

<b>Zeitschrift:</b>	Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie
<b>Band:</b>	70 (1990)
<b>Heft:</b>	2
<b>Artikel:</b>	Synintrusive basische Gänge und "endogene" Xenolithen : Magmatic Mingling in der Bergeller Intrusion
<b>Autor:</b>	Diethelm, Karlheinz
<b>DOI:</b>	<a href="https://doi.org/10.5169/seals-53617">https://doi.org/10.5169/seals-53617</a>

### Nutzungsbedingungen

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

### Conditions d'utilisation

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

### Terms of use

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

**Download PDF:** 27.01.2026

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

# Synintrusive basische Gänge und «endogene» Xenolithen: Magma-Mingling in der Bergeller Intrusion

von Karlheinz Diethelm<sup>1</sup>

## Abstract

The occurrence of pre- and synintrusive basic dikes outside and inside the pluton bears witness to a longlasting dike magmatism, which can even postdate the main intrusive events. A shoshonitic and a calcalkaline-basaltic magma type can be distinguished. Mineralogy, geochemistry and REE-pattern of the shoshonitic suite are compatible with having been derived from a primary magma which formed as a low percentage partial melt of a garnet lherzolite at great depth (> 100 km). In contrast the calcalkaline-basaltic dikes lie on the differentiation trend of the main intrusives – a comagmatic origin cannot be excluded.

A major part of basic schlieren and of the "endogene" xenoliths occurring in the Bergell intrusives may be regarded as mingling products between an injected basic magma and the slowly crystallizing magmas of the major intrusives. This can be documented with direct field evidence of the development of xenolith bands and swarms from synintrusive dikes. These dikes become disintegrated by differential flow of the incompletely crystallized host magma. This is corroborated by mineralogical and geochemical similarity of dikes and inclusions. In detail the different phenomenologic types of inclusions are due to different magma types, different crystallinity of the host rock at the time of mingling, magmatic features such as chilled margins or multiple dikes and, last but not least, the different degree of metasomatic overprint.

**Keywords:** Basic dikes, magma type mingling, geochemistry, Bregaglia intrusion, Central Alps.

## Einleitung

Die feinkörnigen, meist verhältnismässig mafischen, Hornblende-reichen Einschlüsse in den Bergeller Intrusiva wurden von diversen früheren Bearbeitern erwähnt. DRESCHER-KADEN (1940) interpretierte «amphibolitische» und dioritische Schollen und «Bänder» in der Region der Fornohütte als vom Granodiorit umgewandelte Nebengesteinseinschlüsse. BALCONI (1941) betrachtet die Einschlüsse im Tonalit als Zeugen von Assimilationsvorgängen, die zur Entstehung des Tonalits beigetragen haben. WEBER (1957) hingegen, der im Tonalitzug westlich des Merates dunkle Schollen und Schlieren beobachtet, vertritt die Ansicht, dass es sich dabei um magmatische Differentiate beziehungsweise Erstarungssprodukte emporgerissener Fetzen basischer Teilmagmen handelt.

Die umfassendste Arbeit zum Thema dieser Einschlüsse publizierten GANSSEN und GYR

(1964). Sie unterscheiden klar zwischen endogenen und exogenen Xenolithen. Bei den endogenen Xenolithen betonen sie die grosse Homogenität der Gesteine. Mineralogisch stellen sie eine Hornblende-Biotit-Bimodalität fest, erwähnen jedoch das Vorkommen vieler Übergangstypen. Wie bereits DRESCHER-KADEN interpretieren sie die idiomorphen Feldspäte in der feinkörnigen Grundmasse als späte Porphyroblasten, durch fluiden Stofftransport bedingt. Wie WEBER glauben sie, dass es sich bei den endogenen Xenolithen um aufgearbeitete frühere, basische Intrusionen handelt. CRESPI und SCHIAVINATO (1966) befürworten eine Entstehung der Xenolithe als Restite einer Ultrametamorphose amphibolreicher (Neben-)Gesteine. GYR (1967) lehnt sich in der Interpretation der endogenen Xenolithe an die Arbeit von GANSSEN und GYR (1964). Er beobachtet eine Einregelung der Xenolithe in der Streichrichtung der Matrix, beschreibt jedoch das Auftreten von ganzen Einschlussschwärmen,

<sup>1</sup> Institut für Mineralogie und Petrographie ETHZ, CH-8092 Zürich.  
Jetzige Adresse: Sommertal 819, CH-9103 Schwellbrunn.

die dazu leicht diskordant verlaufen. Auch grössere, langgezogene Schlieren werden erwähnt. Die Abgrenzung der Xenolithe ist im allgemeinen scharf, zum Teil tritt jedoch auch ein allmähhlicher, wolkiger Übergang gegen das Wirtsgestein auf. GYR stützt seine Beobachtungen vor allem auf den von ihm detailliert bearbeiteten N/NE-Rand der Intrusion.

MOTICKSKA (1970), der den Westrand der Intrusion kartiert, attestiert den Einschlüssen eine grosse Homogenität in der makroskopischen Erscheinung, dem modalen Mineralbestand und dem Gefüge. Auch er betont, dass die Xenolithe feinkörniger als das Wirtsgestein, die Kontakte meist scharf sind. Im Gegensatz zu GYR hält er es für unwahrscheinlich, dass Frühausscheidungen diese Kontaktshärfe und Homogenität beibehalten könnten. Er befürwortet daher eine In-situ- oder Quasi-in-situ-Bildung aus stofflichen Inhomogenitäten in den von Magmen durchtränkten (Gneis-)Migmatitmassen. WENK (1973, 1982) interpretiert die Xenolithe im Tonalit als Restite von Amphibolitaufschmelzung.

Weitere Beobachtungen wurden von HANSMANN (1981) und MORAND (1981) im Zuge von Diplomarbeiten in der Val Ligoncio bzw. Val Porcellizzo ausgeführt. HANSMANN betrachtet dunkle Xenolithe und dioritische, schlierig auftretende Gesteine als identisch und befürwortet, aufgrund der morphologischen Gleichheit der Zirkonpopulationen der Diorite und des Granodiorits, dass beide demselben magmatischen Zyklus angehören. MORAND beobachtet das Auftreten von Pyroxen in den Einschlüssen. Die makroskopische Vielfalt der Xenolithe erklärt er mit dem Grad der Überprägung durch mobile Phasen des Wirtsgesteins.

*Basische Gänge in den Intrusiva* wurden von STAUB (in NIGGLI et al., 1930) bereits vor 1930 in der Val Trubinasca gefunden sowie von BALCONI (1941) aus der Val di Zocca beschrieben und analysiert. Trotzdem fanden diese Entdeckungen keinen Niederschlag in späteren Arbeiten, die basischen Gänge gingen vergessen. In seiner Diplomarbeit beschreibt MORAND (1981) «gangartige» dunkle Einschlüsse bzw. Gesteinszüge in der Val Porcellizzo, erkennt jedoch die Bedeutung seiner Beobachtung nicht. DIETHELM (1984) findet diskordante dioritische Gänge im Randbereich des Tonalits und interpretiert sie wie auch die von MORAND dokumentierten «gangartigen» Gesteinszüge im Granodiorit als synintrusive dioritische Gangphase der Bergeller Intrusion. REUSSER (1987) erwähnt Lamprophyre im Granodiorit in der oberen Val Codera.

Aus den Nebengesteinen am Bergell-Ostrand beschreiben NIEVERGELT und DIETRICH (1977)

und GAUTSCHI und MONTRASIO (1978) *postkinematische, andesitisch-basaltische Gänge*. Die letztgenannten Autoren weisen nach, dass diese Gänge *postregionalmetamorph-präintrusiv eingedrungen* sind. Weitere solche Gänge treten nach WENK (1980) bei Maloja und La Margnetta auf.

### Vorkommen und Feldbeziehungen

Schwerpunktmaessig wurden vor allem der italienische Teil der Intrusion bearbeitet (Val Codera, Val Porcellizzo, Val Ligoncio, Val di Zocca, Val Sissone), ergänzt durch Übersichtsbegehungen der nördlichen Täler.

Im Tonalit treten die feinkörnigen, basischen Xenolithe meist dispers verteilt auf. Eigentliche Einschlussschwärme sind selten. Die Einschlüsse zeigen meist diskusartige Form, konkordant zur Foliation des Tonalits orientiert. Relikte synintrusiver Gänge wurden nur am unmittelbaren Intrusionsrand in der Val Sissone gefunden. Im Granodiorit sind sowohl Einschlussschwärme wie auch Gänge wesentlich häufiger. Vereinzelt finden sich auch kleine Stöcke mittelkörniger, basischer Gesteine, so zum Beispiel am Grat zwischen Cima della Bondasca und Sciora Dadent. Die von WENK (1973, 1982, 1983) irrtümlich als Hornblendite und Hornblendegabbros bezeichneten, auffälligen Monzonit- bis Monzodiorit-Blöcke auf den Hauptmoränen des Albignagletschers haben ihren Ursprung in diesen Vorkommen.

Die am Westrand des Hauptkörpers der Intrusion auftretende Übergangszone zwischen der geringmächtigen tonalitischen Lage und dem darüber folgenden Granodiorit ist ausserordentlich reich an basischen Einschlussschwärmen jeder Grösse. Die mesokraten Xenolithe sind, stark gelängt, meist streng schieferungskonkordant im Gestein eingeregelt.

Die basischen, «endogenen» Einschlüsse der Bergeller Intrusion erschweren ihre einheitliche Interpretation bis anhin durch die Kombination verschiedener typischer und sich zum Teil zumindest scheinbar widersprechender Phänomene. So lässt sich die ausserordentliche Feinkörnigkeit nur schlecht vereinbaren mit einer Erklärung als aufgearbeitete frühere (kogenetische) Intrusio nen (GANSSEER und GYR, 1964; WEBER, 1957). Andererseits ist nicht leicht einsehbar, wie die Homogenität, die überwiegend massigen Texturen sowie die meist ovalen, runden oder sogar pillowartigen Formen mit einer Herkunft aus dem Nebengestein verträglich sind. Dies um so mehr als gleichzeitig typische, brekzierte Neben-

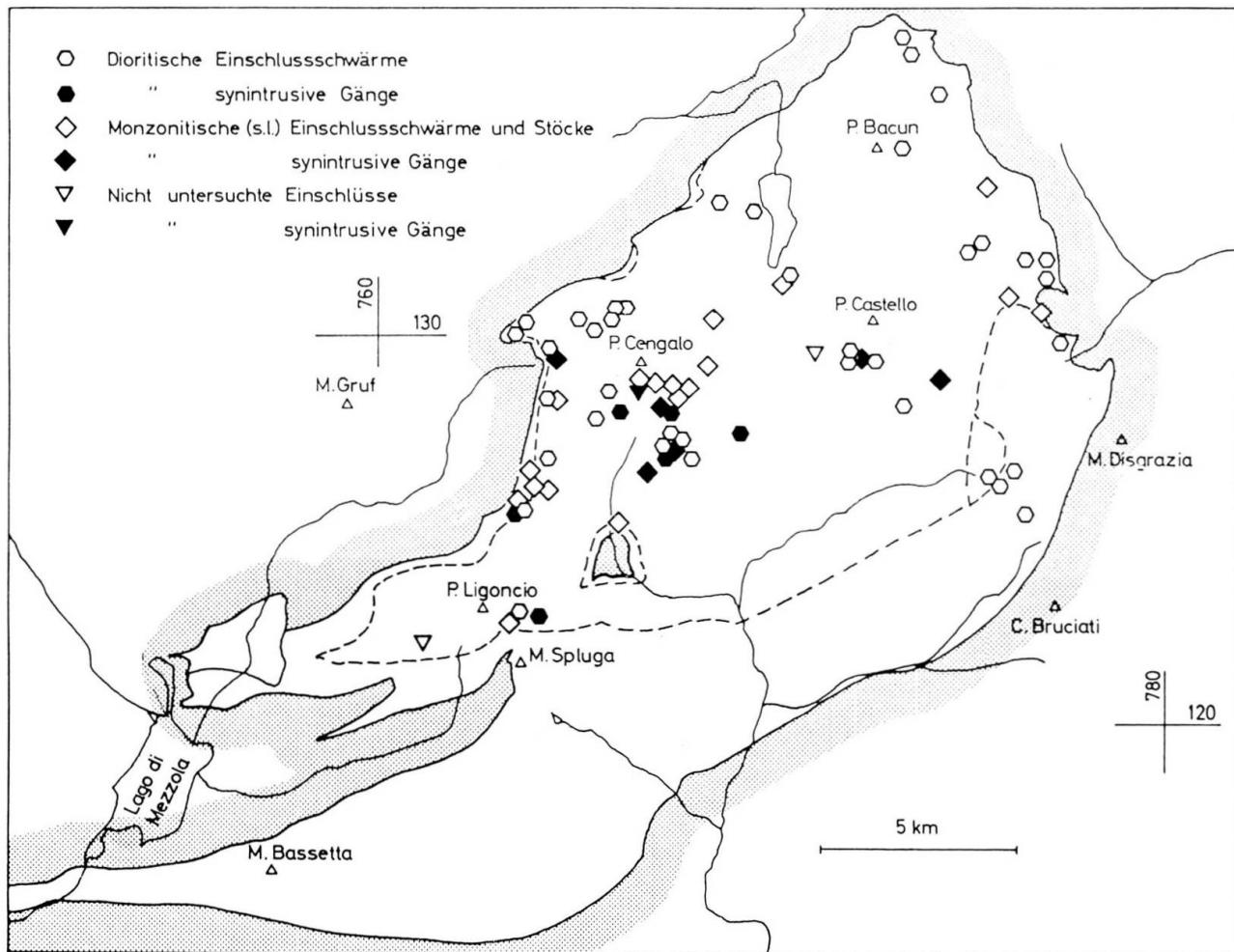


Abb. 1 Kompilation bekannter und neuer Vorkommen basischer Einschlüsse und Gänge (STAUB, 1921; GANSER und GYR, 1964; GYR, 1967; WENK, 1977; HANSMANN, 1981; MORAND, 1981; DIETHELM und GIÉRÉ, 1984 [in DIETHELM, 1984]; DIETHELM, 1989).

