Petrographische und geochemische Untersuchungen im Gebiet La Tscheppa-Lagrev (Julier-Bernina-Decke)

Autor(en): **Bühler, Ch.**

Objekttyp: **Article**

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

Band (Jahr): **63 (1983)**

Heft 2-3

PDF erstellt am: **27.04.2024**

Persistenter Link: https://doi.org/10.5169/seals-48745

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

Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 63, 457–477, 1983

Petrographische und geochemische Untersuchungen im Gebiet La Tscheppa-Lagrev (Julier-Bernina-Decke)

von *Ch. Bühler**

Abstract

The plutonic and dyke rocks of the lower Austroalpine Julier-Bernina nappe in the Tscheppa-Lagrev area (Engadin, Graubünden) have been investigated petrographically and geochemically.

These rocks are Upper Palaeozoic granitoids and have intruded into the metamorphic gneiss and micaschists. They can be classified in two different magmatic series. The older calcalkaline series consists of diorites and dominantly granodiorites ("Juliergranit"). The younger alkaline series is exposed as alkali-feldspar granites and rhyolites. The relationship of a small occurrence of a granite with mantled feldspars ("Granit mit Rapakivistruktur") is not yet clear. Because its finer grained groundmass shows granophyric texture, it may be a subvolcanic member of the calcalkaline series.

The youngest rocks are basic ("Spessartit") and silicic ("Granitporphyrgänge") dykes.

The Alpine metamorphism is manifested in the occurrence of stilpnomelane in the more silicic rocks.

Keywords: geochemistry, calc-alcali composition, rapakivi structure, spessartitic dykes, Eastern Swiss Alps.

Einleitung

Die Geologie des Juliergebietes wurde eingehend von CORNELIUS (1935, 1950, 1951) in seinem dreiteiligen Beitragsband zur geologischen Karte der Schweiz beschrieben. In der vorliegenden Arbeit werden neue Beobachtungen aus dem Kristallin der Julier-Bernina-Decke beschrieben.

Das eigentliche Arbeitsgebiet (Fig. 1) umfasst die drei hochgelegenen, gegen das Engadin geöffneten Kessel von La Tscheppa, Ils Chrutscharöls-Piz Mez und Lagrev. Es wird fast ausschliesslich durch Plutonite und Ganggesteine aufgebaut (Fig. 2). Im östlichen Teil, am Piz Polaschin, finden sich Schollen von altkristallinen Gneisen, Schiefern und Quarziten («Polaschinscholle»). Zu die-

*Mineralogisch-Petrographisches Institut, Universität, Baltzerstr. 1, CH-3012 Bern

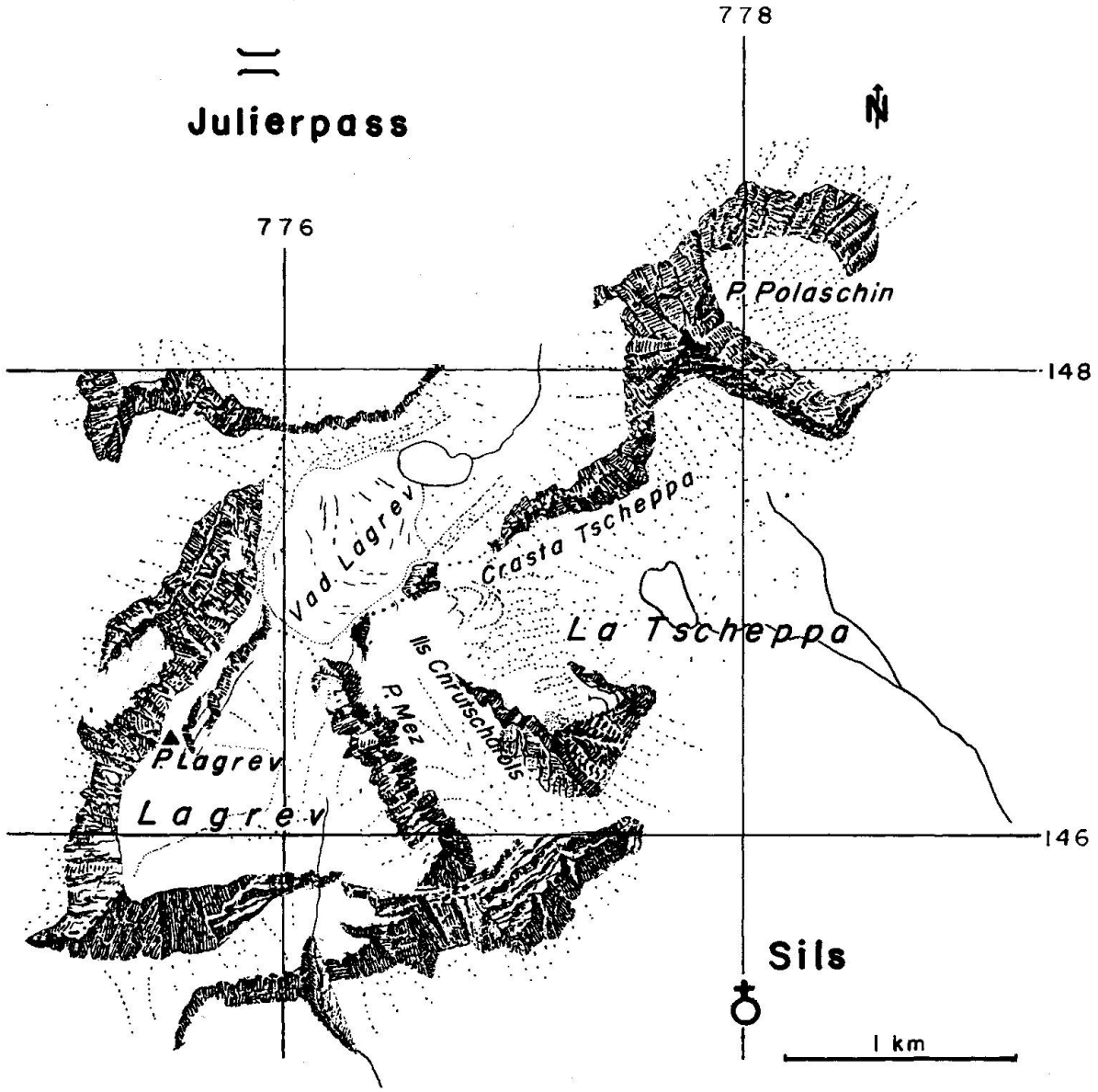

Fig. 1 Lage des Untersuchungsgebietes und geographische Gliederung.

ser Decke gehörende permotriadische und jüngere Sedimente stehen im untersuchten Gebiet keine an. Der Kontakt der Plutonite mit möglichen karbonischen Sedimenten (CORNELIUS, 1935; STAUB, 1916) spricht für ein jungpaläozoisches Alter. Unpublizierte radiometrische Altersbestimmungen an Zirkonen bestätigen dies (mdl. Mitt. Prof. M. Grünenfelder). Alle Plutonite scheinen nach diesen Daten während der variszischen Orogenese intrudiert zu sein.

