Chemismus und Mineralzusammensetzung von Gesteinen des nördlichen Bergeller Massivs

Autor(en): **Weibel, Max**

Objekttyp: **Article**

Zeitschrift: **Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie**

Band (Jahr): **40 (1960)**

Heft 1

PDF erstellt am: **19.04.2024**

Persistenter Link: https://doi.org/10.5169/seals-31141

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.
Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.
Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Ein Dienst der *ETH-Bibliothek*
ETH Zürich, Rämistrasse 101, 8092 Zürich, Schweiz, www.library.ethz.ch

http://www.e-periodica.ch

Chemismus und Mineralzusammensetzung von Gesteinen des nördlichen Bergeller Massivs

Von *Max Weibel* (Zürich)

Mit 8 Textfiguren

Zusammenfassung

Zehn ausgewählte Gesteinsproben aus dem Albigna-Druckstollen im nördlichen Bergeller Massiv (Süd-Graubünden, Schweiz) wurden chemisch und modal sorgfältig analysiert. Im Gegensatz zur herkömmlichen und irreführenden Sammelbezeichnung als Bergeller Granit handelt es sich bei der Hauptmasse der Gesteine um Granodiorite (im Sinne von NIGGLI und auch von TRÖGER).

Von neun der zehn Proben wurden die K-Feldspäte und die Plagioklase separiert und deren Zusammensetzung spektralanalytisch bestimmt. Die K-Feldspäte enthalten zwischen 14 und ca. 30% Albit, die Plagioklase zwischen 17 und 32% Anorthit. Ein Zusammenhang zwischen Gesteinschemismus und Feldspäten wird nicht offensichtlich.

Die Unterschiede zwischen normativem und gemessenem Mineralbestand sowie zwischen normativer und analytisch bestimmter Plagioklaszusammensetzung geben über die erreichte Genauigkeit und die Fehlermöglichkeiten der Verfahren Aufschluss. Man kann zumindest bei so ungleichkörnigen Gesteinen aus der chemischen Analyse weder den exakten Mineralbestand, noch aus dem gemessenen Modalbestand die genaue Zusammensetzung berechnen.

Fast alle Beobachtungen, vor allem die Geländeuntersuchungen, deuten darauf hin, dass das nördliche Bergeller Massiv durch Eindringen einer Schmelze entstand und im Sinne von MEHNERT den diapirartigen magmatischen Intrusionen der obern Erdrindenteile zuzurechnen ist.

Einleitung

Die Arbeit befasst sich mit den granodioritischen Gesteinen, die den nördlichen Zipfel des alttertiären Bergeller Massivs aufbauen (Fig. 1). Im Zusammenhang mit den Kraftwerkbauten im Bergell konnte eine grosse Zahl besonders frischer Gesteinsproben gesammelt werden. Das Material, das den Anstoss zu den Untersuchungen gab, stammt aus dem Albigna-Druckstollen. Durch Feldbegehungen wurde der ganze nörd-

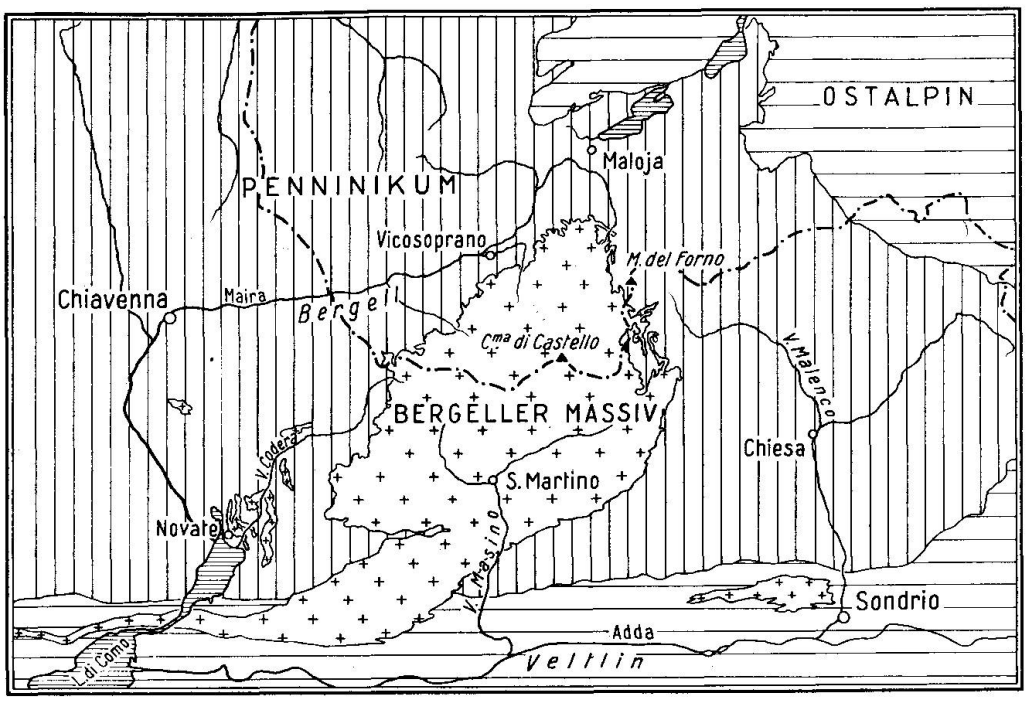

Fig. 1. Übersichtskarte des Bergeller Massivs und seiner Umgebung 1 : 500 000.

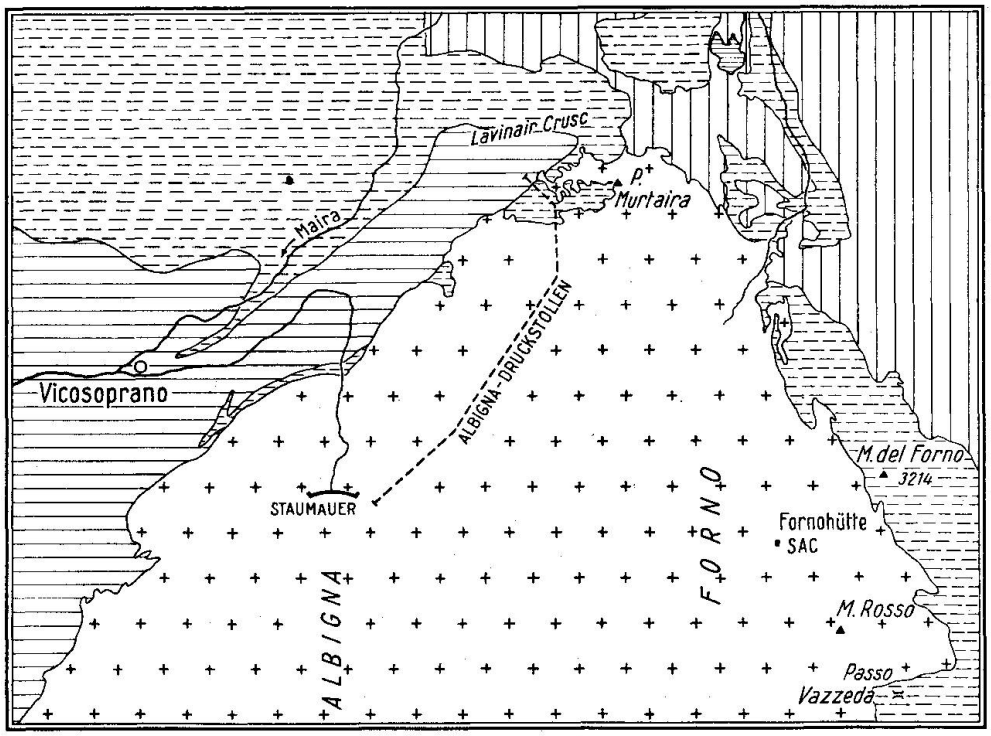

Fig. 2. Der nördlichste Teil des Bergeller Massivs 1 : 100 000. Horizontale Striche = Kristallin der Suretta-Decke, gestrichelt = Mesozoikum der Suretta-Decke, vertikale Striche = Margna-Decke, Kreuze = Bergeller Massiv.

liche Massivteil zwischen Albigna und Monte del Forno näher studiert und auf diese Weise das im Stollen erhaltene Bild ergänzt. Die gewonnenen Ergebnisse veranlassten den Verfasser zu dieser vorläufigen Arbeit. Die Untersuchungen werden fortgesetzt und sollen später auf das ganze Massiv ausgedehnt werden.

Der Albigna-Stollen lieferte ein aufschlussreiches, heute allerdings nicht mehr zugängliches Profil vom Innern des Massivs durch die nördliche Kontaktzone bis in die angrenzenden Nebengesteine der Suretta-Decke. Der Stollen misst rund 5 km und führt vom Albigna-Staubecken zu Punkt 2167 (Landeskarte) westlich vom Piz Murtaira. Das Staubecken liegt ganz im Massiv drin. Zuerst läuft der Stollen in einem Horizontalabstand von ca. 1,5 km ungefähr parallel zum aufgeschlossenen Massivkontakt. Später biegt der Stollen nach Nordwesten und durchstösst an seinem Nordende die sehr komplexe Kontaktzone. Das Stollenfenster liegt bereits im Gneis der Suretta-Decke (Fig. 2).

Sowohl vom schweizerischen wie vom italienischen Teil des Massivs existieren relativ wenige Gesteinsanalysen (NIGGLI, DE QUERVAIN und WINTERHALTER, 1930; DE QUERVAIN und FRIEDLAENDER, 1942; DE QUERVAIN und JENNY, 1956), so dass die petrographischen Kenntnisse des Gebietes recht lückenhaft sind. Die vorliegende Arbeit bringt nun eine ausführliche Charakterisierung der Gesteine im nördlichsten Massivteil, ohne auf die Kontaktphänomene einzugehen. Für die eingehende chemische und mineralogische Untersuchung wurden zehn Proben gewählt, die alle aus einem relativ kurzen Abschnitt des Albigna-Stollens zwischen den Metermarken 1067 und 2788 ab Nordfenster stammen. Nach der geologischen Karte von STAUB (1921) beträgt hier der Horizontalabstand vom Nebengesteinskontakt 900 bis 1400 m.

