

Metamorphose in der Margna-Decke im Bereich Piz da la Margna und Piz Fedoz (Oberengadin)

Autor(en): **Guntli, Peter / Liniger, Markus**

Objektyp: **Article**

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

Band (Jahr): **69 (1989)**

Heft 2

PDF erstellt am: **24.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-52795>

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.

Metamorphose in der Margna-Decke im Bereich Piz da la Margna und Piz Fedoz (Oberengadin)

von Peter Guntli¹ und Markus Liniger¹

Abstract

Polyphase metamorphism of the Margna nappe, in the region of Piz da la Margna and Piz Fedoz, can be classified by textural criteria into four phases: pre-Alpine (F_{pre}), eo-Alpine regional metamorphism (F₁), retrograde pre-Bergell (F₂), and contact metamorphism around the Bergell Intrusion.

The pre-Alpine conditions are recorded by mica pseudomorphs after andalusite and/or staurolite (no significant Zn-content measurable) in metapelites and by relict garnet-amphibolites.

The main metamorphic overprint occurred during eo-Alpine F₁-folding which resulted in major nappe formation and isoclinal folds with axial plane schistosity. Syn-kinematic growth of barroisitic and subcalcic amphibole in epidote amphibolites as well as phengite in metagranitic rocks is associated with F₁-folding. Both minerals suggest high-pressure, low-temperature greenschist facies metamorphism. Subsequent decompression is documented by decreasing Na(M₄)-content in amphiboles and by decreasing Si-content in phengite. Furthermore post-kinematic growth of biotite in metagranitic rocks indicates an increase in temperature subsequent to the main F₁-tectonic phase. A second generation of biotite and recrystallisation of metabasites with new growth of actinolite occurred during pre-Bergell F₂-crenulation.

In the area southwest of Piz da la Margna, rims of paragonitic amphibole surrounding the amphiboles of regional metamorphic origin document local influence of the Bergell contact metamorphism on the Margna nappe.

Keywords: metamorphic evolution, contact metamorphism, deformation, Margna nappe, Bergell (Bregaglia) intrusion, Engadine line, Central Alps, Switzerland

Zusammenfassung

In der Margna-Decke im Bereich Piz da la Margna und Piz Fedoz findet man eine mehrphasige Metamorphose, die mit Hilfe von Gefügebeobachtungen unterteilt werden kann. Es sind eine präalpine (F_{prä}), eine eoalpine Regionalmetamorphose (F₁), eine präbergellische Überprägung (F₂), sowie die Bergeller Kontaktmetamorphose erkennbar.

Die präalpinen Bedingungen sind dokumentiert durch Hellglimmerpseudomorphosen nach Andalusit und/oder Staurolith (kein signifikanter Zn-Gehalt) in Metapeliten sowie durch reliktsch erhaltenen Granat-Amphibolit.

Die eoalpine Faltungsphase F₁ (Deckenbildung) führt zu Isoklinalfalten mit einer penetrativen Achsenebenschieferung.

Synkinematisch zu F₁ treten in Epidot-Amphibolit barroisitische und subkalzische Hornblende auf. In metagranitoiden Gesteinen bildet sich gleichzeitig Phengit. Beide Mineralien deuten auf eine druckbetonte Metamorphose der oberen Grünschieferfazies hin. Eine anschliessende Druckentlastung ist durch Verminderung des Na(M₄)-Anteils in später gewachsener Hornblende, bzw. des Si-Anteils in postkinematischem Phengit, dokumentiert. Postkinematisch zu F₁ gewachsener Biotit in Metagranitoiden zeugt von einer Temperaturzunahme nach der Deckenüberschiebung. In denselben Gesteinen bildet sich während der präbergellischen Krenulationsfältelung F₂ eine zweite Generation Biotit. Gleichzeitig rekristallisieren die Metabasika unter der Neubildung von Aktinolith.

Im SW des Piz da la Margna treten um die regionalmetamorphen Amphibole der Metabasika Ränder einer paragonitischen Hornblende auf. Dies belegt den Einfluss der Bergeller Kontaktmetamorphose auf die Gesteine der Margna-Decke.

¹ Institut für Mineralogie und Petrographie, ETH Zürich, CH-8092 Zürich

1. Einleitung

Die Gesteine des Piz da la Margna gehören tektonisch zur Margna-Decke, die im Oberengadin und in der Val Malenco aufgeschlossen ist (Abb. 1). Die Decke wird aus einem Kristallinkern und einer permo-mesozoischen Sedimenthülle aufgebaut.