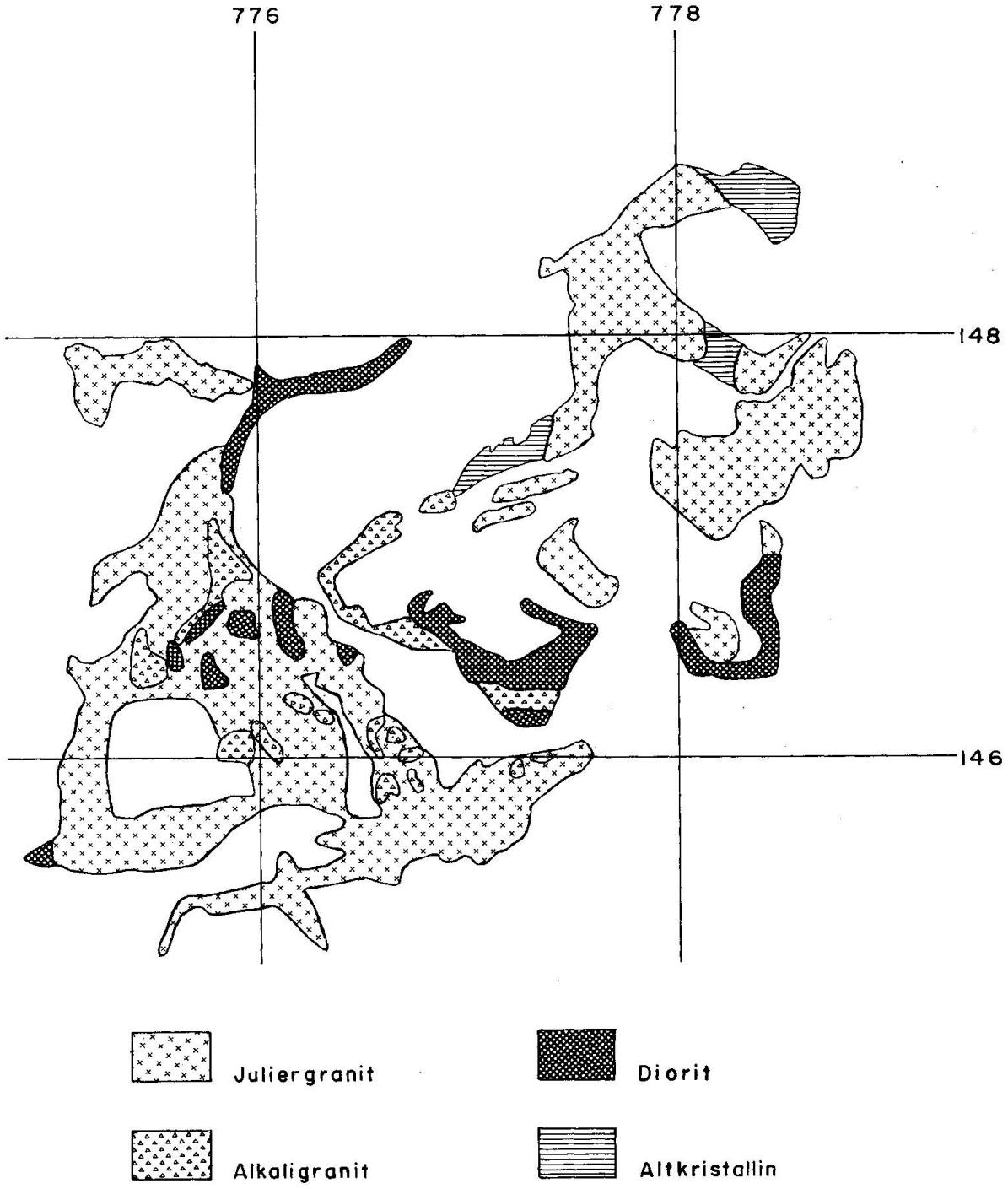

Fig. 2 Petrographische Übersicht über das Untersuchungsgebiet. (Nach CORNELIUS (1932) und eigenen Beobachtungen.)

Petrographie der Plutonite

In Anlehnung an die Arbeiten von CORNELIUS (1912, 1935) sowie an ältere Autoren werden die alten Gesteinsbezeichnungen in diesem Gebiet beibehalten. Allgemein recht bekannt ist der grüne Juliergranit, wie er an der Passstrasse ansteht. Aufgrund seines Modalbestandes (Fig. 3) müsste er nach der Nomenklatur von STRECKEISEN (1976) im Feld als Granodiorit, der Diorit als Quarzdiorit bis Tonalit bezeichnet werden. Der Alkaligranit ist eher als Quarzsyenit bis Syenogranit anzusprechen.

Als Neubildungen der alpinen Metamorphose finden sich in den sauren Partien des Juliergranits, im Alkaligranit und im Granit mit Rapakivistruktur Stilpnomelan. Neugebildeter Biotit, wie er südlich der Engadiner Linie im Corvatschgranit beschrieben wird (TROMMSDORFF et al., 1975), ist im untersuchten Gebiet nicht zu beobachten.

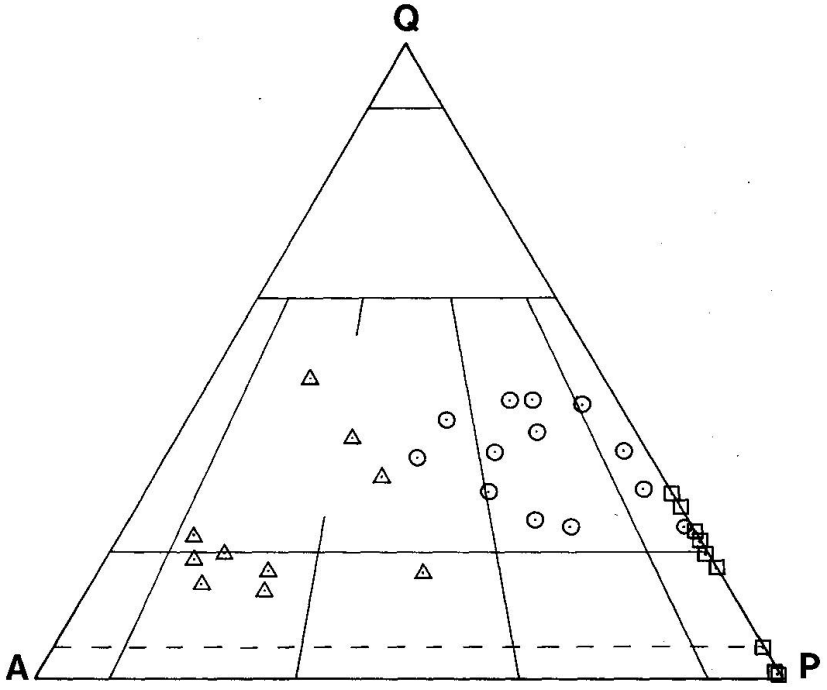

Fig. 3 Projektion des Modalbestandes der wichtigsten Gesteine im QAP-Diagramm. (Legende vgl. Fig. 5.) Hornblendefreie Alkaligranite zeichnen sich durch höhern Plagioklasgehalt aus.

Juliergranit

Den grössten Teil der im untersuchten Gebiet anstehenden Gesteine macht der Juliergranit aus (Fig. 2). Dieses hell anwitternde, mittel- bis grobkörnige,

leicht paralleltexturierte Gestein zeigt im frischen Bruch grün verfärbte Plagioklase (40–60%), was schon makroskopisch auf starke Zersetzung hinweist. Der Anteil an Kalifeldspat ist geringer (10–30%). Als weitere Hauptgementeile finden sich Quarz (25–45%) sowie Biotit und Amphibol (zusammen 5–10%).

Im Schliff zeigt sich der starke Zersetzungsgrad der Plagioklase erst recht. Die zu idiomorpher Ausbildung neigenden Plagioklase liegen meist nur noch in Form der Zersetzungsprodukte Serizit und Klinozoisit vor. Vielfach findet sich noch eine unzersetzte Randpartie, so dass ein ursprünglich zonierter Plagioklas angenommen werden darf. In weniger zersetzten Stellen sind feine polysynthetische Zwillingslamellen zu sehen.

Der Kalifeldspat wird meist etwas grösser als der Plagioklas. Er ist oft idiomorph und häufig nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt. In einigen Schliffen weist er Mikroklingitterung auf.

Quarz zeigt das typische Bild einer magmatischen Spätausscheidung. Er ist vollständig xenomorph. Manchmal tritt er auch nur in Form von Zwickelfüllung auf. Vielfältig sind die Deformationserscheinungen in Quarz. Sie reichen von weit verbreiteter undulöser Auslöschung bis zu suturierten Korngrenzen. Vereinzelt ist auch Subkornbildung zu beobachten. Aus den vorliegenden Schliffen lässt sich vermuten, dass diese Deformationserscheinung gegen die Basis der Decke hin häufiger wird.

Der ganze kartierte Juliergranit fällt eigentlich unter die «hornblendeführende Varietät» (CORNELIUS, 1935). Wenn der Gehalt an Amphibol auch recht variieren kann, so fehlt er selten gänzlich. Im Schliff lassen sich verschiedene Hornblenden unterscheiden. Mit der Mikrosonde und mit dem Spindeltisch konnten sie näher analysiert werden (BÜHLER, 1983). Es handelt sich bei der häufiger auftretenden Varietät um eine tschermakitische Hornblende. Etwas seltener tritt eine ferroedenitische Hornblende auf, die sich durch heller grüne Absorptionsfarben und eine höhere Doppelbrechung von der tschermakitischen unterscheidet. Seltener findet sich in epitaktischer Verwachsung mit der ferroedenitischen Hornblende Cummingtonit. Nach NOCKOLDS (1941) könnte dies auf eine Magmenkontamination hinweisen.

Der Biotit ist in einigen wenigen Schliffen noch frisch, in den meisten ausgebleicht bis vollständig «vergrünt». Der dabei entstandene Chlorit lässt sich durch die anomal graublauen bis violetten Interferenzfarben als Fe-Rhipidolit bestimmen. Häufig ist linsenförmig Epidot und Quarz eingelagert.

In kalifeldspatreichen, saureren Partien des Juliergranits finden sich feine Stilpnomelannadeln an Korngrenzen und Spaltrissen von Mikroklin, Hornblende, Biotit bzw. Chlorit und selten auch Plagioklas. Er ist wie Hellglimmer, Klinozoisit und Epidot eine Neubildung. Primär können diese Mineralien nie beobachtet werden.

An Akzessorien finden sich Zirkon, Orthit, Titanit, Apatit, Rutil und opake Mineralien.

Diorite

Das Vorkommen der Diorite im südlichen Juliergebiet wird von CORNELIUS (1935) als «gewaltige, geschlossene Platte, rings vom Granit umgeben» beschrieben. Das untersuchte Gebiet umfasst den oberen Teil der Platte, wo sie randlich z.T. in kleinere Schollen aufgelöst ist und von Gängen und Apophysen jüngerer Gesteine durchdrungen wird. Die Diorite zeigen sehr wechselhaften Charakter. Auf Schritt und Tritt ändern sie sich von feinem zu grobem Korn, von heller zu dunkler Ausbildung.

Nach vergrüntem Plagioklas (50–60%) ist Amphibol das häufigste Mineral (10–15% in den hellen Varietäten, 40–50% in den dunklen). Daneben kommen Biotit (5%) und Quarz (5–15%) vor.

