. Sonder.
28. Spessartit, biotitarm, Einsattelung zwischen Hühnerstock und P. 2773 westlich Cavannapaß (Sgn.). Anal. R. Sonder.
29. Spessartit, biotitreich, Tremolaschlucht (Tgr.⁷) (W. 6). Anal. K. Jene (6).
30. Spessartit, biotitarm, Mte. Prosa, östlich Gotthardpaßhöhe, (zirka 2250 m Höhe (Fgn)). Anal. R. Sonder.
- 30a. Schliere darin. Anal. R. Sonder.
31. Spessartit, biotitarm, Tremolaschlucht (Tgr.) (W. 5). Anal. P. Waindziok (6).
32. Kersantit oberhalb Banchiweg, Rand (Fgn.) (G. 7). Anal. J. Jakob (1).
- 32a. Schliere darin. Anal. J. Jakob (1).

¹ Ggn. = Gamsbodengneis.

² Fgn. = Fibbiagneis.

³ W 1 = Gang Nr. 1 bei P. Waindziok (6).

⁴ G 1 = Gang Nr. 1 bei U. Grubenmann (1).

⁵ Rgr. = Rotondogranit.

⁶ Sgn. = Streifengneis.

⁷ Tgr. = Tremolagranit.

Die Ortsbezeichnungen beziehen sich auf die Siegfriedkarte (Bl. 398, 411, 491, 503).

Analyse trotzdem den chemischen Charakter des Ursprungsgesteins deutlich wiedergibt.

Da die kersantitischen Gänge fast durchwegs höhere Si-Zahlen besitzen als die spessartitischen, welche das basische Reihenende darstellen, so wird sofort klar, daß sich das Ganggefolge in eine von Kersantiten zu Spessartiten führende Uebergangsreihe einpassen läßt. Auf die nähere Charakterisierung dieser Uebergänge soll jedoch erst bei der Besprechung des Gesamtdifferentiationsdiagrammes eingetreten werden.

Hier sei vor allem auf die Beziehungen zwischen Chemismus und Mineralbestand hingewiesen, welche sich sehr einfach aus folgenden Ueberlegungen ergeben: In den basischen Gängen wird SiO_2 reicher Orthoklas nicht mehr auftreten, sondern alles K_2O im Biotitmolekül gebunden sein. Es kann deshalb, nach Absättigung des Na_2O Anteils von alk im Verhältnis 1 : 1, das überschüssige al (Al_2O_3) zum größten Teil im Verhältnis 1 : 1 mit c (CaO) gebunden werden. Wie sich nun aus den Projektionstabellen ergibt, nimmt mit sinkender Si-Zahl bei der vorliegenden lamprophyrischen Spaltung al ab, während c sich anreichert. Daraus folgt notwendig ein schließlicher Ueberschuß von c, der zur Bildung eines al armes bis freien CaO -haltigen Silikats führen muß (hier Hornblende). Die Hornblendebildung kann in den basischen Gängen, wo die Differenz al-c nur noch klein ist, dadurch hinausgeschoben werden, daß sich das Alkalienverhältnis stark zugunsten von K_2O verschiebt (k bis 0,87), so daß demnach nur wenig al zur Bildung von Albit verbraucht wird und viel Anorthit entstehen kann. Dadurch erklärt sich einerseits die an den Schliffen gemachte Beobachtung (vgl. pa. 35), daß die basischeren Kersantite Beobachtung (vgl. pag. 353), daß die basischeren Kersantite bedeutend reicher an Epidotmineralien sind als die Spessartite; denn es müssen in ihnen mehr basische Plagioklase vorgelegen haben. Andererseits wird verständlich, daß insbesondere bei den basischeren Gliedern das Alkalienverhältnis k ein ausschlaggebendes Charakteristikum für den Gangtypus bildet, wie folgende Zusammenstellung illustrieren möge (abgesehen von den saureren Gliedern):

k = 0—0,38 spessartitische Gänge,

K = 0,39—0,43 spessartitisch-kersantitische Gänge,

k = 0,44—1,00 kersantitische Gänge.

Für die spessartitischen Gänge sei noch beigefügt, daß im allgemeinen der Natrongehalt der Hornblende umso stärker hervortritt (blaugrüne Färbung), je tiefer k. Da mit niedrigem k zugleich hoher TiO_2 -Gehalt parallel geht, wird die hervorgehobene Tendenz zur Bildung von titanreichen Alkaliamphibolen verständlich.

Vom gesteinssystematischen Standpunkt aus läßt sich die durch die Ausbildung der beschriebenen Gangserie manifestierte Spaltungstendenz dadurch präzisieren, daß man die verschiedenen Lamprophyre den entsprechenden Tiefengesteinsmagmen zuordnet, wie es P. Niggli (9) vorgeschlagen hat (siehe Rubrik Magma). Es zeigt sich, daß in der Hauptsache die kersantitischen Gänge in die Kalireihe gehören, die spessartitischen dagegen in die Kalkalkalireihe. Diese Zuteilung ergibt sich einsteils aus dem Faktor k, der bei den basischeren Gliedern sehr hoch werden kann, was für Gesteine der Kalireihe häufig zutrifft. Doch zeigen gleichzeitig auch die anderen Projektionswerte (wenn auch etwas weniger markant) die Eigentümlichkeiten der einen oder der anderen Gesteinsreihe. So weisen z. B. die der Kalireihe angehörigen Gänge bei gleicher si-Zahl meist ein höheres alk und niedrigeres c auf, als die Kalkalkaligänge. Auch pflegt c/fm bei den Letzteren höher zu sein, als bei den Ersteren. Ueber diese Unterschiede orientiert vielleicht am besten ein Vergleich der Projektionswerte von Anal. 32 mit denjenigen der benachbarten Analysen. Vom Standpunkt der Eruptivgesteinssystematik stellt sich demnach die Reihe von kersanititischen zu spessartitischen Gängen als ein Uebergang von Kaligesteinen zu Kalkalkaligesteinen dar.

c. Genetischer Zusammenhang. Für die Beurteilung des genetischen Zusammenhangs wäre die Kenntnis des relativen Alters der verschiedenen Gangtypen von Wichtigkeit. In dieser Hinsicht verdient die Verteilung der Gänge auf das ganze Intrusivgebiet im allgemeinen, sowie auch die speziellere Verteilung der bestimmten Typen besondere Beachtung. Es lassen sich nämlich folgende zwei Feststellungen machen:

1. Quantitative Verteilung der Gänge. In der Südzone sind die Gänge besonders zahlreich im Fibbiagneis und im Streifengneis des oberen Wyttewassertals. In diesem Gebiet wurden zirka 90 Lamprophyre festgestellt; weiter westlich dagegen im Bereiche des Rotondogranites werden die

Lamprophyre plötzlich relativ selten; konnten doch in diesem großen Granitstock nur fünf Gänge beobachtet werden. Auch im Lucendro- und Tremolagranit, insbesondere im ersteren sind die Gänge etwas seltener, als in der nördlich angrenzenden Fibbia-Streifengneiszone. In der nördlichen Intrusionszone sind die Lamprophyre ebenfalls relativ selten, in der Guspis-Leckihornsynklinale dagegen häufiger, wenn gleich nicht so zahlreich, wie in der südlichen Antiklinalzone.

2. Qualitative Verteilung der Gänge. Die kersantitischen und kersantit-spessartitischen Typen sind insbesondere im Fibbiagneis verbreitet und häufig. Die selteneren spessartitischen Gänge stehen in diesem Gebiet zu den übrigen Lamprophyren ungefähr im Verhältnis von 1 : 10. Gegen Westen, im Streifengneis des oberen Wyttenwassertales, verschiebt sich das Verhältnis zugunsten der Spessartite, indem dieselben etwas häufiger werden, die Kersantite dagegen etwas zurücktreten, so daß die spessartitischen Typen ungefähr $\frac{1}{3}$ — $\frac{1}{4}$ aller Gänge bilden. Eigentliche Kersantite sind hier überhaupt selten; meist führen sie schon Hornblende. Im Rotondogranit stößt man insbesondere auf Spessartite.¹ Bei einem allerdings stark zersetzen hornblendefreien Gange*, welcher am Nordgrat des Pizzo Rotondo unmittelbar unterhalb des Gipfels anstehend ist, wurde probenweise eine Alkali-bestimmung ausgeführt, welche folgendes Resultat ergab:

Na_2O	4,99	$k = 0,34$
K_2O	3,65	spez. Gew. = 2,71

Diese Daten zeigen, daß ein Gangtypus vorliegt, der verwandt ist mit den Gängen der Nordzone (etwas saurer als Anal. 12) und sich, wie die dortigen Gänge, von den eigentlichen Kersantiten durch sein Alkalienverhältnis unterscheidet. In der Nordzone wurden außer entsprechenden Typen, wie die analysierten hornblendefreien Beispiele, ein einziger Spessartit im Wyttenwassertal gefunden. Aus dieser Verteilung könnte man den Schluß ziehen, daß die eigentlichen Kersantite genetisch mit dem Fibbiagneis zusammenhängen, da sie in ihm sehr häufig sind, gegen den Rotondogranit hingegen seltener werden. Die Spessartite, sowie die durch niedriges k ausgezeichneten kersantitischen Gangtypen muß man dann in Beziehung

¹ Von den fünf Gängen gehören zwei dem Spessartittypus, einer dem Spessartit-Kersantittypus und zwei dem Kersantittypus* an.

setzen zur jüngsten aplitischen Granitinvasion, d. h. jede der aufeinanderfolgenden Intrusionen hätte ein spezielles Ganggefolge besessen, die erste ein mehr monzonitisch-shonkinitisches, die zweite dagegen ein dioritisch-gabbroides. — Eine derartige Erklärung ist aber aus verschiedenen Gründen unbefriedigend. Einmal ist nicht recht verständlich, daß zwei so nahe verwandte granitische Magmen, unter anscheinend ungefähr gleichen Bedingungen, von zwei so verschiedenen Gangserien gefolgt sein sollten. Ferner bleibt unerklärt, weshalb der Fibbiagneis von so zahlreichen Gängen seines Ganggefolges durchbrochen wird, der Rotondogranit dagegen nicht. Schließlich zeigt auch die mikroskopische und chemische Untersuchung, daß die beiden Gangtypen nicht scharf voneinander geschieden, sondern durch Zwischenglieder miteinander verbunden sind und demnach eine genetisch zusammengehörige Differentiationsserie vermuten lassen.

