

Die Beziehung zwischen Deformation, Metamorphose und Magmatismus im Gebiet der Bergeller Alpen

Autor(en): **Bucher-Nurminen, Kurt**

Objektyp: **Article**

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

Band (Jahr): **57 (1977)**

Heft 3

PDF erstellt am: **21.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-44443>

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.

Die Beziehung zwischen Deformation, Metamorphose und Magmatismus im Gebiet der Bergeller Alpen

Von *Kurt Bucher-Nurminen* (Zürich)*)

Abstract

The Tertiary synorogenic granitic intrusions of the Bergell area (Valtellina, Prov. Sondrio, N-Italy/Val Bregaglia, Kt. Graubünden, Switzerland) and their country rocks record a complex geological history of the area. Deformation, metamorphism and igneous activity interfered to varying degrees during one single overall process, the Alpine orogeny. Published data in literature and new observations presented here suggest a geological development of the Bergell area as follows:

- Formation of the Alpine nappe pile and the first Alpine metamorphism around 70 my. ago.
- Development of the main thermal event causing the central Alpine metamorphism 38 my. ago. Formation of granitic magmas (principally tonalites and granodiorites) presumably by partial anatexis from an unknown crustal source material at depth. Potential source material (e.g. amphibolites for tonalitic intrusives) exposed at the present day erosion surface are separated from each other by a continuous meta-sedimentary unit containing marbles and gneisses and the tonalites are therefore not considered to represent in situ anatexis without ascent and intrusion.
- Intrusion of the tonalite. The tonalite intrusion is sill-like and follows the existing tectonic structures.
- A contact aureole with closely spaced isograds subsequently developed in the ultra-mafic and mafic country rocks around the intrusion.
- A penetrative homogeneous deformation of the tonalite and the country rocks producing boudinage and parallel mineral orientation in both might be related to the later intrusion of the central granodiorite.
- The relatively small intrusive bodies (12 km across) presumably lost their heat quickly (because muscovite and biotite radiometric ages are identical) and had a negligible effect on the regional thermal structure. The contact metamorphic assemblages partly recrystallized under the continuing regional metamorphism and deformation.

Zusammenfassung

Die tertiären synorogenen granitoiden Intrusiva des Bergell (Prov. Sondrio, N-Italien/Val Bregaglia, Kt. Graubünden) und ihre Rahmengesteine belegen ein schwer zu ent-

*) Gegenwärtige Adresse: Mineralogisches Institut, Bernoullianum, CH-4056 Basel.

zifferndes, kompliziertes Geschehen der alpinen Gebirgsbildung in diesem Gebiet. Deformation, Metamorphose und magmatische Aktivität überlagern sich in zeitlich wechselnder Intensität im Verlaufe *eines* grossen umfassenden Prozesses.

Die in dieser Arbeit präsentierten Beobachtungen, welche vor allem am Ostrand der Intrusion gemacht wurden, erlauben eine Reihe neuer Aussagen zur geologischen Geschichte des Bergeller Gebietes.

Die Intrusion des Tonalites (Qz-Diorits) erfolgte mehr oder weniger entlang der durch den bereits existierenden alpinen Deckenstapel vorgegebenen Stoffgrenzen (sillartig). Die Kontaktwirkung zeigt sich als enge Isogradenschar in den Ultramafititen der Ophiolithdecke Malenco-Lizun (TROMMSDORFF und EVANS, 1972, 1977). Am unmittelbaren Kontakt zum Tonalit bildeten sich Enstatit + Forsterit in den Ultramafititen, Calcit + Wollastonit + Anorthit + Diopsid, Calcit + Dolomit + Forsterit + Spinell, Calcit + Dolomit + Periklas (Brucit-Pseudomorphosen) in den Karbonaten und Cordierit + Granat + Sillimanit-Biotit-Gneise aus Peliten (WENK et al., 1974).

Eine nachfolgende umfassende Deformationsphase (Mineralregelung in Tonalit und Rahmengesteinen, Boudinage von Tonalit) kann eventuell mit der nun erfolgten Platznahme des zentralen Granodiorits korreliert werden.

Auch die Intrusion des Granodiorits durchbrach die Deckengrenzen nur lokal (Margna-Decke, GYR, 1967); der boudinierte Metasedimentzug am Ostrand des Bergell blieb jedoch als Verband erhalten. Dieser Metasedimentzug (Marmore, Gneise) zieht entlang des Bergell-Ostrandtes teils als Schollenschwarm in den Intrusiva (Granit und Tonalit) und teils als grössere zusammenhängende Massen und trennt die Basica (Amphibolite) der Ophiolithdecke Malenco-Lizun von dem Tonalit. Die Tonalite können nicht in dem heute aufgeschlossenen Krustenniveau aus den zwar chemisch ähnlichen Amphiboliten bezogen werden (zum Beispiel durch in-situ-Anatexis). Gegen eine in situ Anatexis sprechen auch die fehlenden Migmatittexturen in den Amphiboliten. Assimilation von Einschlüssen im Tonalit wurde nur an Gneisschollen, nicht aber an Marmor- und Amphibolitschollen beobachtet.

Gefügebeobachtungen an Marmoren, Ultramafititen und Intrusivgesteinen deuten auf eine Metamorphose der Gesteine nach der Kontaktmetamorphose. Die Paragenesen Calcit + Dolomit + Forsterit + Spinell + Chlorit, Dolomit + Calcit + Tremolit, Dolomit + Calcit + Brucit sowie Grossular + Quarz in den Marmoren, Talk + Forsterit in den Ultramafititen am Kontakt zu den Intrusivgesteinen und Quarz + Plagioklas + Aktinolit + Epidot + Chlorit im Tonalit kann man einer Metamorphose in oberer Grünschieferfazies zuordnen. Diese Metamorphose ist jünger als die Kontaktmetamorphose. Ihre Paragenesen sind postdeformativ gebildet worden, dies im Gegensatz zu den Paragenesen der Kontaktmetamorphose.

EINFÜHRUNG

Die Geologie der Bergeller Berge wird dominiert durch die granitoiden Gesteine der Bergeller Intrusion (Fig. 1). Ein granodioritischer Kern wird teilweise umgeben von einer Hülle aus tonalitischen (quarzdioritischen) Gesteinen. Ein kleiner Intrusivstock bei Novate besitzt granitischen Chemismus. Die geologisch-tektonischen Einheiten im Rahmen der Intrusion sind auf Fig. 1 dargestellt.

Die Metamorphosekarte (Fig. 2) von JÄGER, NIGGLI und E. WENK (1967) zeigt für die höchstgradige Regionalmetamorphose einen weit nach Osten rei-

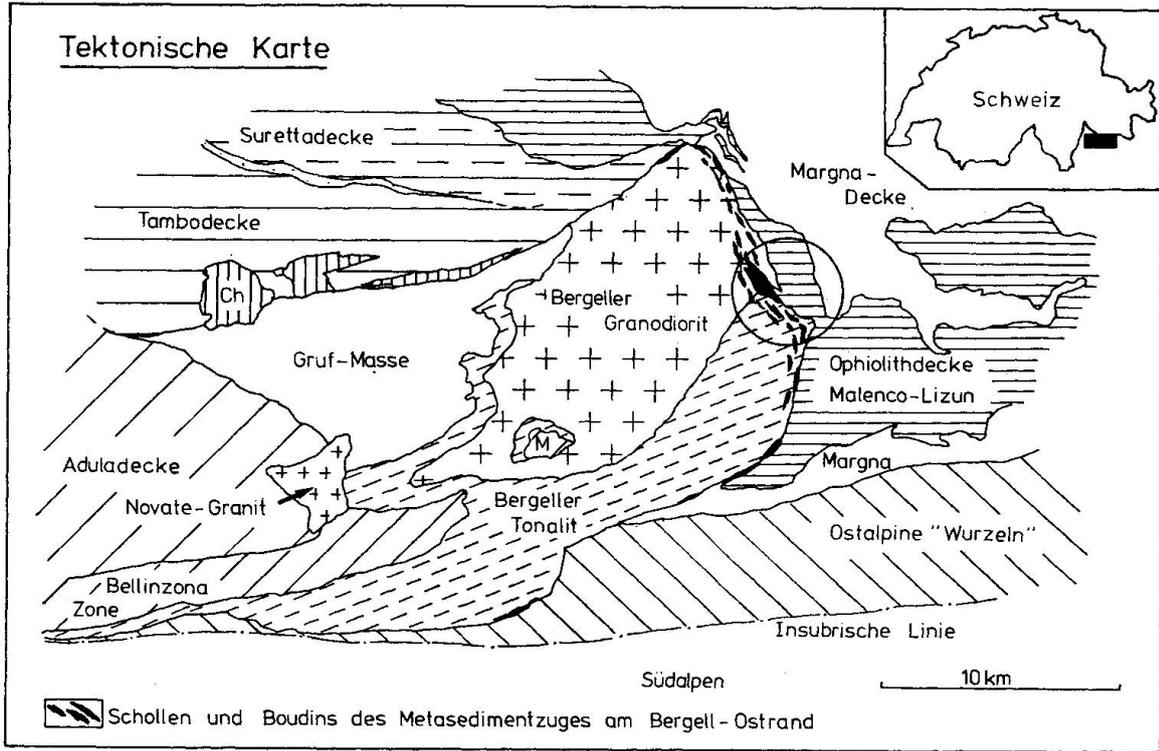


Fig. 1. Tektonische Karte (z. T. nach H. R. WENK, 1973). M = Fenster von Masino, Ch = Ophiolithe von Chiavenna. Im Kreis: Geologische Kartenskizze Fig. 4.