Die Korngrösse der Diorite, auch der grobkörnigen Varietäten, ist deutlich geringer als im Juliergranit. Zwar wechselt sie stark, doch sind diese Gesteine im Handstückbereich ziemlich gleichkörnig. Plagioklas, seltener auch Amphibol, neigt zu idiomorpher Gestalt. Manchmal kann in den feinkörnigen Dioriten eine leichte Einregelung der stengeligen Hornblenden beobachtet werden. Doch sonst ist die Textur durchwegs massig.

Grobkörniger Diorit tritt nie in direktem Kontakt zum Juliergranit auf. Am Kontakt der beiden Gesteine wird die Korngrösse des Diorits ständig feiner. Während sie allgemein in den feinkörnigen Partien bei 0,2–0,5 mm liegt, wird sie unmittelbar am Kontakt bis fünfmal geringer. Dieses Phänomen wird als Abkühlungseffekt, bewirkt durch den wenig später eingedrungenen Juliergranit, gedeutet (vgl. dazu «Instrusionsabfolge»).

Im Schliff zeigt sich auch hier die starke Zersetzung der Plagioklase. Noch viel mehr als im Juliergranit bestehen sie aus einer Masse aus Serizit und Klinozoisit, wobei letzterer manchmal in Flecken angehäuft ist. Die Korngrenzen können dabei völlig verwischt sein.

Das von CORNELIUS (1935) beschriebene Auftreten zweier verschiedener Hornblenden in den Dioriten konnte in den untersuchten Schliffen ebenfalls beobachtet werden. Häufig ist eine gemeine Hornblende. Manchmal sind die Körner im Kern fleckenartig in Chlorit umgewandelt. In einigen Schliffen des grobkörnigen Diorits findet sich eine aktinolithische Hornblende. Plagioklas ist häufig als Einschluss vorhanden.

Mengenmässig untergeordnet, findet sich in einigen Schliffen Pyroxen. Selten sind die farblosen Körner frisch. Vor allem randlich, teils auch fleckig im Innern, werden sie homoaxial durch blaugrüne Hornblende ersetzt. Auch eine Umwandlung in niedrig doppelbrechenden Chlorit wird beobachtet.

Biotit ist fast immer vollständig chloritisiert. Die Zersetzung beginnt mit einer immer stärker werdenden Bleichung des Biotits und endet als Umwandlung in Chlorit und zum Teil in Epidot. Am häufigsten entsteht Fe-Rhipidolit pseudomorph nach Biotit. Gleichzeitig wird Leukoxen, manchmal auch Tita-

nit, ausgeschieden. Epidot ist linsenförmig eingelagert und kann bis zur Hälfte des ehemaligen Biotitkorns ausmachen. Etwas seltener ist linsenförmige Umwandlung in Grochauit-Klinochlor (WETZEL, 1973). Seine schuppigen, blättrigen Aggregate sind radialstrahlig oder rispenartig angeordnet und drängen die Leukoxenausscheidungen zur Seite.

An Akzessorien findet sich häufig Titanit in den hellen Dioritvarietäten. In den dunklen tritt er als Umwandlungsprodukt saumartig um Ilmenit auf. Apatit ist überall vorhanden, während Zirkon nur selten zu beobachten ist. Die opaken Mineralien setzen sich vor allem aus Pyrit, teils in Hämatit umgewandelt, und xenomorphem Ilmenit zusammen. In einigen Schliffen ist leistenförmiger Leukoxen und Ilmenit zusammen mit Pennin oder Klinozoisit in vier- oder sechseckigen Aggregaten in den mafischen Gemengteilen eingelagert. In diesen rufen sie dann eine «siebartige Durchlöcherung» hervor. Auch hier scheint es sich um eine Umwandlungserscheinung zu handeln. Das ursprüngliche Mineral kann aber nicht mehr bestimmt werden.

Im Lagrevkessel, wo die westlichsten Dioritvorkommen liegen, steht vor allem die feinkörnige Dioritvarietät an. Hier treten kleine orbikulare Strukturen auf, die aus einem xenomorphen Quarzkorn im Zentrum und einem Saum aus dicht verwachsenen Hornblenden besteht. Vor allem auf den gletscherpolierten Flächen fallen die bis 5 mm grossen «Äuglein» auf.

Am Ostabfall des Chrutscharölskammes gegen den Tscheppasee steht lokal ein kleines Vorkommen von plagioklasführendem Pyroxen-Hornblendit an. CORNELIUS (1935), der diese Gesteine nur im Geröll gefunden hat, beschreibt sie als «basische Schlieren im Diorit». Vermutlich handelt es sich um ultramafische Xenolithe.

Alkaligranit

Der Alkaligranit kommt stock- und gangartig sowohl im Juliergranit wie im Diorit vor. Zu beiden Gesteinen bildet er scharfe Kontakte.

Er ist ausgesprochen gleichkörnig. Typisch sind die scharfkantigen Körner im frischen Bruch. Ein Anflug von Paralleltextur, wie sie im Juliergranit öfters zu beobachten ist, findet sich hier nirgends.

Im Feld lassen sich zwei Varietäten unterscheiden. In einer roten sind die Kalifeldspäte (30–70%) leicht rosa bis intensiv karminrot gefärbt, während sie in der grauen kein Pigment aufweisen. In beiden Varietäten heben sich die mafischen Gemengteile Biotit und Amphibol (3–10%) von den femischen deutlich ab. Neben Kalifeldspat bestehen diese aus Quarz (20–40%) und Plagioklas (10–30%).

Typisch für dieses Gestein sind die metallisch glänzenden Rutschharnische aus Hämatit, die erstmals von HEIM (1883) erwähnt wurden. Sie finden sich verbreitet am Lagrev-Gipfelgrat.

Auch im Schliff manifestiert sich eine geringere Deformation und Zersetzung als im Juliergranit. Zwar zeigt der Quarz auch undulöse Auslöschung, jedoch scheint diese schwächer. Suturierte Korngrenzen und beginnende Subkornbildung können nie beobachtet werden.

Der Kalifeldspat neigt zu idiomorpher Ausbildung. Er ist immer perthitisch entmischt und bisweilen nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt. Eine Mikroklingitterung konnte an diesen Feldspäten nie beobachtet werden, auch wenn sie bei der Röntgenanalyse Mikroklin ergeben.

Ebenso neigt der Plagioklas, etwas geringer in der Korngrösse, zu idiomorpher Ausbildung. Er ist nur in der Kernpartie etwas zersetzt. Wie Mikrosondenmessungen ergaben, handelt es sich um einen Oligoklas. An der Korngrenze zu Kalifeldspat werden oft myrmekitische Strukturen beobachtet. Lappenartig wächst Plagioklas in den Kalifeldspat hinein und bildet Myrmekite. Wie experimentelle Arbeiten zeigten, kann bei hohen Temperaturen eine beachtliche Menge «Myrmekitmoleküle» in einem oder beiden Feldspäten gelöst sein (CHARMAN und TUTTLE, 1963). Die Myrmekitausscheidung könnte somit einen Hinweis auf hohe Bildungstemperaturen darstellen.

Der Amphibol ist grösstenteils fast völlig idiomorph. Er scheint als erster Hauptgemengteil ausgeschieden worden zu sein. Nach der Nomenklatur von LEAKE (1978) handelt es sich um eine hastingsitische Hornblende. Biotit liegt meist frisch vor und weist einen äusserst starken Pleochroismus auf. Etwas weniger häufig ist er ausgebleicht oder chloritisiert. Stilpnomelan ist in diesem Gestein weit verbreitet. Er tritt in Form von hellrostroten Bärten in Spaltrissen oder an Kornrändern von Biotit, Hornblende, Kalifeldspat und Erzkörnern auf.

An Akzessorien ist Zirkon überaus häufig. Oft wird auch Apatit und Ilmenit, selten Titanit und Orthit beobachtet.

Granit mit Rapakivistruktur

Im westlichen Teil des Untersuchungsgebiets, im hochgelegenen Lagrevkessel, finden sich kleinere Vorkommen eines Granits mit Rapakivistruktur. Blassrosa gefärbte, gerundete Kalifeldspateinsprenglinge sind von einem gelblichweiss anwitternden Plagioklasmantel umgeben. Sie heben sich deutlich von der lichtgrauen, feinerkörnigen Grundmasse ab. CORNELIUS erwähnt nirgends ein Vorkommen dieser Art. Da er als sehr sorgfältiger Feldgeologe bekannt ist, kann ihm dieser Granit nur darum entgangen sein, weil die Aufschlüsse oft nur während weniger Wochen schneefrei sind. Bei der Kartierung des Lagrevkessels, aber auch beim Mikroskopieren und den chemischen Analysen stellte sich aber dann heraus, dass dieses Gestein durchaus geologische Selbständigkeit besitzt und nicht eine besondere Varietät des Juliergranits darstellt. In der fein-

körnigen (0,2–1 mm) Grundmasse liegen Einsprenglinge von 4–7 mm Grösse aus Kalifeldspat, Quarz und Plagioklas. Die ummantelten Kalifeldspateinsprenglinge sind perthitisch entmischt, ihre Ecken abgerundet. Manchmal wird ihre Verzwillingung von Mantelplagioklas, der epitaktisch aufgewachsen ist, übernommen. Dies zeigt sich im Schliff durch unterschiedliche Auslöschung zweier Mantelhälften. Gelegentlich finden sich auch angeheftete Plagioklaskörner (Synneusis). Der Plagioklas ist leicht zersetzt, was im Schliff vermuten liess, dass es sich nicht um einen Albitsaum handelt. Mikrosondenanalysen ergaben dann auch einen CaO-Gehalt zwischen 2,5 und 4,9%, was einem Oligoklas bis Andesin entspricht. Nur wenige Messungen ergaben reinen Albit. Innerhalb des Mantels wird gelegentlich eine schriftgranitische Verwachsung mit Quarz beobachtet. Nach aussen sind die Plagioklasmäntel oft idiomorph.