Folgende Erklärung dürfte deshalb richtiger sein: Bekanntlich häufen sich die Lamprophyre vielfach in den randlichen Teilen der Intrusionsstücke. Im Gotthardgebiet beobachtet man z. B. im Augengneis der südlichsten Muttenhörner, in unmittelbarer Nähe des Granitkontaktes ein mehrfaches Einschwärmen kleinerer Gänge von kersantitischem Habitus. — Das häufige Auftreten von Lamprophyren in den unmittelbar benachbarten Gneisen hängt wohl damit zusammen, daß hier — bevor die intrudierte Hauptgranitmasse genügend verfestigt war — sich bereits tiefergehende Spalten und Risse bildeten, in welchen die bei der Intrusion bereits vorhandenen tiefergelegenen basischen Partien des granitischen Magmas eindringen konnten. Es ist leicht verständlich, daß der Fibbiagneis, sowie der Streifengneis des oberen Wyttewassertales in Beziehung zum Granite eine besonders begünstigte Stellung einnehmen mußten; denn man hat sich ja (vgl. pag. 335) die Granitmasse des Rotandomassivs unterirdisch nach E fortgesetzt zu denken. Insbesondere mußte der den Granitherd überlagernde Fibbiagranit für eine Durchklüftung geeignet sein. Die frühzeitige Lamprophyrbildung wurde wahrscheinlich zudem noch dadurch erleichtert, daß das die basischeren Partien überlagernde aplitgranitische Magma bei der Intrusion von Lucendro-, Tremola- und Prosagranit teilweise seitlich abgeleitet wurde. In der Streifengneiszone des Wyttewassertales kommt ein derartiges Ausweichen weniger in Frage. Zudem ist anzunehmen, daß der Granit hier weniger tief lag und des-

halb nicht von Anfang an ein kompaktes, zur Durchklüftung geeignetes Dach vorgelegen hat. Diese Tatsachen machen es wahrscheinlich, daß hier die Spaltenbildung erst in einem etwas fortgeschritteneren Stadium eingesetzt hat. In den intrudierten sauren Graniten endlich (wenigstens da wo sie in größeren Massen auftreten) war die Gangbildung erst später möglich. Dementsprechend finden sich im Fibbiagneis die meisten Gänge und zwar aller Entwicklungsstufen; im Streifengneis des oberen Wyttenwassertals gehören die Gänge einem etwas späteren Stadium an, und in der jüngern mächtigen Rotondogranitmasse endlich sind die Gänge spärlich und stammen vorzugsweise aus den letzten Gangintrusionsphasen. Es ergibt sich demnach für das lamprophyrische Ganggefolge folgende wahrscheinliche genetische Entwicklungsreihe:

- a. Kersantite mit hohem k ;
- b. Kersantit-Spessartite;
- c. Kersantite mit niedrigem k ;
- d. Spessartite.

Die Gangserie stellt nichts anderes als die beschriebene Reihe von den Kersantiten nach den Spessartiten dar; die fortschreitende Entwicklung muß demnach im allgemeinen zu immer basischeren Magmen geführt haben. Daß die späteren Gangtypen immer spärlicher werden, kann kaum mit einer allmäßlichen Erschöpfung des Magmenreservoirs zusammenhängen, wie die noch zu beschreibenden natronreichen Gesteine zeigen, sondern dürfte begründet sein in einem allmäßlichen Ausklingen der tektonischen Bewegungen, was weitere Spaltenbildung hinderte.

Schlierige Bildungen und seitliche Differentiationen der Gänge. Die vorstehend publizierten Analysen zeigen, daß der Chemismus der Lamprophyre gewissen Gesetzmäßigkeiten unterliegt, daß aber im ganzen doch eine ziemliche Variabilität möglich ist. Dieselbe kommt auch in den einzelnen Gängen zum Ausdruck, indem man sehr häufig auf schlierige Bildungen stößt, so daß dieselben geradezu als Charakteristikum hervorzuheben sind.

Bei den kersantitischen Gängen handelt es sich hauptsächlich um Biotitanreicherungen oder lokale Biotitverarmungen. Daß diesen Schlieren teilweise auch bedeutende chemische Unterschiede zugrunde liegen können, zeigt z. B.

eine von U. Grubenmann (1) näher untersuchte Schliere (Anal. 32, 32a).

Auch bei den Spessartiten stößt man auf ähnliche Erscheinungen. Es handelt sich meist um durch größeres Korn und hellere Farbe vom Nebengestein sich abhebende Schlieren, welche dann oft nur Hornblende enthalten, letztere häufig mit gut erhaltenen idiomorphen Formen. Eine auffällige Schliere fand sich in einem Spessartit am Westhang des Monte Prosa (Anal. 30, 30a). Während das Hauptgestein ziemlich stark geschiefer ist, vermochte dieselbe ihre primäre, grobkörnig-massige Textur relativ gut zu bewahren. U. d. M. lassen sich noch Umrisse der ursprünglichen Feldspäthe erkennen, welche zentral zoitisiert, größere poikiloblastische Albitfelder bilden. Besonders auffällig sind die zahlreichen langprismatisch entwickelten Titanitkristalle (eine Ausbildungsform, die bekanntlich charakteristisch ist für natronreiche Lamprophyre). Dieselben besitzen allerdings keine geradlinigen kristallographischen Umrisse mehr; auch beobachtet man in ihren zentraleren Partien häufig opake Erzausscheidungen, welche sich an ihrem weißlichen Tone als Ilmenit zu erkennen geben. Wie gemäß dem hohen Titangehalt zu erwarten ist, weisen die Hornblenden getrübte Kernpartien auf. — Im offensichtlich basischeren Hauptgestein finden sich die prismatischen Titanite wieder (wenn auch nicht so zahlreich) und als Umwandlungsprodukte Ilmenit, Rutil. Aus den Projektionswerten der Analysen 30 und 30a ist ersichtlich, daß sich insbesondere si und ti angereichert haben, relativ auch c; fm hat abgenommen, während al und alk gleichgeblieben sind. Der so entstandene Chemismus ist ein völlig abnormaler und besitzt kein Aequivalent in anderweitigen Eruptivgesteinen.

Besondere Beachtung verdienen in den Gängen latente Veränderungen, weil daraus sich eventuell Schlüsse für eine stattgehabte Differentiation „*in situ*“ ergeben. Es lassen sich dreierlei Arten randlicher Veränderungen beobachten, welche auseinanderzuhalten sind:

1. Ausbildung einer phyllitischen Randzone;
2. Ausbildung einer feinkörnigen Randzone;
3. Ausbildung einer hornblendereichen Randzone.

1. Feingefältete, phyllitische Randzonen können sich bei allen Gängen finden, sind aber insbesondere bei den kersantitischen Gängen häufig. Diese Ränder sind unzweifelhaft sekundären Ursprungs, zur Hauptsache wohl entstanden

während der tertiären Dislokation, wobei natürlich, bei allfälligen kleinen Verschiebungen, insbesondere die Randpartien der Gänge stark mechanisch beansprucht wurden, was heute in einer stark ausgeprägten Metamorphose zum Ausdruck kommt (Sericitbildung!). Diese Randzonen sind meistens sehr morsch und von Wasser durchtränkt. Angesichts der stattgehabten Umminalisation und Verwitterung (Calcit) ist natürlich auch der Chemismus der Randphyllite durchaus sekundärer Natur. U. Grubenmann (1) hat diese Erscheinung eingehend beschrieben und an Hand von Analysen nachgewiesen, daß ein teilweiser Stoffaustausch mit dem Nebengestein wahrscheinlich ist. Als Beleg für die chemischen Veränderungen in derartigen Randzonen seien hier die Projektionswerte von Analysen 24 und 24a zusammengestellt (vgl. auch Analyse 18 und 18 a, pag. 358).

si	al	fm	c	alk	k	
142	27,5	37	18,5	17	0,45	— 24 Mitte.
208	35,5	38	6,5	20	0,83	— 24a Rand.

Insbesondere ist der hohe Wert von k am Rand hervorzuheben, der sein mineralogisches Äquivalent in dem reichlich vorhandenen Sericit und Biotit besitzt.

2. Feinkörnige Randpartien sind ebenfalls nicht selten. Hier liegt natürlich eine primäre Erscheinung vor, zurückzuführen auf die raschere randliche Erstarrung. Diese Erscheinung (wie im allgemeinen auch die feinkörnigen Gänge) findet sich hauptsächlich in den höheren Lagen (über 2400 m), was mit einem Temperaturgefälle gegen die damalige Oberfläche zusammenhängen mag, und ist vorzugsweise bei den Kersantiten und Kersantit-Spessartiten zu beobachten. Auch eine derartige feinkörnige Randpartie, sowie das grobkörnigere Ganginnere wurden analysiert (Anal. 14, 14a). Der Unterschied der beiden Analysen dürfte auf einen etwas höheren Biotitgehalt der Randzone zurückzuführen sein (höheres fm und k).

3. Von einer randlichen Hornblendeanreicherung fand sich das schönste Beispiel im Gerental (Anal. 26, 26a). Der dortige Gang zeigt in der Mitte das Bild eines biotitreicher Spessartits; gegen den Rand hin geht er beidseitig in eine 80—150 cm breite, biotitarme spessartitische Zone über, welch letztere wiederum durch ein zirka 10—20 cm breites, nur biotitführendes Salband vom Nebengestein getrennt ist.

Der völlig symmetrische Bau des Ganges, sowie die allmählichen Uebergänge sprechen dafür, daß hier eine Differentiation *in situ* vorliegt. Wie die beistehend wiedergegebenen Projektionswerte zeigen, ist die Verschiebung in der mineralogischen Zusammensetzung von entsprechenden chemischen Veränderungen begleitet.

si	al	fm	c	alk	k	
134	25	41,5	21,5	12	0,40	Mitte
119	24	38	27,5	10,5	0,25	Rand

Die Biotitverarmung und Hornblendeanreicherung der Randpartie findet ihren Ausdruck in einem Sinken von fm und k bei einem entsprechenden Steigen von c. Vom randlichen biotitreichen Salband wurde eine Alkalibestimmung ausgeführt, welche ergab:

$$\begin{array}{ll} \text{Na}_2\text{O} = 3,70 & \\ \text{K}_2\text{O} = 5,32 & \end{array} \quad k = 0,49$$

Es handelt sich bei diesem Letzteren demnach zweifellos um die gleiche sekundäre Veränderung, wie jene, welche unter 1. beschrieben worden ist.