gesteinseinschlüsse (exogene Xenolithen) praktisch unverändert zusammen mit den «endogenen» Xenolithen auftreten (z.B. DRESCHER-KADEN, 1940; CRESPI und SCHIAVINATO, 1966). Weitere zu erklärende Eigenschaften sind die oft bandartige Anordnung der Xenolithenschwärme, die bereits makroskopisch sichtbaren mineralogischen Differenzen direkt benachbarter Einschlüsse und das Auftreten von Einschlusschwärmen mitten in den Hauptintrusiva, in grosser Entfernung vom Intrusionsrand.

Für die Neuinterpretation der basischen Einschlüsse kommt den Aufschlüssen basischer Gänge im östlichen Teil der Val Porcellizzo eine Schlüsselrolle zu.

In den hier anstehenden Gesteinen lässt sich ein lückenloses Spektrum von synintrusiv eingedrungenen Gängen beobachten, ausgehend von kilometerlangen, absolut scharf begrenzten Gängen, die in ihrer Fortsetzung von Fliessbewegungen des Wirtsgesteins zunehmend deformiert, verfaltet und desintegriert werden und schliess-

lich als Xenolithe bzw. Einschlusschwärme vorliegen. Abb. 2 zeigt einen Ausschnitt aus einer solchen Gangassoziation westsüdwestlich der Pta. Camerozzo. Der besterhaltene Gang, ein dunkelgrau-grüner Lamprophyr mit kleinen Hornblendeputzen, durchschlägt im südlichen Aufschlussbereich, subkonkordant zur Kalifeldspat-Einregelung liegend, den Granodiorit (Abb. 3). Der Gang fällt im südlichen Teil nach Ostsüdost mit ca. 60–70° ein. Kleine Versetzungen an sauren Gängen und späten Brüchen dokumentieren das präaplitische Alter. Im Detail lassen sich makroskopisch noch Abschreckungsänder (chilled margins) mit einer Zunahme der Korngrösse zum Zentrum des Ganges feststellen (Abb. 4). In seiner Fortsetzung Richtung Norden, wo der Gang quer zur Foliation des Granodiorits verläuft, wird der Gang intensiv verfaltet und in einzelne Xenolithe zerschert (Abb. 5). Die Anordnung der Kalifeldspat-Megakristalle in den Umbiegungen des Ganges verläuft dabei senkrecht zur Gangoberfläche (Abb. 5). Dies

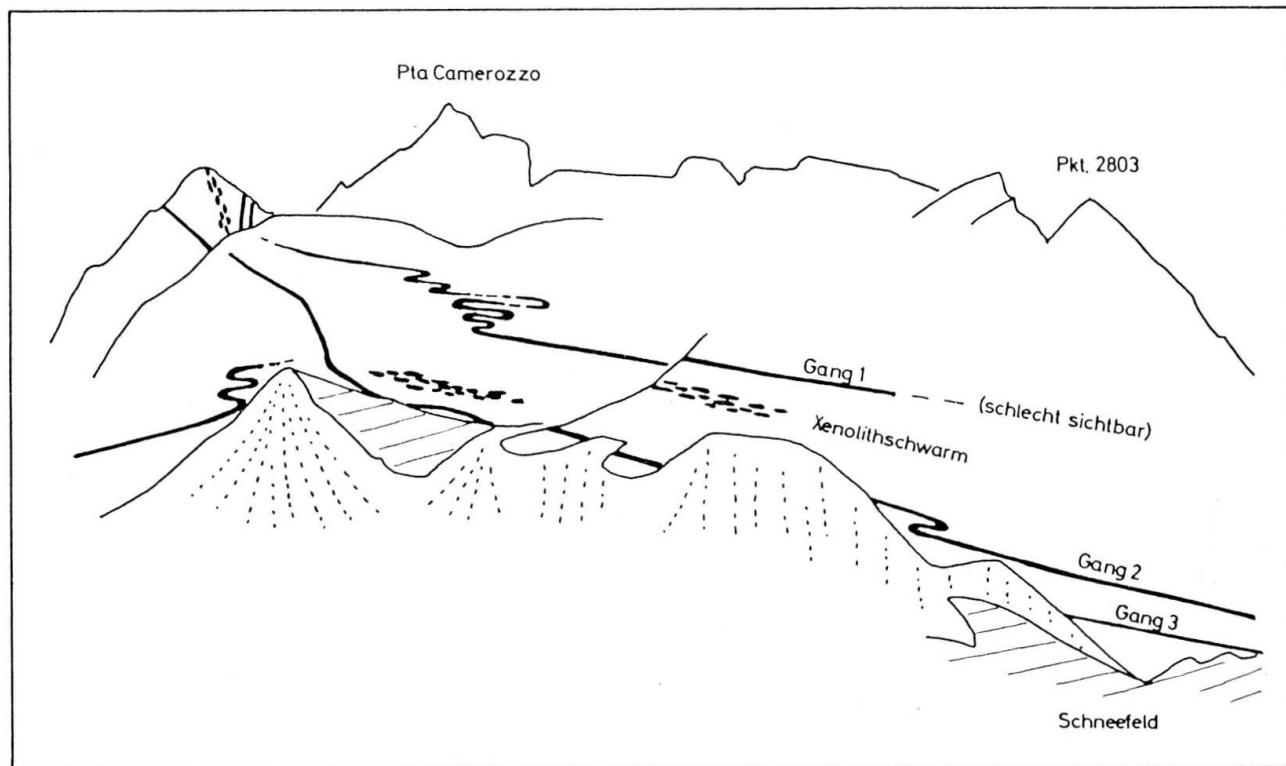


Abb. 2 Synintrusive Gänge im Granodiorit der Val Porcellizzo (Blickrichtung Nordost, Bildbreite im Vordergrund 200–300 m).



Abb. 3 Lamprophyr durchschlägt den Granodiorit (südwestlich Pta. Camerozzo).



Abb. 4 Abschreckungsänder an synintrusivem basischem Gang (südwestlich Pta. Camerozzo).

beweist, dass die Faltung nicht als Resultat einer Verfaltung des Ganges zusammen mit dem Wirtsgestein entstanden ist, sondern durch differenzielle Fließbewegungen des noch nicht vollständig kristallisierten Granodiorits parallel zu seiner Foliation, diese daher ein Fließgefüge darstellt. Die Verfaltung des Ganges ist folglich das Resultat einer Scherung. Die unvollständige Kristallisation des Granodiorits wird auch belegt durch die zwar scharfen, jedoch meist leicht lobaten Ränder des Ganges (vgl. Abb. 4 und Abb. 6),

verglichen mit den geraden Kanten der sauren Gänge. VERNON (1983) führt dieses Phänomen auf die hohe Viskosität des stark unterkühlten basischen Magmas im Kontakt mit einem sauren Kristallbrei zurück. Folgt man diesem Lamprophyr weiterhin in Richtung Norden, so wird man

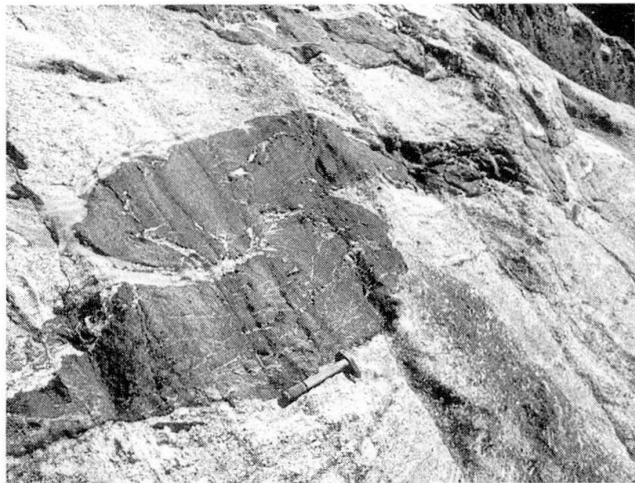


Abb. 5 Durch differenzielle Fliessbewegungen des Wirtsgesteins (Granodiorit) «verfalteter» lamprophyrischer Gang (südwestlich Pta. Camerazzo).



Abb. 6 Umbiegung eines basischen Ganges, Kalifeldspatausrichtung senkrecht zum Rand des Ganges. Dies beweist die «Verfaltung» durch differentielle Fliessbewegungen des Wirtsgesteins.

Zeuge der vollständigen Auflösung in einzelne Xenolithe bzw. in ein Xenolithband.

Im Gegensatz zum Gang Nr. 1 (Abb. 2) ist der Gang Nr. 2 wesentlich stärker durch metasomatische Vorgänge überprägt. Verbreitet kann Feldspatsprossung beobachtet werden, die oftmals an diskrete Zonen gebunden zu sein scheint (Abb. 7). Entlang dieser Zonen beginnen sich einzelne Schollen des Ganges herauszubilden. Fortgesetzte Kalium-Metasomatose verbunden mit Net-veining und differentiellen Bewegungen der Granodiorit-Matrix führt zu bandförmigen Xenolithschwärmern (Abb. 8) mit bemerkenswerten makroskopischen Differenzen der einzelnen Schollen. Ein Beispiel ist in Abb. 2 zwischen den Gängen Nr. 1 und Nr. 2 zu beobachten. Die unterschiedliche makroskopische Ausbildung der einzelnen Xenolithe (Abb. 9) kann erklärt werden durch verschiedene chemische und texturelle Differenzen in den Gängen, die den Grad der Metasomatose beeinflussen, so z.B. die Korngrössengradienten der Abschreckungsänder, mehrphasige Gänge (Abb. 10) oder Flussdifferenzierung.

Für die Entstehung der grossen basischen Einschlüsse in den sauren Hauptintrusiva kann



Abb. 7 Feldspatsprossung in Gang 2 (vgl. Abb. 2) entlang diskreter Zonen. Herausbildung einzelner Xenolithe mit unterschiedlichem Aussehen.

analog zu den Gängen ein Einschuss basischer Magmen in die noch nicht vollständig verfestigten Plutonite angenommen werden. Dies führt zum Teil zur Bildung von Xenolithen mit Abschreckungsformen (pillow- oder tropfenförmig, Abb. 11).



Abb. 8 Bandförmiger Xenolithschwarm südwestlich Pta. Camerozzo (zwischen Gang 1 und Gang 2 in Abb. 2).



Abb. 10 Mehrphasiger basischer Gang (südwestlich Pta. Camerozzo, oberhalb Schuttfächer ganz links in Abb. 2).



Abb. 9 Ausschnitt aus bandartigem Xenolithschwarm (Fig. 6). Zum Vergleich: Sich auflösender Gang 2 in Abb. 7!