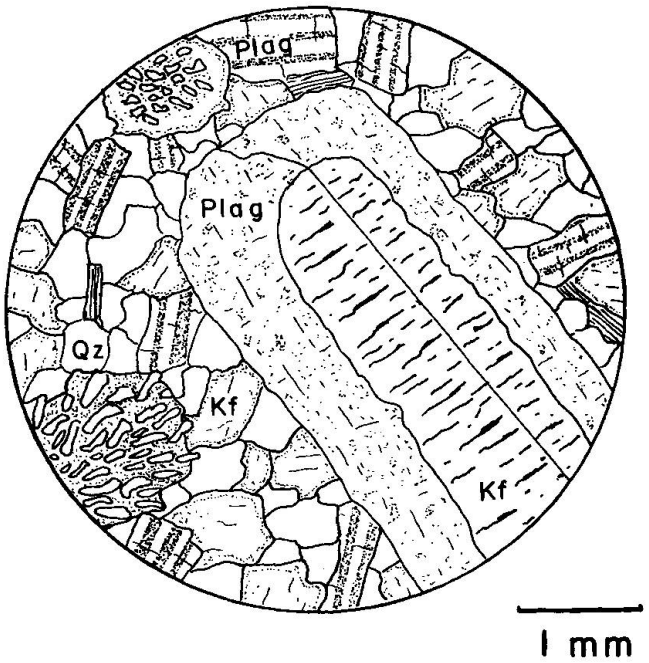

Fig. 4 Dünnschliffskizze des Granits mit Rapakivistruktur. Der Plagioklas ist einem Kalifeldspatkorn mit gerundeten Ecken aufgewachsen und hat dabei die Verzwillingung übernommen. In der feinerkörnigen Grundmasse finden sich symplektitische Verwachsungen von Kalifeldspat und Quarz.

Die Plagioklaseinsprenglinge sind etwas kleiner und leicht zersetzt. Sowohl idiomorphe wie xenomorphe Einsprenglinge kommen vor. Auch werden gelegentlich Körner beobachtet, die einen gerundeten, stärker zersetzten Kern und darum einen nach aussen idiomorphen Mantel besitzen.

Die Quarzeinsprenglinge setzen sich meist aus mehreren Quarzkörnern zusammen, die untereinander magmatisch verzahnt sind. Randliche Einschlüsse von Mineralien der Grundmasse am Rand lassen darauf schliessen, dass die Quarze epitaktisch weitergewachsen sind.

Die Grundmasse besteht etwa zur Hälfte aus Kalifeldspat. Danach kommt Quarz und Plagioklas. Biotit, z.T. chloritisiert, und Hornblende sind untergeordnet. Die Kalifeldspäte sind perthitisch entmischt und haben manchmal im Kontakt mit Plagioklas, der leicht zersetzt ist, sehr feinen Myrmekit. Stilpnomelan wird ausschliesslich am Rand und in Spaltrissen von Biotit beobachtet.

An Akzessorien kommen Titanit, Orthit, Zirkon, Apatit und opake Mineralien vor. Die Struktur der Grundmasse ist granophyrisch. Quarz und Kalifeldspat sind oft symplektitisch miteinander verwachsen. Diese Struktur zeugt von einer raschen Abkühlung eines hypovulkanischen Granitmagmas (BARD, 1980; MEHNERT, 1968).

Nach HIBBARD (1981) lässt sich die Entstehung der Rapakivistruktur durch ein Modell von Magmenmischung erklären. Wie weit dies für diesen Granit zutrifft, kann aus den bisherigen Feldbeobachtungen nicht schlüssig gesagt werden. Auffallend ist, dass er immer in Begleitung oder in der Nähe von Diorit vorkommt. Im untern Teil des Lagrevkessels findet er sich vereinzelt als «Corona» um Dioritschollen im Juliergranit. Doch die Hypothese einer Kontakterscheinung zwischen dem Juliergranit und dem Diorit kann die Frage «Wieso kommt dieser Granit nicht auch an andern Kontaktzonen vor?» nicht beantworten. Die Beobachtungen im obern Teil des Kessels fordern eine andere Erklärung. Hier begleitet er beidseitig eine langgestreckte Dioritscholle und durchdringt diese als Gang. Die Kontakte zum Diorit, im welchem manchmal randlich eine Sprossung von Kalifeldspatporphyroblasten beobachtet werden kann, wie auch zum Juliergranit sind scharf. Aplitgänge im Juliergranit werden scharf durchschlagen.

Obwohl hier ziemlich viele Feldbeobachtungen vorliegen, lassen sich noch keine endgültigen Aussagen über diesen Granit mit Rapakivistruktur machen. Um seine Natur zu klären, sind weitere Untersuchungen nötig, insbesondere weil die bis jetzt vorliegenden etwas widersprüchlich anmuten. Eine Detailkartierung und eine eingehende geochemische Untersuchung könnten weiterhelfen.

Ganggesteine

Die bis jetzt beschriebenen Plutonite werden von verschiedenen Ganggesteinen durchschlagen.

Basische Gänge

Basische Gänge wittern dunkelbraun an und heben sich so oft schon von weitem vom umgebenden Gestein ab. Zum Nebengestein haben sie einen scharfen Kontakt und einen feinerkörnigen Rand (chilled margin). Makroskopisch

gleichen sie stark den feinkörnigen Dioriten. In einigen Gängen werden Einsprenglinge von Plagioklas beobachtet.

Im Mikroskop zeigen sich ophitische Strukturen. Plagioklas ist meist im Kern zersetzt, hat aber immer einen unzersetzten Saum aus nahezu reinem Albit (CORNELIUS, 1935).

An mafischen Gemengteilen kommen in einem Teil der Gesteine vor allem Pyroxen, in einem andern Teil vor allem Hornblende vor. Der im Schliff farblose bis leicht bräunlichgrüne Pyroxen ist bisweilen fast idiomorph ausgebildet. Er zeigt Umwandlungen in eine aktinolithische Hornblende. Auch Chlorit und Epidot treten als Umwandlungsprodukte auf und bilden zusammen mit der Hornblende nesterförmige Aggregate.

Die gesteinsbildende Hornblende wandelt sich randlich in Fe-Rhipidolit um. Biotit ist in den untersuchten Schliffen restlos in einen Chlorit der Gruppe Brunsvigit-Aphrosiderit-Fe-Rhipidolit (WETZEL, 1973) umgewandelt. Ausgeschiedenes Titan findet sich randlich als Leukoxen, bevorzugt an Ilmenit angelagert. Dieser ist immer reichlich vorhanden und zeigt bisweilen auch einen Saum aus Titanit.

Apatit ist überaus häufig. Selten beobachtet werden Zirkon und Pyrit. Aufgrund chemischer und petrographischer Kriterien erweist sich für die massigen Gesteine der Begriff «dioritische Spessartite» nach der Definition von WIMMENAUER (1973) als zutreffend, während Gänge mit einem grössern Anteil an Plagioklaseinsprenglingen eher als «Dioritporphyrite» anzusprechen sind.

Quarzporphyrgänge

In Anlehnung an CORNELIUS (1935) wird diese Gesteinsbezeichnung beibehalten. RAGETH (1982) beschreibt zwar im Berninagebiet neben Rhyolithgängen auch Rhyolithe. Im Gebiet Tscheppa-Lagrev treten diese Gesteine aber ausschliesslich gangförmig auf. Ihre Mächtigkeit liegt zwischen einem und 20 Metern. Ihrer hellen Anwitterungsfarbe wegen können die grösseren Gänge von weitem erkannt werden (z. B. im Südwestabfall von Ils Chrutscharöls).

In einer lichtgrauen, manchmal grünlich, manchmal rötlich anwitternden Grundmasse liegen Einsprenglinge von Quarz und Kalifeldspat, der oft intensiv rot gefärbt ist. Der Kontakt zum Nebengestein ist scharf. Eine Abnahme der Korngrösse gegen den Rand kann nicht beobachtet werden.

Im Schliff zeigen die idiomorphen Quarzeinsprenglinge meist gerundete Kanten und Ecken. Seltener sind auch Korrosionsbuchten zu sehen. Die feinperthitisch entmischten Kalifeldspäte sind oft nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt. Als weitere Einsprenglinge zeigen sich im Schliff untergeordnet kaum zersetzter Plagioklas und chloritisierter Biotit.