Ein weiteres Beispiel für eine derartige laterale Verschiebung im Mineralbestand bietet der Gang von Analyse 19 und 19a. Allerdings sind bei ihm die Lagerungsverhältnisse nicht eindeutig feststellbar, wie beim vorerwähnten Beispiel, weil die Erscheinung nicht so schön bisymmetrisch auftritt. Da der Gang nur auf kurze Distanz zwischen Gletscher und Trümmerfeld aufgeschlossen ist, kann man die Erscheinung auch nicht weiter verfolgen. Von der östlichen Randzone nach Innen lassen sich folgende Zonen unterscheiden:

- dunkle feinkörnige kersantitische Randzone, zirka 1 bis 2 cm breit (wie unter 2. beschrieben).
- körnige hornblendereiche Zwischenzone von ungefähr gleicher Breite;
- hellere, hornblendeärmere, mehr kersantitische Zentralpartie. Von dieser letzteren konnte kein einigermaßen frisches Handstück gewonnen werden, hingegen wurden a und b analysiert.

	si	al	fm	c	alk	k
a	157	28	41	13	18	0,65
b	146	26	40	18	16	0,39

Wie aus den Projektionswerten ersichtlich, ist das Verhältnis von a : b chemisch ziemlich entsprechend dem Verhältnis der Zentralpartie des eben beschriebenen Ganges zu dessen hornblendeführendem Rande. Falls es sich in beiden Fällen um den gleichen Vorgang handelt, ist dies zu erwarten; denn der rasch erstarrte Rand konnte seinen ursprünglichen Chemismus bewahren, wogegen die inneren Teile noch Zeit hatten, sich seitlich zu differenzieren, so daß zwischen a und b die vorliegenden Unterschiede geschaffen werden mußten.

Etwas anders liegen die Verhältnisse bei einem Gang (15 bis 20 m mächtig) im oberen Wyttenwassertal, welcher den Oberstaffelgneis einige hundert Meter W-SW von den dortigen Militärbaracken durchsetzt. Randlich ist derselbe von einem 10—40 cm breiten amphibolitischen Salband begleitet. Die Ausbildung dieses amphibolitischen Salbandes ist vielleicht auf eine randliche Differentiation zurückzuführen. Das grobkörnige, spessartitische Gestein wird weiter gegen das Ganginnere in scharfem Kontakt von einem sehr feinkörnigen Gestein abgelöst, dessen femischer Bestandteil zur Hauptsache kleinprismatische Hornblende ist. Manchmal ist zwischen beiden Gesteinen auch ein Uebergang zu beobachten. Im Innern des Ganges beobachtet man bei etwas größerer Korngröße einen schlierigen Wechsel zwischen mehr oder weniger stark kornblendeführenden Partien. Diese Lagerungsverhältnisse scheinen eher dafür zu sprechen, daß es sich hier um eine zweite lamprophyrische Intrusion in einen älteren Lamprophyr handelt und nicht bloß um eine schlierige Ausbildung des Ganges.

Diese Beispiele zeigen, daß randliche Hornblendeanreicherung eine verbreitete Erscheinung zu sein scheint. Auch P. J. B e g e r beschreibt aus der Lausitz (11) mehrere derartige Beispiele. Bekanntlich ist schon mehrfach die Ansicht ausgesprochen worden, daß es sich um gemischte Gänge handeln könnte, wobei entweder gleichzeitige oder sukzessive Intrusion stattgefunden habe. Eine Entscheidung dieser Frage ist bei den vorbeschriebenen Beispielen schwer möglich, da die starke Metamorphose das Studium der Uebergänge der verschiedenen Gesteinsvarietäten sehr erschwert. Immerhin scheint mir eine derartige Annahme im erstbeschriebenen Falle unwahrscheinlich; in den anderen beiden Fällen dagegen ist sie nicht von der Hand zu weisen.

C. Letzte Differentiate.

Die magmatische Tätigkeit wird im untersuchten Gebiet durch eine Reihe interessanter Gesteine abgeschlossen, welche in verschiedener Hinsicht von dem bisher besprochenen Ganggefolge abweichen und deshalb eine gesonderte Besprechung verlangen. Es handelt sich um:

1. Dioritaplite (albitreicher Zweiglimmeraplit);
2. Natronsyenite (Albitsyenite);
3. Natrongranite (Albitgranite).

1. Die Dioritaplite. (Albitreiche Zweiglimmeraplite.)

Solche sind im Gebiete selten; nur zwei Gänge durchbrechen in der Nähe der Rotondohütte (Wyttewassertal) das Gestein. Der eine derselben durchsetzt einige fünfzig Meter östlich der Rotondohütte in spitzem Winkel den dortigen querstreichen spärlich hornblendeführenden Kersantit, und auf der Felsinsel von Oberstaffelgneis, welche S-SO der Hütte im Wyttewassergletscher auftaucht, wird der mittlere von den drei dortigen Lamprophyren von einem weiteren Dioritaplit gekreuzt.

Die hellen feinkörnigen, spärlich biotitführenden Gänge können makroskopisch leicht mit gewöhnlichen Apliten verwechselt werden. Sie unterscheiden sich von den Letzteren durch eine matte, leicht graue Färbung; ferner beobachtet man beim Betupfen mit HCl eine schwache CO_2 -Entwicklung und schließlich ist ihr spez. Gew. merklich höher als dasjenige der gewöhnlichen Aplite: 2,68 gegenüber 2,61. U. d. M. zeigt sich ein feinkörnig panxenomorphes Gemenge von Quarz, Albit, Muscovit und Biotit. Letzterer tritt oft in Form größerer Einsprenglinge auf in meist stark magmatisch korrodierten Formen. Sehr häufig beobachtet man kleine Granatkörper, welche stellenweise ebenfalls größere Einsprenglinge zu bilden vermögen. Zoisit erscheint sehr spärlich; dafür finden sich kleine Calcitkörper, welche wahrscheinlich vom Anorthitanteil der Plagioklase herrühren. Orthoklase scheinen nicht vorhanden zu sein. Mikroperthite sind spärlich und undeutlich. Muscovit dürfte vielleicht größerenteils primär sein; doch ist diese Frage kaum sicher zu entscheiden.¹ Die Feldspäthe des nicht meta-

¹ Vereinzelt beobachtet man nämlich auch Assoziationen von Muscovit und Feldspat, welche im ersteren eine metamorphe Bildung vermuten lassen.

morphen Gesteins scheinen deshalb hauptsächlich sauren Plagioklasen angehört zu haben.

Aus den Projektionswerten ist ersichtlich, daß der Chemismus dieser Aplite wesentlich von demjenigen der übrigen Aplitgänge (Anal. 7) abweicht.

	³³		³³	⁷	²
SiO ₂	70,50	si	352	422	380
TiO ₂	0,30	ti	1,1	—	1,1
P ₂ O ₅	0,11	p	0,34	1,1	0,94
Al ₂ O ₃	15,21	al	44,5	45	44,5
Fe ₂ O ₃	1,39	fm	11,5	7	10,5
FeO	1,10	c	11,5	6,5	13
MnO	0,10	alk	32,5	41,5	32
MgO	0,17	k	0,39	0,45	0,50
CaO	2,15	mg	0,11	0,06	0,37
Na ₂ O	4,06	c/fm	1	0,94	1,2
K ₂ O	3,95				
H ₂ O +	0,58				
H ₂ O -	—				
CO ₂	1,00				
	100,62				
s	2,68				

33. Dioritaplit, Felseninsel, Wyttenswassergletscher. Anal. R. Sonder.
7. Aplit, Tremolaschlucht.
2. Fibbiagneis.

Der Chemismus ist als yosemitisch zu bezeichnen und stimmt ziemlich gut überein mit dem Chemismus des Fibbiagneises (Anal. 2).

Aus der geologischen Lagerung und dem Chemismus der beiden Dioritaplite geht hervor, daß dieselben auch in genetischer Hinsicht gegenüber den andern Apliten eine Sonderstellung einnehmen, und zwar müssen sie genetisch zweifellos mit einem basischeren kalkalkalischen Magma in Verbindung gebracht werden. Aus diesem Grunde wurde auch im Gegensatz zu den übrigen Apliten die Bezeichnung Dioritaplit gewählt, obwohl diese Bezeichnung keineswegs sehr treffend ist. Vielleicht wäre für das mineralogisch eigenartige Gestein die Bezeichnung albitreicher Zweiglimmeraplit besser angepaßt. Auf seine Stellung im Differentiationsverlauf unserer Provinz wird noch zurückzukommen sein.

2. Die Natronsyenite. (Albitsyenite.)

Wenn man vom Passe südlich des Ywerberhorns (Punkt 2727 der Siegfriedkarte) nach Süden emporsteigt, findet man auf dem Grade (zirka 30 m höher) ein grobkörniges, auffallend

schlierig entwickeltes Gestein, welches fast nur aus Hornblende und aus albitischem Feldspath besteht. Dort steht es in einer Breite von ungefähr 40 m an; nach NW verliert es sich im Gerölle, nach SO unter dem Firn. Darnach handelt es sich um ein gang- bis stockartiges Vorkommen. Stellenweise macht das Gestein den Eindruck eines syenitischen Tiefengesteins; anderorts zeigen sich Anklänge zu mehr pegmatitischer Ausbildung, welche, verbunden mit der relativ grobkörnigen Ausbildung, auf einen hohen Mineralisatorengehalt des ursprünglichen Magmas schließen lassen. Mehrfach lassen sich größere, hornblendereichere Schlieren beobachten, in welchen manchmal bis handgroße Amphibolkonkretionen auftreten. Im Ausgleich dazu treten aplitische Stellen auf, die fast nur aus Feldspath und spärlichem Quarz bestehen.