Der Kristallinkern lässt sich lithologisch in drei verschiedene Komplexe aufteilen: i) die Fedozserie, bestehend aus gebänderten Gneisen, Metapeliten, Amphiboliten und Metakarbonaten, ii) den Fedozer Gabbro (Metagabbro), iii)

die Orthogneistypen Maloja- und Foragneis (STAUB, 1946, LINIGER und GUNTLI, 1988). Tektonisch kann die Margna-Decke in zwei interne Teildecken unterteilt werden, die Maloja- und die Fora-Decke (LINIGER und GUNTLI, 1988).

In der Fedozserie sind Relikte einer präalpinen Hochtemperaturmetamorphose erhalten (STAUB, 1917/21, WENK, 1963, SCHUMACHER, 1975). Die alpine Metamorphose überprägt diese präalpinen Mineralparagenesen fast vollständig und führt zur Bildung der Hauptschieferung (F1). Radiometrische Altersdatierungen von synbis postkinematisch zur Hauptschieferung ge-

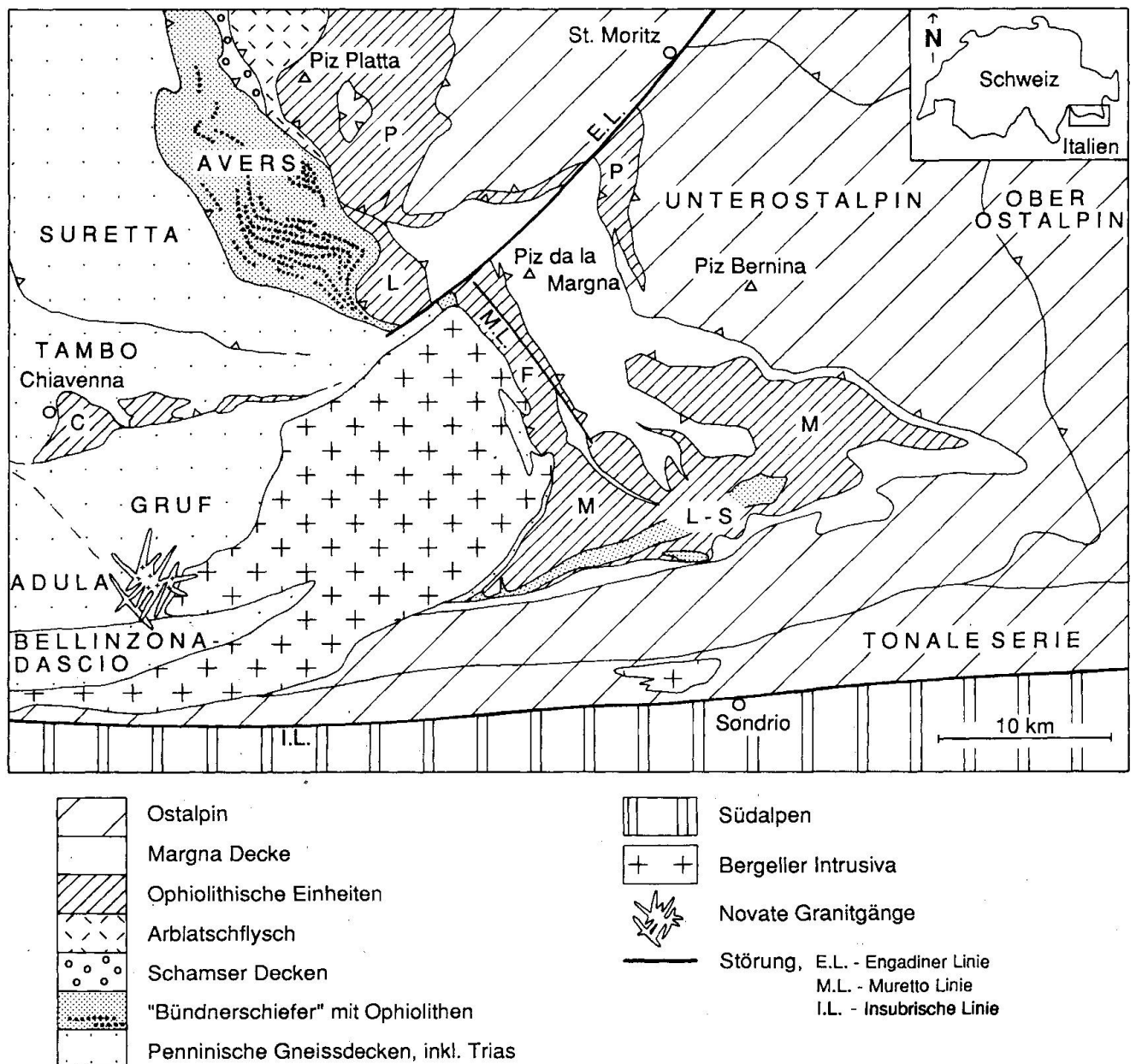


Abb.1 Tektonische Übersichtsskizze; nach STAUB (1946), TROMMSDORFF und NIEVERGELT (1983) und MONTRASIO (1984). C=Chiavenna-Ophiolite, M=Malenco-Serpentinit, F=Forno-Einheit, P=Platta-Decke, L-S=Lanzada-Scermendone Zone, L=Lizun.

wachsenen Mineralien ergeben im Oberengadin Oberkreidealter. In der Platta-Decke sind K-Ar-Alter an Alkali amphibolen mit 70-90 my (DEUTSCH, 1983, PHILIPP, 1982) sowie in der Margna-Decke K-Ar- und Rb-Sr-Alter an Phengiten mit 60-80 my bestimmt worden (JÄGER, 1973, FREY et al., 1974). Die Bildungsbedingungen der datierten Mineralien entsprechen der oberen Grünschieferfazies. (OBERHÄNSLI, 1977, PHILIPP, 1982).

Grossräumig ist eine Zunahme der alpinen Regionalmetamorphose von Arosa im N bis in die Val Malenco im S zu beobachten (TROMMSDORFF, 1983). In der Val Malenco sind Mineralparagenesen der oberen Grünschieferfazies verbreitet.