Die Grundmasse besteht aus Quarz, Kalifeldspat und Plagioklas sowie sten-

gelige oder haufenförmige Chloritaggregate, deren Ursprung nicht mehr eindeutig bestimmt werden kann. Kalifeldspat und Quarz können symplektitisch miteinander verwachsen sein. Dabei zeigen sie eine sphärulitische bis radialstrahlige Struktur.

In einer etwas andern Varietät, die viel weniger Quarzeinsprenglinge enthält, erweist sich die Grundmasse als gröberkörnig. Das ganze Gestein besteht hier fast gänzlich aus symplektitischen Kalifeldspat-Quarz-Verwachsungen.

Akzessorisch treten radialstrahlig angeordnete Hellglimmerplättchen, Epidot, Karbonat, Apatit und Zirkon auf.

Granitporphyrgänge

Die dunkle Anwitterungsfarbe, der kantige Bruch und die geringe Korngrösse lassen diese Gesteine den Spessartiten zum Verwechseln ähnlich erscheinen. Manchmal lässt sich der wahre Charakter nur im Schliff bestimmen.

CORNELIUS (1935) bezeichnet diese Gesteine als «Syenitporphyre», beschreibt jedoch kein Vorkommen im Tscheppa-Lagrev-Gebiet. Sie sind viel seltener als die Spessartite und die Quarzporphyre. Wie diese Gänge haben auch sie einen sehr scharfen Kontakt zum Nebengestein.

In einer feinkörnigen Grundmasse aus Kalifeldspat, Plagioklas und Quarz, sowie etwas Chlorit und Calcit, liegen Einsprenglinge aus perthitischem Kalifeldspat. In Schliffen aus sehr feinkörnigen Partien lassen sich die Feldspäte trotz Färben nicht mehr auseinanderhalten, so dass die Zusammensetzung nur röntgenographisch ermittelt werden kann. Sie bilden zusammen mit Quarz ein sehr dichtes Gefüge. Manchmal sind symplektitische Verwachsungen zu beobachten. Die für Quarzporphyre typischen Quarzeinsprenglinge fehlen hier. Calcit tritt als unförmige Aggregate zwischen den Feldspäten und dem Quarz auf. Chlorit bildet blassgrüne-grüne Aggregate aus sehr feinschuppigen Körnern. Mit seinen anomal dunkelgrünen-schwarzen Interferenzfarben erinnert er stark an die Chloritaggregate der Alkaligranite.

An Akzessorien tritt Ilmenit, zum Teil mit Titanitsaum, sowie Apatit und vereinzelt Zirkon auf.

Aplite

Aplite treten zwar im ganzen Gebiet überall auf, doch erreichen sie nie die Mächtigkeit der andern Ganggesteine. Auch lassen sie sich immer nur über kurze Distanzen verfolgen.

Mit einer Ausnahme gehören alle beobachteten Aplite den von CORNELIUS (1935) als «weisse Aplite» ausgeschiedenen Gängen an.

Während ein Teil der Gänge bezüglich Korngrösse ausgesprochen homogen ist, zeigt ein anderer Teil Quarz und Kalifeldspat in jeder Korngrösse bis 1 mm. Die Plagioklaskörner aber sind deutlich geringer. Fast immer sind mikropegmatitische Strukturen zu beobachten. Dies kann ins Extreme gesteigert sein, so dass grössere Partien mit schriftgranitischer Verwachsung zwischen Quarz und Kalifeldspat einerseits, zwischen Quarz und Plagioklas andererseits vorkommen.

Biotit ist immer vergrünt oder durch Fe-Rhipidolit ersetzt. Akzessorien sind selten. Zu erwähnen sind Apatit, Zirkon und Pyrit.

Bei einem einzigen «roten » Aplit besteht im Feld ein klarer Zusammenhang zum Alkaligranit. Er zeigt die gleiche Zusammensetzung wie dieser. Die Korngrösse ist etwas geringer, liegt aber doch deutlich über derjenigen der «weissen» Aplite.

Intrusionsabfolge der Plutonite und Ganggesteine

Die ältesten Gesteine sind die am Rand des untersuchten Gebietes anstehenden Gneise, Glimmerschiefer und Quarzite, die vermutlich schon vor der Intrusion der verschiedenen Plutonite und Ganggesteine metamorph vorlagen. Das grösste Vorkommen dieser altkristallinen Gesteine findet sich am Piz Polaschin (Fig. 2). Der von CORNELIUS (1935) geprägte Ausdruck «Polaschinscholle» passt gut, scheint es sich doch hier um eine riesige Scholle zu handeln, die keine Verbindung zu andern Altkristallinvorkommen hat (vgl. CORNELIUS, 1932).

Die Kontakte zu den Plutoniten sind im untersuchten Gebiet schlecht aufgeschlossen. Meist liegen sie im Schutt verborgen und können darum nicht näher beobachtet werden. So kann auch nicht festgestellt werden, ob sie primär oder tektonisch sind. CORNELIUS (1935, S. 54) beschreibt zwei Intrusionskontakte zwischen Altkristallin und Diorit im Julier- bzw. Albulagebiet.

Vereinzelte kleinere, im Juliergranit eingeschlossene Altkristallinschollen zeigen, dass es randlich zu einer beginnenden Aufschmelzung des Gneises gekommen ist.

Die verschiedenen Kontaktverhältnisse zwischen Juliergranit und Diorit scheinen miteinander im Widerspruch zu stehen. Einerseits beobachtet man im Juliergranit überall Dioritschollen. Zudem ist der Diorit von vielen granodioritischen Adern und Apophysen durchzogen. Sehr deutlich ist dies am Nordostfuss von Ils Chrutscharöls oberhalb des Tscheppasees zu beobachten. In dieser Zone wechselt das Gestein ständig seinen Charakter. Bald ist es von geringer Korngrösse wie feinkörniger Diorit, bald grobkörnig wie Juliergranit, allerdings ohne wesentliche Zunahme des Quarzgehaltes. Dies deutet auf eine Intrusion des Juliergranits in den Diorit hin.

Andererseits beobachtet man sowohl im Feld wie auch im Dünnschliff, dass die Dioritschollen am Kontakt zum Juliergranit gegen den Schollenrand hin

zunehmend feinkörniger werden. Dieses Phänomen, wie auch die stellenweise intensive Durchmischung beider Gesteine, lässt eher auf eine Intrusion von heisserem Dioritmagma in etwas kühleres (aber noch nicht verfestigtes) Granitmagma schliessen.

Die verschiedenen Erscheinungen lassen sich nur miteinander vereinbaren, wenn man annimmt, dass beide Magmen mehr oder weniger gleichzeitig intrudiert sind. Anhand verschiedener Modelle soll nun kurz aufgezeichnet werden, wie es möglich ist, die widersprüchlich anmutenden Beobachtungen unter einen Hut zu bringen.

1. Der Diorit ist vor dem Juliergranit gebildet worden und in ein höheres Niveau aufgestiegen. Darauf intrudierte der Juliergranit. WIMMENAUER (1963) findet eine ähnliche Abfolge für den Alptalgranit. Im vorliegenden Fall erfolgte aber die Granitintrusion in den Diorit, als dieser noch nicht völlig auskristallisiert war. Viskositätsunterschiede verhinderten eine richtige Durchmischung der beiden Magmen. Die geringere Wärmekapazität des Juliergranits liess die Dioritschollen am Rand rascher abkühlen, was zu einem gegen aussen feinkörniger werdenden Rand führte.
2. DIDIER (1973) erklärt den feinkörnigen Rand um die Einschlüsse mit dem Aufsteigen eines dioritischen Magmas im Verlaufe einer Anatexis in eine etwas kühlere Zone. Um dieses Magma bildete sich ein palingenetischer, homogener Granit, der die weitere Bewegung des Diorits verhinderte und seine Zerlegung in Schollen bewirkte. Randlich sind diese schneller abgekühlt.
3. WAGER und BAILEY (1953) schlagen ein Modell vor, in dem angenommen wird, dass heissere basischere Magma sei in den kühlern, aber noch nicht verfestigten Granit intrudiert. Dies führte zu einem feinkörnigen Rand der Schollen. Nachfolgende Bewegungen zerriss den Dioritkörper in verschiedenen Stadien seiner Konsolidierung. Noch mobiles saures Magma drang ein und durchaderte den Diorit.

Dies alles muss aber nicht an Ort und Stelle geschehen sein. Die Intrusion des einen Magmas in das andere kann auch mit einem tiefern Krustenniveau erfolgt sein. Beide Magmen wären dann miteinander aufgestiegen, wobei der Diorit einem riesigen Einschluss gleich im Juliergranit steckte. Welches der drei Modelle am ehesten in Betracht gezogen werden muss, kann aus den vorliegenden Beobachtungen nicht gesagt werden. Alle drei könnten aber die eigenartige Form der «Dioritplatte» und die sehr spärlichen Kontakte zwischen Diorit und Altkristallin erklären.

Die Gänge und Stöcke des Alkaligranits sind in den Juliergranit und den Diorit eingedrungen. Die Kontakte sind durchwegs sehr scharf. Eingeschlossene Nebengesteinsschollen sind nicht angegriffen und völlig unverdaut.