Analoge Gesteine fanden sich in der randlichen Zone des Fibbiagneises, SSO des Fibbiagipfels, also einige hundert Meter nördlich des Militärweges, der bei den dortigen Wassertümpeln (bei Punkt 2401, Siegfriedkarte) vorbeiführt. Es sind nur kleine Vorkommen, welche an verschiedenen Stellen den Fibbiagneis durchbrechen. Der Fibbiagranit muß demnach beim Empordringen dieses syenitischen Magmas stark zerklüftet gewesen sein. Das lokale Auftreten, sowie die trotzdem vorhandene grobe Kristallinität beweisen, daß eine sehr bewegliche magmatische Lösung vorgelegen haben muß. Andererseits scheint es sich aber nicht bloß um ein untergeordnetes lokales Differentiat zu handeln; denn die beschriebenen Fundstellen liegen zirka 3 km auseinander, so daß vermutlich größere derartige Magmamassen existiert haben. — An der zweiterwähnten Lokalität sind die Natronsyenite mit einigen Lamprophyren vergesellschaftet; an einer Stelle ist das syenitische Gestein mitten in einem Lamprophyr anstehend. Daß es sich um einen Einschluß im Lamprophyr handelt, ist unwahrscheinlich; denn dieses lokale Auftreten ist ja gerade charakteristisch für die Natronsyenite; dieselben müssen deshalb jünger sein als die Lamprophyre.

U. d. M. beobachtet man größere albitisch lamellierte Feldspäthe. Dieselben sind entweder klar oder dann finden sich in den zentraleren Partien sehr kleine Epidotkörnchen. Es haben demnach ursprünglich saure Plagioklase vorgelegen (Albit-Oligoklas). Vereinzelt treten Perthite auf, welche K₂O-haltige Feldspäthe anzeigen. Die Hornblende, selten gut ausgebildet, besitzt eine maximale Auslöschungsschiefe c/ep = 24°.

Die Absorption ist $ep > em > eg$, wobei parallel ep blau-grüne, parallel em grüne und parallel eg hellgelbgrüne Farben auftreten. Die Hornblende ist öfters, teilweise oder völlig in Chlorit übergegangen. An einigen Stellen hat sich gleichzeitig Epidot gebildet. Als Nebengemengteile finden sich Titanit und Apatit. Quarz ist spärlich.

Aus der Analyse (vgl. unten Nr. 34) eines Stückes mittlerer Zusammensetzung ist die ausgesprochene Natronvormacht ersichtlich, was die Bezeichnung „Natronsyenit“ rechtfertigt. Da eine Differenz zwischen al und alk besteht, muß etwas Anorthit in den Plagioklasen enthalten sein, was ja auch der Dünnschliff zeigt. (Unter der Annahme al-freier Hornblende ergibt sich ein Mischungsverhältnis 1 Anorthit zu 5,6 Albit.) Die Quarzzahl ist leicht negativ ($si - [100 + 4 alk] = -12$), also ist im allgemeinen kein Quarz mehr zu erwarten.

Nr.	34	34a	34b		34	34a	34b
				si	212	213	252
Si O ₂	61,78	60,00	66,09	ti	1,16	1,0	0,7
Ti O ₂	0,62	0,42	0,23	p	0,43	0,21	—
P ₂ O ₅	0,30	0,14	n. b.	al	36	34	42,5
Al ₂ O ₃	17,80	16,88	18,85	fm	15	21,5	12
Fe ₂ O ₃	1,78	1,83	0,91	c	18	11,5	4,5
FeO	1,33	3,02	n. b.	alk	31	33	41
MnO	0,12	0,12	n. b.	k	0,10	0,06	0,03
MgO	1,22	1,40	1,53	mg	0,42	0,34	0,73
CaO	4,89	3,16	1,09	c/fm	1,2	0,55	0,39
Na ₂ O	8,27	9,31	10,84				
K ₂ O	1,44	0,94	0,48				
H ₂ O +	0,65	1,96	0,17				
H ₂ O -	—	0,59					
CO ₂	—	6,11					
	100,20	99,88	101,19				

Nr. 34. Natronsyenit, südlich Ywerberhorn. Anal. R. Sonder.

Nr. 34a. Albitsyenit, Coalinga, Fresno, Co. (12). Anal. F. Hillebrand.

Nr. 34b. Albitit, Koswinsky Kamen, Ural (13).

Das Gestein zeigt eine ziemliche Uebereinstimmung mit dem Albitsyenit von Coalinga (Anal. 34a), der einen typischen Vertreter der Natronsyenite darstellt. Doch ergibt das Gotthardgestein ihm gegenüber eine größere Differenz al-alk und insbesondere einen bedeutend höheren Wert für c/fm, beides Merkmale, welche auf die Verwandtschaft mit den Kalkalkaligesteinen hinweisen. Der Gotthardsyenit ist deshalb kein

typisch natronsyenitisches Gestein; sein Chemismus entspricht mehr dem oligoklastischen Typus. (In den erwähnten Publikationen von P. Niggli noch nicht angeführt.)

3. Die Natrongranite. (Albitgranite.)

Solche wurden an zwei Stellen gefunden, nämlich am Nordgrat des Piz Lucendro, etwas südlich der Einsattelung (südlich Punkt 2850, Siegfried), unmittelbar beim dortigen Granitkontakt und vom Letzteren nur durch eine wenige Meter breite Gurschengneiszone getrennt. Das zweite Vorkommen liegt in der Nähe der Natronsyenite SSO der Fibbia. Wenn man den Militärweg von dort nach Westen verfolgt, so ist etwa halbwegs zum Lucendropaß, etwas unterhalb des Weges (in der Kontaktlinie Tremolagranit-Fibbiagneis) ein kleiner Felskopf aus Natrongranit anstehend, Möglicherweise finden sich diese Gesteine noch andernorts; denn im Gelände entgehen sie leicht der Beobachtung, weil sie sich kaum von den Graniten und Granitgneisen abheben. — Es handelt sich um massive, granitische bis leicht porphyrische Gesteine, welche sich vom Lucendrogranit durch etwas feineres Korn, zahlreichen Biotit und insbesondere durch die dunklere, schwach bräunliche Färbung unterscheiden. U. d. M. fällt das starke Vorherrschen von albitisch lamelliertem Feldspath auf. Derselbe ist stellenweise zentral zoitisiert und epidotisiert. Es haben also ursprünglich neben albitischen auch kalkreichere Plagioklase vorgelegen. Perthite lassen die Anwesenheit von K-Feldspäthen erkennen. Quarz ist häufig; Biotit tritt in kleineren, meist unfrischen Individuen auf. Daneben finden sich spärlicher Titanit, Pyrit (manchmal größere Kristalle), Titanomagnetit und Apatit. Die Struktur ist durchaus granitisch, immerhin kataklastisch beeinflußt (Trümmerquarz, verbogene und zerbrochene Albitlamellen).

Aus der Analyse ist der nach dem Mineralbestand zu erwartende starke Natronüberschuß ersichtlich. Die große Differenz al-alk, sowie das hohe c/fm verweisen das Gestein deutlich in die Kalkalkalireihe. Es stimmt gut mit dem Trondjemitttypus von P. Niggli überein. Es zeigt chemisch ebenfalls nahe Verwandtschaft mit den sogenannten Albitgraniten.

<chem>SiO2</chem>	72,40	si	372
<chem>TiO2</chem>	0,83	ti	3,2
<chem>P2O5</chem>	0,09	p	0,28
<chem>Al2O3</chem>	13,96	al	42
<chem>Fe2O3</chem>	2,10	fm	.13
<chem>FeO</chem>	0,73	c	12
<chem>MnO</chem>	Spur	alk	33
<chem>MgO</chem>	0,23	k	0,17
<chem>CaO</chem>	2,18	mg	0,14
<chem>Na2O</chem>	5,52	c/fm	0,93
<chem>K2O</chem>	1,71		
<chem>H2O</chem> +	0,44		Nr. 35. Natrongranit, Lucendro-
<chem>H2O</chem> -	0,05		nordgrat. Anal. R. Sonder.
	<hr/> 100,24		
s	2,67		

Ueber die Stellung der Natrongesteine zum lamprophyrischen Ganggefolge.

Auch wenn keine direkten Belege vorhanden wären, könnten keine Zweifel darüber bestehen, daß die zuletzt besprochenen Gesteine die jüngsten Bildungen unter den Gottharderuptiva darstellen. Aus der besprochenen lamprophyrischen Ganggefolgschaft geht nämlich hervor, daß der Intrusion der Granite unmittelbar eine Periode andauernder Spaltenbildung gefolgt ist, wobei immer basischer werdende Differentiate intrudierten, welche schließlich gabbroide Zusammensetzung hatten. Nirgends aber tritt dabei ein ausgesprochen natronreiches Magma auf, das sich mit dem syenitischen vergleichen ließe, weshalb ein solches bis in die Gangbildungsperiode noch nicht existiert haben kann. Mit der Intrusion der Spessartite erscheint die Periode der Gangbildung zur Hauptsache abgeschlossen. In der Tat sind die sicher jüngeren Natronsyenite und Natrongranite nicht mehr an ein eigentliches Spaltensystem geknüpft, sondern mehr lokalisiert auf die Grenzonen der älteren Massengesteine, Zonen, die, wie früher erwähnt wurde (vgl. pag. 334!), besonders begünstigt sind früher erwähnt wurde (vgl. pag. 16), besonders begünstigt sind für das Empordringen von Magmen.

Dieser geologischen Sonderstellung (letzte magmatische Bildungen) gehen mineralogische und chemische Eigentümlichkeiten parallel, welche eine direkt anschließende genetische Verknüpfung mit den letzten spessartitischen Gängen nicht zulassen. Die Dioritaplite zeigen noch eine große Verwandtschaft mit der engeren granitischen Differentiationsserie (Fibbiagneis!); ihre nahe Zugehörigkeit zur engeren Gang-

gefolgschaft kommt in der geologischen Lagerung zum Ausdruck: sie erscheinen noch als ausgesprochene, wenn auch junge Gangbildungen.¹ Die Natronsyenite und Natrongranite, die einander ziemlich nahe stehen (was aus ihrer geologischen Assoziation, wie ihrem Chemismus hervorgeht) sind sicher die geologisch jüngsten Bildungen und zeigen demgemäß die größten Abweichungen von den übrigen Gesteinen, wenngleich eine gewisse chemische Verwandtschaft noch existiert (c/fm, ti). Während im bisher besprochenen engeren Ganggefolge bei fortschreitender Entwicklung zunehmende Basizität festzustellen ist (abgesehen von einigen untergeordneten Differenziaten, welche sich den übrigen Apliten in jeder Beziehung anschließen), haben die allerletzten magmatischen Produkte wieder eine höhere Azidität gemeinsam. Falls dieselben also dem Ganggefolge der Granite direkt anzuschließen sind, können in ihnen nur Bildungen eines von Neuem zu saureren Gliedern rekurrierenden Differentiationsprozesses vorliegen, welcher Vorgang gemäß dem veränderten Ausgangsmaterial zu abweichenden Produkten führte.