Da die Bergeller Gesteine sehr inhomogen sind und in der Zusammensetzung schon auf kurze Distanz wechseln können, vermag nur eine grössere Serie von Analysen den durchschnittlichen Gesteinschemismus richtig wiederzuspiegeln. Die zehn chemisch untersuchten Proben dieser Arbeit sollen auch bloss von einem Ausschnitt des Massivs ein repräsentatives Bild geben. Für die Aufdeckung regionaler Unterschiede sind Analysenreihen von zahlreichen Stellen des Massivs notwendig, während weitzerstreute Einzelanalysen dem ungleichmässigen Auftreten der Gesteine nicht Rechnung tragen können. Vorderhand sind für eine vergleichende Betrachtung die Daten noch zu spärlich.

Die Gesteine werden hier nach der Obereinteilung von NIGGLI (1931) benannt, die in Fig. 3 auszugsweise wiedergegeben ist. Es wird zwischen Granit und Granodiorit unterschieden, je nachdem ob Alkalifeldspat

oder Plagioklas der vorherrschende Feldspat ist. Die Abgrenzung von Quarzmonzonit wird nicht berücksichtigt. Das entsprechende Feld ist nur zum Vergleich mit der Klassifikation nach TRÖGER gestrichelt in die Figur aufgenommen.

Für die Bergeller Gesteine sind eine Reihe von unzutreffenden oder irreführenden Sammelbezeichnungen gebräuchlich. So wurden Gesteine mit über 5% CaO noch Bergeller Granit genannt. Zur Orientierung dient nachfolgende Aufstellung:

Lokalbezeichnung	*Petrographische Benennung*
1. Bergeller Granit, serizzo ghiandone:	meistens Granodiorite
2. Tonalit von Val Masino, serizzo:	Quarzdiorite, Diorite
3. Novate-Granit, Granit von San Fedelino	Granite, Granodiorite

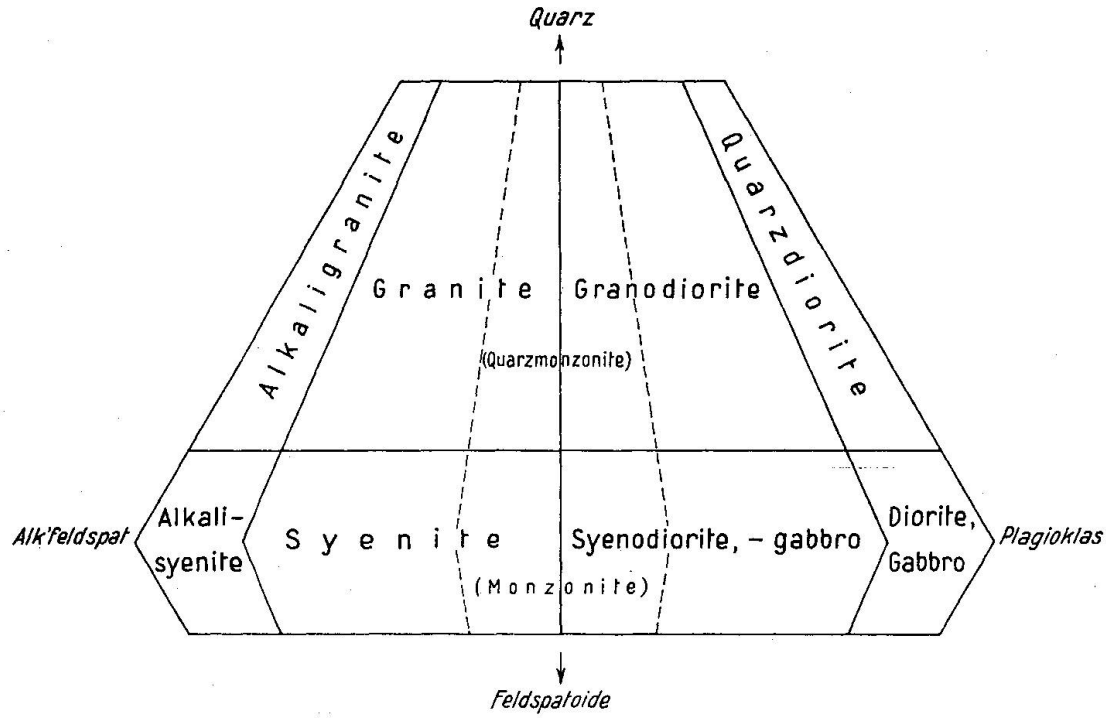

Fig. 3. Einteilung der Gesteine nach den hellen Gemengteilen, System von NIGGLI.

Die Gesteine unter 1. und 2. machen die Hauptmasse des Bergeller Massivs aus und scheinen genetisch zusammenzugehören. Im nördlichen Teil herrschen Granodiorite vor, und basischere Gesteine treten mehr lokal vor allem am Rande des Massivs auf. Die Gesteine unter 3. vom Typus Novate stellen wahrscheinlich jüngere, leukokrate Nachschübe der Bergeller Intrusion dar. Sie bilden einige isolierte Stöcke, zum Teil

ausserhalb des Massivs, und sind petrographisch wenig bekannt. Nur zwei Analysen existieren, die aber auch für granodioritischen und nicht granitischen Chemismus sprechen.

Zur Geologie

Das Bergeller Massiv umfasst den südlichen Teil des oberen und mittleren Bergells (Val Bregaglia) und erstreckt sich südwärts über die Landesgrenze bis gegen das Veltlin hinunter (Fig. 1). Der Abschnitt auf Schweizergebiet ist der kleinere. Das Massiv wird hauptsächlich von granodioritischen bis quarzdioritischen Gesteinen aufgebaut, die mehr oder weniger diskordant die überlagernden Decken durchbrechen. Im Süden kommen öfters Übergänge in Diorite vor (BALCONI, 1941). Während sonst die Gesteine durchaus massig erscheinen, treten im Südwesten des Massivs auch verschieferte Zonen auf (WENK, 1956). Etwas jüngeren Nachschüben gehören verschiedene leukokrate Intrusiva an, die auf Schweizergebiet den Monte del Forno durchdringen und im Westen die isolierten Stöcke von Novate und San Fedelino aufbauen. Diese Gesteine werden hier nicht behandelt.

Das tertiäre, spätorogene Alter der Bergeller Intrusion, das ausser Zweifel steht, wurde von STEINMANN (1913) vermutet und von CORNELIUS (1913) und STAUB (1918) geologisch näher belegt. Die obere Altersgrenze ist durch die Gerölle von Bergeller Gesteinen in der südalpinen, miozänen Nagelfluh gegeben. Nicht so unbestritten ist die herkömmliche Vorstellung, dass die Gesteine durch einfache Erstarrung aus Schmelzlösungen entstanden. Während STAUB (1918) glaubt, dass die Intrusion die Decken rücksichtslos durchbrach, sind DRESCHER und STORZ (1926) der Ansicht, dass ein Magma die tektonisch gelockerten Nebengesteine schichtweise assimilierte. Nach DRESCHER und STORZ ist das Bergeller Massiv im grossen konkordant. Diese Hypothese wird hier abgelehnt, wenn auch sicher ist, dass die Bergeller Gesteine durch Fremdmaterial teilweise verändert sind.

Die Grenzen des Massivs sind im einzelnen sehr kompliziert. Durch den Stollenbau wurden im nördlichsten Abschnitt die Kontaktverhältnisse besonders gut ersichtlich. Hier bilden Granodiorit und Nebengestein (Bündnerschiefer, Amphibolit, Gneis, Triasmarmor) eine mehrere hundert Meter breite Megabreccienzone, die schöne Kontakterscheinungen zeigt. Am Ostrand des Massivs ist dagegen das Nebengestein nur wenig verändert. Die Kontaktwirkung nimmt nach STAUB (1918) allgemein in westlicher Richtung zu, da dort entsprechend dem ostgerich-

teten Achsengefälle der Decken ein tektonisch tieferes Niveau aufgeschlossen ist. Die tektonischen Elemente, an welche das Bergeller Massiv auf der Nordseite angrenzt, sind von Westen nach Osten fortschreitend nach STAUB (1946, 1958):

Masse des Monte Gruf Ophiolith-Zug Chiavenna-Val Bondasca	Unterpenninikum
Tambo-Decke Suretta-Decke: Kristallin der Stella-Masse Forno-Kristallin (Albigna-Vazzeda-Lanzada) Bündnerschiefer-Decke des Avers Mesozoikum der Zone Albigna-Vazzeda-Lanzada Ophiolith-Decke Malenco-Maroz (Piz Lizun)	Mittelpenninikum
Margna-Decke: Muretto-Kern (Fedoz-Serie)	Oberpenninikum

Nach der neuesten Konzeption von STAUB (1958) stösst die Tambo-Decke nicht an das Massiv an, sondern wird von der Suretta-Decke abgeschnitten. Da das untere Bergell nicht im Detail untersucht ist und zudem die Talhänge meist eine tiefe Schuttdecke tragen, bleibt hier der geologische Bau unklar. Der Ausläufer des Suretta-Deckenkerns, der sich von Vicosoprano nordostwärts bis zur nördlichen Massivecke hinzieht, wird von STAUB als Teil der Forno-Disgrazia-Kuppel ausgeschieden (Zone Albigna-Vazzeda-Lanzada). Im Mesozoikum dieser Zone (Bündnerschiefer, Ophiolithe, Trias) liegen die prachtvollen Kontaktgesteine des obern Bergells (Lavinair Crusc), die auch vom Albigna-Stollen berührt werden. Während hier die Marmore zu Granat-Diopsidfelsen umgewandelt sind, findet man am Passo Vazzeda, wo ebenfalls Trias in unmittelbaren Kontakt mit Granodiorit tritt, keine so starken Veränderungen der Dolomitmarmore.