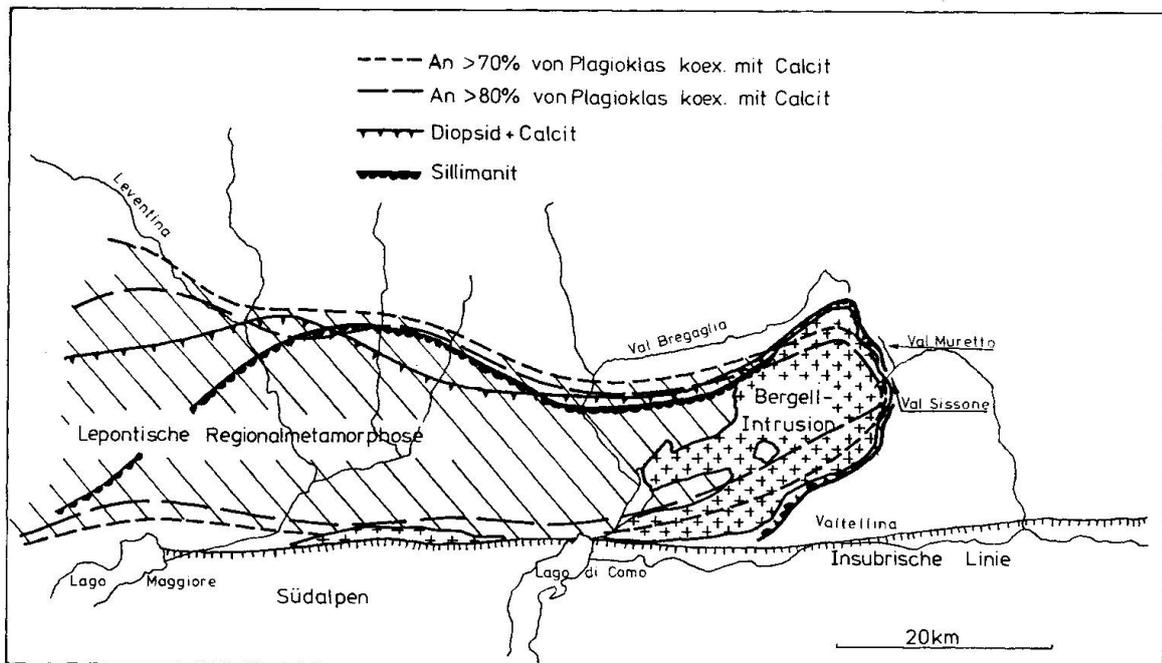


Fig. 2. Übersichts-Karte mit Metamorphose-Isograden nach JÄGER et al., 1967. Diopsid-Calcit und Sillimanit-Isograd aus NIGGLI (1970).

chenden Ausläufer, in dessen östlichster Ecke das Bergeller Gebiet sitzt. Das regionale Muster der Metamorphose lässt sich als eine Interferenz der leopontinischen Regionalmetamorphose mit einer Kontaktmetamorphose im Gebiet um die Bergeller Intrusion erklären. Die leopontinische Regionalmetamorphose wird als älter als die Bergeller Kontaktmetamorphose angesehen (FREY et al., 1974). Das bedeutet, dass die Mineralisograden in diesem Gebiet nicht durch zeitgleiche Mineralbildungen definiert sind.

Es mehren sich jedoch die Anzeichen dafür, dass das Temperaturfeld der Regionalmetamorphose die Kontaktwirkung der Bergeller-Intrusion überdauerte. Viele Beobachtungen von MOTICSKA (1970), H. R. WENK (1973) und BUCHER (1977) sprechen dafür, dass die Kontaktmetamorphose gewissermassen als zeitlich scharf begrenztes Ereignis der Regionalmetamorphose aufsitzt (Fig. 15). Die vorliegende Arbeit befasst sich mit Beobachtungen, die als Argumente für eine Regionalmetamorphose im Bergeller Gebiet aufgefasst werden können, welche die Kontaktmetamorphose postdatiert.

GEOLOGISCHE BEOBACHTUNGEN AM BERGELLER OSTRAND

Vergleicht man die von H. R. WENK (1973) publizierte tektonische Karte (Fig. 3) mit der tektonischen Karte (Fig. 1), so bemerkt man als wichtigsten Unterschied die verschiedene Darstellung des Bergeller Ostrandes. Die Zuordnung der Gneiseinheiten im Westen ist weitgehend unklar. Die Differenzen am Ostrand (spez. in der kritischen Gegend des Val Sissone (s. auch Fig. 4) lassen sich hingegen aufgrund neuer Beobachtungen direkt überprüfen. Drei verschiedene geologische Einheiten stossen hier an die Bergeller Intrusiva.

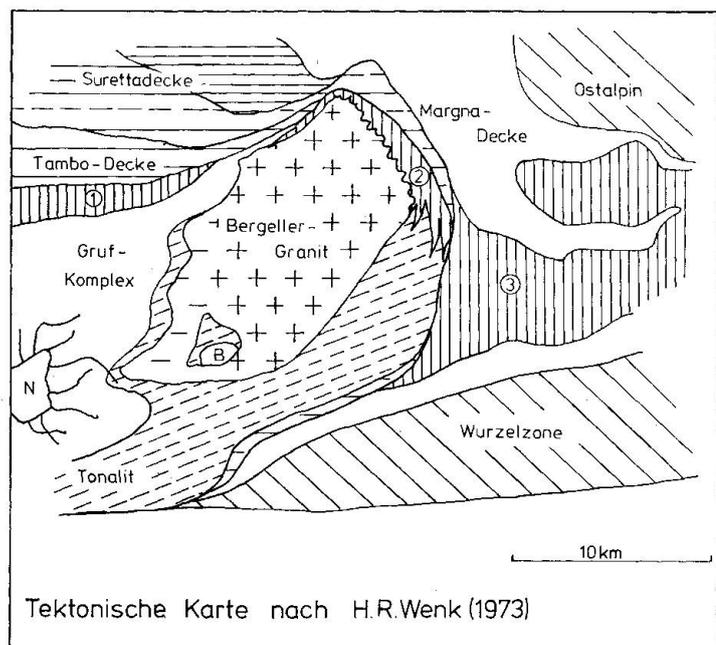


Fig. 3. Tektonische Karte nach H. R. WENK, 1973. N = Novate-Granit, B = Fenster von Bagni di Masino, 1 = Intermediäre Einheit, 2 = Metasedimente des Bergeller-Ostrandes, 3 = Malenco-Ultramafite.

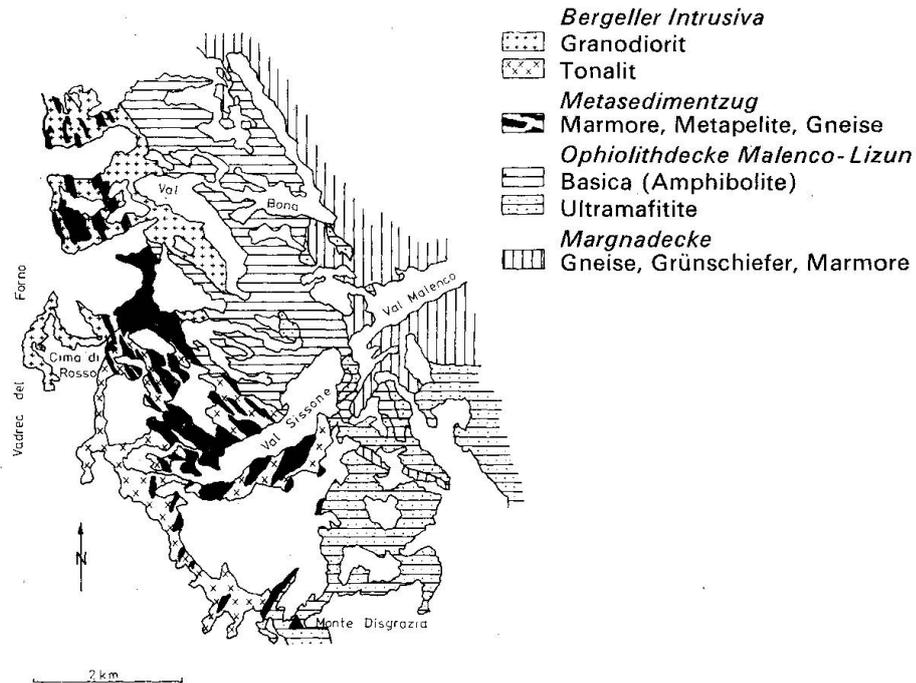


Fig. 4. Geologische Kartenskizze (Val Sissone, Val Bona) (GYR, 1967, BUCHER, 1977).

a) Margnadecke

Nach verschiedenen Autoren (s. zum Beispiel GYR, 1967) durchbrechen im Norden (Val Muretto, Cavloc) die Granite des Bergell quarzreiche Gneise an der Basis der Margnadecke (sogenannte «Murettoquarzite»). H. R. WENK (1973) betrachtet jedoch dieselben Gesteine als nicht zu der Margnadecke gehörend. Die Frage, ob die Bergeller Granite mit der Margnadecke im Kontakt stehen, ist zurzeit noch unsicher.

b) Ophiolithdecke Malenco-Lizun

Diese umfasst hauptsächlich mafische und ultramafische Gesteine (TROMMSDORFF et al., 1975). Südlich Val Sissone herrschen Ultramafitite vor (sogeannter «Malenco-Serpentin», GYR, 1967). Nördlich des Val Sissone besteht die Ophiolithdecke Malenco-Lizun vorwiegend aus Amphiboliten mit eingelagerten Linsen von ultramafischen Gesteinen. Diese sehr variablen Amphibolite sind relativ schlecht untersucht. FERRARIO und MONTRASIO (1976) zeigten an einem sehr schönen Aufschluss eine Sequenz von Metatuffiten, Mangan-Quarziten und Metakarbonaten, welche typisch mit ophiolithischem Material vergesellschaftet ist. Ausserdem fanden sich in den letzten Jahren einige Vorkommen von Metakissen-Laven mit erstaunlich gut erhaltenen Kissenstrukturen (MONTRASIO, 1973). Es besteht heute kein Zweifel mehr, dass zumindest ein Teil der basischen Gesteine ophiolithisches Material darstellt. Die

Hauptmasse der Basica wird gebildet durch hornblendereiche, biotitführende dunkle Amphibolite (GYR, 1967; E. WENK und KELLER, 1969; RIKLIN, 1977). Auch granatführende und epidotführende Varietäten sind bekannt.