Nun sind mit Natronsyenit verwandte Gesteine als Ganggesteine bekannt, nämlich die Albitite, welche man in Diorit (Sierra Nevada) (12) und in Dunit (Koswinsky Kamen, Ural) (13) aufgefunden hat. Eine Analyse eines Albitits von der zweiterwähnten Lokalität ist beim Natronsyenit (pag. 374, anal. 34 b) mit aufgenommen worden. Das uralische Vorkommen zeigt, daß derartige Natrongesteine von basischen Magmen abstammen können, was bei der meist stark ausgesprochenen Natronvormacht solcher Gesteine verständlich erscheint. L. Duparc und F. Pearce, welche diese Albitite beschreiben, glauben, daß dieselben mineralisatorenreiche Restdifferentiate sind, was für die Gotthard-Natronsyenite wohl ebenfalls zutrifft.

Angesichts dieser Tatsachen hält es nicht schwer, den Zusammenhang der auf den ersten Blick etwas fremdartig anmutenden Gesteinsassoziation des St. Gotthardgebietes zu finden. Die bei der lamprophyrischen Gangfolgschaft beobachtbare Entwicklung, welche insbesondere gekennzeichnet ist durch zunehmende Basizität in den Schlußgliedern (bei gleichzeitiger Verschiebung des Alkalienverhältnisses zugunsten von NaO_2) ist natürlich nicht im spessartitischen (d. h. gabbroiden) Stadium stehen geblieben. Sie hat sich voraus-

¹ Sie durchbrechen die Lamprophyre.

sichtlich in dem angedeuteten Sinne weiter entwickelt; nur fanden die weiteren Differentiate keine Gelegenheit mehr zu gangartigem Empordringen, weil die Periode der Spaltenbildung im gabbroiden Stadium abschloß. Die Dioritaplite, welche noch als typische Gänge auftreten, müssen den letzten Phasen dieser Gangperiode angehören und können als Abkömmlinge eines gabro-dioritisch-gabbroiden Magmas (letzte Gänge) aufgefaßt werden. — Im Verlauf der ungestörten Weiterentwicklung der Differentierung muß sich schließlich in den oberen Partien des verbleibenden Magmaberdes ein mineralisatorereiches, leicht bewegliches Differentiat angesammelt haben, das schließlich an geologisch prädisponierten Stellen emporzudringen vermochte. Es ist nicht wahrscheinlich, daß sich diese Entwicklung über ultrabasische Gesteine vollzogen hat, wie im uralischen Gebiet; denn dann hätten sich wohl ausgesprochene Natrongesteine gebildet. Der Chemismus der Natron-syenite, insbesondere der hohe Wert für c/fm läßt eher an eine Blutsverwandtschaft mit kalknatronreichen, gabbroiden bis therolithgabbroiden Magmen vermuten, eine Entwicklungstendenz, welche schon deutlich in den letzten Gängen erkennbar ist. Auch der hohe Titangehalt solcher Gänge findet sich in den Natrongesteinen wieder, indem sogar in den sauren Natrongraniten Titanit auftritt. Eine Abstammung von den peridotitischen Magmen (vgl. pag. 353), welche sich im nördlichen Sedimentmantel vorfinden, scheint dagegen weniger wahrscheinlich, wie aus folgenden Projektionswerten des Diallag-Peridotites von Gigestaffel (Anal. A. Schneider, Nr. 14) hervorgeht.

si	ti	al	fm	c	alk	mg	c/fm	k
56	—	1	94	.4	1	0,89	0,04	0,25

Auch sind diese Intrusionen vielleicht schon vorkarbonischen Alters.

IV. Zusammenfassende Betrachtungen über den Differentiationsverlauf.

Die große spätpaläozoische Intrusion im zentralen und westlichen Gotthardmassiv hat zur Bildung von mannigfaltigen Gesteinen geführt. Günstige Umstände ermöglichen es, dieselben ziemlich eindeutig in ihrer zeitlichen Sequenz festzulegen, und zwar kommt man, von älteren zu jüngeren Gesteinen fortschreitend, zu folgender Uebersicht:

Gesteine		Charakterisierung der Vorgänge
der Nordzone	der Südzone	
Gamsbodengneis Cacciola-granit Muskovitgranit v. Winterhorn Aplite	Oberstaufelgneis Fibbiagneis Rotondo-Lucen- dro-Tremola- u. Prosagranit Aplite	Intrusion von immer saureren Graniten, endigend mit Aplitgraniten und Graniten
(Kersantit-Spes- sartite) und dio- ritische Gänge	Kersantite Kersantit- Spessartite (Aplite) Spessartite Dioritaplite	Serie immer basischer wer- dender Gänge von anfäng- lich monzonit-sommaiti- schem u. später dioritisch- gabbroiden bis shonkinit. Chemismus. Gelegentliche Bildung mineralisatoren- reicher aplitischer Differen- tiate in den Schlußphasen mit zunehmendem Kalkge- halt und sinkendem k.
	Natronsyenit und Natrongranit (albitische Gest.)	Intrusionen von minerali- satorenreichen Natron- gesteinen

Es wurde in den vorausgegangenen Ausführungen betont, daß zwischen den im allgemeinen ziemlich verschiedenartigen magmatischen Produkten meist Uebergänge vorhanden sind, wobei diese Uebergänge zu anscheinend immer jüngeren Entwicklungstypen überführen. Daraus geht mit Wahrscheinlichkeit hervor, daß die vorliegenden Gesteine eine genetisch zusammengehörige Differentiationsserie darstellen.

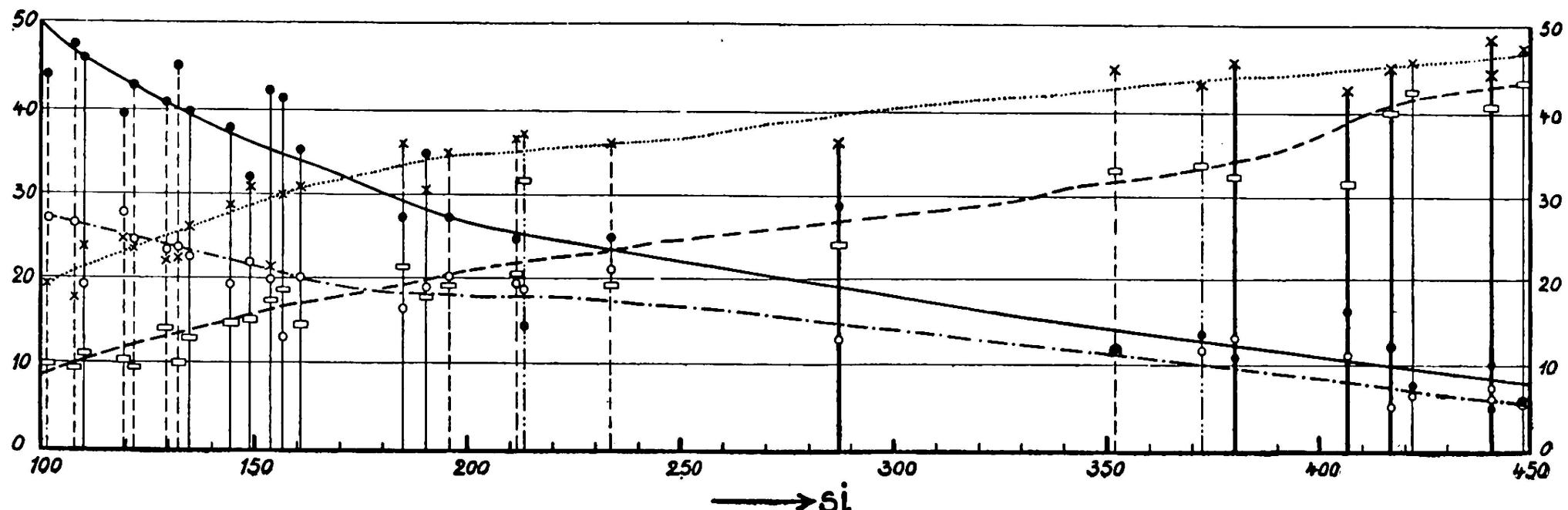
Zu einer übersichtlichen Darstellung und Charakterisierung des genetischen Zusammenhangs gelangt man, wenn man ein *D i f f e r e n t i a t i o n s d i a g r a m m* (pag. 380) n. P. Niggli (6, 7) zeichnet. In beistehendem Diagramm wurden, um die Zeichnung nicht zu überlasten, einige nahe beieinanderliegende Projektionswerte verwandter Gänge zu Mittelwerten zusam-

Differentiationsdiagramm der Granite und ihrer Ganggefolgschaft.

al
alk
fm
c

1 2 3 4

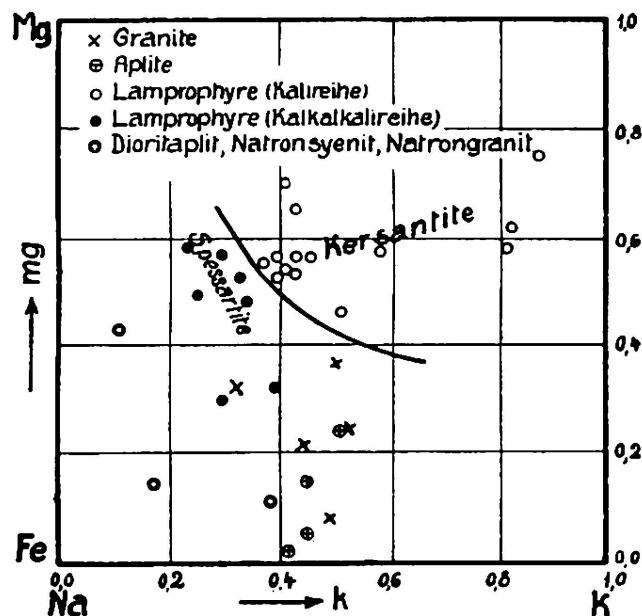
- 1 Granite.
- 2 Aplit und Lamprophyre der Kalireihe.
- 3 Lamprophyre der Kalkalkalireihe und Dioritaplit.
- 4 Natronsyenit und Natrongranit.



mengezogen, nämlich die Analysen Nr. (15, 16), (19—24), (25, 26).