Unsicher ist die Intrusion des Granits mit Rapakivistruktur. Der scharfe

Kontakt zum Juliergranit wie auch eine beobachtete Juliergranitscholle lassen ihn als jünger erscheinen. Auch durchschlägt er im Juliergranit steckende Apli-te mit scharfem Kontakt. Über seine altersmässige Stellung zum Alkaligranit kann nichts gesagt werden, da die beiden Gesteine nie in gemeinsamem Kontakt gefunden wurden.

Die Quarzporphyrgänge durchschlagen alle bisher erwähnten Gesteine scharf. Zwar wurde nirgends ein direkter Kontakt zu den Apliten festgestellt, doch dürften diese als direkte Gefolgschaft einer Granitintrusion älter sein als der Quarzporphyr.

Die Frage nach der Altersbeziehung zwischen Quarzporphyren und Spessartiten, die CORNELIUS (1935) offengelassen hat, konnte gelöst werden. Insgesamt fanden sich im untersuchten Gebiet drei Stellen, wo ein Spessartit einen Quarzporphyr durchdringt. Somit stellen die Spessartite bis jetzt die jüngsten Gesteine dar. Ob ihre Instrusion auch nach derjenigen der Granitporphyre erfolgte, muss weiterhin offen bleiben, da bis jetzt kein gemeinsamer Kontakt bekannt ist. Wie ein Aufschluss am benachbarten Piz da las Coluonnas zeigt, durchdringen diese ebenfalls den Quarzporphyr (mdl. Mitt. Prof. TJ. PETERS).

Geochemie

Die chemische Zusammensetzung der verschiedenen Plutonite und Ganggesteine wurde mit Röntgenfluoreszenz bestimmt. Die Analyse von Fe-(II) erfolgte nasschemisch und von CO_2 coulometrisch. Das Wasser wurde aus dem Glühverlust und der Differenz an CO_2 und aufoxidiertem Fe-(II) berechnet. Eine Zusammenstellung der verschiedenen Analysen findet sich im Anhang.

Zur Übersicht sind die Werte in ein Q′-ANOR-Diagramm (Fig. 5) nach STRECKEISEN und LE MAITRE (1979) eingetragen. Eine solche Darstellung hat den Vorteil, dass Ganggesteine, deren Modalbestand schwierig zu ermitteln ist, gleichzeitig mit den Plutoniten betrachtet werden können.

Die Diorite widerspiegeln die grosse Variation, die sie auch im Feld und im Dünnschliff aufweisen. Der Juliergranit zeigt deutlich eine Abhängigkeit vom Anteil an mafischen Gemengteilen. Mafitreiche Proben ziehen gegen die «Dioritecke» hinunter.

Der Granit mit Rapakivistruktur nimmt eine Zwischenstellung zwischen dem Juliergranit und dem Alkaligranit ein. Die drei Analysen weisen eine sehr geringe Streuung auf, die auch in andern Darstellungen zum Ausdruck kommt (vgl. Fig. 7). Dies gilt aber überhaupt nicht für die Analysen der Aplite. Eine ursprüngliche Vermutung, die Quarzporphyrgänge könnten mit den Metavulkaniten des Piz Neir (MERCOLLI, 1982) in Verbindung stehen, kann nun ausgeschlossen werden. Sie zeigen eine deutlich andere Zusammensetzung als die

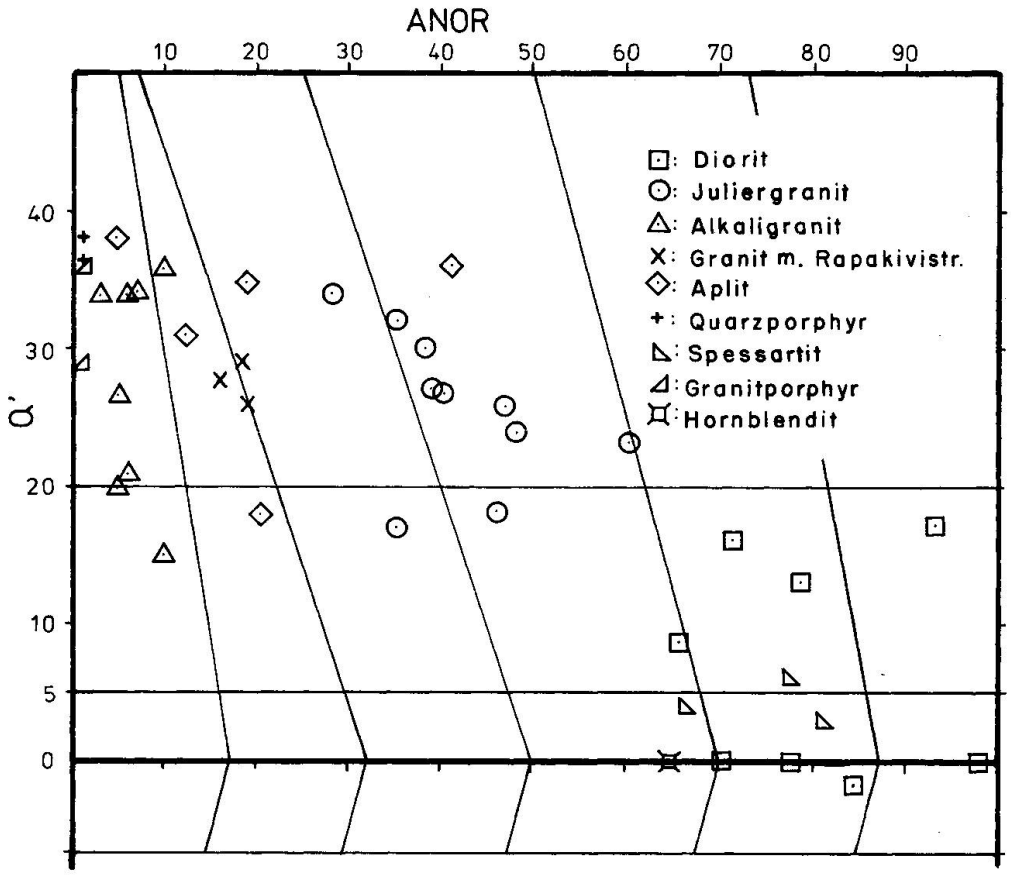

Fig. 5 Verteilung der Plutonite und Ganggestein im Q'-ANOR-Diagramm nach STRECKEISEN und LE MAITRE (1979).

Neirporphyroide, welche zusammen mit den Grünschiefern und den violetten Sprenkelschiefern eine kalkalkalische Serie aufbauen. Die Quarzporphyre hängen vielmehr mit den Alkaligraniten zusammen. Diese bilden zusammen mit den Syeniten, die allerdings nur in der Bernina vorkommen, eine alkalische Serie.

Die Analysen in einem Variationsdiagramm $Na_2O + K_2O$ gegen SiO_2 aufgetragen ergeben zwei verschiedene magmatische Serien (Fig. 6).

In diesem Diagramm sind zusätzlich die Analysen der Alkaligranite und Syenite aus NIGGLI et al. (1930) und aus RAGETH (1982) eingetragen. Beide Serien trennen sich klar voneinander. Die, wie aus den Feldbeobachtungen hervorgeht, ältere kalkalkalische Serie wird aus den Dioriten und dem Juliergranit aufgebaut. Zur alkalireicheren, jüngeren gehören zusätzlich die Quarzporphyre. Sie könnten allein nach diesem Diagramm auch saure Restdifferentiate des Juliergranits darstellen. Doch konnte RAGETH (1982) mit Variationsdiagrammen verschiedener Spurenelemente zeigen, dass die Rhyolithe und Quarzporphyrgänge in die Serie der Alkaligranite und Syenite gehören.

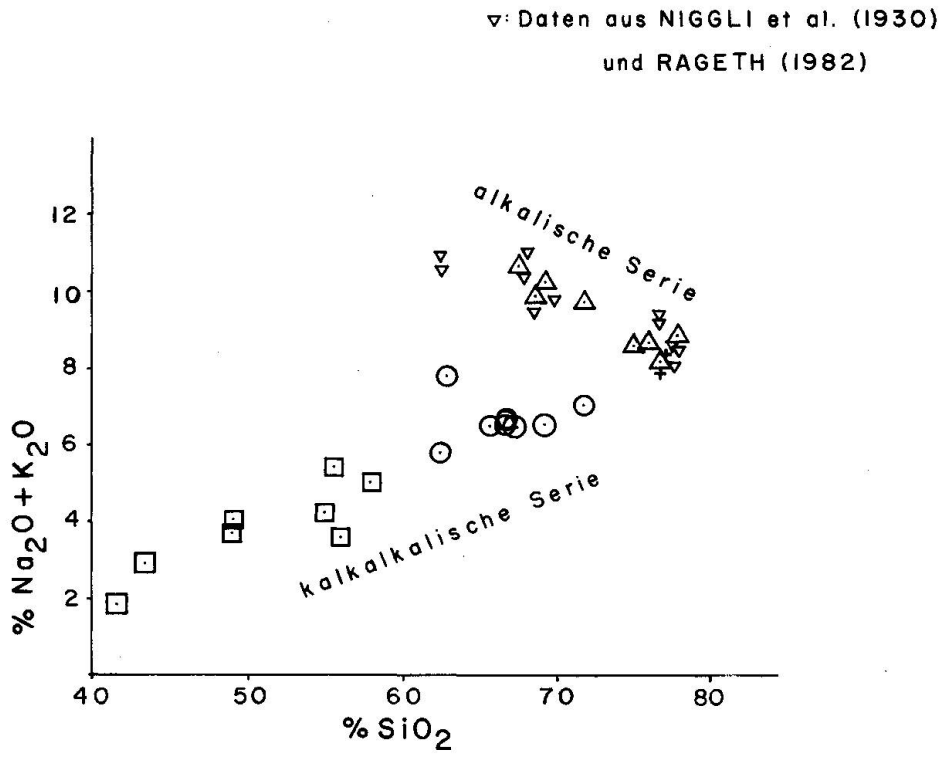

Fig. 6 Variationsdiagramm $Na_2O + K_2O$ gegen SiO_2. Aus Gründen der Übersicht ist der Granit mit Rapakivistruktur nicht eingetragen.