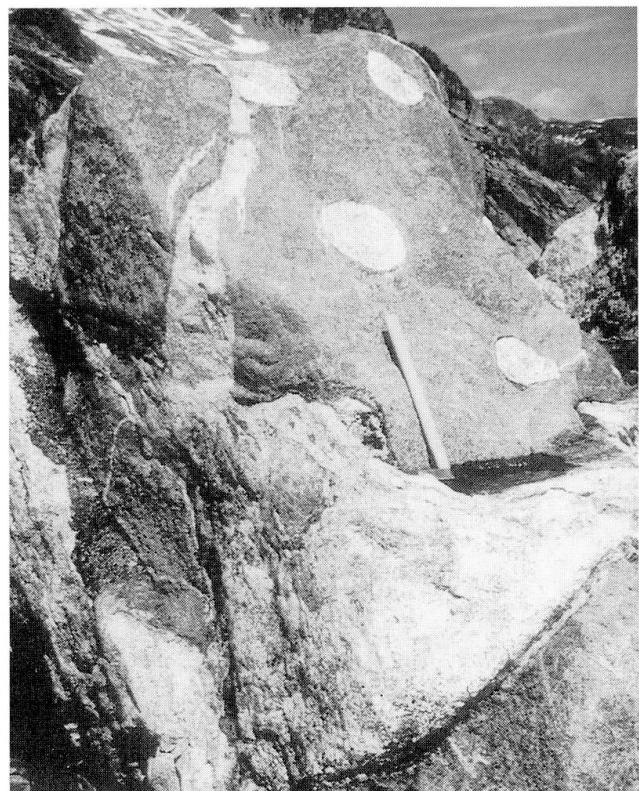


Abb. 11 Granodioritische Pillows eingeschlossen in monzonitischem Xenolith (Mingling der beiden unmischbaren Magmen; Fallblock auf östlicher Moräne des Albigna-Gletschers).

Die Interpretation mafischer Einschlüsse als abgeschreckte «pillows» von synintrusiv eingedrungenen Magmen wurde in den letzten Jahren von diversen Autoren postuliert, so z.B. von DIEDIER (1973), VERNON (1983, 1984) sowie von REID et al. (1983) in Gesteinen der Sierra Nevada und von HILL (1983) in plutonischen Gestei-

nen Südkaliforniens. HILL beschreibt in seiner Arbeit nicht nur das zunehmende Aufbrechen von mafischen Gängen in Xenolithe, sondern postuliert auch eine Möglichkeit, um die zum Teil beobachtbare Häufung von Einschlussschwärmen am Intrusivkontakt zu erklären (Abb. 12).

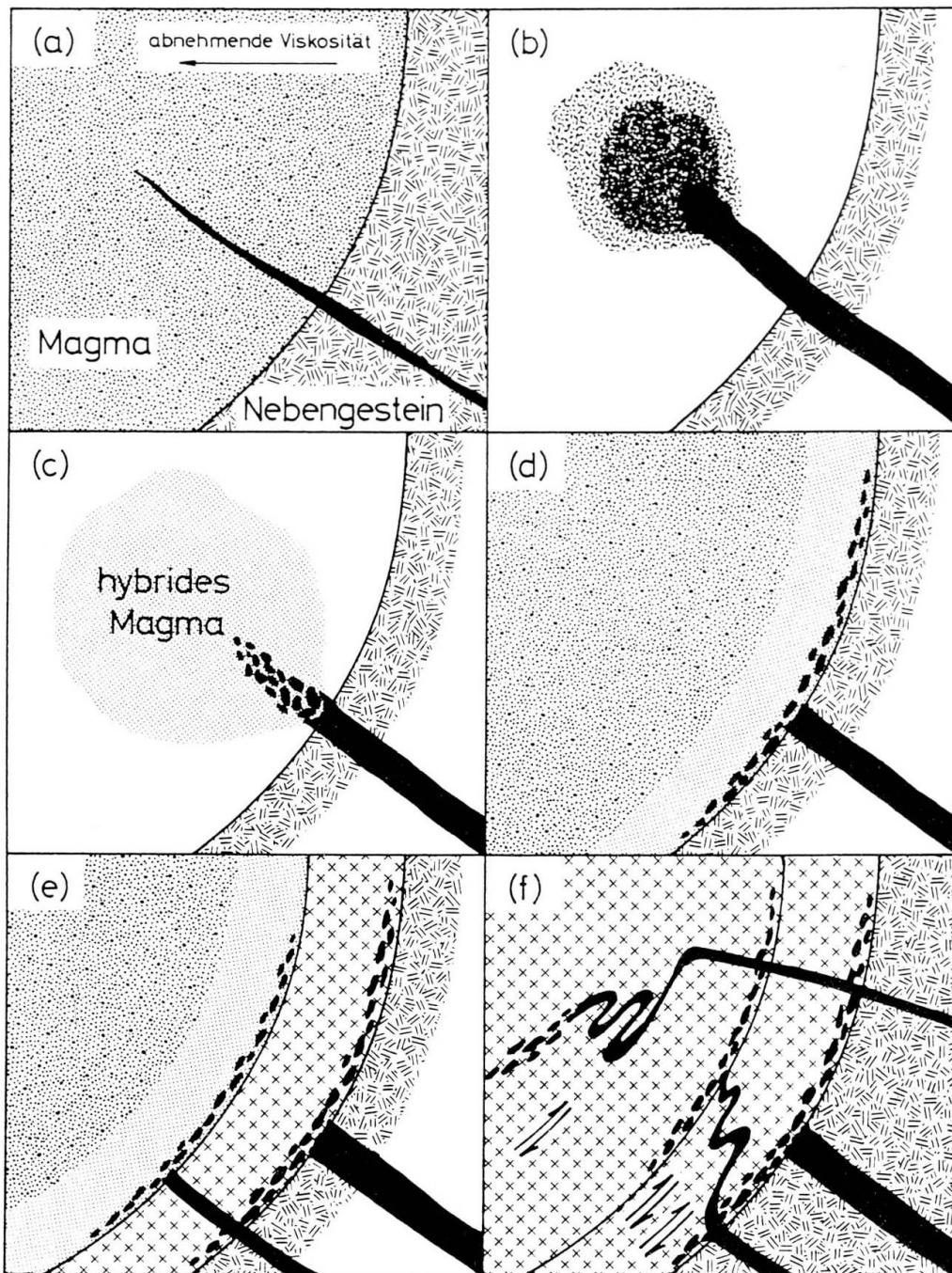


Abb. 12 Modell der Entstehung von Xenolithschwärmern, basischen Pillows und Schlieren (in Anlehnung an HILL, 1984).

- a) Gangförmiges Eindringen eines basischen Magmas in einen unvollständig verfestigten Intrusivkörper. b) Eintrag basischen Magmas. c) und d) Mixing im Falle geringer chemischer und physikalischer Unterschiede der beteiligten Magmen; ansonsten Mingling und Schlierenbildung. Pillow-Bildung vor allem in den randlichen, kühleren Partien des Wirtsgesteins. e) Repetition des Zyklus a-d. f) Bildung von verfalteten Gängen und Xenolithzügen im unvollständig kristallisierten, plastischen Intrusivkörper.

Die Untersuchungen von HIBBARD und WATTERS (1985) zeigen, dass Bruch- und Gangbildung in unvollständig kristallisierten granitischen Plutonen eine Kristallinität des Wirtsgesteins von ca. 70% voraussetzt.

Die diversen, in der sogenannten Übergangszone am Bergell-Westrand auftretenden Einschlusstypen, die generelle Inhomogenität auch der Grundmasse lassen sich zwangslässig erklären als Resultat unvollständiger Mischungseffekte. Diese Hybridisierungen würden im Vergleich mit den vorgängig beschriebenen, scharf begrenzten Einschlüssen einer früheren Phase entsprechen. Die weitgehende Homogenisierung ist vermutlich durch kontaktparallele Fliessbewegungen verursacht worden. Eindeutige Fliessstrukturen aus dem fraglichen Gebiet wurden von MOTICKA (1970) beschrieben. Die Berechnungen von SPARKS und MARSHALL (1986) zeigen, dass vollständiges Mixing zwischen basaltischen und sauren Magmen nur mit hohen Anteilen des basischen Magmas (typischerweise > 50%) möglich ist. Bei kleineren Anteilen wird eine Mischung durch die zu hohe Viskosität des basischen Magmas verunmöglicht. Zu gleichartigen Ergebnissen kommen KOUCHI und SUNAGAWA (1983). In ihren Experimenten mit erzwungener Konvektion zwischen einer basaltischen und einer dazitischen Schmelze resultierte einerseits eine andesitische Schmelze durch Mixing von dazitischem Material im Basalt sowie andererseits ein gebänderter Dazit durch abgeschreckte, «verschmierter» Basalt-Tropfen im Dazit. Die tonalitisch/granodioritische Übergangszone erscheint daher eher als Mingling-Produkt der beiden Hauptintrusiva, die dioritischen Schlieren/Linsen dagegen decken sich mit einer Interpretation eines Mingling zwischen basischen Magmen und einem «Übergangszonen-Kristallbrei».

### Petrographie

Die Gänge und Einschlüsse in den Intrusiva zeigen stark unterschiedliche Strukturen und Texturen als Folge unterschiedlicher Bedingungen (Temperatur, Druck, Magmenbewegung) während und nach der Inkorporationsperiode sowie der Einschlussgrösse. Die überwiegende Mehrheit der basischen Einschlüsse ist feinkörnig, was durch die Abschreckung dieser Magmen im wesentlich tiefer temperierten Wirtsgestein hervorgerufen wird. Meist ist eine schwache bis deutliche Einregelung der Mineralien beobachtbar. In den Gängen handelt es sich dabei um eine Fluidaltextur, wie der kontaktparallele Verlauf dieser Foliation in Gangumbiegungen beweist. In

den meist stärker rekristallisierten Einschlüssen kann die Foliation jedoch auch aufgrund des umgebenden Stressfeldes entstanden sein. Im Gegensatz dazu sind die grossen, kompakten Einschlüsse/Stöcke meist mittel-, in seltenen Fällen grobkörnig und weisen eine massig-richtungslose Textur auf.

In der überwiegenden Mehrzahl gleichkörnig, treten in verschiedenen Einschlüssen leicht porphyrische Feldspatkristalle oder -kluster auf, wobei es sich z.T. um primäre Phänokristalle, z.T. jedoch auch um metasomatisch entstandene Blasen handelt.

Petrographisch zeigen die melanokraten «endogenen» Einschlüsse eine bimodale Verteilung: a) Plagioklas- und Hornblende-reiche Diorite, b) Kalifeldspat- und Biotit-reiche «Monzonite» bis «Monzodiorite». Allerdings wird diese Einteilung durch sekundäre Effekte (Metasomatose, Rekristallisation) z.T. verwischt.

### GÄNGE UND XENOLITHE MIT DIORITISCHER PETROGRAPHIE

Im Handstück handelt es sich um homogene, feinkörnige, dunkelgrün-weiss gemaserte Gesteine, massig oder mit schwacher Foliation. Feldspat dominiert mit modal ca. 50–60%, gefolgt von Hornblende (ca. 20–40%); Biotit (< 15%) ist z.T. schwer von Hornblende unterscheidbar. Die Plagioklase sind ungefähr isometrisch, mit mässiger Tendenz zur Ausbildung der Leistenform; Hornblende erscheint meist interstitiell zu den Plagioklasen.