Die Bergeller Kontaktmetamorphose überprägt am Ost- und Südostrand die alpin regionalmetamorphen Malencoserpentinite, die Gesteine der Forno-Einheit, der Suretta- und der Margna-Decke (CORNELIUS, 1913/25, TROMMSDORFF und EVANS, 1972/77, TROMMSDORFF und NIEVERGELT, 1983, WENK et al., 1974, WENK und KELLER, 1969, GAUTSCHI, 1980, PERETTI, 1985).

Aufgrund von struktureologischen und petrographischen Detailuntersuchungen konnte gezeigt werden, dass die Margna-Decke um den Piz da la Margna von vier alpinen Deformationsphasen mit folgender Ausprägung erfasst wurde (LINIGER und GUNTLI, 1988):

- *F1*: Während der Deckenbildung (Oberkreide) entstanden Isoklinalfalten mit einer Achsenebenenschieferung (die sogenannte Hauptschieferung) und eine Streckungslineation, die auf eine Überschiebungsrichtung in der vorderen Val Fedoz nach SW hinweist. Die Hauptschieferung überprägt alle Gesteine. Die Mineralien der damit verbundenen Metamorphose sind syn- oder postkinematisch zur Hauptschieferung gewachsen und wurden alle noch von *F2* deformiert.

- *F2*: Die präbergellische Faltung mit nordfallenden Achsenebenen bildet eine Krenulationsfältelung. Der Umwandlungsgrad nimmt von N nach S zu. Im S stellt man z.T. eine Neukristallisation der Minerale fest.

- *F3*: Grossräumig stellt man ein Verbiegen von *F1*- und *F2*-Strukturen um eine N-S-Achse fest, im Kleinbereich eine Kinkung ohne Mineralneubildung.

- *Spröde Verformung*: Versatz der Margna-Decke entlang der Engadiner Linie, postbergellisch.

Diese Arbeit soll die verschiedenen Metamorphoseereignisse im Zusammenhang mit den Deformationsphasen charakterisieren. Die Fragestellung lautet:

- Wie unterscheidet sich die präalpine Überprägung von den verschiedenen alpinen Ereignissen?

- Wie lassen sich letztere untereinander unterscheiden?