Experimentelles

Bei den zehn eingehender studierten Gesteinen wurden folgende Untersuchungsmethoden angewendet: „Point counter"-Analysen der angefärbten Dünnschliffe, optische Plagioklasbestimmung mit dem U-Tisch, in einem Fall erzmikroskopische Anschliffuntersuchung, chemische Gesteinsanalysen nach einer Kombination von klassischen und neuen Verfahren, Separation der Feldspäte durch Aussuchen von Hand und

Schweretrennung, röntgenographische Reinheitsprüfung der Feldspatproben, spektralanalytische Bestimmung der Na-Gehalte bei den K-Feldspäten einerseits, der Ca-Gehalte bei den Plagioklasen anderseits.

Die Integrationsanalysen der angefärbten Dünnschliffe wurden mit einem automatischen „point counter" von SWIFT ausgeführt. Die Punktzahl betrug 1000, das vermessene Feld ca. 25×30 mm. Bei den ausgesprochen grob-porphyrischen Varietäten wurde zuerst nur die Grundmasse vermessen, darauf der Anteil der grossen K-Feldspäte auf einer Fläche von ca. 20×20 cm mittels Millimeterpapier ausgezählt und bei der Berechnung des Modalbestandes berücksichtigt. Das Anfärben der Dünnschliffe erfolgte ähnlich wie bei CHAYES (1952): 1—1½ Minuten mit HF-Dämpfen in einer Kunststoffdose („fuming box") anätzen und 2—3 Minuten in eine 35%ige Lösung von Natriumhexanitrocobaltat (III) ($Na_3[Co(NO_2)_6]$) eintauchen. K-Feldspat erscheint hierauf schön gelb, während Quarz und Plagioklas unverändert bleiben. Bei den sehr grobkörnigen Gesteinen sind die Integrationsanalysen nur als rohe Näherung zu betrachten.

Die Gesteinsanalysen führte der Verfasser nach kombinierten gravimetrischen, kolorimetrischen und spektralanalytischen Verfahren aus. SiO_2, Summe der gemischten Oxyde (Al_2O_3, Fe_2O_3 etc.), Na_2O, K_2O und S (Analyse 1) wurden gravimetrisch nach den klassischen Verfahren von HILLEBRAND bestimmt. Für die Alkalien wurde der Lawrence-Smith-Aufschluss angewendet, obwohl dieser gern zu niedrige Werte liefert. Fe_2O_3 (total), TiO_2, MnO und P_2O_5 wurden kolorimetrisch ermittelt: Eisen mit Dipyridyl, Titan mit Wasserstoffperoxyd, Mangan mit Perjodat und Phosphor mit Molybdivanadat.

Bei MgO, CaO und BaO wurde der Spektralanalyse der Vorzug gegeben. Sie liefert zwar keine besonders genauen Werte, dafür haften ihr weniger systematische Fehler an. Letztere fallen bei der gravimetrischen und tritrimetrischen Bestimmung kleiner Ca- und Mg-Gehalte viel stärker ins Gewicht. Barium wurde mitbestimmt, weil sein Gehalt erheblich ist und sich die Bestimmung leicht mit derjenigen von Ca und Mg kombinieren lässt. Die Proben wurden mit der doppelten Menge Kohle vermischt und je zweimal im Gleichstrombogen abgebrannt. Als innerer Standard wurde 1,3% Cr_2O_3 verwendet, doch ergab sich auf diese Weise keine verbesserte Reproduzierbarkeit. Die benutzten Linien lagen im grünen Spektralgebiet. Gleichviel ob die Linienintensitäten direkt verglichen oder auf eine Chromlinie bezogen wurden, betrugen die Standardabweichungen einer Einzelaufnahme 5—10%.

Die Analysenresultate sind mehrheitlich auf eine Stelle nach dem Komma auf- oder abgerundet. Die zweite Dezimale ist nur dort angegeben, wo es der tatsächlich erreichten Analysengenauigkeit entspricht wie bei den kolorimetrisch und spektroskopisch bestimmten Spurenelementen (P, Ti, Ba). Alle Gesteinspulver wurden vor der Analyse bei 110° getrocknet. Dieses Vorgehen ist bedeutend objektiver als die problematische Minus-Wasserbestimmung. Einerseits können die Proben beim feinen Pulverisieren etwas Feuchtigkeit aufnehmen, anderseits ist der ursprüngliche Feuchtigkeitsgehalt der Gesteine von Faktoren abhängig, die mit dem Gesteinschemismus wenig zu tun haben, wie etwa der Klüftung.

Die Separation der Feldspäte erfolgte in zwei Schritten. Zuerst wurde von Hand unter dem Stereomikroskop ein Körnerpräparat von Feldspat heraussortiert. Zur Trennung von K-Feldspat und Plagioklas diente dann Acetylentetrabromid-

Aceton. Quarz lässt sich nicht mit schweren Flüssigkeiten abscheiden, da er die gleiche Dichte wie Oligoklas besitzt. Die Dichte des Flüssigkeitsgemisches wurde mit zwei Versuchskörnern von Mikroklin und Oligoklas eingestellt: Mikroklin musste schwimmen, Oligoklas untersinken. Hinterher wurden die Fraktionen nochmals mit einer Flüssigkeit behandelt, deren Dichte sehr nahe bei der von Mikroklin bzw. von Oligoklas lag. So konnten die Präparate etwas von Körnern gereinigt werden, die noch Fremdmineralien enthielten.

Die Beimengung von K-Feldspat im Plagioklas und von Plagioklas im K-Feldspat wurde anhand von Guinier-Aufnahmen durch Vergleich mit Eichmischungen abzuschätzen versucht. Die Nachweisgrenze liegt bei etwa 1—2% Fremdfeldspat. Während sich die Plagioklaspräparate alle als hinreichend rein erwiesen, versagte die Methode bei der Prüfung der K-Feldspatproben. Der cryptoperthitisch entmischte Albit des K-Feldspates machte nämlich den Nachweis von Plagioklas im Röntgendiagramm unmöglich. Ein Gehalt an Plagioklas im K-Feldspat wirkte sich übrigens viel nachteiliger aus als der umgekehrte Fall, weil im K-Feldspat der Na-Gehalt bestimmt wurde und saure Plagioklase 8—10% Na_2O führen. Bei den Plagioklasen dagegen wurde der Ca-Gehalt ermittelt, der im K-Feldspat unbedeutend ist. Während so die Fehler der Calciumbestimmungen innerhalb der spektralanalytischen Fehlergrenzen liegen, dürften die ermittelten Albitgehalte des K-Feldspates eher zu hoch als zu niedrig sein.

Die spektralanalytische Bestimmung von Na in den K-Feldspäten und von Ca in den Plagioklasen erfolgte mit Lithium-Strontium-Kieselsäureglas als innerem Standard. Die Proben wurden mit Kohle vermengt und im Gleichstrombogen abgebrannt. Das Verhältnis Probe : Standard : Kohle betrug 3 : 1 : 2. Die Linienpaare waren Na 6154/Li 4972 und Ca 4586/Sr 4362. Die mittleren Fehler einer Einzelaufnahme lagen für Na bei 6—7% und für Ca bei ca. 5%.

Mikroskopische Untersuchungen

Die nachfolgenden Dünnschliffbeschreibungen beziehen sich auf die zehn ausgewählten und chemisch bearbeiteten Proben aus dem Albigna-Druckstollen, die in Tabelle 1 zusammengestellt sind. Vorausgeschickt ist eine allgemeine kurze Charakterisierung der gesteinsbildenden Mineralien. Die Strukturen sind im wesentlichen wohl magmatisch entstanden und teils porphyrartig mit grossen K-Feldspäten, teils hypidiomorphkörnig, manchmal auch mit fast idiomorphem Plagioklas ausgebildet. Teilweise Umkristallisationen nach der Haupterstarrung scheinen bei der Entstehung der einsprenglingsartigen Feldspäte mitgespielt zu haben. Diese führen oft zum Teil idiomorphe Einschlüsse der andern Gemengteile. Die quantitativen Mineralbestände, die mit dem „point counter" ermittelt wurden, sind in Tabelle 3 aufgeführt. Die Werte geben eine mehr oder weniger gute Näherung, da bei dem ungleichmässigen Gefüge besonders der grobkörnigeren Gesteine merkliche Abweichungen vom Durchschnitt auftreten.

Quarz löscht undulös aus und kommt oft in Ansammlungen mehrerer Individuen vor, die stark ineinander verzahnt sind. Er kann in zwei Ausbildungsformen zugegen sein: in grösseren Nestern und als feine Körner, die in einer öfters vorhandenen Zwischenmasse sitzen.

Alkalifeldspat tritt als gewöhnlicher Orthoklas auf, der aber in derselben morphologischen Einheit alle Übergangsstadien zu Mikroklin zeigen kann. Die gegitterten Bereiche gehen unmerklich aus dem gewöhnlichen Orthoklas hervor. Mikroperthitische Entmischung ist verbreitet und cryptoperthitische erscheint als Regel, wie aus den Guinier-Aufnahmen der separierten K-Feldspatproben geschlossen wurde. Karlsbaderzwillinge sind häufig. Die einsprenglingsartigen K-Feldspäte sind tafelig nach (010) entwickelt, fast an Sanidin erinnernd, und haben oft Einschlüsse von idiomorphem Plagioklas, Quarz und Biotit. $2\,V_x$ liegt beim gewöhnlichen Orthoklas um 80—83°.