Der intermediäre Plagioklas ( $An_{30-60}$ ) ist sub- bis anhedral, die Korngrösse erreicht maximal 1 mm. Meist sind die Kristalle verlaufend zoniert, die reliktischen basischen Kerne ( $An_{65-85}$ ) unterschiedlich stark serizitisiert. Die Plagioklase sind voll von langstengligen, z.T. hohlen Apatitnadeln sowie Hornblende- und Biotitkristallen. Sowohl die Zonierung wie auch die spissigen Apatitnadeln sind typisch für eine magmatische Entstehung. Gleichartige Apatitkristalle wurden von WYLLIE et al. (1962) in Experimenten als typische Abschreckungsprodukte erhalten. In vereinzelt auftretenden Klustern von grösseren, idiomorphen Plagioklasen ist eine Rekristallisation der nicht mehr stabilen basischen Kerne zu beobachten. Hornblende mit gelbgrün-grünem Pleochroismus tritt meist als feinkörnige Knäuel mit Korngrössen um 0,5 mm zwischen den Plagioklastkristallen auf. In abweichenden Varietäten entfällt die Knäuelbildung. Nach der Nomenklatur von LEAKE (1978) handelt es sich um magnesiohastingsitische/ferropargasitische bis ede-

nitische Hornblende. Im Gegensatz dazu hat die Hornblende in stärker reequilibrierten Gesteinen tschermakitischen bis Magnesionhornblende-Chemismus. In seltenen Fällen konnten kleine Pyroxenrelikte in Hornblende gefunden werden. Die Pyroxene haben Chemismen im Grenzbereich Diopsid-Augit. Charakteristisch sind die tiefen Gehalte an  $TiO_2$  (< 0,2% wt.) und  $Al_2O_3$  (< 1,4% wt.). Biotit tritt in unterschiedlichen Mengen auf und überwächst in Richtung der Foliation die früher gebildete Hornblende, tritt jedoch als Kristallit auch in Plagioklas auf. Die Biotitchemie ( $MgO < FeO\%$  wt.) widerspiegelt die verhältnismässig Fe-reiche Hornblende-Chemie (vgl. dagegen Monzonite). Als weitere Mineralien finden sich hypidiomorpher Titanit, Kalifeldspat, Orthit, wenig sekundärer Epidot sowie Akzessorien. Die starke gegenseitige Beeinflussung der Kristalle spricht für eine gleichzeitige Kristallisation von Plagioklas und Hornblende, wogegen Biotit vermutlich aus einer Reaktion von Restschmelze mit der Hornblende entstanden ist. Im Unterschied zu den meist relativ frischen Gängen zeigen die dioritischen Xenolithen Anzeichen einer teilweisen Rekristallisation/Homogenisation der Plagioklase sowie durch metasomatische Stoffzufuhr bedingte Neubildung von Kalifeldspat und Quarz in Zwickeln. Im Extremfall kann es zur Ausbildung einer eigentlichen Mosaikstruktur der Grundmasse-Plagioklase kommen.

#### GÄNGE UND XENOLithe MIT MONZONITISCHER PETROGRAPHIE

Im Gegensatz zu den dioritischen Gesteinen sind die Monzonite s.l. graugrün mit auffallenden grünen Hornblende-Schlieren bzw. -Putzen. Die Putzen bilden die meist schwach entwickelte Foliation ab und lassen das Gestein etwas grobkörniger erscheinen als die Diorite. Der modale Anteil von Feldspat liegt bei 45–60%, gefolgt von Hornblende mit meist 30–40%. Biotit ist mit ca. 15% vertreten, aufgrund der oftmals etwas grösseren Kristalle auch makroskopisch auffällig. Nur schlecht erkennbar ist Klinopyroxen, der maximal 10% der Modalbestandes ausmacht.

Im Dünnschliff dominiert die Grundmasse aus xenomorphem Kalifeldspat und Plagioklas. Die bis 2 mm grossen, z.T. perthitisch entmischten Kalifeldspatkristalle schliessen dabei oftmals die bis 1 mm grossen Plagioklase ein. Im Gegensatz zum intermediären bis basischen Plagioklas der Diorite handelt es sich in diesen Gesteinen um Oligoklas bis Andesin. In einem einzigen Fall konnten basischere Relikte ( $An_{55}$ ) gefunden wer-

den. Vereinzelt deuten deformierte Plagioklaszwillingslamellen auf eine schwache, wahrscheinlich mit späten Fließbewegungen zusammenhängende Deformation hin. Gelegentlich kann ein Ersatz von Plagioklas durch Kalifeldspat beobachtet werden. Eingeschlossen in die Feldspäte finden sich, analog zu den Dioriten, viele langstellige Apatitnadeln. Auch Biotit und Klinopyroxen treten als Einschlüsse auf, kaum jedoch Hornblende. Die hypidiomorphe, blassgrüne Hornblende bildet oft linsenförmige Aggregate. Die grösseren Einzelexemplare erreichen max. 2 mm. Häufig kann eine Überwachsung von Klinopyroxen durch Hornblende beobachtet werden. Auch der aktinolithische bis Magnesiohornblende-Chemismus und die zum Teil hohen Gehalte an kompatiblen Spurelementen zeigen, dass diese Hornblende zur Hauptsache sekundär aus Klinopyroxen entstanden ist. Der diopsidische Klinopyroxen (max. 9% wt. Ferrosilit-komp.) tritt meist als idiomorphe Einzelkristalle und hypidiomorphe Aggregate in Feldspat sowie als xenomorphe Einschlüsse in Hornblende auf. Die maximale Korngrösse beträgt 1,5 mm. Im  $TiO_2$ - und  $Al_2O_3$ -Gehalt liegen diese Diopside ebenfalls tief. Mg-reicher Biotit ( $MgO > FeO\%$  wt.) tritt v.a. um die Hornblendelinsen herum sowie in der Feldspat-Grundmasse auf. Die Überwachsung von Hornblende und Klinopyroxen durch dieses Mineral ist nur unbedeutend. Die Kristallisationsabfolge der Hauptgemengteile beginnt mit Klinopyroxen, gefolgt von Hornblende. Anschliessend kristallisierten Biotit und Plagioklas, gleichzeitig oder etwas danach Kalifeldspat. Als weitere Mineralien treten Titanit, feinkörniger Orthit und weitere Akzessorien auf. Besonders auffällig sind dabei die häufigen, bis 0,5 mm grossen Zirkone. Xenomorph bis idiomorph sind sie meist in Biotit oder Hornblende eingeschlossen.

Unterschiede zwischen Xenolithen und Gängen betreffen vor allem die bereits erwähnten Differenzen in der Korngrösse und der Textur, aber auch im Modalbestand. Vor allem diejenigen von Klinopyroxen und Plagioklas variieren stark zugunsten von Kalifeldspat und Hornblende. Der Klinopyroxen verschwindet in vielen Einschlüssen vollständig oder tritt nur noch als Reklikt in Amphibol auf. Vereinzelt treten Pseudomorphosen auf, deren Entstehung unklar ist.

#### Totalgesteinsschemie (Tab. 1 und 2)

Die aufgrund petrographischer Unterschiede postulierte bimodale Verteilung der basischen Einschlüsse und Gänge lässt sich, mit einigen Ein-

schränkungen bzw. Differenzierungen, geochemisch untermauern: Zum einen handelt es sich um kaliumreiche, *shoshonitische Basalte / basaltische Andesite* («monzonitische» Petrographie), zum anderen um typisch *kalkalkalische Basalte* («dioritische» Petrographie), die in einem Milieu erhöhter Umgebungstemperatur kristallisierten.

Die Alkalifeldspat-, Biotit- und Klinopyroxen-reichen Gangesteine sind meist verhältnismässig hoch silifiziert, d.h. Hypersten- oder Quarz-normativ. Sie zeichnen sich aus durch ein  $K_2O/Na_2O$ -Verhältnis von 1, stark erhöhte LILE- und Phosphor-Gehalte. Die meisten der analysierten Proben weisen Ba-Gehalte von 1000 bis 2000 ppm auf, im Extremfall 2500 ppm. Die Sr-Werte bewegen sich zwischen 500 und 1000 ppm,  $P_2O_5$  liegt um 0,9–1,6% wt. Das eigentliche Charakteristikum jedoch sind die hohen Gehalte an Zirkonium bei einem  $X_{Mg}$  von 0,50 bis 0,62 und hohen Cr- und Ni-Werten. Im Gegensatz zu den mobilen LILE scheidet im Falle des unter den gegebenen Umständen immobilen Zirkoniums eine Kontamination durch Nebengesteine aus.

Wie zu erwarten, lassen sich die äquivalenten Xenolithe verhältnismässig gut identifizieren, da eine Kontamination durch die Wirtsgesteine keine wesentliche Veränderung des Chemismus

bewirken kann (Ausnahme  $SiO_2$ ?). Dieser Gesteinstyp muss nach der Klassifikation von MORRISON (1980) geochemisch als Shoshonit bezeichnet werden, die Ganggesteine als shoshonitische Lamprophyre. Nach der Klassifikation von STRECKEISEN (1979) wäre der Name «kalkalkalische Lamprophyre» anzuwenden. Da diese Gesteine Affinitäten sowohl zur alkalischen wie auch zur kalkalkalischen Gesteinssuite zeigen, jedoch weder der einen noch der anderen widerspruchsfrei einzuordnen sind, wird die Lösung von MORRISON bevorzugt, diese Gesteine in der Shoshonit-Serie zusammenzufassen.

Trotz der neuen Bezeichnung «shoshonitische Lamprophyre» kann die weitergehende Unterteilung von ROCK (1984) weiterhin verwendet werden. Aufgrund der hohen  $K_2O/Na_2O$ -Werte handelte es sich demnach bei den shoshonitischen Lamprophyren des Bergells um Minette.

Die zweite guterhaltene Gangart, die im Granodiorit gefunden wurde, weist einen kalkalkalischen Basaltchemismus (CAB) auf. Zumeist etwas tiefer silifiziert als die Minette, sind die  $Al_2O_3$ -Gehalte zwischen 17–19,5% wt. deutlich höher.  $Na_2O/K_2O$  ist immer  $> 1$ , in nicht metasomatisch überprägten Proben meist sogar  $> 2$ . Mit  $K_2O$  sind auch die übrigen LIL-Element-Gehalte tiefer. Allerdings kann in diesen Gesteinen be-

Tab. 1 Probenverzeichnis

Nr.	Probenbeschreibung (Lokalität, Höhe über Meer)	CH-Koordinaten
<b>Xenolithe und Gänge mit kalkalkalischem Chemismus</b>		
<i>Mit kalkalkibasaltischem Chemismus</i>		
GS87-4	Bi-Hbl-Diorit (wie GS87-3, 2360)	777 375/129 925
P86-5c	Bi-Hlb-Dioritgang (Felsrippe SW Pso. di Bondo, im Granodiorit, 2725)	767 450/128 000
P86-3	Feinkörniger Bi-Hbl-Dioritgang (SW Pta. Camerozzo, im Granodiorit, 2500)	767 375/126 800
Si86-3	Sehr feink. Bi-führ. Hbl-Dioritgang (ob Rif. Del Grande, im Amphibolit, 2750)	776 825/131 200
<i>Mit kalkalkalischem bis high-K-kalkalkalischem Chemismus</i>		
P85-4	Bi-Hbl-Diorit (zw. grossen Aplitgängen, Zone C v. MORAND, 2540)	764 350/126 850
<b>Xenolithe und Gänge mit shoshonitischem Chemismus</b>		
A85-5	Bi-Hbl-Monzonit/Monzodiorit, Cpx-Relikte (Moräne Albigna-Gletscher, 2400)	770/130
A85-7	Bi-Hbl-Monzonit bis Monzdiorit, Cpx-Relikte (wie A85-5)	770/130
B86-6	Qz-führ. Bi-Hbl-Monzonit (südlich Sciora Dadent, 3160)	768 375/129 150
B86-7	Qz-führ. Bi-Hbl-Monzonit, Cpx-Relikte (Sciora-Bondasca-Grat, 3140)	768 400/129 150
GS87-1	Bi-Hbl-Monzonit (Vazzeda-SE-Grat, unter Pkt. 2840, 2740)	776 700/130 600
P85-2	Cpx-Bi-Hbl-Monzonit (250 m E Pkt. 2505 bei Pso. Barbacan, 2625)	763 875/126 300
P85-3	Cpx-führ. Bi-Hbl-Monzonit (im Granodiorit, bei Pkt. 2733, 2660)	763 800/126 400
P85-6	Qz-führ. Bi-Hbl-Monzonit (Felsrippe SW Pso. di Bondo, 2830)	767 700/128 300
P85-8	Cpx-Bi-Hbl-Monzonit (Felsrippe SW Pso. di Bondo, 2955)	767 700/128 325
P85-10	Hbl-führ. Bi-Cpx-Monzodiorit (westl. Pso. di Bondo, 2920)	767 525/128 625
P86-1	Cpx-Bi-Hbl-Monzonitgang (im Granodiorit SW Pta. Camerozzo, 2560)	767 450/126 900
P86-15	Bi-Hbl-Qz-Dioritgang (mündet in P86-14, SW Pkt. 3177, 2900)	767 800/128 125

reits in verhältnismässig gut erhaltenen Gängen der Einfluss einer LILE-reichen Metasomatose erkannt werden. Die ebenfalls tieferen  $X_{\text{Mg}}$ -Werte der CAB widerspiegeln die höheren  $\text{FeO}_{\text{tot}}$ -Gehalte der Basalte im Vergleich zu den Minetten. Die MgO-Werte sind ähnlich. Wie für CAB typisch, sind die Zr- wie auch die Cr- und Ni-Gehalte tief, i.a. < 100 ppm. Bereits anhand der XRF-Analyse lässt sich auch ein im Vergleich zu den Minetten deutlich tieferer Gehalt an LREE feststellen. Nur wenige dioritische Xenolithen lassen sich eindeutig als CAB-Gangrelikte identifizieren. Zu diesen gehören mehrere Meter lange, foliationskonkordante Einschlüsse im Tonalit der Val Sissone (GS87-3/-4). Ein Teil der verbleibenden Xenolithen zeigt Unterschiede, die auf metasomatische Überprägung zurückzuführen sind, die übrigen jedoch weisen oftmals eine Kombination von hohen Zr- ( $\approx 150$ – $400$  ppm) und LREE-Gehalten sowie einem  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ -Verhältnis von  $\approx 1$  auf.