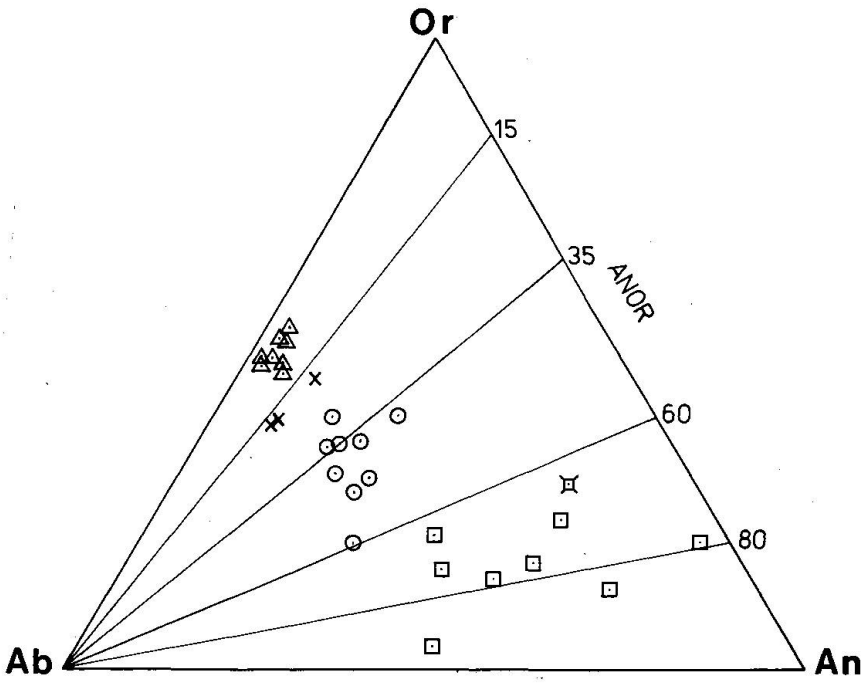

Fig. 7 Verteilung der Plutonite im Or-Ab-An-Diagramm nach STRECKEISEN (unpubl.).

Ein nochmaliger Vergleich mit den Daten der Piz-Neir-Metavulkanite zeigt, dass diese Gesteine wohl die vulkanischen Äquivalente der kalkalkalischen Diorit-Juliergranit-Reihe darstellen. Die zur alkalischen Serie gehörenden Vulkanite sind in Form der Rhyolithe im Berninagebiet und in den Quarzporphyrgängen im Gebiet Tscheppa-Lagrev zu finden.

Die genaue Stellung des Granits mit Rapakivistruktur in diesem Modell ist nicht klar. In allen Darstellungen nimmt dieser Granit eine Zwischenstellung zwischen dem Juliergranit und dem Alkaligranit ein. So auch in der Darstellung Ab-Or-An nach STRECKEISEN (unpubl.) (Fig. 7).

Leider liegen bis heute keine Spurenanalysen vor, die genauer Aufschluss geben könnten. Von der mineralogischen Zusammensetzung her scheint er doch eher zur kalkalkalischen Serie zu gehören. Seine chemischen Analysen zeigen eine gewisse Ähnlichkeit mit dem etwas saureren Albulagranit (Analysen in CORNELIUS, 1935 und NIGGLI et al., 1930). Es könnte sich um ein etwas weiter differentiertes Glied dieser Serie handeln, dessen Äquivalente in einem etwas höhern magmatischen Stockwerk zu finden wären. Seine subvulkanische Struktur lässt so etwas vermuten.

Ebenso können die Spessartite und die Granitporphyrgänge, die sich im Feld als die jüngsten Gesteine erwiesen haben, aus den vorliegenden Daten nicht eindeutig einer der beiden magmatischen Serien zugeordnet werden.

Zusammenfassung

Die im Gebiet Tscheppa-Lagrev anstehenden Plutonite und Ganggesteine gehören zur unterostalpinen Julier-Bernina-Decke. Sie wird in diesem Gebiet zur Hauptsache aus einer kalkalkalischen Serie aus Dioriten und dem Juliergranit aufgebaut. Als grosse Scholle sind Gneise, Glimmerschiefer und Quarzite eingelagert. Eine jüngere alkalische Serie steht hier in Form von Stöcken und Gängen aus Alkaligranit an. Dazu gehören Quarzporphyrgänge und im Berninagebiet Syenite und Rhyolithe.

Nicht eindeutig geklärt ist die Stellung eines kleinen Vorkommens von Granit mit Rapakivistruktur. Vermutlich gehört er zur kalkalkalischen Serie. Als jüngste Gesteine finden sich Spessartite und Granitporphyrgänge. Auch ihre genaue Stellung ist noch unbekannt.

APPENDIX

JULIERGRANIT

	CB 72 777490/147680	CB 155 777850/147370	CB 164 778460/147730	CB 229 775230/147620	CB 230 778500/147580	CB 231 778760/147620	CB 245 777230/146030	CB 253 776420/146080	CB 251 776300/146540
SIO2	66.49	69.08	66.41	62.79	66.45	71.67	65.58	67.02	62.30
TIO2	0.43	0.44	0.50	0.51	0.51	0.25	0.54	0.53	0.73
AL203	15.58	14.66	15.89	18.24	15.97	14.27	15.84	15.68	17.55
FE203	1.01	0.26	0.66	1.23	1.57	0.84	2.78	1.18	2.13
FEO	2.65	3.06	3.13	2.83	2.46	1.32	1.41	2.55	3.11
MNO	0.07	0.07	0.08	0.08	0.08	0.05	0.07	0.08	0.09
MGO	1.47	1.38	1.38	1.56	1.46	0.59	1.33	1.19	1.74
CAO	3.00	2.41	3.57	2.79	2.83	2.02	3.16	3.62	4.08
NA2O	2.89	2.99	3.45	3.67	3.36	2.93	2.37	3.23	3.64
K2O	3.80	3.52	3.14	4.15	3.36	4.12	4.11	3.31	2.16
P2O5	0.12	0.13	0.14	0.14	0.14	0.07	0.14	0.14	0.18
CR2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NIO	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
CO2	0.07	0.07	0.12	0.07	0.07	0.07	0.04	0.07	0.07
H2O	1.91	1.77	1.66	2.02	1.32	1.17	1.86	1.34	2.24
SUMME:	99.51	99.85	100.14	100.09	99.60	99.38	99.24	99.95	100.03

DIORIT

	CB 102 777290/146670	CB 103 777280/146670	CB 159 777910/147310	CB 170 778370/146830	CB 176 777410/146470	CB 188 777430/146110	CB 205 778210/146480	CB 249 776490/146500
SIO2	49.16	55.86	57.96	43.37	49.14	54.87	41.64	55.49
TIO2	0.65	1.25	0.93	1.67	0.53	0.93	2.04	1.01
AL203	18.18	16.60	18.09	19.02	17.76	18.58	19.11	17.30
FE203	1.79	3.85	2.43	4.01	2.20	2.98	6.07	2.35
FEO	5.95	3.98	4.20	6.73	5.64	4.18	7.82	4.94
MNO	0.15	0.09	0.12	0.14	0.16	0.12	0.20	0.14
MGO	8.31	2.91	2.47	7.62	8.82	3.50	5.62	3.87
CAO	8.75	9.49	6.51	11.58	8.36	8.15	12.53	6.68
NA2O	1.47	3.28	3.13	1.60	1.91	2.63	1.49	2.96
K2O	2.58	0.37	1.91	1.34	1.78	1.59	0.43	2.45
P2O5	0.12	0.20	0.29	0.07	0.09	0.17	0.33	0.17
CR2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NIO	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01
CO2	0.53	0.19	0.07	0.18	0.15	0.07	0.07	0.08
H2O	3.31	2.29	2.32	3.62	3.53	2.71	3.47	2.68
SUMME:	100.97	100.37	100.44	100.96	100.09	100.50	100.83	100.13