Im oberen Val Sissone stossen die Amphibolite der Ophiolithdecke an die Bergeller Tonalite (Fig. 4). Der Kontakt zwischen den Amphiboliten und dem Bergeller Tonalit ist zwar konkordant bezüglich den deformativen Gefügeelementen (Lineationen, Schieferungen, Faltenachsen), jedoch leicht stoffdiskordant (Lagenbau in den Amphiboliten ist nicht parallel dem Kontaktverlauf). Man findet sehr selten direkte Kontakte zwischen Amphibolit und Tonalit; fast ausnahmslos schaltet sich zwischen die beiden Gesteinstypen eine relativ geringmächtige Zone heller granitoider Gesteine (quarzreicher Aplitgranit). Dieser Aplitgranit schneidet den Tonalit oft scharf diskordant ab und ist deutlich intrusiv bezüglich Amphibolit und Tonalit. In den kontaktnahen Amphiboliten gibt es keine Anzeichen von partiellem Schmelzen. Der Bergeller Tonalit selbst ist bis an den unmittelbaren Kontakt äusserst homogen. Es gibt sehr selten schlierige, undeutlich abgegrenzte Stoffinhomogenitäten. Der Tonalit besitzt ein ausgeprägtes lineares Gefügeelement, die Hornblenderegung. Das Ausmass dieser Mineralregung im Tonalit wechselt über kurze Distanzen, unter Umständen im Meterbereich. Vollkommen parallel texturierte Tonalittypen (Gneise) wechseln mit scheinbar unregelmässigen massigen Biotit-Hornblende-Quarzdioriten (Bergeller Tonalit). Unsere Feldbeobachtungen lassen keinen genetischen Zusammenhang zwischen den Tonaliten des Bergeller Massivs und den Amphiboliten der Ophiolithdecke erkennen (zum Beispiel Tonalit entstanden durch Anatexis von Amphibolit). Im heute aufgeschlossenen Krustenniveau der Gegend des Val Sissone können die Amphibolite nicht durch Aufschmelzen und Homogenisieren in Tonalite überführt worden sein. Die von H. R. WENK (1973) angedeutete Verfingerung von Tonalit und Amphibolit (Fig. 3) entspricht nicht den Verhältnissen im Feld (Fig. 4) (vgl. auch GYR, 1967).

c) Der Metasedimentzug am Bergeller Ostrand

Dieser Metasedimentzug (Fig. 1) ungesicherter tektonischer Zugehörigkeit (Chiavenna Zone? Tambo? Suretta?) lässt sich teils als Schollenschwarm im Granit und Tonalit, teils als zusammenhängender Metasedimentstapel (zum Beispiel an der Cima di Vazzeda) über weite Distanzen verfolgen. Als Gesteinstypen sind in diesem Metasedimentzug Dolomite, Kalksilikatmarmore, Metapelite und semipelitische Gneise vertreten. Die Dimension der Schollen variiert von einigen Dezimetern bis zu einigen hundert Metern. Ihre Form ist langgestreckt und parallel dem Kontakt zwischen dem Tonalit und den Amphiboliten der Ophiolithdecke im Rahmen der Intrusion orientiert.

Weitverbreitet ist eine extreme Boudinage der meisten langgestreckten

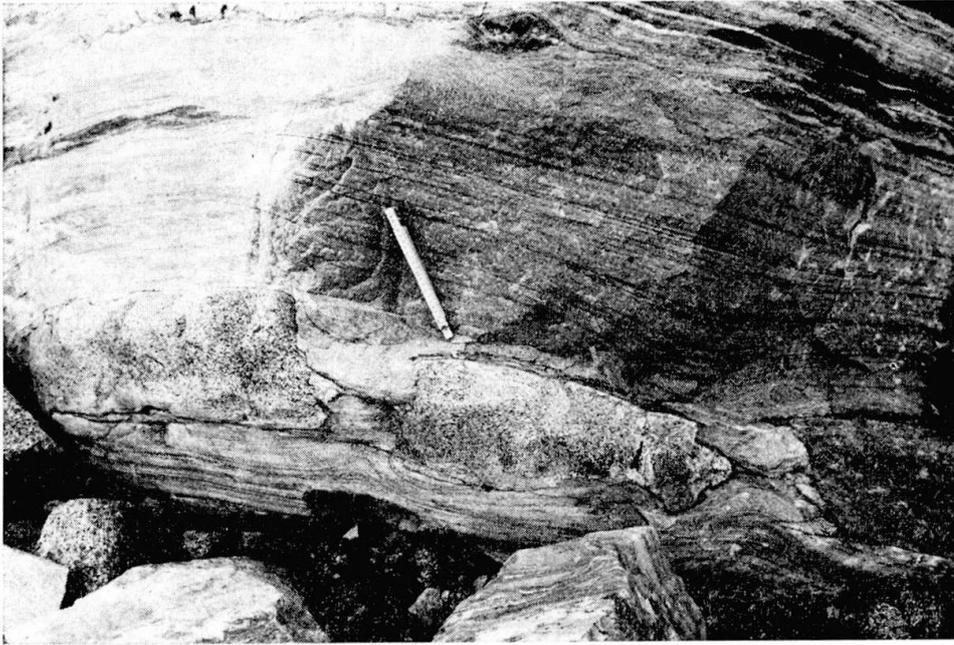


Fig. 5. Boudinierter Tonalitgang in einer Kalksilikatmarmor-Scholle des Metasedimentzuges (P. 7 776.76/129.57).

geologischen Körper mit Kompetenzunterschied zum Nebengestein. So sind die einzelnen Linsen und Schollen des Metasedimentzuges am gesamten Ostrand als aneinandergereihte Makroboudins eines vormals zusammenhängenden Metasedimentzuges anzusehen. Besonders interessant ist die ausgeprägte Boudinage von Tonalitgängen, welche die Marmore durchschlagen (Fig. 5). Nach der Platznahme des Tonalits wurde dieser also mit seinem Nebengestein (Schollen des Metasedimentzuges und Amphiboliten der Ophiolithdecke) stark deformiert. In wollastonitreichen Bändern von Kalksilikatschollen in den Tonaliten beobachtet man eine parallele Orientierung der Wollastonitstengel zu den Hornblenden im Tonalit. Diese Lineation ist diskordant zur Orientierung der Stoffbänderung der wollastonitreichen Lage. Diese Beobachtung bestätigt eine ausgeprägte Deformationsphase nach der vorgängigen hochgradigen Metamorphose. Tonalit und Schollenschwarm erlitten nach der Kontaktmetamorphose eine gemeinsame Deformation.

Verschiedene zum Teil widersprüchliche Beobachtungen lassen sich an den verschiedenen Gneistypen, welche ebenfalls zu den Schollengesteinen gehören, machen. Augengneise mit linsenförmigen Kalifeldspatäugen und Metapelitgneise sind die wichtigsten Gneistypen. Auch hier ist die Mineralregelung parallel zu derjenigen im Tonalit. An einigen Aufschlüssen kann ein Übergang von Biotit-Plagioklasgneis zu Tonalit beobachtet werden. Die Gneisaufschlüsse (nicht aber die Amphibolite) zeigen viele makroskopische Phänomene von partiellem Schmelzen. Die Metapelitgneise enthalten eine Anzahl interessanter Mineralvergesellschaftungen, welche zum Teil von WENK et al.

(1974) beschrieben wurden. Diese Gneise sind immer scharf von den übrigen Gneistypen abgegrenzt.

Der Metasedimentzug als Ganzes ist immer in Kontaktnähe der Intrusion anzutreffen, und zwar unabhängig davon, ob es sich beim umschliessenden Intrusivgestein um Granit oder Tonalit handelt (Fig. 4). Durch den Metasedimentzug werden die Amphibolite und Ultramafitite der Ophiolithdecke von den Bergeller Intrusiva (im kritischen Val Sissone: Tonalite) im Streichen getrennt. Die Gesteine des Bergell (Granodiorit und Tonalit) durchbrechen im Grossbereich den Deckenbau nur wenig; die Kontaktfläche zwischen Tonalit und Granodiorit verläuft jedoch scharf diskordant zu den übrigen Stoffgrenzen (zum Beispiel an der Cima di Rosso). Die tektonische Interpretation des Bergeller Ostrandes von H. R. WENK (1973) ist damit nach unseren Feldbeobachtungen unzutreffend. (Insbesondere die Annahme, der Metasedimentzug liege über den Amphiboliten der Ophiolithdecke und trenne diese von den Malencoultramafititen sowie die Darstellung von Amphibolit und Bergeller Tonalit als ein und dieselbe tektonische Einheit.) Der strukturelle Zusammenhang des Metasedimentzuges ist bei der Bergeller Intrusion erhalten geblieben. Diese Beobachtung lässt auf eine sillartige Intrusion entlang der Stoffgrenzen sowohl für den Tonalit als auch für den Granodiorit schliessen. DRESCHER-KADEN (1948, 1969) schliesst aus der gleichen Beobachtung und aus seinen Mikrogefügestudien auf eine lit-par-lit-Verarbeitung des Rahmens zu Granodiorit (Tonalit?) durch metasomatische Vorgänge. Dass es sich beim Tonalit tatsächlich um ein ursprünglich magmatisches Gestein handelt, wird durch seine Mineralogie und Petrographie (GYR, 1967; MOTICSKA, 1970), seine grosse Homogenität, seinen gelegentlichen Intrusivcharakter im Kleinbereich (Gänge, Fig. 5) und seine thermische Aureole im Nebengestein (TROMMSDORFF und EVANS, 1972) nahegelegt.