#### HAUPELEMENTE

AFM-Diagramm (Abb. 13): Die Minette (Monzonite s.l.) liegen deutlich unterhalb der typischen kalkalkalischen Entwicklungslinie der Ber-

geller Intrusiva. Die schwache Fe-Anreicherung im Verlauf der Differenzierung ist typisch für die Shoshonit-Serie (MORRISON, 1980) und ist ein klarer Beweis, dass die shoshonitischen Lamprophyre nicht komagmatisch mit den Hauptintrusiva entstanden sind. Im Gegensatz dazu können die Diorite, trotz der grossen Streuung, die sie aufweisen, aufgrund ihrer Lage im Diagramm durchaus kogenetisch sein. Als Vergleichsdaten sind Tonalite und Granodiorite (REUSSER, 1980, 1987) sowie Frühdifferentiate eingetragen. Im Diagramm  $\text{SiO}_2$  vs.  $\text{K}_2\text{O}$  (Abb. 14), das von PEC-CERILLO und TAYLOR (1976) als Nomenklatur-Diagramm für Inselbogen-Vulkanite verwendet wird, zeigt sich klar eine Bimodalität der Gänge mit kalkalkalischbasaltischem Chemismus einerseits und K-reichem shoshonitischem Chemismus andererseits. Ebenfalls deutlich wird der Einfluss metasomatischer Überprägung von CAB-Gängen, was zu erhöhten  $\text{K}_2\text{O}$ -Gehalten führt. Dies äussert sich mineralogisch im Auftreten von Kalifeldspat. Als Vergleichsdaten wurden die «andesitisch-basaltischen» Gänge von NIEVERGELT und DIETRICH (1977) sowie GAUTSCHI und MONTRASIO (1978) eingetragen. Aufgrund dieser Nomenklatur handelt es sich bei den Gängen im Lizun (NIEVERGELT und DIETRICH) ebenfalls um CAB-Gesteine. Im Gegensatz dazu fallen die

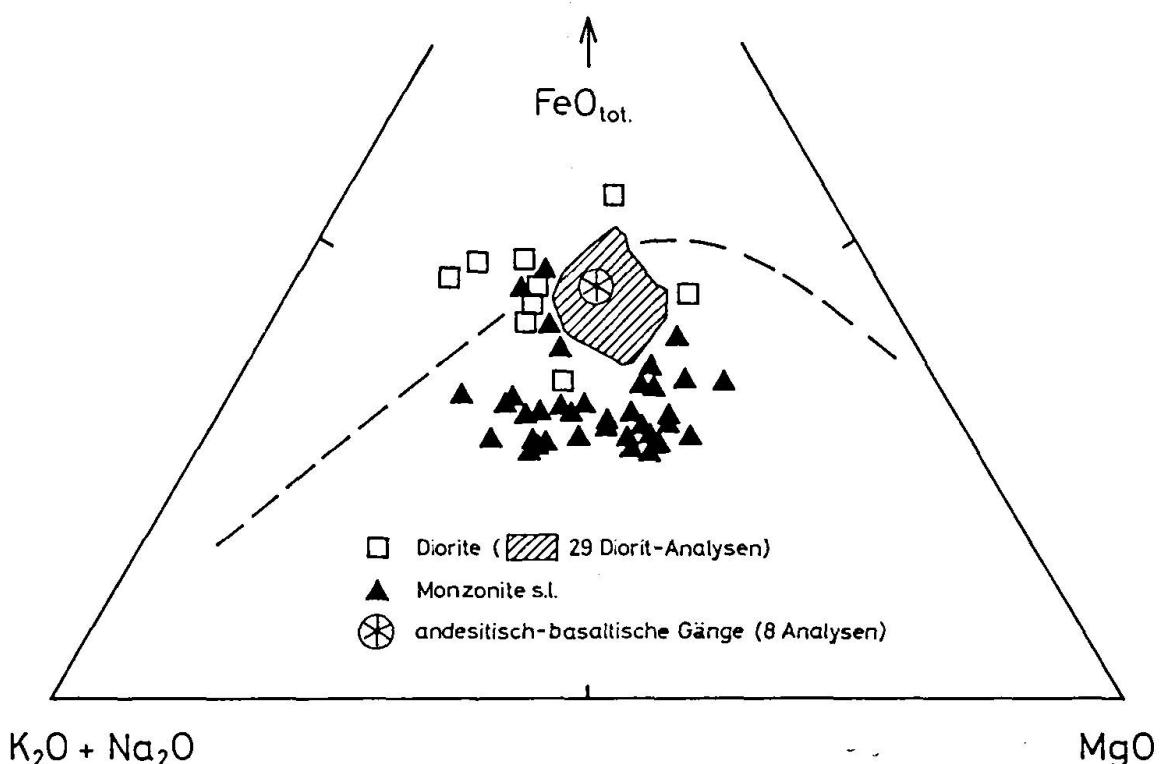


Abb. 13 AFM-Diagramm der dioritischen und monzonitischen Gänge und Xenolithen der Bergeller Intrusion. Vergleichsdaten der «andesitisch-basaltischen» Gänge von NIEVERGELT und DIETRICH (1977).

Tab. 2 Gesteinsanalysen: Haupt- und Spurenelemente, Seltene Erden.

Probe:	GS87-4	P85-5C	P86-3	S186-3	P85-4	A85-5	B85-7	B86-6B	B86-7	GS87-1	P85-2	P85-3	P85-6	P85-8	P85-10	P86-1	P86-15
<b>Hauptelemente (Gew. %)</b>																	
SiO <sub>2</sub>	51,48	50,54	47,68	55,70	53,95	52,72	52,92	52,34	52,70	53,31	50,04	48,65	53,03	49,81	53,34	51,01	51,29
TiO <sub>2</sub>	0,77	0,98	1,04	0,73	0,81	0,78	0,77	1,03	1,33	1,21	0,90	1,15	0,94	1,16	1,00	0,91	0,94
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,95	17,80	18,69	17,00	15,89	14,29	14,20	16,20	14,00	14,95	12,0	13,34	13,08	12,73	16,64	12,77	13,03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,33	1,91	3,31	1,27	1,67	1,48	0,60	1,71	1,97	1,49	1,24	1,50	1,25	0,91	0,76	1,69	1,51
FeO	6,05	6,30	5,80	5,55	5,90	4,00	4,80	4,30	4,45	5,00	6,00	7,25	4,50	5,65	4,50	4,55	6,00
MnO	0,21	0,20	0,17	0,14	0,15	0,11	0,12	0,18	0,12	0,11	0,15	0,18	0,18	0,13	0,10	0,15	0,26
MgO	6,02	5,54	5,14	4,53	6,60	7,92	8,62	6,29	6,58	6,16	9,84	9,13	8,76	10,36	5,87	9,84	9,84
CaO	9,31	9,06	9,48	8,38	7,86	7,76	7,69	6,48	7,55	6,68	9,22	8,88	8,62	9,22	7,91	8,13	8,13
Na <sub>2</sub> O	2,55	3,56	3,18	2,89	2,67	2,16	2,25	2,80	2,11	1,58	1,03	1,43	1,55	1,52	3,06	1,46	1,74
K <sub>2</sub> O	1,64	1,52	1,70	1,07	2,03	3,88	3,91	3,95	4,54	6,31	5,18	4,71	4,39	4,05	5,12	2,54	2,54
P2O <sub>5</sub>	0,11	0,47	0,55	0,12	0,42	0,71	0,68	1,06	1,19	0,97	1,21	1,46	0,85	0,91	0,69	0,72	0,86
H <sub>2</sub> O	1,14	1,05	1,16	1,06	1,05	1,12	1,01	1,13	1,04	0,98	1,56	1,40	1,05	1,10	0,90	1,05	2,00
CO <sub>2</sub>	0,06	0,10	0,03	0,04	0,06	0,10	0,29	0,04	0,10	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,12	0,09	0,08
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,04	0,04	0,00	0,00	0,01	0,06	0,03	0,06	0,08
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,02	0,02
Total	99,65	99,04	97,93	98,49	99,09	97,09	97,92	97,55	97,71	98,84	98,92	99,18	98,41	98,06	98,58	96,98	98,32
<b>Spurenelemente (ppm)</b>																	
Ba	230	211	549	165	94	1932	1650	1299	1856	1013	1398	1590	1890	1250	1306	1906	859
Rb	62	63	77	36	182	175	248	178	287	236	221	151	232	201	223	164	355
Sr	273	518	923	210	547	894	775	456	765	487	358	424	510	678	845	682	882
Nb	9	<4	<4	<4	<4	9	5	32	43	14	5	8	12	14	8	6	14
La	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	23	44	63	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Ce	34	31	51	15	41	87	75	130	177	132	64	60	44	81	60	88	97
Nd	<25	<25	41	<25	<25	47	29	87	135	71	42	38	27	38	<25	46	60
Y	34	17	18	11	25	14	20	80	105	22	21	28	32	25	21	13	20
Zr	36	21	67	77	152	210	232	321	356	579	198	231	172	196	113	238	272
V	213	242	285	238	182	177	151	180	232	160	211	235	146	217	163	202	233
Cr	123	41	33	55	167	301	294	258	206	193	541	383	431	526	220	504	612
Ni	37	25	15	15	51	129	144	65	59	70	106	64	125	143	48	144	164
Co	31	21	35	28	19	27	12	28	38	21	35	38	20	29	5	31	40
Cu	77	<3	31	87	85	<3	<3	65	39	<3	<3	<3	<3	<3	13	<3	<3
Zn	83	82	83	57	82	47	60	137	78	64	75	96	81	67	52	65	114
Ga	16	18	15	11	17	10	13	20	16	14	16	15	18	20	10	11	11
Sc	48	28	28	34	40	30	31	56	32	41	47	31	34	22	33	33	33
S	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<50
<b>Seltene Erden (ppm)</b>																	
La	17,7	25,9	27,8	10,4	58,7	61,9	121,7	117,0	178,0	202,0	13,08	12,73	16,64	12,77	117,0	114,0	46,2
Ce	51,2	58,7	62,2	22,2	53,0	108,0	95,7	10,33	7,13	70,2	12,0	55,8	54,3	5,01	51,3	51,3	54,3
Nd	30,8	31,6	34,2	11,4	2,89	2,13	4,16	10,6	12,2	10,6	12,2	9,51	9,51	2,02	9,01	9,01	9,01
Sm	6,20	6,35	7,48	1,74	0,84	2,18	3,11	2,13	2,13	1,84	1,84	2,15	2,15	0,86	1,03	1,03	0,88
Eu	1,52	2,10	1,74	0,84	0,51	1,28	2,02	1,28	1,28	1,28	1,28	2,32	2,32	0,86	1,09	1,09	0,88
Tb	0,82	0,75	0,87	0,51	0,51	0,51	0,51	0,51	0,51	0,51	0,51	0,51	0,51	0,51	0,51	0,51	0,51
Yb	3,76	2,23	2,55	1,99	2,02	2,02	2,02	2,02	2,02	2,02	2,02	2,02	2,02	2,02	3,03	3,03	1,85
Lu	0,57	0,32	0,32	0,29	0,31	0,31	0,31	0,31	0,31	0,31	0,31	0,31	0,31	0,31	0,45	0,45	0,26
Messung:	PSI	PSI	PSI	USGS	PSI	PSI	PSI	PSI	PSI	PSI	PSI	PSI	PSI	PSI	PSI	PSI	PSI

(PSI: Paul Scherrer Institut, Würenlingen; USGS: U.S. Geological Survey, Reston, Virginia)

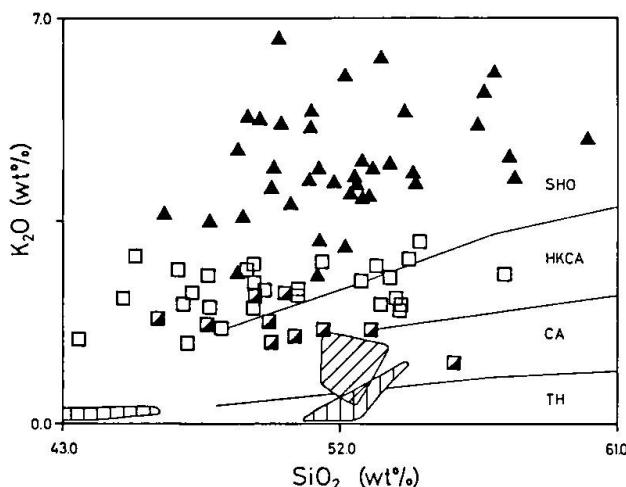


Abb. 14 Basische Gänge und Xenolithen:  $\text{SiO}_2$  vs.  $\text{K}_2\text{O}$ . Nomenklatur nach PECCERILLO und TAYLOR (1976). (Symbole: Leere Quadrate: Diorite; halb gefüllte Quadrate: Diorite mit CAB-Chemismus; Dreiecke: Monzonite.) Vergleichsdaten: schräge Schraffur: andesitisch-basaltische Gänge von NIEVERGELT und DIETRICH (1977); senkrechte Schraffur: andesitisch-basaltische Gänge von GAUTSCHI und MONTRASIO (1978).