Die Differentiation ist folgendermaßen charakterisiert: Die Isofalie ($fm = al$) liegt etwas oberhalb $si = 170$; fast gleichzeitig ist $c = alk$, k ist im isofalen c -Gebiet ungefähr = 0,43. wie aus dem angenähert isofalen Gestein von Analyse 15 ersehen werden kann. Wenn man von den spessartitischen Endgliedern absieht, so bleibt der Wert für k mit fallendem si sich gleich oder er steigt an. Ein derartiger Differentiations-

k-mg Diagramm



verlauf ist charakteristisch für die Kalireihe. Dementsprechend ist der Mittelwert sämtlicher Lamprophyranalysen von lamprosomatischem Charakter. Vorstehende Allgemeincharakterisierung ist aber nur bedingt richtig, da, wie ausgeführt, die Differentiation einen Zwittercharakter aufweist, indem die erste Ganggeneration der Kalireihe (Kersantite) angehört, während die Endglieder kalkalkalischen Charakter tragen (Spessartite und dioritische Kersantite). Dieser Wechsel im Charakter der Ganggefolgschaft macht sich insbesondere im k - m g - D i a g r a m m (siehe oben) geltend, indem sich dort die beiden Generationen leicht durch eine Linie trennen lassen, wobei links der Grenze das Projektionsgebiet der spessartitischen Typen liegt, während unmittelbar rechts der

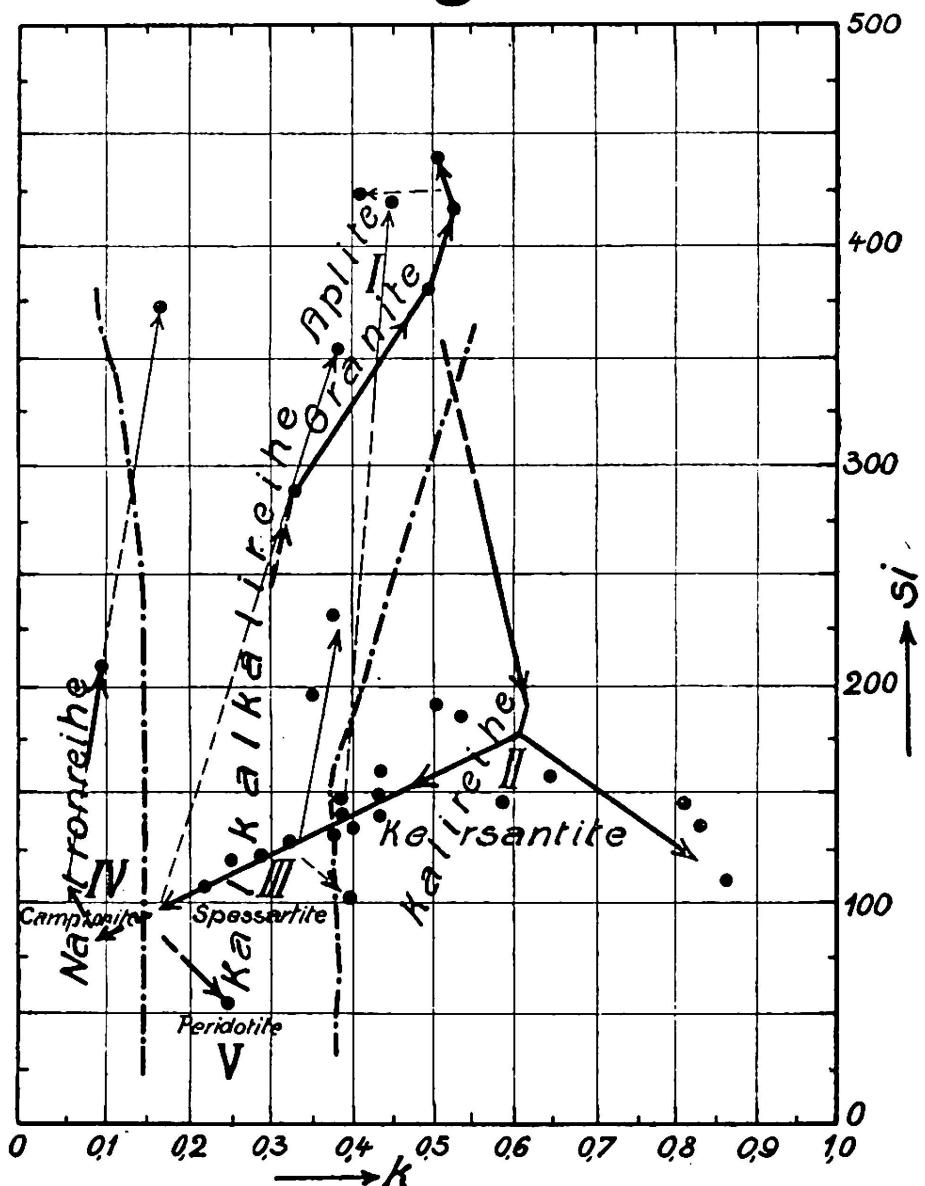
Grenzkurve die Projektionspunkte der Kersantit-Spessartite fallen. Die noch weiter rechts liegenden typischen Kersantite zeigen dann zugleich noch ein leichtes Ansteigen von mg, worin zum Ausdruck kommt, daß insbesondere Biotit in der Zusammensetzung dieser Gänge eine wichtige Rolle spielt. Auch aus dem allgemeinen Differentiationsdiagramm sind die chemischen Unterschiede der beiden Generationen ersichtlich, indem im allgemeinen für die Kalkalkaligesteine die einzelnen c-Werte über, die einzelnen alk-Werte unter den dort gezeichneten Durchschnittskurven liegen. Für die Kaligesteine liegen die Verhältnisse gerade umgekehrt. Das hat zur Folge, daß die c- und alk-Kurven, für die Kaligesteine allein gezeichnet, ihren Schnittpunkt noch genauer im isofalen Gebiet hätten, während dieser Schnittpunkt für die Kalkalkaligesteine bedeutend nach rechts verschoben würde (vgl. Anal. 13), ein Merkmal, das für diese Reihe kennzeichnend ist. Die Sonderstellung der Natronsyenite gegenüber den andern Gesteinen ist ebenfalls insbesondere aus dem k-mg-Diagramm ersichtlich, während im Differentiationsdiagramm selbst nur der Natronsyenit eine stark abweichende Stellung einnimmt.

Die Tatsache, daß die einzelnen Projektionswerte sich meist nicht sehr stark von den betreffenden mittleren Kurven entfernen, zeigt, daß der Differentiationsprozeß sich für alle Gänge nach einheitlichen Gesetzen vollzogen hat, und zwar ist aus dem Kurvenverlauf zu entnehmen, daß bei der vorliegenden Spaltung mit sinkendem si, al und alk ungefähr gleich abnehmen (bei einer mittleren Differenz von zirka 14), anorthitische Plagioklase sich demnach nicht stark angereichert haben, fm und c dagegen ansteigen, was mineralogisch in einer Anreicherung von Biotit und bei den basischen Gliedern auch von Hornblende zum Ausdruck kommt. P. Niggli hat für diese Spaltungstendenz die Bezeichnung fm-c Spaltung eingeführt (echt lamprophyrische Spaltung nach L. Milch) (15., pag. 130). Zu einer noch genaueren Charakterisierung kommt man, wenn man das Alkalienverhältnis berücksichtigt. Bei den anfänglichen Ganggenerationen beobachtet man ein Gleichbleiben oder Steigen des Faktors k. Es läßt sich deshalb in der Anfangsperiode der Lamprophyrbildung eine teilweise fm-c-k-Spaltung feststellen. In der Schlußperiode der Lamprophyrbildung wird die c-Anreicherung ausgeprägter, gleichzeitig stellt sich ein starkes Fallen von k ein. Die

abschließende Periode der Lamprophyrbildung weist demnach eine f m - c - n a - S p a l t u n g auf.

Da die Verschiebungen im Gesteinschemismus besonders markant im Alkalienverhältnis zum Ausdruck kommen, kann

si-k Diagramm



man zusammen mit der ebenfalls ausschlaggebenden si-Zahl in einem s i - k - D i a g r a m m (siehe oben) zu folgender übersichtlichen graphischen Darstellung des Differentiationsverlaufs kommen: Auf der Abszisse des beistehenden Diagramms wurde das Alkalienverhältnis k abgetragen, auf der Ordinate

die si-Zahl der betreffenden Analyse. Verbindet man die einzelnen Analysenpunkte nach ihrer zeitlichen Sequenz, so kommt man leicht dazu, für den Verlauf der Entwicklung folgende Stadien auszuscheiden:

I. Granitisches Stadium. Es intrudieren Granite und Aplit, wobei sich K_2O im allgemeinen stärker anreichert als Na_2O . In aplitgranitischen sehr mineralisatorenreichen Endprodukten kann dagegen Na_2O wieder stärker überwiegen, z. B. die granitische Varietät des Gamsboden. Wie das östliche Gotthardmassiv mit seinen noch basischeren Graniten und Dioriten zeigt, dürfte auch der Oberstaffelgranit aus noch basischeren Magmen hervorgegangen sein (vgl. pag. 347). Nach N. L. Bowens (19) Ansicht müßte man sogar in allen Fällen ein basaltisches Magma als Ausgangsmagma annehmen.

II. Kersantitisches Stadium. Im allgemeinen rückläufige Entwicklung zu immer basischeren Gängen mit fm-c-k-Spaltungscharakter, welch Letzterer in einigen Gliedern sehr ausgeprägt zur Geltung kommt. (Es resultiert dadurch zur Hauptsache ein monzonitisch-sommaitischer Chemismus (Kalireihe).

III. Spessartitisches Stadium. Weiteres Sinken des SiO_2 -Gehaltes bei fm-c und schließlich fm-c-na Spaltung. In diesen Schlußgliedern macht sich gleichzeitig eine starke TiO_2 -Anreicherung geltend. Das Magma besitzt dioratisch-gabbroiden Chemismus (Kalkalkalireihe), doch treten auch noch shonkinitische Typen auf; es zeigen sich auch essexitische Tendenzen (Anal. 28). Gelegentliche Abspaltung untergeordneter aplitischer Differentiate, welche anfänglich aplitgranitischen, am Schluß dagegen yosemitischen Chemismus aufweisen, gemäß dem veränderten Ausgangsmaterial.