Anmerkung: Der Name Orthoklas wird von Laves (1952) auf Grund röntgenographischer Untersuchungen definiert. Orthoklas ist optisch monoklin erscheinender K-Feldspat, der sich aus submikroskopischen triklinen Bereichen mit intermediärer Al/Si-Ordnung zusammensetzt. Die hier beschriebenen Feldspäte sind nicht nach diesem Gesichtspunkt untersucht, und ihre Identität mit Orthoklas ist lediglich optisch gefolgert.

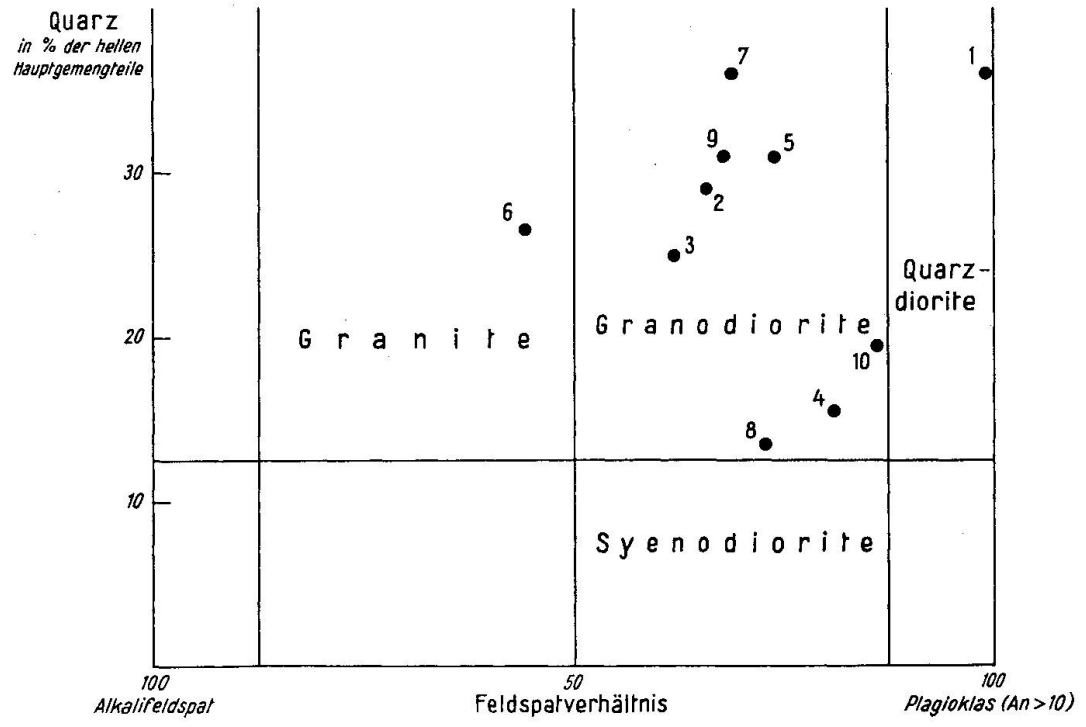

Fig. 4. Lage der analysierten Gesteine (Modalbestände) im System von Niggli.

Plagioklas ist durchwegs zonar, mit basischerem Kern und saurerem Rand. Karlsbaderzwillinge sind verbreitet. Stets zeigt der Plagioklas eine feine Lamellierung nach dem Albit-, seltener dem Periklingesetz, wobei die Albitlamellen äusserst dünn sein können. Periklinlamellen dringen manchmal durch die andern Zwillinge hindurch. Gebogene oder zerbrochene Kristalle beobachtet man öfters, ebenso Myrmekiträndер und Einschlüsse von Serizit im Plagioklas. Die optisch bestimmten Anorthitgehalte sind in Tabelle 4 zusammengestellt. Die Messungen wurden unter der Voraussetzung von Tieftemperaturoptik gemacht.

Biotit ist weitaus der wichtigste dunkle Gemengteil. Der Pleochroismus variiert von dunkelbraun bis hellgelb. Parallel zu den Spaltrissen (001) ist häufig ein grünes, ebenfalls pleochroitisches Mineral eingelagert, das nicht näher untersucht wurde und wohl Chlorit ist. Apatiteinschlüsse im Biotit sind verbreitet, eingewachsene Zirkone mit pleochroitischen Höfen etwas weniger häufig. Die Biotite des nördlichen Bergeller Massivs sind zur Zeit Gegenstand einer besonderen Untersuchung.

Hornblende tritt vereinzelt in Probe 5 (grob-porphyrische Varietät) in schlecht ausgebildeten Individuen auf. Der Pleochroismus ist grün bis hellgelb. Im nördlichen Massivteil kommt Hornblende nur lokal in grösseren Mengen vor und ist hauptsächlich auf die endomorph veränderten Randgesteine beschränkt.

Muskowit ist nur in Probe 9 als Hauptgemengteil vertreten.

Akzessorien sind Karbonat (vermutlich Calcit, wohl sekundär), Muskowit, Diopsid (nur in Probe 5 gefunden), Orthit (Identität nicht nachgeprüft), Apatit, Erz.

Besondere Beobachtungen an den analysierten Gesteinen aus dem Albigna-Stollen:

Nr. 1. Dunkle Scholle. Mittlere Korngrösse ca. 0,5 mm. In granoblastischer Grundmasse treten vereinzelte grosse Plagioklase auf, die wohl nachträglich gewachsen sind. Quarz ist pflasterförmig und wenig verzahnt. K-Feldspat fehlt fast ganz. Plagioklas ist einerseits pflasterförmig wie Quarz, anderseits in grössern, teils idiomorphen Individuen und Nestern ausgebildet. Gelegentlich treten Rekurrenzen auf. Biotit zeigt nur selten die grünen Einlagerungen. Siehe Fig. 6.
Das Gestein ist relativ erzreich. Im Anschliff beobachtet man Pyrit, Magnetit und Kupferkies.

Nr. 2. Grob-porphyrische Varietät neben der dunklen Scholle. Mittlere Korngrösse 1—3 mm, K-Feldspäte bedeutend grösser. Die gros-

sen K-Feldspäte sind manchmal zonar, was sich in der Auslöschung zu erkennen gibt. Biotit ist gelegentlich mit Muskowit verwachsen.

Nr. 3. Varietät mit schwacher Paralleltextur. Mittlere Korngrösse 1—2 mm, einzelne Feldspäte grösser. K-Feldspat zeigt manchmal schwachen Zonenbau und undulöse Auslöschung. Biotit enthält relativ viel grüne Einlagerungen. Muskowit tritt akzessorisch auf.

Nr. 4. Feldspatreiche Partie. Makroskopisch hat man den Eindruck 2—3 cm langer, zonarer Alkalifeldspäte, die in einer Grundmasse liegen. Aber nur die Kerne bestehen aus K-Feldspat. Die scheinbaren Ränder sind ein Gemisch von Plagioklas mit Quarz, wobei die Plagioklasindividuen häufig parallel um die K-Feldspatkerne orientiert sind. An der Grenze der Kerne weisen K-Feldspat, Plagioklas und Quarz ein Implikationsgefüge auf. In der Zwischenmasse kommt wiederum K-Feldspat hinzu, daneben Biotit.

Nr. 5. Grob-porphyrische Varietät. Mittlere Korngrösse 3—4 mm, K-Feldspäte meist viel grösser. K-Feldspat tritt als gewöhnlicher Orthoklas auf, undulös auslöschend, mit nur lokal und schwach angedeuteter Mikroklingitterung. Das Gestein führt etwas Hornblende. Akzessorisch kommt Diopsid vor, der von Biotit umgeben ist.

Nr. 6. Aplit-granitischer Gang. Mittlere Korngrösse 0,5—1 mm. Beim K-Feldspat sind die Verwachsungsflächen der Karlsbaderzwillinge durch Mikroklingitterung hie und da verwischt. Der gewöhnliche Orthoklas zeigt feinste Einlagerungen, wohl von Serizit. Der Plagioklas ist nur schwach zonar und enthält gelegentlich Serizit eingeschlossen.

Nr. 7. Grob-porphyrische Varietät. Mittlere Korngrösse 3—4 mm, ungleichmässig, K-Feldspäte auch bedeutend grösser. Im Mikroskop lässt der K-Feldspat keine perthitischen Entmischungen erkennen. Plagioklas ist zum Teil äusserst fein lamelliert. Siehe Fig. 5.

Nr. 8. Feinkörnige Varietät. Mittlere Korngrösse ca. 1 mm. Der Quarz tritt zum Teil fein verteilt zwischen den einzelnen Körnern auf. Myrmekitbildung ist verbreitet.

Nr. 9. Mittelkörnige Varietät. Mittlere Korngrösse ca. 2 mm, K-Feldspäte zum Teil etwas grösser. Die grösseren K-Feldspäte sind etwas zonar und enthalten zahlreiche Einschlüsse von kleinerem Plagioklas und Quarz. Die Perthitschnüre gehen ungehindert

durch die einzelnen Zonen der K-Feldspäte. Plagioklas enthält Seriziteinschlüsse auf Rissen und Zwillingsgrenzen. Muskowit ist in diesem Gestein etwas häufiger. Zum Teil ist er verbogen, manchmal mit Biotit verwachsen.

Nr. 10. Feinkörnige Varietät. Mittlere Korngrösse ca. 1 mm. Plagioklas ist hier stark überwiegender Gemengteil. Albit- und Periklinlamellensysteme sind gelegentlich schachbrettartig angeordnet. Plagioklas ist häufig idiomorph gegenüber K-Feldspat und Quarz. Manche Individuen sind zerbrochen. Biotit enthält weniger grüne Einlagerungen. Muskowit ist akzessorisch.