ALKALIGRANIT

	CB 13 777140/147180	CB 32 777500/147470	CB 47 776350/146830	CB 57 777030/147360	CB 95 776780/147230	CB 191 777760/147810	CB 247 777030/146060	CB 251 776430/143970
SIO2	68.62	77.81	71.74	69.16	67.46	75.04	76.73	75.92
TIO2	0.33	0.07	0.23	0.33	0.34	0.19	0.09	0.10
AL203	15.47	12.33	14.24	15.16	15.54	12.47	12.41	12.85
FE203	0.88	0.19	0.62	1.44	1.76	0.24	0.50	0.42
FEO	2.32	0.35	1.42	1.58	1.66	1.44	0.35	0.42
MNO	0.06	0.02	0.05	0.05	0.09	0.03	0.03	0.03
MGO	0.32	0.12	0.23	0.47	0.08	0.10	0.12	0.17
CAO	0.55	0.42	0.46	0.47	0.94	0.27	0.71	0.56
NA2O	3.84	3.46	3.53	4.07	4.25	2.99	3.16	3.12
K2O	6.00	5.37	6.21	6.17	6.39	5.63	5.02	5.53
P2O5	0.05	0.03	0.03	0.05	0.04	0.03	0.03	0.03
CR2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NIO	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
CO2	0.06	0.07	0.41	0.16	0.04	0.07	0.05	0.13
H2O	1.18	0.14	0.66	0.87	0.50	0.47	0.23	0.27
SUMME:	99.69	100.39	99.84	100.00	99.10	98.98	99.44	99.56

GRANIT MIT RAPAKIVISTRUKTUR

	CB 273 775650/146490	CB 277 775830/146490	CB 290 776560/145850
SIO2	69.46	71.96	71.04
TIO2	0.41	0.37	0.39
AL203	14.92	14.03	14.19
FE203	1.06	0.49	1.18
FEO	1.69	1.94	1.60
MNO	0.04	0.05	0.05
MGO	0.62	0.46	0.48
CAO	1.35	1.28	1.30
NA20	3.85	3.78	3.29
K20	4.42	4.35	5.19
P205	0.11	0.10	0.09
CR203	0.00	0.00	0.00
NIO	0.01	0.01	0.01
CO2	0.04	0.07	0.07
H20	0.95	0.78	0.73
SUMME:	98.93	99.67	99.61

QUARZPORPHYRGAENGE

	CB 25 776960/147280	CB 97 776690/147140
SIO2	76.76	77.07
TIO2	0.08	0.08
AL203	11.88	12.28
FE203	0.19	0.28
FEO	1.00	0.78
MNO	0.03	0.02
MGO	0.10	0.12
CAO	0.11	0.07
NA20	3.56	3.69
K20	4.27	4.62
P205	0.02	0.02
CR203	0.00	0.00
NIO	0.02	0.01
CO2	0.29	0.06
H20	0.05	0.47
SUMME:	98.36	99.57

APLITE

	CB 74 777470/147580	CB 148 775800/145350	CB 157 777910/147100	CB 184 777360/146290	CB 226 778220/147240
SIO2	75.65	77.03	66.87	78.46	74.54
TIO2	0.10	0.07	0.22	0.06	0.10
AL203	12.60	12.09	17.03	13.07	14.22
FE203	0.14	0.33	0.20	0.06	0.01
FEO	0.86	0.32	1.38	0.49	0.52
MNO	0.03	0.01	0.03	0.01	0.01
MGO	0.21	0.00	0.68	0.03	0.23
CAO	1.13	0.46	1.69	0.34	0.96
NA20	3.74	2.12	4.13	6.47	4.14
K20	3.81	6.47	5.21	0.38	4.37
P205	0.03	0.02	0.14	0.02	0.20
CR203	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NIO	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01
CO2	0.04	0.04	0.07	0.04	0.04
H20	0.39	0.20	1.10	0.35	0.48
SUMME:	98.74	99.18	98.76	99.80	99.81

GRANITPORPHYRGAENGE

	CB 35 777590/147780	CB 36 777590/147780
SIO2	71.34	69.84
TIO2	0.44	0.42
AL203	13.34	12.97
FE203	0.83	0.80
FEO	0.98	4.82
MNO	0.05	0.11
MGO	0.17	0.26
CAO	1.82	0.85
NA20	4.44	2.09
K20	4.30	5.68
P205	0.04	0.04
CR203	0.00	0.00
NIO	0.02	0.02
CO2	1.36	0.55
H20	0.34	1.36
SUMME:	99.47	99.81

SPESSARTITE/DIORITPORPHYRITE

	CB 152 775840/145490	CB 162 778290/147450	CB 208 778290/146590
SIO2	51.45	49.60	48.38
TIO2	3.02	3.09	3.05
AL203	14.74	14.64	15.60
FE203	4.82	3.79	5.32
FEO	7.88	8.95	7.28
MNO	0.22	0.21	0.21
MGO	3.92	4.51	4.69
CAO	6.01	7.00	8.01
NA20	5.31	3.48	3.01
K20	0.57	1.61	1.25
P205	1.28	1.33	0.56
CR203	0.00	0.00	0.00
NIO	0.01	0.02	0.02
CO2	0.15	0.11	0.07
H20	2.25	3.13	2.50
SUMME:	101.63	101.47	99.95

PYROXENHORNBLENDIT

	CB 195 776940/146550
SIO2	48.40
TIO2	0.66
AL203	10.38
FE203	3.21
FEO	6.92
MNO	0.17
MGO	17.62
CAO	7.49
NA20	0.72
K20	1.84
P205	0.10
CR203	0.09
NIO	0.06
CO2	0.04
H20	3.32
SUMME:	101.02

Literaturverzeichnis

BARD, J. P. (1980): Microtextures des roches magmatiques et métamorphiques. Masson, Paris, 192.

BÜHLER, CH. (1983): Petrographische und geochemische Untersuchungen im Gebiet Tscheppa-Lagrev (Julier-Bernina-Decke). Unpubl. Liz.-Arbeit, Univ. Bern, 154.

CHARMAN, J. H. and O. F. TUTTLE (1963): Experimental study of the origin of myrmekites. Geol. Soc. Amer. Bull., 74, 29 (Abstr.).

CORNELIUS, H. P. (1912): Petrographische Untersuchungen in den Bergen zwischen Septimer- und Julierpass. N. Jb. Min., Beil. Bd. 35, 374–498.

CORNELIUS, H. P. (1935): Geologie der Err-Julier-Gruppe. I. Teil: Das Baumaterial. Beitr. geol. K. Schweiz, NF. 70, 321.

CORNELIUS, H. P. (1950): Geologie der Err-Julier-Gruppe. II. Teil: Der Gebirgsbau. Beitr. geol. K. Schweiz, NF. 70, 264.

CORNELIUS, H. P. (1951): Geologie der Err-Julier-Gruppe. III. Teil: Quartär und Oberflächengestaltung. Hydrologie. Beitr. geol. K. Schweiz, NF. 70, 75.

DIDIER, J. (1973): Granites and their enclaves. Elsevier Publishing Comp., Amsterdam, 393.

HEIM, A. (1883): Gipfelgesteine. Jb. SAC, 18.

HIBBARD, M. J. (1981): The magma mixing origin of mantled feldspars. Contrib. Mineral. Petrol., 76, 158–170.

LEAKE, B E. (1978): Nomenclature of amphiboles. Amer. Mineral., 63, 1023–1052.

MEHNERT, K. R. (1968): Migmatites and the origin of granitic rocks. Elsevier Publishing Comp., Amsterdam, 393.

MERCOLLI, I. (1982): Die Metavulkanite des Piz Neir (Oberhalbstein). SMPM, 62, 85–97.

NIGGLI, P., F. DE QUERVAIN und R. U. WINTERHALTER (1930): Chemismus schweizerischer Gesteine. Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Serie, 13, 389.

NOCKOLDS, S. R. (1941): The Garabal-Hill-Glen Fine igneous complex. Quart. J. Geol. Soc., 96, 476–477.

RAGETH, R. (1982): Geologie und Petrographie der Bernina. Teil III Diavolezza. Unpubl. Diplomarbeit, Abt. Natw. ETH Zürich, 127.

STAUB, R. (1916): Tektonische Studien im östlichen Berninagebirge. Vjschr. Natf. Ges. Zürich, 61, 324–407.

STRECKEISEN, A. (1976): To each plutonic rock its proper name. Earth Sci. Rev., 12, 1–33.

STRECKEISEN, A. and R. W. LE MAITRE (1979): A chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks. N. Jb. Mineral. Abh., 136, 169–206.

TROMMSDORF, V., TJ. PETERS und K. BUCHER (1975): Exkursion der Schweiz. Min. Petr. Ges. Bernina-Malenco-Bergell Ostrand. SMPM, 55, 590–600.

WETZEL, R. (1973): Chemismus und physikalische Parameter einiger Chlorite aus der Grünschieferfazies. SMPM, 53, 273–298.

WAGER, L. R. and E. B. BAILEY (1953): Basic magma chilled against acid magma. Nature, 172, 68–72.

WIMMENAUER, W. (1963): Einschlüsse im Albtalgranit (Südschwarzwald) und ihre Bedeutung für dessen Vorgeschichte. N. Jb. Mineral. Monatsschr., 1, 6–17.

WIMMENAUER, W. (1973): Lamprophyre, Semilamprophyre und anchibasaltische Ganggesteine. Fortschr. Mineral., 51, 3–67.

Karten

CORNELIUS, H. P. (1932): Geologische Karte der Err-Julier-Gruppe. Spez. Karte Nr. 115, Geol. Komm. Schweiz. Natf. Ges.