Gänge, die die Margna-Decke und den Malenco-Ultramafit diskordant durchschlagen (GAUTSCHI und MONTRASIO) grösstenteils in den Bereich der K-armen kalkkalischen Tholeiite.

#### SPURENELEMENTE

In Diagrammen von inkompatiblen Elementen gegen den Differentiationsindex  $X_{\text{Mg}}$  wird zunehmende Differenzierung durch eine negative Steigung ausgedrückt. Im Falle von Zirkonium (Abb. 15) lassen sich einzelne kogenetische Gesteinsfamilien anhand ihrer Differenzierungslinien erkennen. Der Granodiorit, als Zr-reichstes Gestein der Hauptintrusiva, und auch der Tonalit liegen deutlich tiefer als die shoshonitischen Gesteine. Die Lage der CAB-Gesteine ist verträglich mit einer Interpretation als Teil der bergellischen kalkkalischen Differenzierung. Die übrigen dioritischen Xenolithen und Gänge sind in diesem Diagramm nur mässig gut korreliert, jedoch verglichen mit den CAB-Gängen und -Einschlüssen klar zu höheren Zr-Gehalten verschoben. Erstaunlich ist jedoch, dass ein bedeutender Teil dieser Gesteine vergleichbare oder sogar höhere Zr-Gehalte als die wesentlich höher differenzierten Hauptintrusiva aufweist. Im Gegensatz zur Streuung der Diorite zu höheren Kalium-Gehalten in Abb. 14 kann diese Streuung nicht durch metasomatische Überprägung erklärt werden. Falls die Diorite kogenetisch wären mit den Hauptintrusiva, würde man bestenfalls gleichhohe, nicht jedoch höhere Konzentra-

tionen erwarten. Eine Erklärungsmöglichkeit ist die Postulierung eines (?) weiteren, dioritischen Magmentyps, der primär Zirkonium- und Cr-reicher ist als die CAB. Für die Hypothese eines Magma-Mixings zwischen CA-Basalten und Shoshoniten fehlen sowohl mineralogische wie auch geochemische Anhaltspunkte.

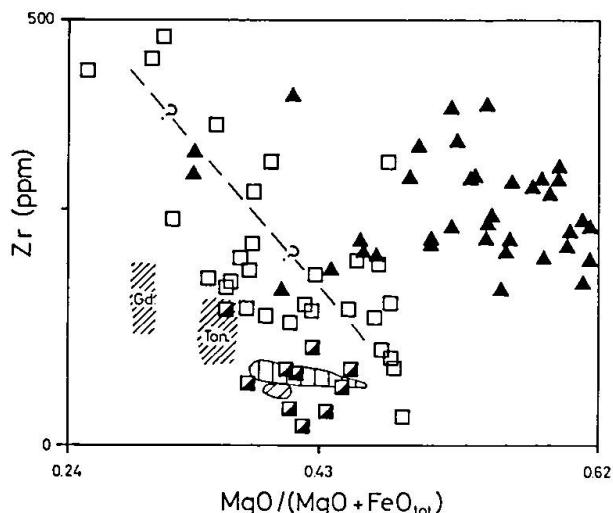


Abb. 15 Basische Gänge und Xenolithen: Differentiationsindex vs. Zirkonium. Enge Schrägschraffur: Tonalit- und Granodiorit-Vergleichsdaten.

Im Falle der kompatiblen Spurenelemente verhalten sich alle Gang- und Einschlusstypen weitgehend gleich. So korrelieren sowohl Ni wie auch Cr sehr gut mit jedem Differentiationsindex (z.B.  $X_{\text{Mg}}$ ). Die Shoshonite sind dabei zu höheren Cr- bzw. Ni-Gehalten verschoben, unterscheiden sich jedoch im Überlappungsbereich nicht von den Dioriten (Abb. 16). Bei einem  $X_{\text{Mg}}$  von ca. 0,4 flachen beide Kurven sehr stark ab.

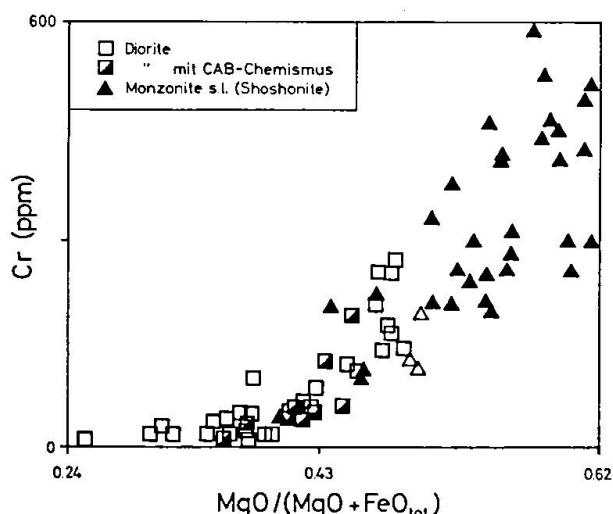


Abb. 16 Basische Gänge und Xenolithen: Differentiationsindex vs. Chrom.

Als Resultat der Totalgesteinschemie können die basischen Einschlüsse und Gänge in drei Kategorien unterteilt werden. Zum einen handelt es sich um K-betonte, shoshonitische Lamprophyre (Minette, ROCK, 1984) und deren Äquivalente in Form von Einschlüssen und Stöcken. Trotz z.T. beachtlicher Bandbreite der analysierten Elementkonzentrationen sind diese Gesteine meist klar erkennbar aufgrund ihrer extremen, magmenspezifischen Chemie, die sie weitgehend unempfindlich macht gegen eine metasomatische Überprägung durch die Wirtsgesteine. Bei der zweiten Gruppe handelt es sich um Gänge und Einschlüsse mit kalkalkalibasaltischem Chemismus (CAB). Diese Gesteine haben im Gegensatz zu den Minetten tiefe LILE- und Zr-Gehalte. Aufgrund des  $X_{\text{Mg}}$ -Wertes sind sie höher differenziert, was sich in den tiefen kompatiblen Elementen (Cr, Ni) widerspiegelt. Eine verblüffende geochemische Ähnlichkeit besteht zu den «andesitisch-basaltischen» Gängen von NIEVERGELT und DIETRICH (1977), nur im höheren Kalium-Gehalt unterscheiden sie sich von der Mehrzahl der Gänge von GAUTSCHI und MONTRASIO (1978).

Die letzte geochemisch zusammenfassbare Einheit dioritischer Einschlüsse und Gänge lässt sich nur schwer anhand eines geochemischen Rasters diskriminieren. Nach der Klassifikation von PECCERILLO und TAYLOR (1976) handelt es sich vorwiegend um high-K-kalkalkalische Gesteine, es bestehen jedoch z.T. Übergänge zu Shoshoniten und vor allem zu den CAB-Gesteinen. Währenddem die grosse Streuung der sehr mobilen LIL-Elemente (Kalium!) möglicherweise auf unterschiedlich starke metasomatische Überprägung zurückführbar ist, bleiben Differenzen zu den CAB (z.B. die erhöhten Zr-Gehalte), die am ehesten durch die Existenz eines weiteren Magmentyps zu erklären sind.

Wichtig für die Interpretation der basischen Einschlüsse ist jedoch die eindeutige geochemische Identifizierbarkeit eines Grossteils der «endogenen» Xenolithen mit entsprechenden Ganggesteinen.

### Seltene Erden (Tab. 2)

Zehn Gänge/Einschlüsse wurden mittels INAA auf ihre Seltene-Erden-Gehalte hin untersucht (3 Proben: Messung durch G. Wandless, USGS, Reston, Virginia; 7 Proben: Messung U. Mok, PSI, Würenlingen). Verwendet wurde die USGS-Standard-Normierung, basierend auf den Chondrit-Werten von ANDERS und EBIHARA (1982). Der Minett-Gang P86-1 und die equivalenten

Einschlüsse (shoshonitischer Chemismus) haben alle sehr ähnliche, steile Kurven mit  $\text{La}/\text{Chondrit} > 120$ . Die Anreicherung der LREE/HREE ist gross ( $6 < \text{Ce}_N / \text{Yb}_N < 23$ ). Die leichte Zunahme der Steigung zwischen Yb und Lu wird möglicherweise durch restitischen Granat in den Ausgangsgesteinen der Shoshonite verursacht. Im Vergleich mit anderen Lamprophyr-Daten aus den Alpen (OBERHÄNSLI, 1986) liegen die gemessenen Bergeller Minette im oberen Randbereich der kompilierten REE-Verteilungen (Abb. 17). Im Gegensatz dazu fallen sie in den unteren Randbereich der von ROCK (1984) aus weltweiten Lamprophyr-Daten gefundenen typischen REE-Bandbreite (Ausnahme B86-6b). Dieser Vergleich zeigt, dass in den Alpen nur wenige typische shoshonitische Lamprophyre beschrieben sind.

Die REE-Verteilungen von Semi-Lamprophyren, die in den unteren Bereich der Kompilation von OBERHÄNSLI fallen, zeigen Pattern, wie sie für normale kalkalkalische Serien typisch sind. Auch die drei kalkalkalibasaltischen Bergeller Gänge/Einschlüsse liegen in diesem Teil der Zusammenstellung. Ihre REE-Kurven sind denjenigen des Tonalits sehr ähnlich, jedoch etwas stärker LREE-angereichert.  $\text{Ce}/\text{Yb}$  ist wesentlich kleiner als im Falle der Minette, was auf die schwächere LREE-Anreicherung zurückzuführen ist. Im Gegensatz zu den Minetten bleibt die Steigung der Kurven im Bereich von Yb und Lu gleich oder nimmt ab. Sowohl die shoshonitischen wie auch die kalkalkalischen Gänge von VENTURELLI et al. (1984) zeigen dieselben REE-Pattern wie die Bergeller Gänge; die Steigungen ( $\text{Ce}_N / \text{Yb}_N$ ) wie auch die chondritische Anreicherung sind deckungsgleich. Noch höhere  $\text{Ce}_N / \text{Yb}_N$ -Werte haben ultrapotassische Gänge aus den Westalpen.

Alle REE-Verteilungen der kalkalkalischen und shoshonitischen Ganggesteine des Alpenraumes weisen eine schwache bis deutliche negative Eu-Anomalie auf, die vermutlich durch eine Plagioklas-Fraktionierung verursacht worden ist. Im Gegensatz dazu treten in den ultrapotassisichen Gängen (innerhalb des Messfehlers) keine Eu-Anomalien auf (e.g. VENTURELLI et al., 1984).