Tabelle 1. *Chemische Analysen von Gesteinen aus dem Albigna-Stollen* (Proben bei 110° getrocknet)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	65,4	70,9	69,5	65,2	68,6	73,9	69,3	65,9	70,6	66,2
TiO_2	0,49	0,24	0,31	0,15	0,34	0,11	0,35	0,40	0,23	0,49
Al_2O_3	16,1	15,3	15,6	19,7	15,1	13,8	15,3	17,9	15,9	17,5
Fe_2O_3	0,91	0,54	0,56	0,38	1,11	0,39	0,84	0,62	0,35	0,64
FeO	2,8	1,2	1,5	0,6	1,5	0,5	1,8	1,5	1,1	2,0
MnO	0,09	0,04	0,04	0,02	0,07	0,02	0,06	0,05	0,04	0,05
CaO	4,0	2,4	2,5	3,1	3,6	1,2	3,3	3,3	1,9	4,0
MgO	2,8	0,71	1,1	0,38	1,25	0,26	1,4	1,05	0,52	1,25
Na_2O	3,9	3,7	3,5	5,3	3,3	3,1	3,9	4,3	3,9	4,2
K_2O	2,4	4,4	4,6	4,3	4,4	6,1	3,0	4,4	4,4	2,9
BaO	0,11	0,11	0,10	0,09	0,12	0,05	0,08	0,08	0,08	0,09
P_2O_5	0,05	0,16	0,20	0,09	0,21	0,07	0,19	0,19	0,11	0,21
H_2O	0,63	0,48	0,58	0,35	0,45	0,30	0,43	0,50	0,60	0,50
S	0,3									
abzügl. O	—0,15									
Total	99,8	100,2	100,1	99,7	100,1	99,8	100,0	100,2	99,7	100,0
Niggliwerte										
si	249	345	324	271	302	426	309	270	354	270
al	36	44	43	48	39	47	40	43	47	42
fm	27,5	12,5	15,5	5,5	17,5	6	19	13,5	9,5	16,5
c	16,5	12,5	12	14	17	7	16	14,5	10,5	17,5
alk	20	31	29,5	32,5	26,5	40	25	29	33	24
k	0,28	0,44	0,47	0,35	0,47	0,56	0,34	0,40	0,43	0,31
mg	0,58	0,43	0,49	0,41	0,47	0,33	0,50	0,47	0,41	0,46

Zusammenstellung der 10 analysierten Proben aus dem Albigna-Stollen

	Stollen-metrierung ab Murtaira	Gestein
1	1067	dunkle Scholle (ca. ½ m gross), in grob-porphyrischer Varietät, Kontakt unscharf
2	1067	grob-porphyrische Varietät, neben dunkler Scholle
3	1400	Varietät mit schwacher Paralleltextur, relativ feinkörnig
4	1606	Partie reich an grossen, „zonaren" Feldspäten, innerhalb grob-porphyrischer Varietät
5	1915	grob-porphyrische Varietät
6	2030	aplit-granitischer Gang (ca. ½ m mächtig), innerhalb grob-porphyrischer Varietät
7	2050	grob-porphyrische Varietät, neben feinkörniger Varietät und schmalen Quarz-Feldspatadern (Fig. 7)
8	2050	feinkörnige Varietät, neben grob-porphyrischer Varietät und schmalen Quarz-Feldspatadern (Fig. 7)
9	2603	mittelkörnige Varietät
10	2788	feinkörnige Varietät (Partie von ca. 2 m Ausdehnung im Stollen)

Chemische Untersuchungen

Die Ergebnisse der chemischen Untersuchungen sind in den Tabellen 1 (Gesteinsanalysen), 2 (Katanorm), 4 (Zusammensetzung der Feldspäte) und 5 (Calciumbilanz) zusammengestellt. Die analysierten Gesteine 1—10 sind nach der Stollenmetrierung ab Nordfenster geordnet. Mit der Meterzahl steigt auch der Abstand vom Intrusionskontakt, jedoch nicht in gleichem Masse, da der Stollen in diesem Abschnitt schräg zum aufgeschlossenen Massivrand verläuft. Eine Zonenfolge ist vom Kontakt gegen das Massivinnere nicht zu erkennen. Während die Proben 1 (dunkle Scholle), 4 (feldspatreiche Partie) und 6 (aplit-granitischer Gang) Sondertypen darstellen, können die Gesteine 2, 5 und 7 (alles grob-porphyrische Varietäten) als charakteristisch für das nördliche Bergeller Massiv gelten.

Die chemischen Analysen (Tabelle 1) lassen den granodioritischen bis yosemititgranitischen Charakter der Gesteine gut erkennen. Für typische Granite wären CaO und zum Teil Na_2O zu hoch, K_2O dagegen zu niedrig. Schon daraus ergibt sich die Vorherrschaft des Plagioklases unter den Feldspäten, was durch die normative Berechnung (Tabelle 2) und die Integrationsanalysen (Tabelle 3) bestätigt wird. Auch der Niggliwert k (Molekularverhältnis von Kalium zu den gesamten Alkalimetallen) liefert

ein ungefähres Mass für das Feldspatverhältnis. Zwar geht etwas Natrium in den K-Feldspat, doch fällt auch ein beträchtlicher Teil des Kaliums wieder als Biotit weg. Die Feldspatverhältnisse der Integrationsanalysen (Tabelle 3) sind im allgemeinen niedriger als die k-Werte. Das Barium übersteigt meist den Durchschnitt der Erdkruste (0,05—0,09% BaO, je nach Autor), aber ein Zusammenhang mit dem K_2O-Gehalt tritt nicht zutage.

Die Katanorm (Tabelle 2) ist als Biotitvariante berechnet. Dreiwerti-

Tabelle 2. *Katanorm nach Niggli (Biotitvariante), in Äquivalent-%*

		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Quarz	(Q)	23,6	26,0	25,1	10,6	23,9	28,2	26,5	16,0	25,5	21,0
K-Feldspat	(Or)	2,5	21,9	21,9	22,7	20,5	34,6	10,9	20,5	22,8	10,4
Na-Feldspat	(Ab)	35,5	33,6	31,8	47,2	30,0	28,2	35,4	38,4	35,3	38,0
Ca-Feldspat	(An)	19,5	11,0	11,1	14,7	13,5	5,7	15,5	15,4	9,0	18,7
Biotit	(Bi)	18,8	6,8	8,9	3,6	9,2	3,1	11,3	8,8	5,6	10,8
Diopsid	(Di)					2,4					
Apatit	(Cp)	0,1	0,3	0,4	0,2	0,5	0,1	0,4	0,4	0,2	0,4
Korund	(C)		0,4	0,8	1,0		0,1		0,5	1,6	0,7

Tabelle 3.
Quantitative mineralogische Zusammensetzung der analysierten Gesteine (Modus)

	1	2	3	4	5	6	7[1])	8	9	10
Quarz	27½	27	22½	15	28	26	33	12½	29½	17
K-F.spat	½	22	25½	15	16	40	18	21½	20½	10
Plagioklas	49	43½	41½	66	45½	32	40	57	44½	61
Biotit	23	7½	10½	4	8½	2	9	9	3½	12
Muskowit									2	
H.blende					2					
Farbzahl	23	7½	10½	4	10½	2	9	9	5½	12
K-F.spat: Plag.	1:99	34:66	38:62	19:81	26:74	56:44	31:69	27:73	32:68	14:86

[1]) Die Integrationsanalyse ist ungenau.

Tabelle 4. *Zusammensetzung der Feldspäte der analysierten Gesteine*

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	Spektralanalyse der separierten Feldspäte									
K-F.späte[2])										
% Na_2O	1,9	2,4	3,6	2,4	2,1		1,6	2,2	2,7	2,5
Mol% Albit	17	21	32	21	19		14	20	24	22
Plagioklase										
% CaO	4,7	4,3	4,8	4,2	5,8		6,0	5,8	3,6	6,6
Mol% Anorthit	22	20	23	20	$27\frac{1}{2}$		$28\frac{1}{2}$	$27\frac{1}{2}$	17	$31\frac{1}{2}$
	Optische Bestimmung der Plagioklase									
Mol% Anorthit Variationsbereich	29–23	24–20	32–18	39–21	30–25		31–21	30–20	22–12	45–22
Durchschnittswert	25	22	25	27	27	20	25	24	16	34
	Normative Zusammensetzung der Plagioklase[3])									
Mol% Anorthit	35	25	26	24	31	17	30	29	20	33

Tabelle 5.
Berechneter[4]) *und chemisch bestimmter Calciumgehalt der analysierten Gesteine*

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
CaO, berechnet	2,5	1,9	2,1	3,3	2,6	1,4	2,3	3,1	1,6	4,2
CaO, Analyse	4,0	2,4	2,5	3,1	3,6	1,2	3,3	3,3	1,9	4,0

[2]) Die Werte sind eher etwas zu hoch als zu tief.

[3]) Der gesamte Na-Feldspat ist als Plagioklas verrechnet; der Albitgehalt des K-Feldspates ist nicht berücksichtigt.