Es ist wichtig noch einen kurzen Blick auf die Metasomatosephänomene zu werfen. Diese Phänomene geben Hinweise auf die Fähigkeit der Intrusivgesteine (Magmen), Fremdgesteinsschollen zu assimilieren. Metasomatische, durch Stofftransport veränderte Gesteine sind in der Gegend des oberen Val Sissone häufig, wenn auch mengenmässig untergeordnet anzutreffen. Besonders frappant ist das unterschiedliche Ausmass der Metasomatose. Dieses hängt stark von den betroffenen Gesteinstypen und anderen von Aufschluss zu Aufschluss variierenden Bedingungen ab. Die Kontakte zwischen den Tonaliten und den Marmoren weisen im allgemeinen sehr kleine metasomatische Austauschzonen auf. Dolomitmarmorschollen im Tonalit selbst mit sehr kleinem Volumen zeigen nur schmale Reaktionsränder (mm-Bereich). Kalksilikatmarmore stehen oft mit Tonalit im Kontakt, ohne dass sich Massenaustauschphänomene beobachten lassen (Fig. 7). Hingegen sind metasomatische Veränderungen an Kontakten zwischen Dolomitmarmor und Aplitgraniten (Mobilisaten) zum Teil sehr markant (Fig. 6). Insgesamt kann man festhalten, dass der Granodiorit und

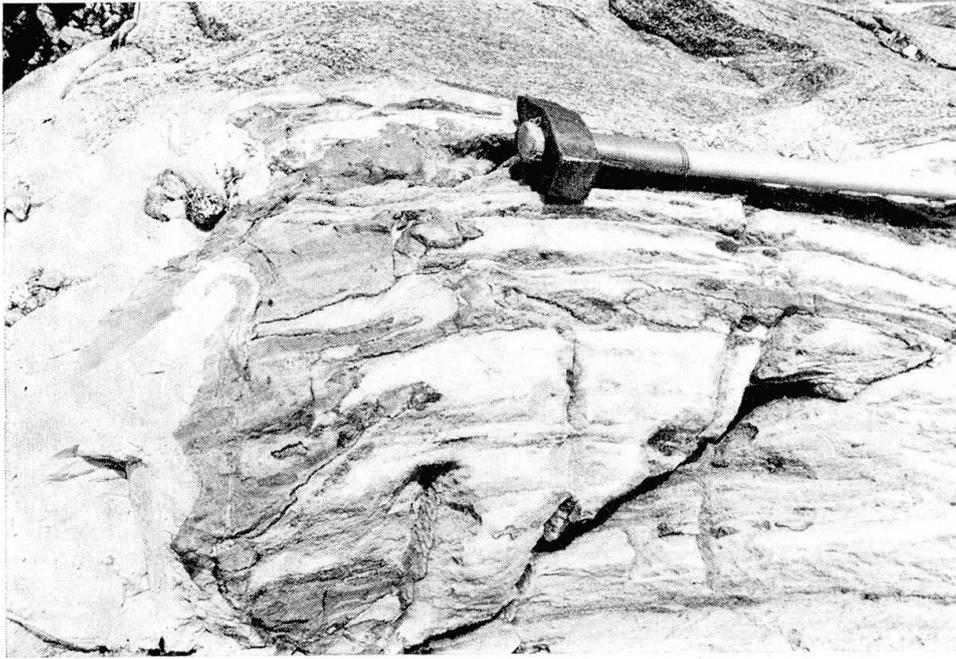


Fig. 6. Gebänderter Dolomitmarmor als Boudin in Tonalit. Entlang des Kontakts zum Tonalit (oben) wenig metasomatischer Austausch. An dem scharf diskordanten Kontakt zum Aplitgranit (links) gut entwickelte Reaktionszonen mit Aktinolith und Diopsid (P. 5 777.15/129.46).



Fig. 7. Feingebänderter Kalksilikatmarmor wird von Tonalit (oben) schwach diskordant abgeschnitten. Entlang des Kontaktes links des Hammers ist kein metasomatischer Austausch zu beobachten, rechts des Hammers entwickelte sich ein Skarn; der Kalksilikatmarmor steht dort im Kontakt zu hellem Granit (P. 41 776.85/129.41).

ganz speziell der Tonalit einen sehr kleinen Appetit auf das Assimilieren von Nebengesteinsmaterial aller Art hatte. Auch diese Beobachtungen lassen sich nicht vereinbaren mit einer im Val Sissone lokalisierten Zone, in welcher durch

Aufschmelzen und Assimilieren von verschiedenem Gesteinsmaterial und anschließender Homogenisierung ein homogener Tonalit gebildet werden soll (H. R. WENK, 1973).

METAMORPHOSE DER KARBONATGESTEINE

a) Die Kalksilikatmarmore

Calcitmarmore und Kalksilikatfelse bilden volumenmässig ungefähr die Hälfte aller Karbonatschollen im Tonalit. Die Mineralvergesellschaftungen in den Kalksilikatmarmoren (BUCHER, 1977) geben einige Hinweise auf die Bedingungen der Metamorphose. Wollastonit ist ein weitverbreitetes Mineral und manche Lagen und Bänder bestehen aus fast monomineralischem Wollastonit. Die Paragenesen Calcit + Wollastonit, Calcit + Quarz und Wollastonit + Calcit + Quarz können alle im selben Handstück innerhalb verschiedener Lagen auftreten. Das weitverbreitete Vorkommen von grossularreichem Granat deutet generell auf niedrige Partialdrucke von H_2O im Metamorphosefluid (Fig. 8) hin. Die Paragenese Grossular + Anorthit (Plagioklas) + Calcit ist häufig. Eine besonders interessante Reaktion stellt die Umwandlung von Grossular und Quarz in Anorthit und Wollastonit dar. Das Gleichgewicht zwischen den Endgliedkomponenten ist nämlich von der Zusammensetzung der fluiden Phase unabhängig (Fig. 8). In den Kalksilikatmarmoren werden sowohl Grossular und

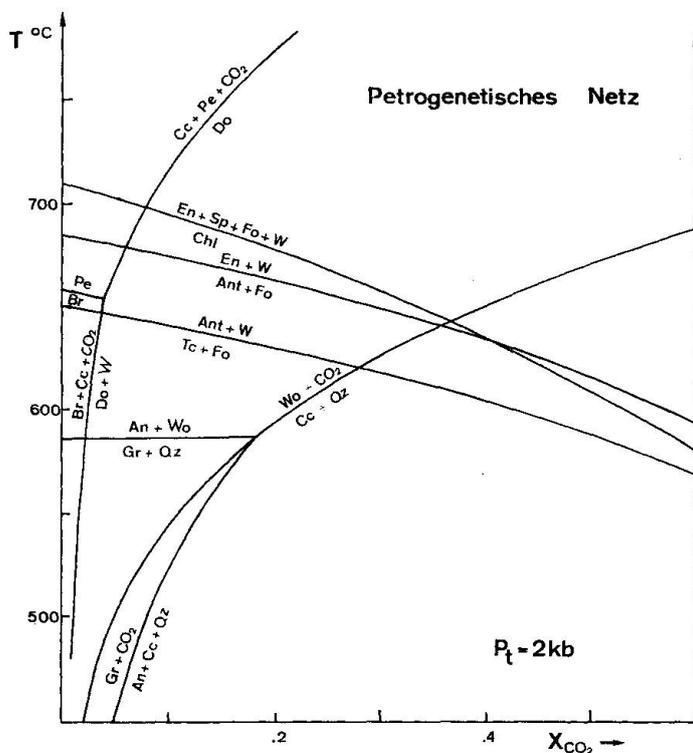


Fig. 8. Zusammenstellung einiger wichtiger Phasengleichgewichte in Ultramafiten und Karbonatgesteinen (gerechnet nach Daten von HELGESON et al., 1978, für Abkürzungen siehe Tab. 1).

Tabelle 1. Abkürzungen

Amphibol	Am	Grossular	Gr
Anorthit	An	Olivin	Ol
Anthophyllit	Ant	Periklas	Pe
Brucit	Br	Phlogopit	Phl
Calcit	Cc	Plagioklas	Pkl
Chlorit	Chl	Quarz	Qz
Diopsid	Di	Spinell	Sp
Dolomit	Do	Talk	Te
Enstatit	En	Tremolit	Tr
Forsterit	Fo	Wollastonit	Wo

Quarz als auch Wollastonit und Anorthit (gelegentlich sogar alle vier Minerale im selben Schliff) beobachtet. Die Kalksilikatparagenesen (BUCHER, 1977) lassen insgesamt folgende Schlüsse zu (Fig. 8): Die Paragenese Calcit + Diopsid + Anorthit + Wollastonit ist repräsentativ für eine Hochtemperaturmetamorphose. Die Paragenese Quarz + Grossular kommt bei 2 kb Totaldruck nicht oberhalb 580°C vor. Diese Paragenese ist aufgrund von Gefügebeobachtungen jünger als die Paragenesen der Kontaktmetamorphose. In vielen Fällen handelt es sich bei dem Mineralpaar Grossular + Quarz um Neubildungen vor allem in metasomatisch veränderten Gesteinen.

b) Die Dolomitmarmore

Hier sind die metamorphen Minerale nicht deutlich geregelt, dies im Gegensatz zu mehreren Mineralarten in den Kalksilikatmarmoren, Amphiboliten und dem Tonalit. Die ungeordnete Lage der Minerale kann hauptsächlich an den Schichtsilikaten beobachtet werden. Diese Minerale wurden deutlich postdeformativ gebildet. Die Bildung zum Beispiel der Phlogopit-Paragenesen dürfte somit in die Zeit nach der ausgeprägten Kompressionstektonik (Boudinage von Tonalit) fallen. Man kann sie mit der Metamorphose korrelieren, welche nach der Kontaktmetamorphose auch zum Teil die Kalksilikatmarmore umwandelte.

Ein wichtiger Dolomitmarmortyp stellen die sogenannten Predazzite mit ihrer charakteristischen Paragenese Brucit + Dolomit + Calcit dar (TROMMSDORFF und SCHWANDER, 1969; BUCHER, 1977). Die typischen Pseudomorphosen von Brucit nach Periklas¹⁾ (Fig. 9) legen für diese Gesteine eine Paragenese Periklas + Calcit + Dolomit für die Kontaktmetamorphose nahe. Die Periklasbildung erfordert nach Fig. 8 mindestens 655°C (bei 2 kb P_t). Da alle Marmorvorkommen innerhalb des Enstatit-Isogrades in den Ultramafititen der Ophiolithdecke liegen (Fig. 14), lässt sich aus Fig. 8 eine minimale Metamorphosetemperatur für die Kontaktmetamorphose von ca. 675°C für alle

¹⁾ Brucit kann auch nach der Reaktion $Do + H_2O \rightarrow Br + Cc + CO_2$ direkt aus Dolomit gebildet werden. Dieser Bildungsmechanismus ist jedoch für die Bergeller Brucite aufgrund der Gefügebeobachtungen (Fig. 9) sehr unwahrscheinlich.