Trotz der in bezug auf Haupt- und Spurenelementchemie verblüffenden Ähnlichkeit der Bergeller CAB-Gänge und Einschlüsse mit den «andesitisch-basaltischen» Lizun-Gängen von NIEVERGELT und DIETRICH (1977) zeigen sich im Vergleich der REE beträchtliche Unterschiede. Die Pattern der Lizun-Gänge (NIEVERGELT und DIETRICH, unpubl.) liegen deutlich tiefer, die Fraktionierung der REE ist sehr schwach

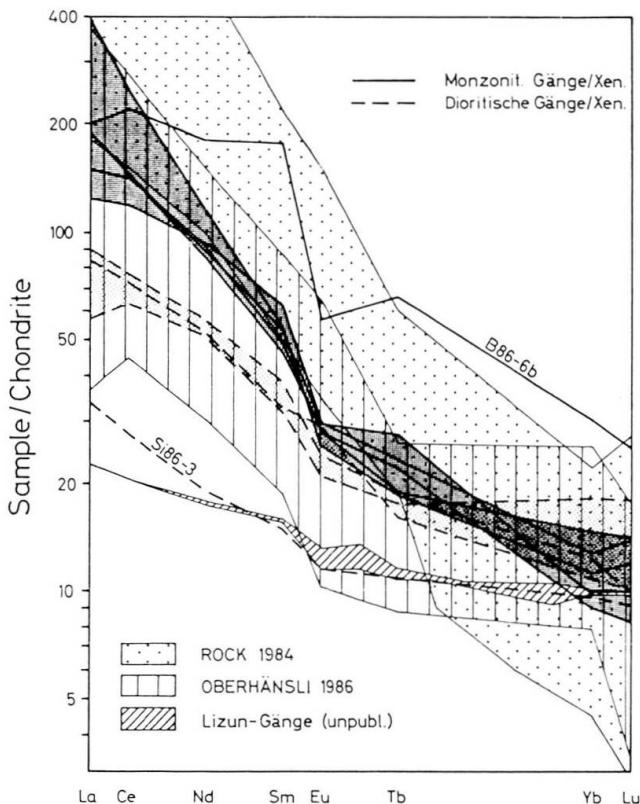


Abb. 17 Basische Gänge und Xenolithen. Dunkelgrauer Punktraster: monzonitische Einschlüsse; hellgrauer Punktraster: dioritische Einschlüsse (CAB-Chemismus). Felder für Lamprophyre und Semilamprophyre von ROCK (1984) und OBERHÄNSLI (1986). Lizun-Gänge: unpublizierte REE-Analysen der «andesitisch-balsaltischen» Gänge von NIEVERGELT und DIETRICH (1977).

$(Ce_N/Yb_N \approx 2)$ . Nur Si86-3, ein Gang im Fornoamphibolit am Bergell-Ostrand, zeigt eine ähnliche REE-Verteilung wie die Lizun-Gänge, diejenigen der CAB-Gänge hingegen liegen deutlich höher. Diese gegenüber dem gerechneten REE-Gehalt einer Bergeller Parentalschmelze nur schwach erhöhten REE-Gehalte der Lizun-Gänge sind vereinbar mit einer Interpretation dieser Ganggesteine als schwach fraktioniertes (Olivin!) Derivat des Parentalmagmas der Bergeller Intrusion. Die REE-Anreicherung der CAB-Gesteine der Bergeller Intrusion kann entweder die Folge einer Kontamination durch Krustenmaterial oder aber einer Fraktionierung von Phasen wie Klinopyroxen und Hornblende sein. Aufgrund der Seltenen Erden ist ein direkter Zusammenhang mit den Lizun-Gängen unwahrscheinlich, kann jedoch nicht definitiv ausgeschlossen werden.

Die Gehalte der kompatiblen Elemente der Bergeller Shoshonite belegen, dass es sich nicht um Primärmagmen, sondern um schwach fraktionierte Schmelzen handelt. Unter der Annahme einer REE-Pufferung durch starke Apatit-Kri-

stallisation kann die REE-Verteilung jedoch näherungsweise als primär betrachtet werden (vgl. RHODEN, 1981). Unter Verwendung des REE-Pattern des Minett-Ganges P86-1 wurde versucht, mit einer Non-Modal-Batch-Melting-Gleichung, die REE-Zusammensetzung des Ausgangs-Mantelgestein zu berechnen (DIETHELM, 1989). Die Resultate zeigen, dass die Minettgänge der Bergeller Intrusion kompatibel sind mit einer Entstehung als zirka dreiprozentige Partialschmelze eines vier- (HREE) bis siebenfach (LREE) chondritisch angereicherten Granatheralithes.

### Stabile Isotope (Tab. 3)

Die Wasserstoff- bzw. Sauerstoffzusammensetzung von dreizehn Proben (Einschlüsse und Gänge) wurden im Labor des USGS in Menlo

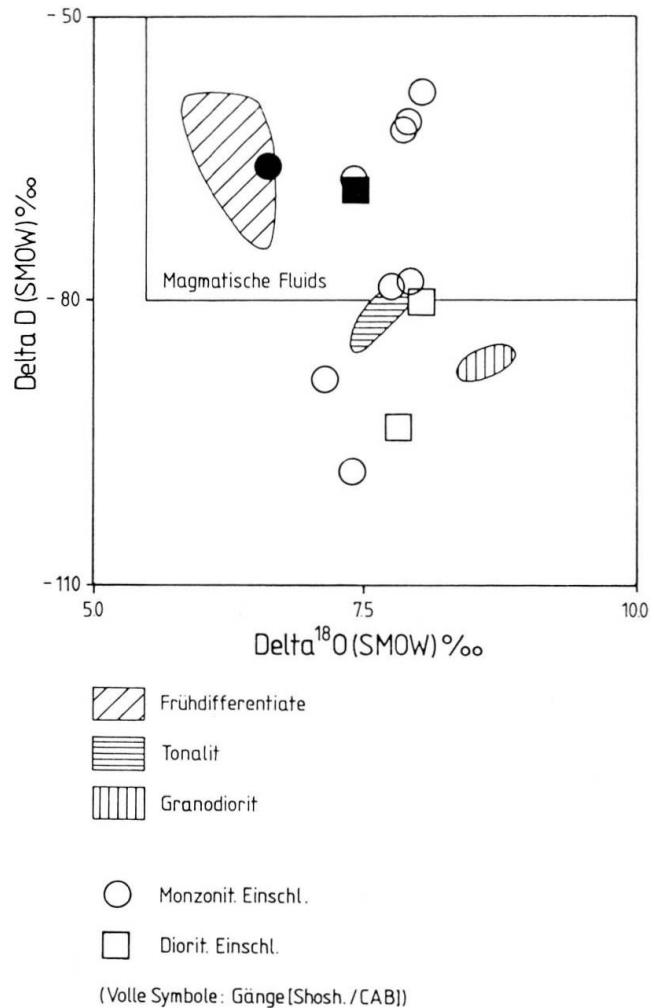


Abb. 18  $\delta^{18}\text{O}$  vs.  $\delta\text{D}$ : als Vergleichsdaten wurden die Analysen der Hauptintrusiva sowie der basischen Frühdifferentiate (Hornblendite und Hornblendegabbros) eingetragen (DIETHELM, 1989). Feld für magmatische Fluids: SHEPPARD (1986). Einschlüsse: volle Symbole: Gänge; leere Symbole: Xenolithen.

Tab. 3  $\delta D$ - und  $\delta^{18}\text{O}$ -Messungen an basischen Gängen und Einschlüssen der Bergeller Intrusion.

<b>Probe</b>	<b>Gesteinstyp</b>	<b><math>\delta^{18}\text{O}</math> (SMOW)</b>	<b>Standardabw. (Anzahl Messg.)</b>	<b><math>\delta D</math> (SMOW)</b>	<b>Standardabw. (Anzahl Messg.)</b>
A85-5	Monzonit (Fallblock)	8.04	0.05 (2)	-58.2	- (1)
A85-7	Monzonit (Fallblock)	7.89	0.04 (2)	-61.5	- (1)
B86-6b	Monzonit. Einschluss	7.93	0.04 (2)	-78.2	4.38 (2)
B86-7	Monzonit. Einschluss	7.86	0.11 (2)	-62.1	- (1)
P86-1	Monzonit. Gang	6.61	0.07 (2)	-65.9	- (1)
P86-15	Monzonit. Gang	7.90	- (1)	-	
P85-2	Monzonit. Einschluss	7.14	0.06 (2)	-88.4	- (1)
P85-3	Monzonit. Einschluss	7.40	0.07 (2)	-67.3	- (1)
P85-6	Monzonit. Einschluss	7.77	0.04 (2)	-78.7	- (1)
P85-8	Monzonit. Einschluss	7.38	0.01 (2)	-98.2	- (1)
P86-3	Dioritischer Gang	7.41	0.04 (2)	-68.0	- (1)
P85-4	Dioritischer Einschluss	8.03	0.11 (2)	-80.2	- (1)
P85-10	Dioritischer Einschluss	7.82	0.00 (2)	-93.7	- (1)

Park, Kalifornien, gemessen. Die Untersuchung wurde auf Gesamtgesteinanalysen beschränkt, da a) die Isotopenfraktionierung zwischen den wichtigen gesteinsbildenden Mineralien bei magmatischen Temperaturen sehr gering ist (v.a. Sauerstoff;  $K_D \sim 1$ ) und b) bei plutonischen Gesteinen ein Isotopenaustausch bis zu tiefen Temperaturen stattfindet (vgl. CORTECCI et al., 1979).

Alle Gänge und Einschlüsse nehmen bezüglich der Frühdifferentiate und Hauptintrusiva der Bergeller Intrusion im  $\delta^{18}\text{O}$  eine intermediäre Stellung ein; die Streuung im  $\delta D$  ist demgegenüber deutlich grösser als bei den Bergeller Intrusiva (DIETHELM, 1989). Der Minettgang P86-1 liegt mit  $\delta^{18}\text{O} = +6.6\text{\textperthousand}$  und  $\delta D = -66\text{\textperthousand}$  im Feld der magmatischen Fluids, an der oberen Grenze des Mantelfeldes. Dies ist um so erstaunlicher, als sowohl Sr- wie auch Nd-Daten von P86-1 eine sehr starke krustale Komponente aufweisen (VON BLANKENBURG, in prep.). Der offensichtlich höchstens leicht veränderte  $\delta^{18}\text{O}$ -Wert des Ganges zeigt die relative Unempfindlichkeit des grossen Sauerstoff-Volumens auf Kontamination, stellt somit ein Indiz für eine Mantelherkunft lamprophyrischer Gesteine dar. Die Verschiebung der geochemisch identischen Gesteine (Einschlüsse) zu höheren  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten kann die Folge eines grösseren Verhältnisses zwischen Kontaminant und Lamprophyr sein oder aber durch eine Kombination einer sekundären Überprägung *in situ* durch magmatische Fluids entstanden sein. Dabei lässt sich jedoch keine Equilibrierung mit dem umgebenden Granodiorit feststellen. Die meisten Datenpunkte liegen bezüglich des  $\delta^{18}\text{O}$  eher im Bereich der Tonalit-

Werte. Ebenfalls für eine mehrphasige Kontamination spricht die fehlende Korrelation zwischen  $\delta^{18}\text{O}$  und  $\delta D$ . Mit einer Ausnahme liegen die  $\delta D$ -Werte der grösseren, stockförmigen Einschlüsse genau wie diejenigen der Gänge zwischen -60 und -70‰. Dies deutet darauf hin, dass es sich dabei um einen «primären», vorintrusiven Wert handelt, der im Falle der kleinen Einschlüsse sowie randlicher Proben durch eine Überprägung mit magmatischen oder meteorischen Fluids verändert wurde.

Die kalkalischen Gesteine P86-3 (CAB-Gang) und P85-4 (Einschluss) liegen bezüglich  $\delta^{18}\text{O}$  ebenfalls im Bereich des Tonalits. Der  $\delta D$ -Wert des Ganges ist praktisch identisch mit denjenigen des lamprophyrischen Ganges und der Frühdifferentiate. Anhand dieser Daten ergeben sich keine eindeutigen Hinweise auf eine eventuelle Mantelherkunft solcher kalkalibasaltischer Magmen.

## Diskussion

Ein Grossteil der sogenannten endogenen Xenolithen in den Bergeller Hauptintrusiva kann als Produkte eines Magma-Mingling erklärt werden. Der Einschuss heißer basischer Magmen in Tonalit und Granodiorit führt, je nach Temperatur und Kristallisationsgrad, zu Gängen, pillowförmigen Abschreckungskörpern, kleineren Stöcken und basischen Schlieren. Direkt beobachtbar ist die Desintegration synintrusiver Gänge in bandartige Xenolithschwärmre. Die dabei auftretenden differentiellen Fliessbewegungen

im unvollständig kristallisierten Granodiorit der Val Porcellizzo sind ungefähr parallel zum Intrusivkontakt zu den unterliegenden Gesteinen der Gruf-Masse.