[4]) Es ist der CaO-Gehalt berechnet, der sich aus dem Modus und dem Anorthitgehalt der Plagioklase ergäbe. Das Calcium, das nicht an die Plagioklase gebunden ist, wird aus der Rechnung weggelassen. Für den Anorthitgehalt ist ein mittlerer Wert zwischen den spektralanalytischen und optischen Bestimmungen eingesetzt.

ges Eisen und Titan wurden in den Biotit einbezogen. Mehrheitlich tritt ein kleiner Tonerdeüberschuss auf, der als Korund in der Norm erscheint. Vermutlich ist die überschüssige Tonerde an den Biotit gebunden sowie an den Serizit, der vielfach in den Feldspäten sitzt. Der Tonerdeüberschuss kann auch aus den Niggliwerten herausgelesen werden, wo al – (c + alk) meistens schwach positiv ist. Der Hornblendegehalt von Gestein 5 (grob-porphyrische Varietät) kehrt als Diopsid in der Norm wieder, und der Muskowit von Probe 9 (mittelkörnige Varietät) zeigt sich im erhöhten Tonerdeüberschuss (Korund). Der normative Gehalt an Quarz und Feldspat stimmt im allgemeinen $\pm 5\%$ (absolut) mit den Integrationsanalysen überein (Tabelle 3), ausser bei der grobkörnigen Probe 7. Beim Biotit sind die Unterschiede geringer. Grössere Differenzen sind wohl mehrheitlich durch die Ungenauigkeit der Integrationsanalysen begründet, wenn auch zu berücksichtigen ist, dass sich chemische Analysenfehler bei der normativen Berechnung leicht vervielfachen können.

Tabelle 4 enthält die Resultate, die nach verschiedenen Methoden für die Feldspatzusammensetzung gefunden wurden. Bei Gestein 6 (aplitgranitischer Gang) fehlen die spektralanalytischen Daten, da die Trennung der Feldspäte nicht sauber gelang. Während für die K-Feldspäte allein die Spektralanalyse zur Verfügung stand, wurden die Plagioklase auch optisch bestimmt und zudem aus den Gesteinsanalysen berechnet. Die verschiedenen Werte stimmen mit einer Ausnahme recht gut überein. Nur bei Gestein 1 (dunkle Scholle) ist der normative Anorthitgehalt ganz beträchtlich höher als der direkt bestimmte, was hier am zufälligen Zusammentreffen verschiedener Analysenfehler liegen muss. Um einige Prozent übersteigt der normative Anorthitgehalt den spektralanalytisch bestimmten meistens, vor allem wenn man noch den Albitgehalt des K-Feldspates in die Rechnung einbezöge, was zur Vereinfachung nicht geschah. Merkliche Mengen Calcium müssen im K-Feldspat und in akzessorischen Mineralien vertreten sein.

In Tabelle 5 ist der CaO-Gehalt der chemischen Analyse einem errechneten CaO-Gehalt gegenübergestellt. Diese Calciumbilanz hat bloss den Sinn einer Kontrolle, indem grössere Abweichungen Hinweise auf die experimentelle Genauigkeit geben. Der Einfachheit halber wurde nur der Plagioklas berücksichtigt, und es wurde berechnet, wieviel Prozent der Calciumgehalt des Plagioklases auf das ganze Gestein bezogen ausmacht. Dazu wurde vom Plagioklasanteil der Integrationsanalysen sowie von den spektralanalytisch und optisch bestimmten Anorthitgehalten ausgegangen. Der Vergleich von Rechnung und Analyse ergibt folgendes interessante Bild: In sieben Fällen liegen die berechneten CaO-

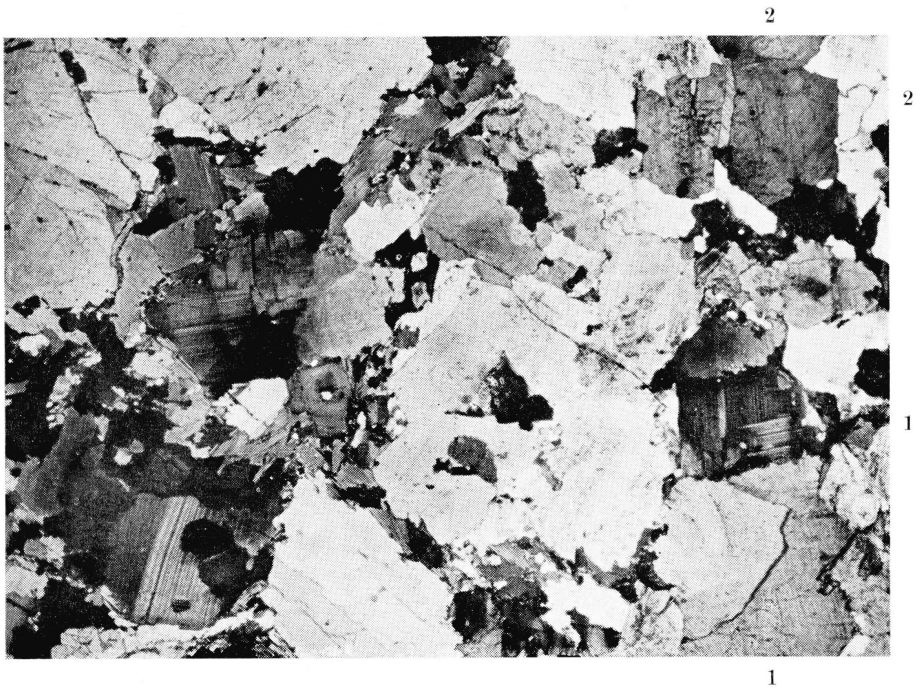

Fig. 5. Grob-porphyrische Varietät des Bergeller Granodiorites (Probe 7, Albigna-Druckstollen). (1) Periklinlamellen durchdringen Albitzwillinge. (2) Calcit füllt eine Spalte aus. Vergr. 10×.

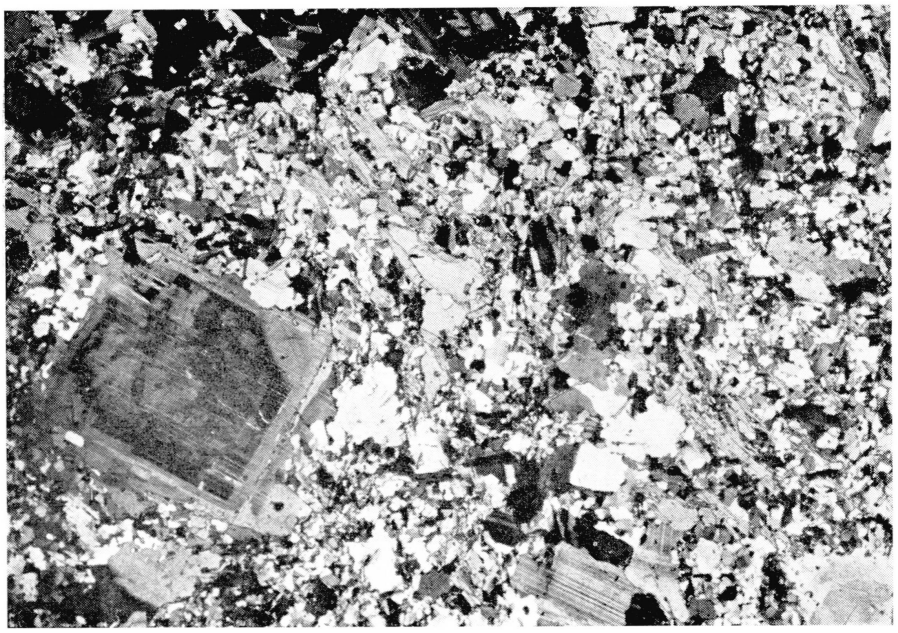

Fig. 6. Dunkle Scholle mit Plagioklasporphyroblasten (Probe 1, Albigna-Druckstollen). Vergr. 10×.

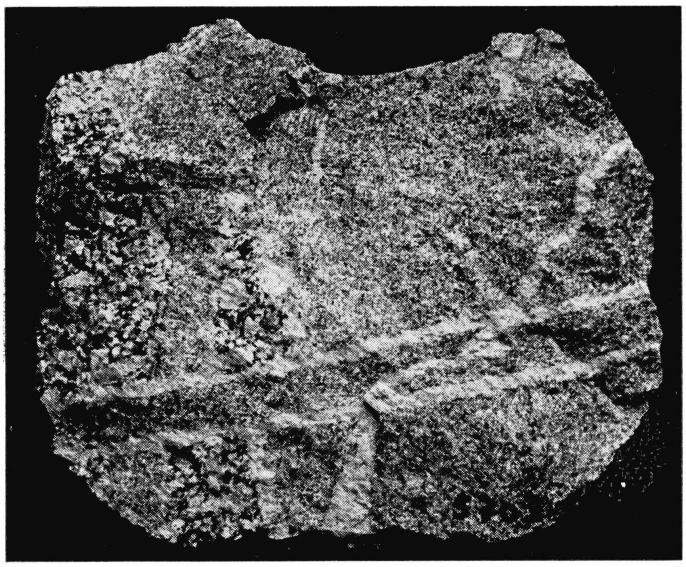

Fig. 7. Grob-porphyrische und feinkörnige Varietät des Bergeller Granodiorites, von Quarz-Feldspatadern durchzogen (Probe 7/8, Albigna-Druckstollen). $^1/_5$ natürliche Grösse.

Fig. 8. Grob-porphyrische und feinkörnige Varietät des Bergeller Granodiorites (in der Nähe der Fornohütte des Schweizer Alpen-Clubs). $^1/_8$ natürliche Grösse.

Werte zu tief, und dreimal sind sie etwas zu hoch gegenüber der direkten Analyse. Geringe Unterschiede von 2—4 Zehntelprozent CaO sind noch ohne Bedeutung, da sich die experimentellen Fehler sehr ungünstig auswirken können.

Dagegen sind in drei Fällen die Unterschiede erheblich (Proben 1, 5 und 7). Die errechneten CaO-Gehalte sind dabei alle kleiner als die analytisch bestimmten Werte, und bei Gestein 1 stimmt auch der normativ berechnete Anorthitgehalt schlecht mit der effektiven Zusammensetzung des Plagioklases überein. Ein Teil des nicht erfassten Calciums ist zwar in andern Komponenten vertreten. Dadurch wird aber der Fehlbetrag nicht ganz kompensiert, und man muss bei den Proben 1 und 5 annehmen, dass sich verschiedene Analysenfehler einseitig summiert haben. Bei Gestein 7 ist für die niedere Calciumbilanz ein zu tiefer Plagioklasgehalt der Integrationsanalyse verantwortlich.