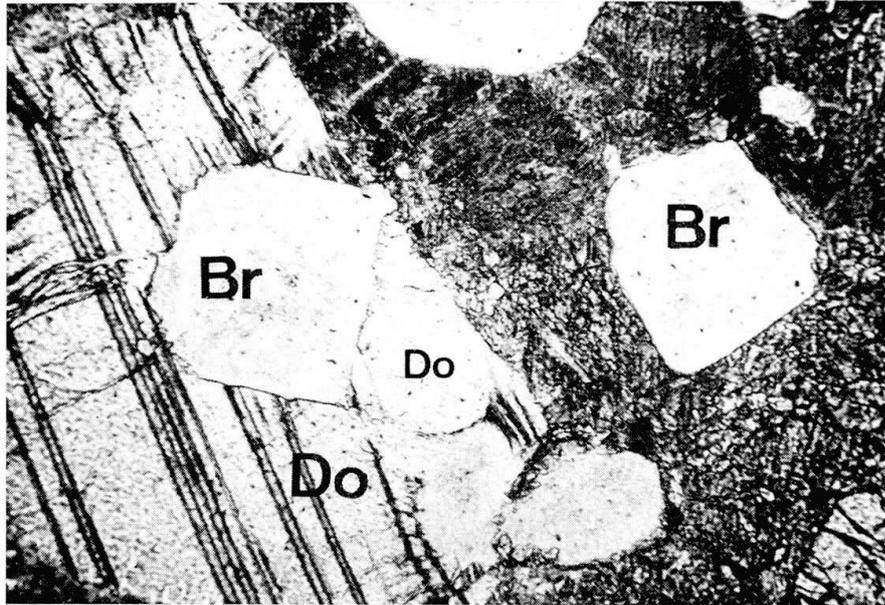


Fig. 9. Brucit-Marmor (Predazzit). Paragenese Brucit-Dolomit-Calcit. Calcit (dunkel angefärbt mit feinen Dolomitentmischungen. Brucit (ca. 1 mm Durchmesser) vermutlich pseudomorph nach Periklas. In Bildmitte, rechts des Brucitaggregates retrograder Dolomit (ohne Lamellen) (P. 17 777.08/130.42).

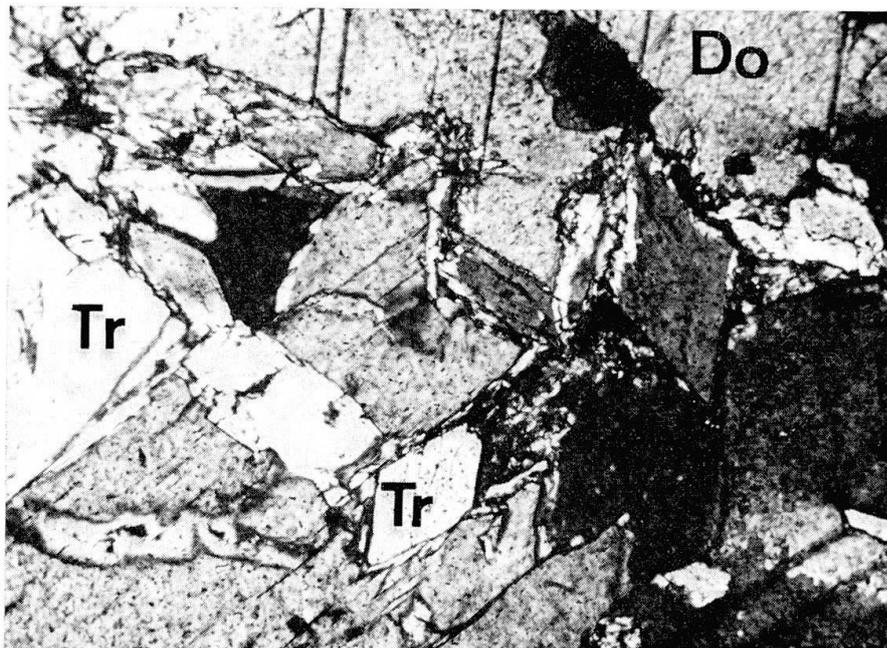


Fig. 10. Dolomitmarmor mit der Paragenese Tremolit-Calcit-Dolomit. (Calcit dunkel angefärbt.) (P. 81 776.01/131.24.)

Gesteine des Metasedimentzuges ablesen. Dass solche Temperaturen tatsächlich erreicht wurden, wird auch durch das Calcit-Dolomit-Thermometer nahegelegt, welches trotz häufiger Dolomitentmischungen aus den Mg-Calciten minimale Temperaturen von 630°C ergab (BUCHER, 1977).

c) Unreine Dolomite

Eine Metamorphose mit einer Minimaltemperatur von ca. 675°C lässt nach Fig. 11 aus kieselligen Dolomiten ein Olivin-Calcit-Dolomitgestein oder, falls genügend quarzreiche Ausgangsschemismen vorliegen, ein Calcit-Diopsid-Olivin-Gestein entstehen. Beide Paragenesen werden in den Marmorschollen beobachtet und werden der Kontaktmetamorphose zugeordnet. Die ebenfalls beobachteten Gleichgewichtsparagenesen Tremolit + Dolomit + Calcit (Fig. 10) sowie Tremolit + Dolomit + Olivin + Calcit müssen jedoch nach Inspektion von Fig. 11 einem niedriger temperierten Metamorphoseereignis zugeordnet werden (weniger als 570°C).

In aluminiumführenden Dolomiten treten als Aluminiumträger hauptsächlich Spinell, Chlorit und Phlogopit auf (gelegentlich tritt auch Xanthophyllit auf: s. BUCHER, 1976). Die typischen wasserfreien Bergeller-Paragenesen Calcit + Dolomit + Olivin + Spinell (Fig. 12) und Calcit + Diopsid + Olivin + Spinell werden der Kontaktmetamorphose zugeordnet und sind vereinbar mit den postulierten Temperaturen um 675°C. In den Marmoren existieren aber auch sehr schöne Mosaiktexturen mit Chlorit + Spinell + Olivin + Dolomit + Calcit (Fig. 13). Diese Paragenese muss bei wesentlich niedrigeren

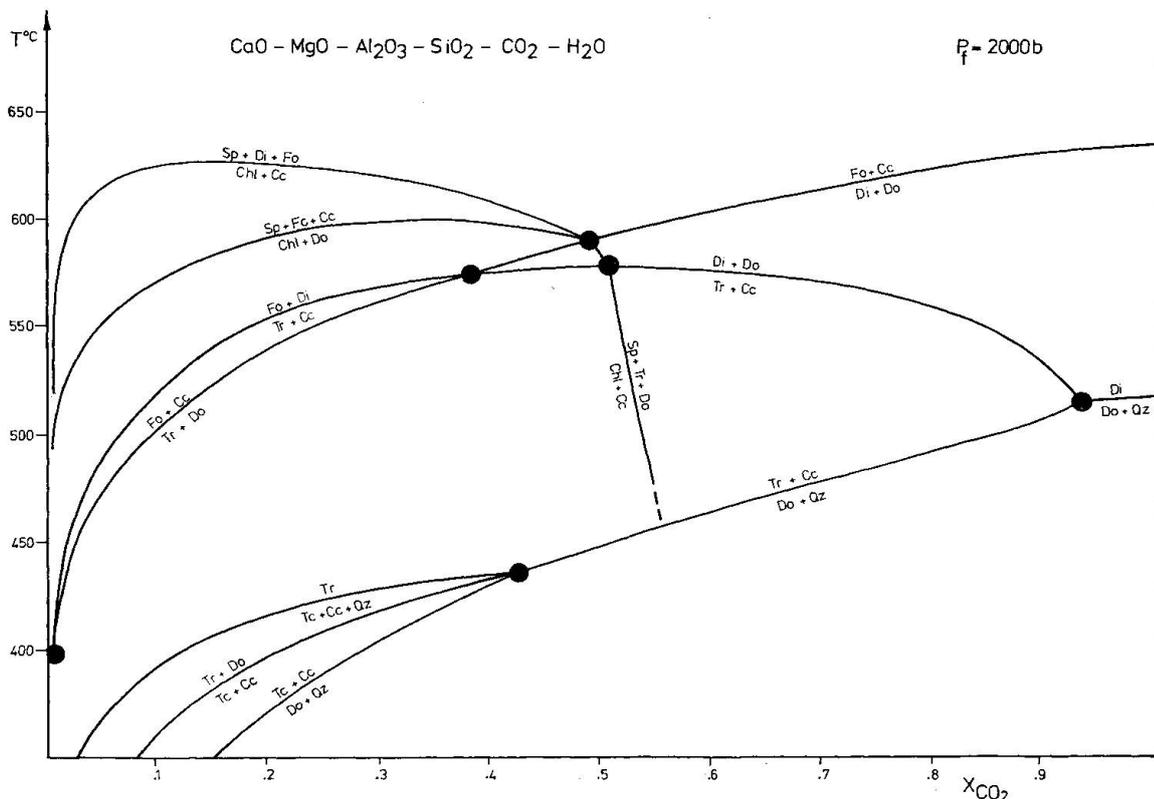


Fig. 11. TX_{CO_2} -Diagramm für das System $CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O-CO_2$ (gerechnet nach Daten von HELGESON et al., 1978, Abkürzungen siehe Tab. 1). CO_2 und H_2O wurden bei den Kurvenbeschriftungen der Übersichtlichkeit wegen weggelassen.