IV. Camptonitisches Stadium. Die Periode der Gangbildung schließt im dritten Stadium ab; doch muß, wie aus der Anwesenheit der Natronsyenite und Natrongranite hervorgeht, ein viertes Stadium der Tiefendifferentiation gefolgt sein, in welchem sich diese Letzteren als saurere Differentiate abgespalten haben. Die Entwicklungstendenz im Chemismus der Spessartite, sowie der Chemismus der Natronsyenite läßt ein therolithisch-gabbroides Magma vermuten. Es wurde auch früher darauf hingewiesen, daß bei den Spessartiten mineralogische Anzeichen einer Weiterentwicklung gegen camptonitische Typen vorhanden seien. Man kann des-

halb dieses Stadium gemäß den entsprechenden Gängen camptonitisches Stadium nennen.

V. Vereinzelte peridotitische Intrusionen im nördlichen Sedimentmantel stellen möglicherweise die ultrabasischen Schlußglieder des ganzen Prozesses dar, so daß man noch von einem abschließenden peridotitischen Stadium sprechen kann.

Es sei anschließend kurz auf die Verhältnisse in der Lausitz hingewiesen, welche neuerdings von P. I. Beger (11, 16, 17, 18, ferner 15, pag. 127 ff.) genauer untersucht worden sind und welche für die vorliegende Arbeit deshalb von besonderem Interesse sind, weil dort die im Gotthardgebiet nur zu vermutenden camptonitischen Magmen tatsächlich auftreten.

Die Lausitzerprovinz weist mit dem Gotthardgebiet vielfach große Analogie auf. Auch dort fand zuerst eine sukzessive Intrusion immer saurerer kalkkalischer Granitmagmen statt. Die Gangfolgschaft ist mannigfaltig und stark entwickelt; doch konnte bisher keine genauere zeitliche Sequenz der verschiedenen Typen festgelegt werden. Folgende Tabelle vereinigt die Projektionswerte einiger Typen:

si	al	fm	c	alk	k	mg	
144	27	36,5	20	16,5	0,40	0,47	monzonitisch, Luciit, Robsch, Dohna. P. I. Beger.
124	24	48	18	10	0,32	0,62	gabbrodioritisch, Spessartit, Mannsberg. P. I. Beger.
111	18	56	17,5	8,5	0,05	0,60	normalgabbroid, Olivinnorit, Gerstenberg. P. I. Beger.
101	16,5	54	22	7,5	0,48	0,73	shonkinitisch, Kersantit, Reichenau. P. I. Beger.
97	20	47	23,5	9,5	0'07	0,42	essexit-theralith-gabbroid, Camptonit, Taubenberg. M. Voigt (3,92 % TiO ₂).
88	18	52	22	8	0,11	0,44	essexitgabbroid, Camptonit, Golenz. M. Voigt (3,49 % TiO ₂).

Vergleicht man das gesamte Analysenmaterial miteinander, so fallen einem insbesonders folgende Unterschiede auf:

a. Im allgemeinen pflegen die Gotthardlamprophyre kalkreicher zu sein, was insbesonders durch die stärkere Anreicherung von c in den basischen Gliedern zum Ausdruck kommt. Da auch die Gotthardgranite eher kalkreicher sind, so dürfte

dieser Unterschied auf einem allgemein höheren Kalkgehalt der Gotthardprovinz beruhen. fm der Gotthardgesteine ist dagegen meist etwas niedriger.

b. Die fm-c-k-Spaltung, welche im kersantitischen Stadium der Gottharddifferentiation sehr ausgeprägt entwickelt ist, findet sich in der Lausitz anscheinend nur angedeutet, markante Typen sind nicht vertreten (maximales k = 0,42; bei si = 139). Dafür sind die chemischen Typen des spessartitischen Gotthardstadiums (basische kalkalkalische [mit auffallend niedrigem k] und shonkinitische Magmen) gut vertreten. Die si-Zahl der entsprechenden Gänge ist dabei ungefähr gleich. In noch basischeren Gängen endlich kommt die im Gotthardgebiet nur mehr angedeutete fm-c-na-Spaltung deutlich zum Ausdruck, wobei gleichzeitig ein starker TiO₂-Gehalt auftritt und die Magmen therolithisch-essexitischen Chemismus annehmen. Es tritt also ziemlich genau das ein, was für die Gottharddifferentiation zu vermuten ist.

Auf jeden Fall scheint die Differentiationstendenz in den beiden verglichenen Beispielen in großen Zügen der gleiche zu sein, und die unter b angeführten Unterschiede röhren vielleicht davon her, daß im Gotthardgebiet die Spaltenbildung früher einsetzte, aber auch früher aufhörte, als in der Lausitz.

Ueber die durch diese Unterschiede bedingten Verschiebungen im Charakter des Ganggefolges orientiert sehr gut ein Vergleich der Mittelwerte der vorliegenden Lamprophyranalysen.

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	
Lausitz	117	21	48,5	20	10,5	0,30	0,59	0,41	gabbrodioritisch.
Gotthard	151	27,5	38	20	14,5	0,47	0,52	0,55	lamprosomaitisch.

Abschließend dürfte noch eine kurze theoretische Betrachtung der vorliegenden Differentiationserscheinungen angebracht sein. In neuerer Zeit hat die, insbesondere von N. L. Bowen (19) ausgearbeitete Theorie der Kristallisationsdifferentiation starken Anklang gefunden. Zweifellos läßt sich dieselbe gut auf das vorliegende Problem übertragen.

I. Granitisches Stadium. Durch Erstauskristallisation der basischen Komponenten (hier hauptsächlich Biotit, etwas weniger basischere Plagioklase) entstanden immer

aplitischere Rückstandsmagmen, die aus einem größeren, tiefergelegenen Intrusionsherd sukzessive intrudierten.

II. Kersantitisches Stadium. Das Absinken der Biotitkristalle mußte unterhalb der granitischen Magmas zur Bildung einer biotitreichen Magmenschicht führen (wo diese Kristalle bei größerer Wärme teilweise oder vollständig resorbiert wurden). Daß dadurch ein Magma von kersantitischem Charakter entstehen konnte, ist verständlich, ebenso die Tatsache, daß dieses Magma, bei günstigen Umständen wie im Gotthardgebiet, vielleicht fast gleichzeitig mit dem überlagerten aplitischen Differentiat (oder doch wenig später) intrudieren konnte.

III. Spessartitisches Stadium. Auch das spessartitische Stadium kann vom Standpunkte einer Kristallisationsdifferentiation erklärt werden, wenn man auf den anfänglichen Verlauf der granitischen Differentiation zurückgreift. Wie ausgeführt wurde, muß dieselbe von einem relativ basischen kalkalischen Magma ihren Ausgang genommen haben, und es sind deshalb in der Tiefe Magmen zurückgeblieben, welche komplementäre Glieder dieser Entwicklung darstellen. Da nun die ersten Differentiationsstadien, welche zur Bildung der Granite führten, eine viel ausgesprochenere Anreicherung von K_2O gegenüber Na_2O zeigen, werden diese tieferen Partien insbesondere durch niedriges k ausgezeichnet sein (Spessartite). Dieselben konnten erst nach den kersantitischen Differentiaten, die ja in späteren Stadien entstanden, zur Intrusion gelangen, wobei natürlich schon vorher eine teilweise Vermischung der beiden Magmenhorizonte stattgefunden haben dürfte. Eine derartige Mischung könnte man auch zur Erklärung der Tatsache herbeiziehen, daß die in den Granitmassen später einsetzende Spaltenbildung keine ausgesprochenen Typen der ersten Ganggeneration mehr lieferte; denn eine ausgiebige Regeneration des kersantitischen Magmas ist in den letzten Differentiationsstadien nicht mehr zu erwarten, angesichts des aplitgranitischen Charakters der letzten Intrusion.

IV. Camptonitisches Stadium. Während die vorausgegangene Intrusionssequenz in den großen Zügen auf eine durch die verschiedenen Differentiationsprozesse hervorgerufenen „Schichtung“ im Magmareservoir erklärt werden kann, zeigt das letzte Stadium deutliche Anzeichen einer erneuten Differenzierung der gabroiden Unterlagen. Sobald eine teilweise oder vollständige Resorption der gesunkenen

Kristalle stattgefunden hatte, sind derartige Prozesse bei fortschreitender Abkühlung natürlich von neuem zu erwarten. Wie aus der Zonarstruktur der Plagioklase und ferner auch aus dem von N. L. Bowen (20) untersuchten ternären System Diopsid-Plagioklas deutlich hervorgeht, pflegt sich in den basischen Magmen mit so ausgesprochener Na₂O-Vormacht Albit erst in den Schlußphasen stärker auszuscheiden. Magmen, wie diejenigen, welche die Natronsyenite gebildet haben, können demnach als typische Rückstandslösungen von gabbroiden Magmen mit sehr kleinem K angesehen werden. Dieselben entwickelten sich dann wegen ihrem Mineralisatorengehalt gegen granitische Typen weiter. Da eine derartige Albitanreicherung bereits schon in früheren Stadien eingesetzt haben wird, kann dieselbe auch die Ursache bilden für das Auftreten von natronreichen, alkaligabbroiden Magmen in den Schlußstadien der Gangintrusionen (Lausitz).

V. Peridotitisches Stadium. Die schließliche Extrusion ultrabasischer, tiefster Magmenpartien, welche sich durch das beständige Absinken der femischen Komponenten bilden mußten, scheint der natürliche Schluß der vorstehend skizzierten Entwicklung zu bilden.

Die Annahme einer alleinigen Kristallisationsdifferentiation könnte also die vorliegende Intrusionssequenz in großen Zügen erklären. Immerhin ist kein Zweifel möglich, daß die Annahme einer ausschließlichen Kristallisationsdifferentiation im Sinne Bowens (ohne Diffusionsbewegungen und weitgehende Resorption abgesunkener Kristalle) Einzelheiten der beschriebenen Differentiation kaum zu erklären vermag. Ueberhaupt sind die bei solchen Erscheinungen sich abspielenden Prozesse sicherlich komplexer Natur, wobei die verschiedenen Faktoren wahrscheinlich mehr oder weniger gleichsinnig wirken und die Kristallisationsdifferentiation sich mehr als verstärkender Faktor der allgemeinen Differentiationstendenz geltend macht. So muß das physikalisch inhomogene Feld, dem das Magma in den äußeren Teilen der Erdrinde unterliegt, sicher schon in flüssiger Phase zu Gleichgewichtsverschiebungen und Potentialdifferenzen führen, welche sich dann in entsprechende Wanderungen umsetzen (vgl. 21).