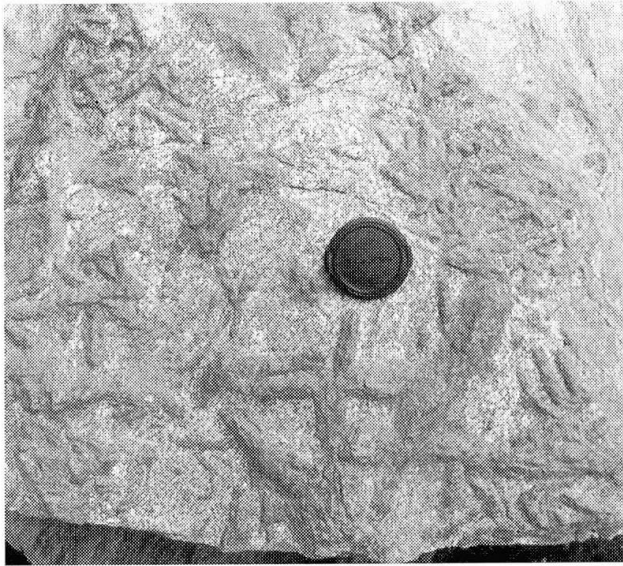
- Wie sind die Auswirkungen der Bergeller Kontaktmetamorphose auf die Gesteine der Margna-Decke?

2. Metapelite und Granat-Amphibolite der Fedozserie

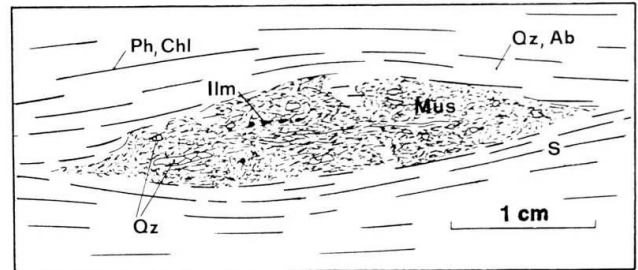
Auf Schichtoberflächen von Granat-Hellglimmerschiefern treten zwei bis acht Zentimeter lange, stengelige Hellglimmeraggregate hervor (Abb. 2a), welche in alpin stärker deformierten Gesteinen zu Knoten oder zu Lagen ausgewalzt sind (Fil da Murtairac, im NW des Piz da la Margna). Röntgenographisch ist in diesen feinschuppigen Aggregaten Muskovit, Paragonit, Quarz und Ilmenit erkennbar (SCHUMACHER, 1975). Diese Aggregate werden von Phengit, der die Hauptschieferung (*F1*) abbildet, umflossen (Abb. 2b), was zeigt, dass es sich um ein präalpines Mineral gehandelt hat. Der stengelige Charakter der Glimmeraggregate deutet auf Pseudomorphosen nach Andalusit und/oder Staurolith, die in der Amphibolitfazies zusammen mit Paragonit auftreten können (SCHUMACHER, 1975). Innerhalb der Pseudomorphosen konnte kein messbarer Gehalt an Zink nachgewiesen werden, womit eine eindeutige Identifikation nicht möglich ist. Unter alpinen Metamorphosebedingungen zerfiel Andalusit und/oder Staurolith zu Paragonit, Muskovit und Quarz.

Glimmerpseudomorphosen nach Alumosilikaten wurden in Gesteinen der Fedozserie an der Bocchetta delle Forbici und in der Wurzelzone am Pizzo Palino gefunden (STAUB, 1921). SCHUMACHER (1975) untersuchte Glimmerpseudomorphosen von Lago Pirola (Val Malenco).

In Amphiboliten der Fedozserie ist häufig der voralpine Mineralbestand von Granat, Hornblende und Plagioklas noch reliktsch erhalten. Granat zersetzt sich zu einem Mineralaggregat von Albit, Klinozoisit und Chlorit oder Biotit und wird entlang der alpinen Hauptschieferung ausgewalzt (Abb. 2c). In massigen, alpin schwach gestörten Amphiboliten zeigt Granat einen weissen Zersetzungssaum aus Serizit, Klinozoisit, Albit und Chlorit.