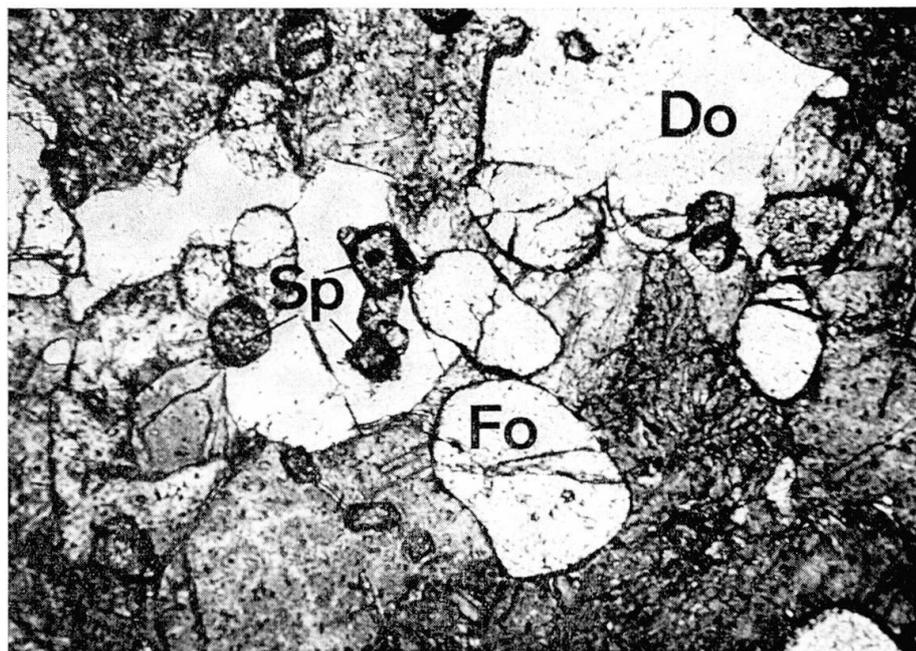


Fig. 12. Dolomitmarmor mit der Paragenese Calcit-Dolomit-Forsterit-Spinell. Calcit (dunkel angefärbt) mit Dolomitentmischungen. Diese in den Marmoren des Bergell-Ostrand es häufige Paragenese wird der Kontaktmetamorphose zugeordnet (P. 5 777.15/129.46).

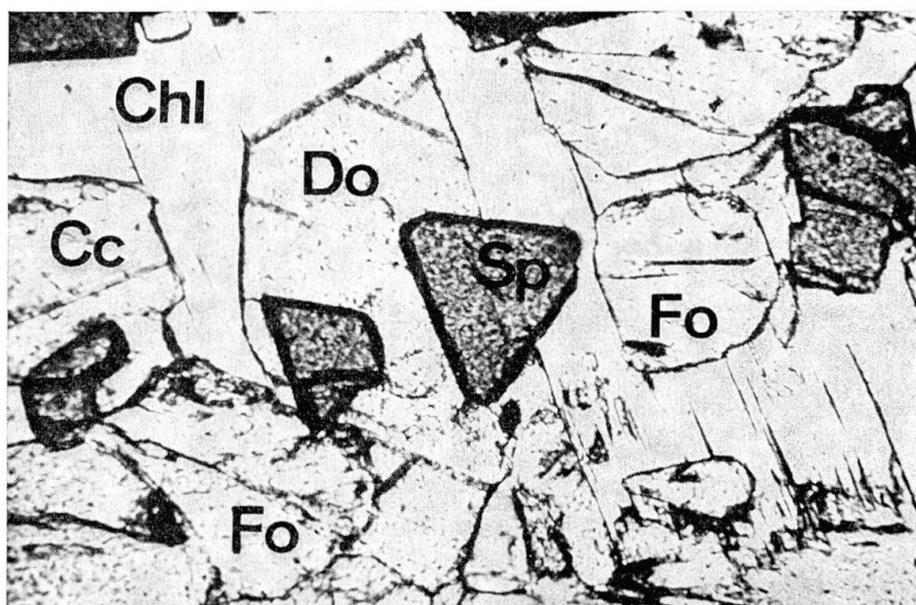


Fig. 13. Dolomitmarmor mit der Paragenese Calcit-Dolomit-Forsterit-Spinell-Chlorit in charakteristischem Mosaikgefüge (P. 10 776.17/129.66).

Temperaturen gebildet worden sein als beim Höhepunkt der Kontaktmetamorphose erreicht wurden (mind. kleiner als 600°C , Fig. 11). Ihre Bildung kann ebenfalls der postdeformativen postkontaktmetamorphen Metamorphose zugeordnet werden. Es ist wichtig zu betonen, dass, nach den Mosaiktexturen zu schliessen, diese Chlorit-Paragenesen nicht bloss späte retrograde Bil-

dungen darstellen (solche gibt es selbstverständlich auch, sind aber wegen ihrer charakteristischen Gefüge unschwer als solche zu erkennen).

In der Tab. 2 sind die typischen Mineralparagenesen aus den Marmoren des Bergeller Ostrandes zusammengefasst, ausserdem sind die Paragenesen aus dem Westrand des Bergell angegeben (MOTICKA, 1970; SCHMUTZ, 1976). Die Paragenesen aus dem Arbeitsgebiet von Moticska entsprechen denjenigen vom Bergeller Ostrand und sind indikativ für niedrige Drucke (2–4 kb) und einen weiten Temperaturbereich. Man kann sie ebenfalls als die Produkte einer Hochtemperatur- und einer nachfolgenden Mitteltemperatur-Metamorphose auffassen. Aus dem westlichen Val Bregaglia beschreibt SCHMUTZ (1976) die Paragenese Calcit-Quarz + Wollastonit + Anorthit + Grossular aus Kalksilikatmarmoren. Diese Paragenese wurde demnach im gesamten Bergeller Gebiet beobachtet. Sie zeigt an, dass die Bedingungen der Metamorphose in diesem Gebiet sehr ähnlich gewesen sein mussten.

Tabelle 2. Mineralparagenesen in Karbonatgesteinen

	Kontaktmetamorphose	Regionalmetamorphose
Bergell-Ostrand (BUCHER, 1977)	Ce + Do + Fo	→ Ce + Do + Tr
	Ce + Do + Fo + Sp	→ Ce + Do + Fo + Sp + Chl
	Ce + Di + Fo + Sp	
	Ce + Do + Pe (hyp.)*	→ Ce + Do + Br
	Ce + Wo + Qz + Di + Pkl	→ Ce + Wo + Qz + Gr
SW-Bergell (MOTICKA, 1970)	Ce + Do + Am + Sp	→ Ce + Do + Am + Chl
	Ce + Do + Pe (hyp.)	→ Ce + Do + Br
	Ce + Wo + Qz + Di + Pkl	→ Ce + Wo + Qz + Gr
NW-Bergell (SCHMUTZ, 1976)	Qz + Ce + Wo + Pkl + Gr	

*) Periklas ist nicht direkt beobachtet worden, siehe Seite 423.

METAMORPHOSE DER ULTRAMAFITITE

TROMMSDORFF und EVANS (1972) bearbeiteten die Ultramafitite der Ophiolithdecke Malenco-Lizun südlich Val Sissone in der Nähe ihres Kontaktes mit den tonalitischen Gesteinen der Bergeller Intrusion. Sie fanden eine sehr regelmässige Verteilung der Mineralparagenesen, welche die Kartierung von Metamorphose-Isograden ermöglichte. Das Muster dieser Isograden lässt sich am einfachsten als Kontaktaureole eines heissen Intrusivkörpers erklären. Eine zweite Arbeit von TROMMSDORFF und EVANS (1977) befasst sich mit der Metamorphose eines Ophikarbonatzuges, welcher in den Ultramafititen eingelagert ist. Erwartungsgemäss definieren auch diese Gesteine eine gegen den Kontakt mit dem Bergeller Tonalit hin enger werdende Schar von Metamorphose-Isograden. Die Ultramafitite zeigen häufig weitgehende Reequili-

brierung in einem wasserreichen Fluid bei relativ niedrigen Temperaturen nach vorgängiger Kontaktmetamorphose (zum Beispiel Bildung von Talk-Olivin-Gesteinen aus Olivin-Enstatit-Felsen). Retrograde Serpentinisierung ist hingegen selten. Nördlich des Val Sissone erlauben die häufigen Ultramafitlinsen, welche in die Amphibolite der Ophiolithdecke eingelagert sind, eine Fortsetzung der im Süden von Trommsdorff und Evans begonnenen Isogradenkartierung. RIKLIN (1977) zeigte, dass ein entsprechendes Isogradmuster auch in den Ultramafititen des südlichen Val Muretto existiert (Fig. 14). Einige Proben der Ultramafitite aus der Gegend des Laj da Cavloc lassen sich ebenfalls sinnvoll in die Isogradenkarte einfügen.

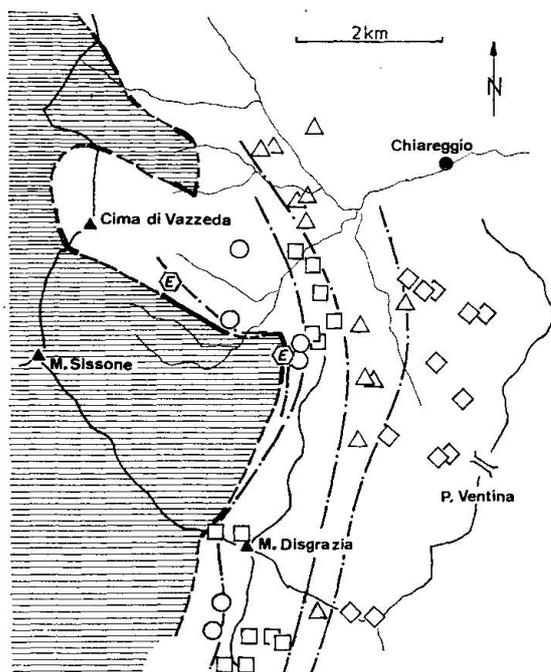


Fig. 14. Metamorphe Mineralparagenesen in Ultramafititen der Ophiolithdecke Malenco-Lizun (Daten von TROMMSDORFF und EVANS, 1972; RIKLIN, 1977; BUCHER, 1977). Horizontal schraffiert = Bergeller Intrusion, \diamond = Antigorit + Forsterit + Diopsid, \triangle = Antigorit + Forsterit + Tremolit, \square = Talk + Forsterit + Tremolit, \circ = Forsterit + Anthophyllit + Tremolit, E in Sechseck = Enstatit + Forsterit + Tremolit.