Aufschlussreich ist eine Gegenüberstellung der beiden Proben 7 (grob-porphyrische Varietät) und 8 (feinkörnige Varietät), die demselben Gesteinsstück entnommen wurden (Fig. 7). Die Analyse 8 weist etwas höhere Werte für Tonerde und Alkalien auf als 7, wo dafür die Kieselsäure überwiegt. Tatsächlich hat die grob-porphyrische Varietät 7 sowohl in der Norm wie im gemessenen Mineralbestand einen höheren Quarzgehalt als die feinkörnige Probe 8, die mehr Feldspat führt. Bei den beiden Gesteinen stimmt die Plagioklaszusammensetzung völlig überein (Tabelle 4). Die beiden Varietäten gehören wohl eng zusammen, wenn auch das feinkörnige Gestein später erstarrte. Der berechnete Calciumgehalt stimmt bei der feinkörnigen Probe 8 gut mit der chemischen Analyse überein, im Gegensatz zum grob-porphyrischen Gestein 7 (Tabelle 5). Wie erwähnt, beruht die Diskrepanz auf dem abweichenden Ergebnis der Integrationsanalyse, indem Plagioklas höher, K-Feldspat und Quarz etwas tiefer liegen sollten.

Gleich aussehende Varietäten können im Chemismus merkliche Unterschiede zeigen. So weisen die beiden grob-porphyrischen Proben 5 und 7 bei sonst ähnlicher Zusammensetzung mehr oder weniger entgegengesetzte K- und Na-Gehalte auf, was im normativen Feldspatverhältnis sehr gut zum Ausdruck kommt. Bei den Integrationsanalysen ist allerdings dieser Unterschied verwischt. Umgekehrt stimmen die Gesteine 2 (grob-porphyrische Varietät) und 3 (Varietät mit schwacher Paralleltextur) chemisch fast überein, obwohl dies nach dem makroskopischen Aspekt nicht zu erwarten wäre. In allen diesen Fällen tritt wieder die Inhomogenität der Bergeller Gesteine zutage, die für das Massiv so charakteristisch ist.

Die auf verschiedenen Wegen gewonnenen Daten der Tabellen 2—5 geben einen guten Anhaltspunkt für die Fehlermöglichkeiten der einzelnen Methoden. Ein einigermassen vollständiges und unverfälschtes Bild erhält man nur, wenn gleichzeitig normativer Mineralbestand, modale Gesteinszusammensetzung und Chemismus der wichtigsten Gemengteile bekannt sind. Vor allem wegen der inhomogenen Struktur ergaben sich bei den Bergeller Gesteinen Schwierigkeiten, wenn es auch nicht am Gefüge liegt, dass bei Gestein 1 normative und analytisch bestimmte Plagioklaszusammensetzung beträchtlich differieren. Wäre der Plagioklas nicht spektralanalytisch untersucht, würde man hier den Fehler wohl der optischen Messung zuschieben.

Feldbeobachtungen

Verschiedene Erscheinungen sind für das nördliche Bergeller Massiv kennzeichnend und fallen beim Geländestudium auf:

1. Überall im Forno- und Albignagebiet, besonders aber im untersuchten Stollenprofil, wird die Inhomogenität des Granodiorites augenfällig. Die einzelnen Gesteinsarten unterscheiden sich sowohl im Aussehen wie in der Zusammensetzung. Die grösste Verbreitung kommt im nördlichen Massivteil der grob-porphyrischen Varietät zu, doch herrscht ein ständiger Wechsel mit feinkörnigen Ausbildungsarten. Es ist dabei auffällig, dass die Kontakte fast immer scharf ausgebildet sind (Fig. 8). Allmähliche Übergänge von Gneis in Granodiorit treten selten und nur ganz lokal auf. Granitisationserscheinungen im grossen konnten bei den Feldarbeiten im nördlichen Massivteil nicht beobachtet werden.

2. Bemerkenswert ist ferner die grosse Verbreitung der dunklen Einschlüsse im Granodiorit. Es handelt sich meist um biotitreiche Schollen, die manchmal in ganzen Schwärmen auftreten. Die Kontakte sind auch hier recht scharf, und Reaktionshöfe um die Einschlüsse fehlen. Im Stollen gab es Übergänge von solchen Schollen zu Gneis- und Schieferbrocken, die leicht als exogene Einschlüsse innerhalb des Granodiorites zu erkennen waren. Die dunklen Schollen führen oft nachträglich entstandene Feldspatporphyroblasten. Verschiedentlich sind grössere Feldspäte durch die Schollenkontakte hindurchgewachsen. Auf der Nordseite des Monte Rosso treten leicht schiefrige, hornblendereiche Gesteine auf, die durch Überhandnehmen der grossen Feldspatkristalle in grobkörnige Ausbildungsarten übergehen. Die Zusammensetzung ist granodioritisch mit einer Tendenz gegen syenodioritisch hin (auf Grund einer Integrationsanalyse).

3. Ein zahlreiches Ganggefolge durchzieht das nördliche Massiv. Gänge strahlen stellenweise auch ins Nebengestein aus. Innerhalb des Granodiorites zeigen die Gänge oft granitisch-aplitische Zusammensetzung und sind saurer als das Muttergestein. Ebenso kommen aber auch Gänge vor, die wiederum granodioritisch sind. Die Mächtigkeiten schwanken von Zentimetern bis zu mehreren Metern, und oft durchkreuzen sich verschiedene Generationen. Die Gänge, die wie am Passo Vazzeda in Dolomit eindringen, sind endomorph in basischer Richtung verändert. Lamprophyre sind im untersuchten Gebiet nicht zu beobachten, dagegen häufig Pegmatite, die stellenweise blauen Beryll und ganz vereinzelt auch seltenere Mineralien führen (Dumortierit, Molybdänglanz, Pechblende, Cosalit).

4. Auffällig ist die starke Zerklüftung der Gesteine, eine Erscheinung, die sich auch beim Stollenbau bemerkbar machte und bei nassem Wetter zu Wassereinbrüchen führte. Die Kluftwände stellen oft Rutschharnische dar und sind mit einer glänzenden Chloritlage überzogen. Sonstige Kluftmineralien fehlen. Ein Teil der Brüche ist wieder ausgeheilt und tritt dem Betrachter in Form von Gängen und Adern entgegen, oft mit Querverschiebungen der beiden Bruchhälften. Die eigentlichen Klüfte sind jünger und zeigen, dass der Granodiorit im Anschluss an die Intrusion noch tektonisch beansprucht wurde. Zu einer Metamorphose kam es nicht, da das Intrusionsniveau im Norden und Osten des Massivs zu oberflächennah lag.

5. Vereinzelt treten gegen den Rand des Massivs völlig scharf begrenzte Gneisschollen im Granodiorit auf. Ihre Grösse variiert von einem bis weit über hundert Meter. Dabei handelt es sich offensichtlich um tektonisch gelöste Bruchstücke, die zum ehemaligen Dach der Intrusion gehörten und von der Granodioritschmelze umflossen wurden. Hinter der Fornohütte des Schweizer Alpen-Clubs liegen zwei kleinere Gneisbrocken unmittelbar nebeneinander, wovon der eine um 90° gegen den zweiten abgedreht ist. Solche Erscheinungen wären schwierig zu deuten, wollte man eine metasomatische Entstehung des Bergeller Massivs durch Umwandlung im teilweise festen Zustand annehmen. Fast alle Beobachtungen deuten auf einen magmatisch-intrusiven Ursprung der beschriebenen Gesteine.

Genetische Betrachtungen

Durch die Vorstellung einer schmelzflüssigen Entstehung lassen sich auch heute noch viele Erscheinungen der Bergeller Gesteine am besten erklären, vor allem wenn man neuere experimentelle Ergebnisse und

Anschauungen mit in Betracht zieht. Man vergleiche in diesem Zusammenhang die ausgezeichnete Übersicht von MEHNERT (1959). Zwar ist im Bergell nicht der Idealfall einer magmatischen Intrusion mit grobkristalliner Kernzone und porphyrischem Rand verwirklicht. Vielmehr finden sich feinkörnige Partien unregelmässig verteilt und in plötzlichem Wechsel mit grob-porphyrischen Varietäten an den verschiedensten Stellen des Massivs. Drei wesentliche Probleme drängen sich bei der Betrachtung des Bergeller Massivs auf und werden anschliessend etwas näher erörtert:

1. Die Herkunft der Schmelzlösungen.
2. Die Assimilation von Fremdgestein.
3. Die strukturellen Besonderheiten.

Zu 1. Es geht hier um die Frage, inwieweit das intrudierte Material primär-magmatisch oder wiederaufgeschmolzen ist. Die anatektische Bildung granitischer Schmelzen ist im Laborversuch nachgeahmt worden (WINKLER und VON PLATEN, 1958). Aus genügend kalkreichem Material können auch Schmelzen granodioritischer Zusammensetzung hervorgehen. Da bei der anatektischen Aufschmelzung eine feste Phase übrigbleibt, sollten sich Relikte davon im intrudierten Gestein erhalten haben. Wie auch in andern Intrusionen junger Gebirge hat man im Bergell derartige Überreste bisher nicht beobachtet. Vielleicht wurden sie frühzeitig resorbiert oder blieben gesamthaft in der Tiefe zurück. Jedenfalls schliesst das Fehlen metamorpher Einschlüsse etwa von Cordierit und Sillimanit noch nicht einen weiter zurückliegenden, anatektischen Ursprung der Schmelzlösungen aus.