2a



2b

2c

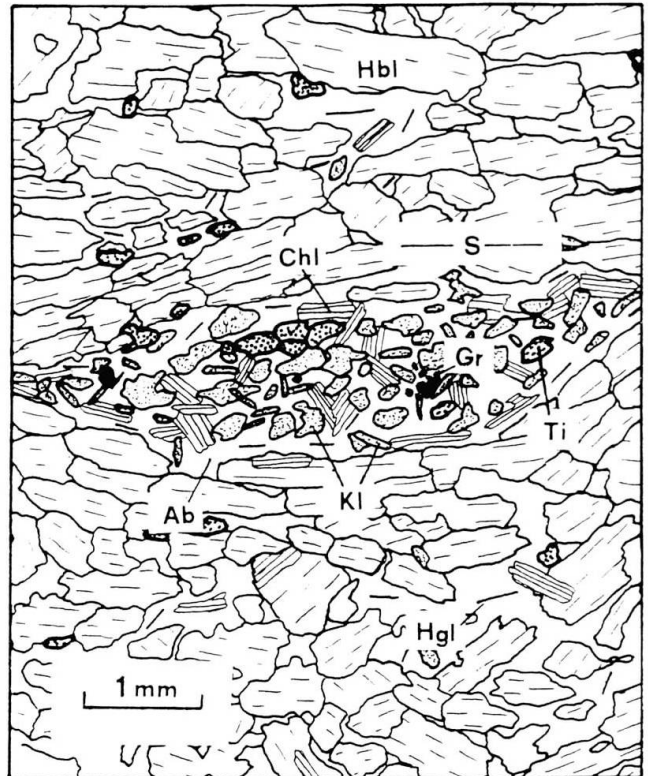


Abb. 2 Relikte präalpiner Metamorphose:

a) Hellglimmerpseudomorphosen nach Staurolith und/oder Andalusit auf einer alpinen Hauptschieferungsfläche.

b) Skizze der mikroskopischen Textur von einer Hellglimmerpseudomorphose. Koordinaten für a) und b) 140 250/776 900.

c) Skizze des Gefüges in Granat-Amphibolit: Granat wandelt sich in Albit, Klinozoisit, Chlorit und wenig Hellglimmer um.

Abkürzungen: Ph=Phengit, Chl=Chlorit, Qz=Quarz, Ab=Albit, Ilm=Ilmenit, Mus=feinschuppiges Muskovit-Paragonitaggregat, Gr=Granat, Kl=Klinozoisit, Hgl=Hellglimmer, Hbl=Hornblende, Ti=Titanit, S=alpine Hauptschieferung

3. Metagranitoide

Die wichtigsten Mineralneubildungen in Metagranitoiden synkinematisch zu F1 sind Albit, Hellglimmer, Chlorit/Biotit und Klinozoisit. Beim Hellglimmer im Beispiel des Malojagneises handelt es sich um Phengit mit einem mittleren Si-Gehalt von 3.36 pro Formeleinheit. Eine zweite Generation von postkinematischen, aber prä-F2 gewachsenen Phengiten weist einen leicht niedrigeren Si-Gehalt von etwa 3.31 auf (Abb.5). Die Zusammensetzung der Phengite der einzelnen Generationen variiert im ganzen Untersuchungsgebiet nicht. Hingegen können folgende Umwandlungen beobachtet werden.

Die Gesteine werden von NE gegen die Bergkette der La Margneta - Piz da la Margna - Piz Fedoz dunkler. Besonders deutlich ist diese

Umwandlung im Malojagneis ersichtlich. Die dunkel- bis graugrüne Schieferungsfläche wird gegen SW braun und die im N helle, grünlich-graue Anwitterungsfarbe braunviolett. Aufgrund der auftretenden Mineralien lassen sich einzelne Zonen unterscheiden (Abb. 3,4). Die auffallendste Änderung ist das Auftreten von Biotit anstelle von Chlorit, und Ilmenit anstelle von Hämatit (Abb. 3).

Die Umwandlung von Chlorit zu Biotit ist, ausser in den sauren Gesteinen, auch in den glimmerreichen Metabasika typisch. Im Foragneis fehlt Chlorit häufig. Biotit bildet sich direkt neben Phengit. Makroskopisch wird die olivgrüne Glimmerfläche braun. Das erste Auftreten von Biotit im Foragneis ist jedoch mehr gegen SW verschoben.