Im Osten und Norden der Bergeller Intrusion wird die Kontaktaureole sehr schön und zweifelsfrei in den Ultramafititen abgebildet. Im östlichen Malenco, also im alpin regionalmetamorphen Bereich, finden verschiedene Bearbeiter der Ultramafitite (zum Beispiel BUCHER und PFEIFER, 1973; OTERDOOM, 1975) Anzeichen für mehrere Metamorphosephasen; so werden zum Beispiel mindestens drei verschiedene Antigoritgenerationen beobachtet. Die postdeformativen Antigorite dieses Gebietes wurden eventuell zur gleichen Zeit gebildet wie die Talk-Paragenesen in den Ultramafititen und die Chlorit-beziehungsweise die Grossular-Paragenesen in den Marmoren direkt am Bergeller Kontakt.

METAMORPHOSE DER BASICA

Die Metamorphose der basischen Gesteine am Bergeller Ostrand (in der Ophiolithdecke und in der Margnadecke) ist sehr wenig bekannt. Es scheint jedoch, dass auch diese eine ausgeprägte Zonierung auf das Bergell zu zeigen, mit Grünschiefern in der Margnadecke, Epidot-Amphiboliten, Andesin-Amphiboliten und schliesslich Pyroxen-Amphiboliten direkt am Kontakt zu den Intrusivgesteinen (E. WENK und KELLER, 1969; RIKLIN, 1977).

METAMORPHOSE DER PELITE

Über die Pelite des Bergeller Gebietes gibt es bisher nur wenige detaillierte Metamorphosearbeiten (H. R. WENK, E. WENK und WALLACE, 1974). Diese Autoren kartierten metamorphe Indexminerale und versuchten eine Thermometrie und Barometrie mit Hilfe von experimentell kalibrierten Fest-fest-Reaktionen. Die so abgeleiteten Werte für Druck und Temperatur für verschiedene Lokalitäten im gesamten Bergell stimmen nicht durchwegs mit den P-T-Bedingungen überein, welche sich aus Ultramafititen und Karbonaten ableiten lassen. (Zum Beispiel finden WENK et al. [1974] $\sim 6 \text{ kb}/700^\circ\text{C}$ für den Bergeller Ostrand. Nach den Paragenesen in den Karbonatgesteinen und Ultramafititen zu schliessen, eine zu niedrige Temperatur für diesen hohen Druck oder wahrscheinlicher ein zu hoher Druck für diese Temperatur.) Ausserdem betreffen die gegebenen P-T-Bedingungen für Bresciadega-Codera ein anderes, früheres Metamorphose-Ereignis als diejenigen der übrigen Lokalitäten (ACKERMAND und SEIFERT, 1969). Die zum Teil unbefriedigenden Resultate der Pelit-Thermo-Barometrie können auf eine ganze Anzahl von Gründen zurückgeführt werden: in den den Berechnungen zugrunde gelegten Experimenten von RICHARDSON (1968) treten nur zum Teil reine Phasen auf; Wenk et al. geben nur partielle Analysen von den Mineralen; Aktivitätskorrekturen wurden nur für einen Teil der Reaktionsteilnehmer gemacht; ausserdem sind die Aktivitätskorrekturen zu unsicher und zu gross, weil die Experimente im Fe-System gemacht wurden, die Cordierite der Bergeller Pelite jedoch relativ Mg-reich sind. Ferner ist der Einfluss des Wassers im Cordierit noch nicht bekannt und kann im Extremfall die Gleichgewichtskurve im P-T-Raum einer gegebenen Reaktion mit wasserfreiem Cordierit um mehrere hundert Grad verschieben (nach Daten von HELGESON, 1978).

Die regionale Verteilung der Alumosilikat-Polymorphe zeigt jedenfalls an, dass der grösste Teil des Bergeller Gebietes zu einem bestimmten Zeitpunkt eine Metamorphose des Andalusit-Sillimanit-Typus erlitt. Besonders im Nordosten ist junger postdeformativer Andalusit weitverbreitet. Eine alpine Regionalmetamorphose manifestiert sich in den Peliten bis weit in den Osten des

Bergell (Bernina, Engadin) durch jungen postdeformativen Biotit und Stilpnomelan (BUCHER und PFEIFER, 1973; SEGER, 1971; WANNER, 1971).

ZUR GENESE DER BERGELLER INTRUSIVGESTEINE

Die primäre magmatische Mineralparagenese im Tonalit ist Plagioklas + Biotit + Hornblende + Quarz, im Granodiorit Plagioklas + Quarz + Biotit²⁾ (GYR, 1967). Alle Bearbeiter der granitoiden Gesteine finden eine ausgeprägte metamorphe Umwandlung derselben (DRESCHER-KADEN, 1948, 1969; GYR, 1967; H. R. WENK, 1973; MOTICKA, 1970). Die metamorphe Mineralparagenese im Tonalit ist Quarz + Plagioklas + Epidot + Aktinolith + Muskovit + Chlorit, im Granodiorit Quarz + Plagioklas + Biotit + Chlorit + Epidot. HELLER (1972) stellt im Albigna-Gebiet ebenfalls eine metamorphe Umwandlung des Granits fest. Er schätzt die Temperatur dieser Metamorphose aufgrund magnetischer Thermoexperiment auf 300–400°C (eine Temperatur, welche etwas niedrig erscheint). Diese, die gesamten Intrusiva des Bergell umfassende, nachintrusive, postdeformative Metamorphose ändert natürlich nichts an der magmatischen Genese der Bergeller Intrusiva. HELLER (1972) bestimmte die Kristallisationstemperatur des Granodiorits auf ca. 800°C mit Hilfe des Ilmenit-Magnetit-Thermometers. Bei dieser Temperatur kann ein Granodiorit vollständig geschmolzen sein (CARMICHAEL et al., 1974). Temperaturen von 675°C werden in den unmittelbar an den Granodiorit und Tonalit grenzenden Rahmengesteinen angezeigt. Damit stellt sich die Frage nach Ursprung und Herkunft der granitoiden Schmelzen. CARMICHAEL et al. (1974) nehmen an, dass die weltweit verbreitete Suite Tonalit (Quarz-Diorit) und Granodiorit in den meisten Fällen nicht durch Differentiation aus einem homogenen gabbroiden Muttermagma entstanden sind, sondern dass diese Gesteine durch partielle Anatexis von verschiedenen Ausgangsgesteinen, nämlich aus granitoiden Gneisen sowie basischen Gesteinen, gebildet wurden. Dies trifft sehr wahrscheinlich auch für das Bergell zu, wie die Arbeit von GULSON und KROGH (1973) gezeigt hat. Die Kontaktmetamorphose sowie die relativ niedrigen Temperaturen der Regionalmetamorphose im Bergeller Gebiet zeigen, dass es sich bei den Bergeller Intrusiva nicht um In-situ-Anatexite handeln kann. Die Aufschmelzung muss in relativ grosser Tiefe erfolgt sein.

In den bis 1 km breiten Übergangszonen zwischen Tonalit und Granodiorit (MOTICKA, 1970) gibt es keine Anzeichen von spätem Massenaustausch, welcher für die Bildung solcher Zonen verantwortlich sein könnte.

²⁾ Die typischen Kalifeldspat-Grosskristalle des Bergeller Granodiorits mit Einschlüssen von Plagioklas und Biotit (GYR, 1967) sind vermutlich metamorphen Ursprungs und werden hier nicht zu der magmatischen Paragenese gezählt (DRESCHER-KADEN, 1969).

Das Fehlen von feinkörnigen Hornfelsen im Rahmen der Intrusion, welche normalerweise charakteristisch für eine Kontaktmetamorphose sind, hängt mit der relativ tiefen Lage (Druck grösser als 2 kb) der Intrusion sowie der postintrusiven Rekristallisation in einem wasserreichen Fluid zusammen. Die Frage nach dem Ausgangsmaterial für Tonalit und Granodiorit kann zurzeit nicht befriedigend gelöst werden. In-situ-Anatexis der Tambo-Gneise ist für die Bildung des Granodiorits ebenso unwahrscheinlich wie eine solche der Amphibolite der Ophiolithdecke für die Bildung des Tonalits (GULSON und KROGH, 1973; BUCHER, 1977).

ALTERSBESTIMMUNGEN

Die Betrachtung wäre natürlich unvollständig ohne die Diskussion der bis heute vorliegenden Altersdaten. Die Zirkon- und Monazit-Alter von ca. 30 my implizieren eine Bildung der granitoiden Magmen zu diesem Zeitpunkt (GRÜNENFELDER und STERN, 1969; GULSON und KROGH, 1973; KÖPPEL und GRÜNENFELDER, 1975). Altersdatierungen von Muskovit und Biotit ergaben im gesamten Bergeller Gebiet innerhalb der von den Autoren angegebenen Fehlergrenzen ungefähr dieselben Alter von 22–25 my (ARMSTRONG et al. 1966; JÄGER et al. 1967; JÄGER, 1969). Die nahezu identischen Alterswerte (Ausnahme: Rb/Sr-Alter an Biotit aus dem Novate-Granit gibt 17 my) für die Bergeller Proben sind wahrscheinlich eher das Resultat eines schnellen In-situ-Wärmeverlustes der relativ kleinen Intrusivmassen als einer schnellen Hebung (JÄGER, 1973). Östlich des Mera-Tales, aber ausserhalb der Kontaktwirkung der Bergeller Intrusion, wurden Metamorphosealter von 32 my (Monazit, KÖPPEL und GRÜNENFELDER, 1975) nachgewiesen. In der Margnadecke sind frühalpiner Glimmeralter (73 my) bestimmt worden (JÄGER et al., 1967).

Die in der Molasse bei Como gefundenen «Bergell»-Gerölle ergaben ebenfalls Kristallisationsalter von 30 my (GULSON und KROGH, 1973), jedoch K-Ar-Alter an Biotiten von 28 my (JÄGER, 1973). Diese Granodiorit-Gerölle können kaum vom heute aufgeschlossenen Granodiorit im Bergeller Gebiet stammen (JÄGER, 1973). Es wäre denkbar, dass diese Gerölle einer heute erodierten westlichen Fortsetzung des Granodiorits entstammen. Eine postkontaktmetamorphe Regionalmetamorphose ist bisher isotopenchronologisch nicht nachgewiesen. Diese müsste jedoch ungefähr im Zeitraum zwischen 25 bis 18 my anzusiedeln sein. Im Westen des Bergell (Val Bodengo) sind jedoch Gesamtgesteinsalter von 23 my bestimmt worden (HÄNNY et al., 1975).