Aufgrund der Mineralogie und der Totalgesteinschemie der basischen Einschlüsse müssen mindestens zwei, vermutlich jedoch drei Ausgangsmagmen des Gangmagmatismus unterschieden werden: ein shoshonitisches, ein kalkalkalibasaltisches und ein high-K-kalkalkalitisches. Die beiden ersten, die auch als Gang gefunden wurden, sind im Vergleich mit primären Mantelschmelzen leicht, das letzte unterschiedlich stark differenziert. Das kalkalkalibasaltische Primärmagma ist vereinbar mit einer 15–20%igen Partialschmelze eines Granatherzolits bei zirka 30 kbar, das shoshonitische Primärmagma kann erklärt werden als rund dreiprozentige Aufschmelzung eines leicht angereicherten granattherzolithischen Mantels in grosser Tiefe ( $> 100$  km). Art und Umfang einer eventuellen zusätzlichen Kontamination durch Krustenmaterial können nur schwer abgeschätzt werden, da petrographische Anzeichen fehlen (Equilibrierung!). Beide Magmentypen treten gleichzeitig und unmittelbar benachbart auf als synintrusive Gänge im Granodiorit. Voraussetzung dafür ist eine Extension der Kruste. Denkbar ist sowohl eine generelle, weite Teile des Alpenraums umfassende, mittel- bis oberoligocäne Extensionsphase (LAUBSCHER, 1983) oder aber auch eine lokale Extension infolge einer transpressiven Bewegung entlang der Insubrischen Linie (SCHMID et al., 1987).

Die kalkalkalibasaltischen Gänge und die analogen Gänge im Nordosten und Osten der Intrusion sind geochemisch mögliche Glieder der Bergeller Intrusivsuite. Im Gegensatz zu dem bereits verhältnismässig stark fraktionierten REE-Pattern der synintrusiven Gänge haben die Lizun-Gänge flache, nur schwach fraktionierte REE-Verhältnisse, die nur wenig über denjenigen einer hypothetischen Primärschmelze der Intrusion liegen. Die Sonderstellung der Lizun-Gänge wird auch deutlich im Vergleich mit anderen tertiären, basischen Ganggesteinen der Alpen. Vergleichbare REE-Pattern kalkalkalischer Gänge sind nur aus pikrobasaltischen Gängen des Adamello beschrieben worden (ULMER et al., 1983).

Feinkörnige basische Schlieren und Xenolithe sind, v.a. in Granitoiden, weitverbreitet. Ihre Erklärung als Relikte synintrusiver Gänge analog zu denjenigen der Bergeller Intrusiva ist naheliegend. So beschreibt WEBER (1966) aus dem benachbarten herzynischen Truzzogranitgneis verschiedene Typen basischer Xenolithe und so-

genannter «basischer Einlagerungen der Randfazies», die sowohl von ihrer Petrographie als auch von ihrer Ausbildung (Form, Kontaktverhältnisse) her denjenigen der Bergeller «endogenen» Xenolithe entsprechen. Die «basischen Einlagerungen der Randfazies» weisen alle Anzeichen synintrusiver Gänge auf, so zum Beispiel lange, schmale Züge parallel zur Foliation des Granodiorits sowie durch differenzielle Fließbewegungen des Wirtgestein entstandene «Verfaltung» der basischen Einlagerungen (Abb. 24 und Abb. 25 in WEBER, 1966).

### Verdankungen

Für die kontinuierliche Unterstützung in allen Belangen danke ich V. Trommsdorff und V. Dietrich herzlich. Wertvolle Anregungen erhielt ich in Diskussionen mit P. Ulmer, W. Hansmann, E. Reusser, P. Nievergelt, G. Früh, F. v. Blankenburg, C. Bacon und P. Bateman. Die vorliegende Arbeit war Teil des Projekts Nr. 2000–5.286 des Schweizerischen Nationalfonds. Für die gewährte Unterstützung möchte ich mich herzlich bedanken. Analytische Hilfestellung leisteten G. Wandless, J. O'Neil und L. Adami vom U.S. Geological Survey sowie J. Sommerauer und U. Mok vom Institut für Mineralogie und Petrographie, ETHZ.

### Literaturverzeichnis

- ANDERS, E. und EBIHARA, M. (1982): Solar-system abundances of the elements. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46, 2363–2380.
- BACHINSKI, S.W. und SCOTT, R.B. (1979): Rare-earth and other trace element contents and the origin of minettes (mica-lamprophyres). *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43, 93–100.
- BALCONI, M. (1941): Ricerche petrografiche sulla regione del serizzo. *Period. Mineral.*, 12, 175–297.
- CORTECCI, G., DEL MORO, A., LEONE, G. und PARDINI, G.C. (1979): Correlation between Strontium and Oxygen Isotopic compositions of rocks from the Adamello Massif (Northern Italy). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 68, 421–427.
- CRESPI, R. und SCHIAVINATO, G. (1966): Osservazioni petrogenetiche sul settore centro occidentale del massiccio di Val Masino–Val Bregaglia. *Rend. Soc. Mineral. Ital.*, 22, 27–57.
- DAL PIAZ, G.V., VENTURELLI, G. und SCOLARI, A. (1979): Calc-alkaline to ultrapotassic postcollisional volcanic activity in the internal Northwestern Alps. *Mem. Soc. Geol.*, 32, 1–16.
- DEUTSCH, A. (1980): Alkalibasaltische Ganggesteine aus der westlichen Goldeckgruppe (Kärnten/Osttirol). *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, 27, 17–34.
- DIDIER, J. (1973): Granites and their enclaves: The bearing of enclaves on the origin of granites. Elsevier, New York, 393 p.
- DIETHELM, K.H. (1984): Geologie und Petrographie des Bergell-Ostrandes II. Diplomarbeit ETH Zürich.
- DIETHELM, K.H. (1985): Hornblendite und Gabbros im östlichen Bergell (Val Sissone, Provinz Sondrio,

- Italien). Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 65, 223–246.
- DIETHELM, K.H. (1989): Petrographische und geochemische Untersuchungen an basischen Gesteinen der Bergeller Intrusion (Graubünden, Schweiz / Provinz Sondrio, Italien). Diss. ETH Zürich, Nr. 8855.
- DRESCHER-KADEN, F.K. (1940): Beiträge zur Kenntnis der Migmatit- und Assimilationsbildungen sowie der synantetischen Reaktionsformen. I. Über Schollenassimilation und Kristallisationsverlauf im Bergeller Granit. *Chemie der Erde*, 12, 157–238.
- GANSER, A. und GYR, T. (1964): Über Xenolithschwärme aus dem Bergeller Massiv und Probleme der Intrusion. *Eclogae geol. Helv.*, 57, 577–598.
- GAUTSCHI, A. und MONTRASIO, A. (1978): Die andesitisch-basaltischen Gänge des Bergeller Ostrandes und ihre Beziehung zur Regional- und Kontaktmetamorphose. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 58, 329–344.
- GYR, T. (1967): Geologische und petrographische Untersuchungen am Ostrand des Bergeller Massivs. Diss. ETH Zürich.
- HANSMANN, W. (1981): Geologisch-Petrographische Untersuchungen im südlichen Bergell: II. Val Ligoncio. Diplomarbeit ETH Zürich.
- HIBBARD, M.J. und WATTERS, R.J. (1985): Fracturing and diking in incompletely crystallized granitic plutons. *Lithos*, 18, 1–12.
- HILL, R.I. (1984): Petrology and Petrogenesis of batholithic rocks, San Jacinto Mountains, S-California. PhD-Thesis, California Institute of Technology.
- KOUCHI, A. und SUNAGAWA, I. (1983): Mixing basaltic and dacitic magmas by forced convection. *Nature*, 304, 527–528.
- LAUBSCHER, H.P. (1983): The late Alpine (Periadriatic) intrusions and the Insubric line. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 26, 21–30.
- LEAKE, B.E. (1978): Nomenclature of amphiboles. *Am. Mineral.*, 63, 1023–1052.
- MORAND, P. (1981): Geologisch-petrographische Untersuchungen im südlichen Bergell: I. Val Porcellizzo. Diplomarbeit ETH Zürich.
- MOTICKA, P. (1970): Petrographie und Strukturanalyse des westlichen Bergeller Massivs und seines Rahmens. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 50, 355–443.
- MOTTANA, A., MORTEN, L. und BRUNFELT, A.O. (1978): Distribuzione delle terre rare nel Massiccio Val Masino–Val Bregaglia (Alpi Centrali). *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol.*, 34, 485–497.
- NEVERGELT, P. und DIETRICH, V. (1977): Die andesitisch-basaltischen Gänge des Piz Lizun (Bergell). Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 57, 267–280.
- NIGGLI, P., DE QUERVAIN, F. und WINTERHALTER, R.U. (1939): Chemismus schweizerischer Gesteine. *Beitr. Geol. der Schweiz, Geotechn. Serie*, 14.
- OBERHÄNSLI, R. (1986): Geochemistry of meta-lamprophyres from the Central Swiss Alps. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 66, 315–342.
- PECCHERILLO, A. und TAYLOR, S.R. (1976): Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 58, 63–81.
- REID, J.C., Jr., OWEN, C.E. und FATES, D.G. (1983): Magma mixing in granitic rocks of the central Sierra Nevada, California. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 66, 243–261.
- REUSSER, E. (1980): Radiometrische Untersuchungen am Bergeller Granodiorit. Diplomarbeit, ETH Zürich.
- REUSSER, E. (1987): Phasenbeziehungen im Tonalit der Bergeller Intrusion (Graubünden, Schweiz / Provinz Sondrio, Italien). Diss. ETH Zürich.
- ROCK, N.M.S. (1984): Nature and origin of calc-alkaline lamprophyres: minettes, vosesites, kersantites and spessartites. *Transact. Royal Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, 74, 193–227.
- RODEN, M.F. (1981): Origin of Coexisting Minette and Ultramafic Breccia, Navajo Volcanic Field. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 77, 195–206.
- SCHMID, S.M., ZINGG, A. und HANDY, M. (1987): The kinematics of movements along the Insubric Line and the emplacement of the Ivrea Zone. *Tectonophysics*, 135, 47–66.
- SHEPPARD, S.M.F. (1986): Igneous rocks: III. Isotopic case studies of magmatism in Africa, Eurasia and ocean islands. In: *Stable isotopes in high temperature geological processes*. Ribbe P.H. (ed.), *Min. Soc. Am. Reviews in Mineralogy*, 16, 165–183.
- SPARKS, R.S.J. und MARSHALL, L.A. (1986): Thermal and mechanical constraints on mixing between mafic and silicic magmas. *J. Volcan. Geotherm. Research*, 29, 99–124.
- STRECKEISEN, A. (1979): Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites, and melilitic rocks: Recommendations and suggestions of the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology*, 7, 331–335.
- TROMMSDORFF, V. und NEVERGELT, P. (1983): The Bregaglia (Bergell): Iorio Intrusive and its Field Relation. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 26, 55–68.
- ULMER, P., CALLEGARI, E. und SONDEREGGER, U. (1983): Genesis of the mafic and ultramafic rocks of the southern Adamello Batholith (Northern Italy). *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 26, 171–222.
- VENTURELLI, G., THORPE, R.S., DAL PIAZ, G.V., DEL MORO, A. und POTTS, P.J. (1984): Petrogenesis of calc-alkaline, shoshonitic and associated ultrapotassic Oligocene volcanic rocks from the Northwestern Alps, Italy. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 86, 209–220.
- VERNON, R.H. (1984): Microgranitoid enclaves in granites – globules of hybrid magma quenched in a plutonic environment. *Nature*, paper 9915/1.
- VERNON, R.H. (1983): Restite, Xenoliths and Microgranitoid Enclaves in Granites. *J. Proc. R. Soc. New South Wales*, 116, 77–103.
- VON BLANKENBURG, F. (in prep.): Isotopengeochimische und geochronologische Charakterisierung der Bergeller Intrusivgesteine. Diss. ETH Zürich.
- WEBER, J. (1957): Petrographische und geologische Untersuchung des Tonalitzuges von Melirolo-Sorico zwischen Tessintal und Comersee. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 37, 267–397.
- WEBER, W. (1966): Zur Geologie zwischen Chiavenna und Mesocco. Diss. ETH Zürich.
- WENK, H.R. (1973): The Structure of the Bergell Alps. *Eclogae geol. Helv.*, 66, 255–291.
- WENK, H.R. (1980): More porphyritic dikes in the Bergell Alps. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 60, 145–152.
- WENK, H.R. (1982): A geological history of the Bergell granite and related rocks. In: *Transformists petrology*, 1982, 113–148. Theophrastus publications, Athens 1982.
- WYLLIE, P.J., COX, K.G. und BIGGAR, G.M. (1962): The habit of apatite in synthetic systems and igneous rocks. *J. Petrol.*, 3, 238–242.