Zu 2. Die Randgebiete des Massivs sind an vielen Stellen durch aufgelöstes Nebengestein kontaminiert wie etwa am Monte Rosso und am Passo Vazzeda. Auch die zahllosen dunklen Schollen lassen sich mit geringen Ausnahmen als nicht resorbierte Nebengesteinseinschlüsse deuten, die in die flüssige Schmelze abgesunken sind. Gesamthaft hatte das Magma im Zeitpunkt des Eindringens wohl schon die jetzige Zusammensetzung. Der Raum für die Intrusion wurde nicht durch Aufschmelzung in situ sondern hauptsächlich durch tektonische Vorgänge geschaffen. Dagegen können sehr wohl in der Tiefe vor der Verfrachtung in das jetzige Niveau Einschmelzprozesse grösseren Umfangs das Magma verändert haben. Bemerkenswert ist in diesem Zusammenhang ein geringer Tonerdeüberschuss bei den meisten der analysierten Gesteine.

Die Hypothese einer schichtweisen Aufschmelzung an Ort und Stelle (DRESCHER und STORZ, 1926) lässt sich im nördlichen Bergeller Massiv

nirgends stichhaltig belegen. Nach dieser Theorie wäre auch schwierig zu verstehen, warum der Granodiorit plötzlich am Massivrand abbricht und typisch kontaktmetamorphen Gesteinen wie Kalksilikatfelsen Platz macht. Auch die mächtigen Gangausstrahlungen ins Nebengestein sind keine Stütze für eine metasomatische Entstehung. In einer neueren Arbeit nimmt DRESCHER (1940) einen weniger extremen Standpunkt ein. Er gibt zu, dass in den höheren, diskordanten Partien, in denen die Schmelze als fertiges Produkt aus der Tiefe vorlag, keine schrittweisen Übergänge von Nebengestein in Granodiorit zu beobachten sind. Weiter führt DRESCHER aus, dass die Gesteine unter Umwandlung in ein höheres Niveau verfrachtet werden konnten, wo sie diskordant das Verhalten echter Intrusionsgesteine zeigen.

Zu 3. Zwei Eigentümlichkeiten der Bergeller Gesteine müssen hier hervorgehoben werden: 1. der meist unvermittelte Wechsel von grobkörnigen und feinkörnigen Strukturen (Fig. 8) und 2. das allgemein verbreitete Auftreten der grossen, einsprenglingsartigen Feldspatkristalle. Die feinkörnigen Partien sind wohl etwas jünger als das grob-porphyrische Hauptgestein, in welchem man oft feinkörnige Gänge beobachtet. Doch scheinen sich die beiden Ausbildungsarten chemisch nicht wesentlich zu unterscheiden, wie aus den beiden Analysen 7 (grobkörnig) und 8 (feinkörnig) desselben Handstücks (Fig. 7) hervorgeht. Offenbar erstarrte der Hauptteil des Magmas zu grob-porphyrischen Gesteinen, während spätere Nachschübe als feinkörnige Partien Zwischenräume und Spalten ausfüllten.

Die auffälligen Strukturunterschiede sind nicht leicht zu erklären. Eine wesentliche Rolle spielte vielleicht bei der Kristallisation die Gegenwart einer fluiden Dampfphase. Wasser im überkritischen Zustand fördert nach JAHNS und BURNHAM (1958) einen raschen Materialtransport durch Diffusion und damit das Wachstum grosser Kristalle in Schmelzlösungen. Falls die granodioritische Schmelze mit Wasser gesättigt war, konnten Teile des Wassers durch lokale Druck- und Temperaturverschiebungen leicht entweichen („second boiling"), was zu rasch einsetzender Kristallisation führte. Die Gasblasen im Magma begünstigten die Entstehung der grossen, einsprenglingsartigen Kristalle. In den später erstarrten Partien kam es nicht zum Absieden des Wassers und daher auch nicht zu porphyrartigem Gefüge.

[Es fehlen Anzeichen für die Annahme, dass sich die grob-porphyrische Struktur allein durch spätere Umkristallisation im festen Zustand bildete. Dann wären jedenfalls die scharfen Kontakte mit den feinkörnigen Partien nicht verständlich. Einzelne Feldspatporphyroblasten entstan-

den allerdings erst später nach der Hauptkristallisationsphase. Dies fällt vor allem auf, wenn die Kristalle diskordant durch andere Strukturen hindurchgehen. Feldspatporphyroblasten, aber meist von Plagioklas, kommen auch in vielen dunklen Schollen vor, obwohl letztere vermutlich kein schmelzflüssiges Stadium durchmachten. In allen diesen Fällen spielte intergranulare Diffusion die Hauptrolle bei der Mineralbildung. Umkristallisationen im festen Zustand gab es lokal auch im Bergeller Massiv, aber als Ganzes zeigen die Gesteine magmatische Strukturen, und es ginge entschieden zu weit, die gesamte Intrusion metasomatisch zu erklären.

Die Arbeit wurde von Herrn Prof. Dr. F. Laves angeregt und durch die Mittel des Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung ermöglicht. Wertvollen Rat verdanke ich den Herren Prof. Dr. C. Burri, Prof. Dr. F. Laves und Dr. H. U. Bambauer, der auch die optischen Messungen ausführte. Durch Vermittlung der Herren Prof. Dr. R. Staub und Dr. T. Locher konnte der Albigna-Stollen begangen werden, wofür ich ebenfalls danke.

Literatur

Balconi, M. (1941): Ricerche petrografiche sulla regione del Serizzo. Period. Mineral. 12, S. 175—298.

Burnham, C. W. and Jahns, R. H. (1958): Experimental studies of pegmatite genesis: the solubility of water in granitic magmas. Bull. Geol. Soc. Amer. 69, S. 1544—1545.

Burri, C. (1959): Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage. Birkhäuser Verlag, Basel und Stuttgart.

Burri, C. und Niggli, P. (1949): Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens. Zweiter Hauptteil: Der Chemismus der postophiolithischen Eruptivgesteine. Schweizer Spiegel Verlag, Zürich.

Chayes, F. (1952): Notes on the staining of potash feldspar with sodium cobaltinitrite in thin section. Amer. Mineral. 37, S. 337—340.

Cornelius, H. P. (1913): Geologische Beobachtungen im Gebiet des Fornogletschers (Engadin). Zbl. Mineral. 1913, S. 246—252.

Drescher, F. K. (1940): Beiträge zur Kenntnis der Migmatit- und Assimilationsbildungen sowie der synantetischen Reaktionsformen. I. Über Schollenassimilation und Kristallisationsverlauf im Bergeller Granit. Chem. Erde 12, S. 304—417.

Drescher, F. K. und Storz, M. (1926): Ergebnisse petrographisch-tektonischer Untersuchungen im Bergeller Granit. Neues Jb. Mineral. B. B. 54, Abt. A, S. 284—291.

— (1929): Zur Tektonik und Genese des Bergeller Massivs (Versuch zur Behebung einiger Einwände). Zbl. Mineral. etc. 1929, Abt. A, S. 239—251.

JAHNS, R. H. and BURNHAM, C. W. (1958): Experimental studies of pegmatite genesis: melting and crystallization of granite and pegmatite. Bull. Geol. Soc. Amer. 69, S. 1592—1593.

LAVES (1952): Phase relations of the alkali feldspars. I. Introductory remarks. II. The stable and pseudostable phase relations in the alkali feldspar system. J. Geol. 60, S. 436—450 und 549—574.

MEHNERT, K. R. (1959): Der gegenwärtige Stand des Granitproblems. Fortschr. Mineral. 37, S. 117—206.

NIGGLI, P. (1922): Der Taveyannazsandstein und die Eruptivgesteine der jungmediterranen Kettengebirge. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 2, S. 169—275.

— (1931): Die quantitative mineralogische Klassifikation der Eruptivgesteine. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 11, S. 296—364.

NIGGLI, P., DE QUERVAIN, F. und WINTERHALTER, R. U. (1930): Chemismus schweizerischer Gesteine. Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Ser. 14.

DE QUERVAIN, F. und FRIEDLAENDER, C. (1942): Chemismus schweizerischer Gesteine. Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Ser. 20.

DE QUERVAIN, F. und JENNY, V. (1956): Chemismus schweizerischer Gesteine. Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Ser. 34.

REPOSSI, E. (1915): La bassa Valle della Mera. Studi petrografici e geologici. Mem. Soc. Ital. Sc. Nat. 8, S. 1—185.

STAUB, R. (1918): Geologische Beobachtungen am Bergeller Massiv. Vjschr. Natf. Ges. Zürich 63, S. 1—18.

— (1921): Geologische Karte der Val Bregaglia. Schweiz. Geol. Komm., Spezialkarte 90.

— (1946): Geologische Karte der Bernina-Gruppe. Schweiz. Geol. Komm., Geologische Spezialkarte 118.

— (1958): Klippendecke und Zentralalpenbau. Beziehungen und Probleme. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F. 103.

STEINMANN, G. (1913): Die Bedeutung der jüngeren Granite in den Alpen. Geol. Rdschau 4, S. 220—224.

WEBER, J. (1957): Petrographische und geologische Untersuchung des Tonalitzuges von Melirolo-Sorico zwischen Tessintal und Comersee. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 37, S. 267—397.

WENK, E. (1956): Die lepontinische Gneisregion und die jungen Granite der Valle della Mera. Eclogae geol. Helv. 49, S. 251—265.

WINKLER, H. G. F. und VON PLATEN, H. (1958): Experimentelle Gesteinsmetamorphose (II). Bildung von anatektischen granitischen Schmelzen bei der Metamorphose von NaCl-führenden kalkfreien Tonen. Geochim. Cosmochim. Act. 15, S. 91—112.

Institut für Kristallographie der Eidg. Technischen Hochschule, Zürich.

Eingegangen am 29. Dezember 1959.