SCHLUSSBETRACHTUNGEN

Zum Schluss sei die chronologische Reihenfolge der verschiedenen geologischen Ereignisse zusammengefasst (Fig. 15):

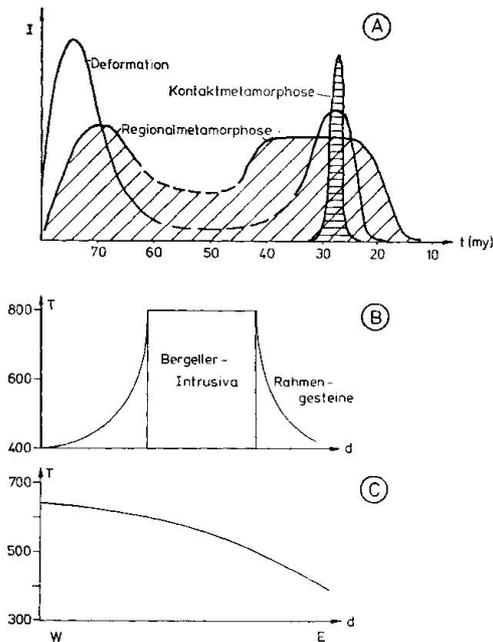


Fig. 15.

A. Schematisches Diagramm der Metamorphose-Deformations-Geschichte des Bergeller Gebietes. Man beachte den syndeformativen Charakter der Kontaktmetamorphose sowie das Weiterwirken der Regionalmetamorphose nach dem Abklingen der Deformation ($I = \text{Intensität}$).

B. Schematisches West-Ost-Temperaturprofil der Kontaktmetamorphose.

C. Schematisches West-Ost-Temperaturprofil der tertiären Regionalmetamorphose im Bergeller Gebiet.

- Konkordante Intrusion des Tonalits in einen bereits bestehenden alpinen Deckenstapel und ein regionales Temperatur-Feld ($500^{\circ}\text{C}?$).
- Kontaktmetamorphose ($650\text{--}700^{\circ}\text{C}$, bei 2–3 kb am Kontakt), Mineralregelung.
- Intrusion des zentralen Granodiorits. Dies bewirkt Boudinage und Mineralregelung in Tonalit und dessen Nebengesteinen (Schollen des Metasedimentzuges und Amphiboliten der Ophiolithdecke), Vergneisung des Tonalits, Aplitgranite.
- Regionale Metamorphose (2–3 kb, $450\text{--}550^{\circ}\text{C}$ am Ostrand) der Intrusiva und der Rahmengesteine. Metasomatose und Reaktionsadern in den Dolomitmarmoren.
- Retrograde Metamorphose, Hebung.

Verdankungen

Diese Arbeit bildet einen Teil meiner vom Schweizerischen Nationalfonds (Projekt Nr. 2.615–0.76) unterstützten Dissertation.

Für die anregenden Diskussionen über das «Bergell-Problem» möchte ich namentlich V. Trommsdorff und H. R. Wenk herzlich danken. Prof. M. Frey und R. Häny bin ich für Kritik und Kommentare zum Manuskript zu Dank verpflichtet.

Literaturverzeichnis

SMPM = Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.

ACKERMAND, D. und F. SEIFERT (1969): Druck und Temperaturbestimmungen bei der Bildung der sapphirinführenden Gesteine von Val Codera. Fortschr. Mineral. 47, Suppl. I, 1 (abstact).

- ARMSTRONG, R. L., E. JÄGER and P. EBERHARDT (1966): A comparison of K-Ar and Rb-Sr ages of alpine biotites. *Earth Plan. Sci. Letters* 1, 13–19.
- BUCHER-NURMINEN, K. (1976): Occurrence and chemistry of xanthophyllite in roof pendants of the Bergell granite, Sondrio, northern Italy. *SMPM* 56, 413–426.
- (1977): Hochmetamorphe Dolomitmarmore und zonierte metasomatische Adern im oberen Val Sissone (Norditalien). Diss. ETH Zürich (unpubl.) Nr. 5910.
- BUCHER, K. und H. R. PFEIFER (1973): Über Metamorphose und Deformation der östlichen Malenco-Ultramafitite und deren Rahmengesteine (Prov. Sondrio, N-Italien). *SMPM* 53, 2, 231–241.
- CARMICHAEL, I. S. E., F. J. TURNER and J. VERHOOGEN (1974): *Igneous Petrology*. McGraw-Hill Co., New York, 739 p.
- DRESCHER-KADEN, F. K. (1948): Die Feldspat-Quarz-Reaktionsgefüge der Granite und Gneise und ihre genetische Bedeutung. *Mineral. und Petrog. in Einzeldarst. I*, Springer, Berlin, Göttingen, Heidelberg, 259 p.
- (1969): *Granitprobleme*. Akademie-Verlag, Berlin, 586 p.
- FERRARIO, A. and A. MONTRASIO (1976): Manganese ore deposit of Monte del Forno. Its stratigraphic and structural implications. *SMPM* 56, 2, 377–386.
- FREY, M., J. C. HUNZIKER, W. FRANK, J. BOCQUET, G. B. DAL PIAZ, E. JÄGER and E. NIGGLI (1974): Alpine metamorphism of the Alps – A review. *SMPM* 54, 247–290.
- GRÜNENFELDER, M. und T. W. STERN (1960): Das Zirkon-Alter des Bergeller-Massivs. *SMPM* 40, 253–259.
- GULSON, B. L. and T. E. KROGH (1973): Old lead components in the young Bergell massif, south-east Swiss Alps. *Contrib. Mineral. Petrol.* 40, 239–252.
- GYR, T. (1967): Geologische und petrographische Untersuchungen am Ostrande des Bergeller Massivs. *Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich*, N.F. 66.
- HÄNNY, R., B. GRAUERT and G. SOPTRAJANOVA (1975): Paleozoic migmatites affected by high-grade tertiary metamorphism in the Central Alps (Valle Bodengo, Italy). *Contrib. Mineral. Petrol.* 51, 173–196.
- HELGESON, H. C., J. M. DELANY and H. W. NESBITT (1978): Summary and critique of the thermodynamic properties of rock-forming minerals. *Amer. J. Sci.* (in press).
- HELLER, F. (1972): Magnetische und petrographische Eigenschaften der granitischen Gesteine des Albignagebietes (nördliches Bergeller Massiv). *Beitr. geol. Karte Schweiz Geophys.* Nr. 14, Mitt. Nr. 59 Inst. Geoph. ETH Zürich.
- JÄGER, E., E. NIGGLI und E. WENK (1967): Rb-Sr-Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen. *Beitr. Geol. Karte Schweiz*, N.F. 134.
- JÄGER, E. (1969): in Report and Guide to the “Colloquium on the geochronology of phanerozoic orogenic belts Switzerland” (unpubl.).
- (1973): Die alpine Orogenese im Lichte der radiometrischen Altersbestimmungen. *Eclogae geol. Helv.* 66, 11–21.
- KÖPPEL, V. and GRÜNENFELDER (1975): Concordant U-Pb ages of monazite and xenotime from the Central Alps and the timing of the high temperature Alpine metamorphism, a preliminary report. *SMPM* 55, 129–132.
- MONTRASIO, A. (1973): Strutture a pillow nelle anfiboliti del M. Forno (Pennidico medio – Alpi Retiche). *Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. Fis., Mat. e Nat.* 54, 114–123.
- MOTICKA, P. (1970): Petrographie und Struktur des westlichen Bergells. *SMPM* 50, 355–443.
- NIGGLI, E. (1970): Alpine Metamorphose und alpine Gebirgsbildung. *Fortschr. Miner.* 47, 1, 16–26.
- OTERDOOM, W. H. (1975): Geologisch-petrographische Untersuchungen des Malenco-serpentins in Val Scerscen. Diplomarbeit ETH Zürich.

- RICHARDSON, ST. W. (1968): Staurolite stability in a part of the system Fe-Al-Si-O-H. *J. Petrol.* 9, 467-488.
- RIKLIN, K. (1977): Geologisch-petrographische Untersuchungen am Bergell-Ostrand, nördlich Val Sissone. Diplomarbeit ETH Zürich (unpubl.).
- SCHMUTZ, H. U. (1976): Der Mafitit-Ultramafitit-Komplex zwischen Chiavenna und Val Bodengo. *Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F.* 149.
- SEGER, F. (1971): Geologische Untersuchungen in der Fexer Schuppenzone zwischen Sils und Fex-Curtins. Diplomarbeit geol. Inst. Univ. Zürich.
- TROMMSDORFF, V. und H. SCHWANDER (1968): Brucitmarmore in den Bergelleralpen. *SMPM* 49, 2, 333-340.
- TROMMSDORFF, V. and B. EVANS (1972): Progressive metamorphism of antigorite schist in the Bergell tonalite aureole (Italy). *Amer. J. Sci.* 272, 423-437.
- (1977): Antigorite-Ophicarbonates: Contact Metamorphism in Val Malenco, Italy. *Contrib. Mineral. Petrol.* 62, 301-312.
- TROMMSDORFF, V., T. PETERS und K. BUCHER (1975): Exkursion der SMPG. 2. Bernina-Malenco-Bergell Ostrand. *SMPM* 55, 3, 590-600.
- WANNER, J. (1971): Zur Geologie der Fexer Schuppenzone zwischen Fex-Curtins und Piz Tremoggia. Diplomarbeit geol. Inst. Univ. Zürich.
- WENK, E. und F. KELLER (1969): Isograde in Amphibolitserien der Zentralalpen. *SMPM* 49, 1, 157-198.
- WENK, H. R. (1973): The structure of the Bergell Alps. *Eclogae geol. Helv.* 66, 255-291.
- WENK, H. R., E. WENK and J. H. WALLACE (1974): Metamorphic mineral assemblages in pelitic rocks of the Bergell Alps. *SMPM* 54, 2/3, 507-554.

Manuscript received October 31, 1977.