Auf die Existenz derartiger Wanderungen in größerem Ausmaße kann aus gewissen Feldbeobachtungen mit großer Wahrscheinlichkeit geschlossen werden. Die beschriebene Differenzierung in gewissen Gängen ist allerdings nicht strikte

Geologische Übersichtsskizze

der Granitstöcke

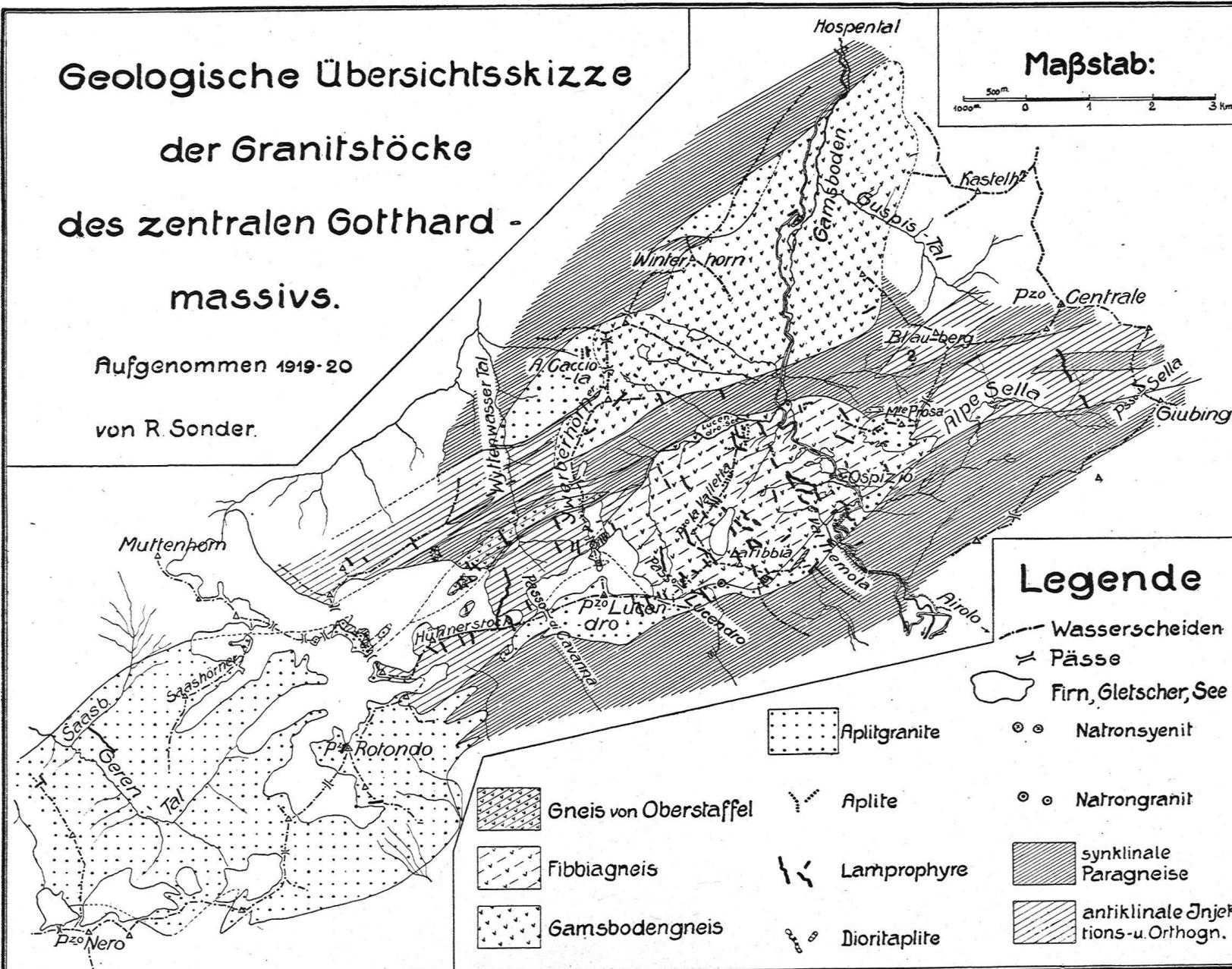
des zentralen Gotthard - massivs.

Aufgenommen 1919-20

von R. Sonder.

Maßstab:

500m
1000m 0 1 2 3 km



Leere Seite
Blank page
Page vide

beweisend, weil andere Entstehungsmöglichkeiten denkbar sind. Dagegen ist die Ausbildung der aplitischen Ränder lateral um die Granitstücke in diesem Zusammenhange besonders hervorzuheben. Die Analyse des Rotondorandaplits (vgl. Anal. 5a, pag. 340) zeigt z. B. eine Anreicherung der Alkalifeldspäthe, während Biotit, Anorthitanteil und auch etwas Quarz sich verringert haben. Die stattgehabten Wanderungen haben anscheinend die Konzentration und damit die Ausscheidungstemperatur der erstauskristallisierenden Phasen im kälteren Lösungsteil herabgesetzt. Die Wanderungen erfolgten also parallel der Kristallisierungsfolge, voraussichtlich angeregt durch das laterale Temperaturgefälle. Beachtenswert ist dabei die in den äußersten Randpartien sich geltend machende stärkere Na₂O-Anreicherung, welche einen pneumatolytischen Einschlag des Aplitisierungsvorgangs vermuten lässt. Vielleicht spielte eine Abwanderung der leichtflüchtigen Bestandteile nach den randlichen Partien und ins Nebengestein eine Rolle, wobei es sich um eine verwandte Erscheinung handeln mag, wie die Ausbildung des sog. „Stockscheiders“ im Eibenstocker Granitmassiv, welcher nach P. Niggli (15, pag. 125) auf derartige Wanderungen zurückzuführen ist.

Mineralogisch-Petrographisches Institut
der E. T. H. Mai 1921.

Literaturnachweis.

1. Grubenmann U., Lamprophyrische Ganggesteine im zentralen Gotthardgranitgneis aus der Umgebung des St. Gotthardhospizes. Vierteljahrsschrift d. naturf. Ges. Zürich 1919.
2. Grubenmann U., Zur Kenntnis der Gotthardgranite. Verhandlungen der Thurgauischen naturf. Ges. IX. 1890.
3. Fritsch K. v., Das Gotthardgebiet, Beiträge z. geol. Karte d. Schweiz. 1873.
4. Heim A., Geologie der Schweiz. Bd. II. 1920.
5. Königsberger J., Einige Folgerungen aus geol. Beob. im Aare-Gotthard- und Tessiner-Massiv. Eclog Helv. X. 6. 1909.
6. Waindzik P., Petrograph. Untersuchungen an Gneisen des St. Gotthard. Dis. Zürich 1906.
7. Niggli P., Petrograph. Provinzen der Schweiz. Vierteljahrsschr. der naturf. Ges. Zürich 1919.
8. Niggli P., Lehrbuch der Mineralogie. Berlin 1920.
9. Niggli P., Systematik der Eruptivgesteine. Zentralbl. f. Min. usw. 1920. Nr. 11/12.

10. Hezner L., Petrograph. Untersuchungen d. kristallinen Schiefer auf d. S-Seite des St. Gotthard. Neues Jahrbuch f. Min., Geol. u. Pal., Beilage 27. 1908.
11. Beger P. J., Salbandbildungen bei Lamprophyren und der Odinit. Ber. d. Math.-, Phys.-Klasse d. Sächs. Ges. d. Wissenschaft. Leipzig. LXX. 1918.
12. Iddings J. P., Igneous Rocks II, New York 1913.
13. Duparc L. et Pearce F., L'Oural du Nord. I et II. Genève 1902.
14. Schneider A., Der Diallag-Peridotit u. s. Umwandlungsprodukte auf Gigstaffel südl. Andermatt. Dis. Zürich 1912.
15. Niggli P., Die leichtflüchtigen Bestandteile im Magma. Preisschr. d. fürstl. Jablonowskischen Ges. Leipzig 1920.
16. Beger P. J., Beitr. z. Kenntnis d. Kalkalkalireihe d. Lamprophyre i. Geb. d. Lausitzer Granitlakkolithen. N. Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal. Beil.-B. XL. 1916.
17. Beger P. J., Lamprophyre im Lausitzer Granitmassiv. Ebenda. 1913.
18. Beger P. J., Typenvermischung im lamprophyrischen Ganggefolge d. Lausitzer Granite. Ber. d. Math.-Phys.-Klasse d. königl. sächs. Ges. der Wissenschaften zu Leipzig. LXV. 1913.
19. Bowen N. L., The latest Stages of the Evolution of the Igneous Rocks. Journ. o. Geol. Suppl. Vol. XXIII, No. 8, 1915.
20. Bowen N. L., Zeitschr. f. anorg. u. alg. Chemie Bd. 94, 1916.
21. Niggli P., Die Gesteinsassoziation und ihre Entstehung. Verh. d. Schweiz. naturf. Ges. Neuenburg 1920.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
I. Tektonische Uebersicht	323
Das paläozoische Faltengebirge	325
II. Die spätpaläozoischen granitischen Stöcke des zentralen und westlichen Gotthardmassivs	330
A. Die südliche Intrusionszone	330
1. Der Fibbiagneis	330
2. Der Rotondogneis	333
3. Der Gneis von Oberstaffel	336
B. Die nördliche Intrusionszone	337
C. Chemismus der granitischen Gesteine	339
D. Zusammenfassende Betrachtungen über die Granite	342
III. Die Ganggefolgschaft der Granite	346
A. Die Aplit	346
B. Die Lamprophyre	349
Geologische Lagerung	349
Einteilung und Beschreibung der Lamprophyre	350
1. Die metamorphen Kersantite	351
2. Die metamorphen Kersantit-Spessartite	353
3. Die metamorphen Spessartite	354

	Seite
Der Zusammenhang der verschiedenen Lamprophyrtypen in mineralogischer, chemischer und genetischer Hinsicht	356
Schliefere Bildungen und seitliche Differentiationen der Gänge	
C. Letzte Differentiate	371
1. Die Dioritaplite (albitreicher Zweiglimmeraplit)	371
2. Die Natronsyenite (Albitsyenite)	372
3. Die Natrongranite (Albitgranite)	375
Ueber die Stellung der natronreichen Gesteine zum lamprophyrischen Ganggefolge	376
IV. Zusammenfassende Betrachtungen über den Differentiationsverlauf .	378
Literaturverzeichnis	389
Geologische Uebersichtsskizze der Granitstücke des zentralen Gott-hardmassivs.	