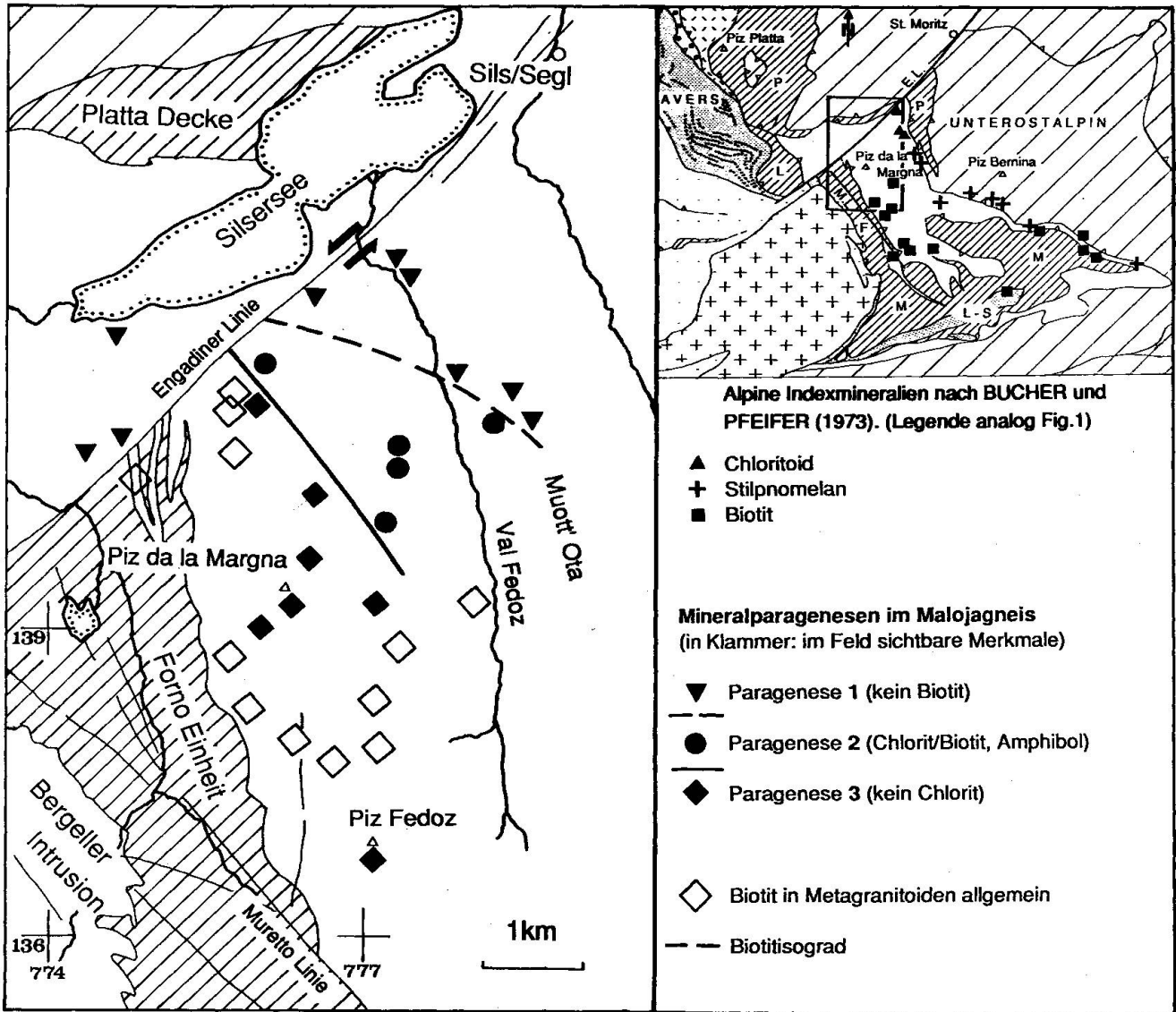


Abb. 3 Auftreten unterschiedlicher, coalpiner F1-Mineralparagenesen im Malojagneis. Ausgefüllte Signaturen zeigen Paragenesen (siehe Fig. 4) des Malojagneises. In Klammern sind die makroskopisch erkennbaren Unterschiede aufgeführt. Koordinaten der Schweiz. Landkarte.

| Paragenesen | F1 Mineralien | | Zunehmend postkinematisch SW ← NE Zunehmende Metamorphose | F2 Mineralien |
|---------------|---|--|---|---|
| | synkinematisch (+Quarz und Schachbrettalbit) | postkinematisch | | synkinematisch |
| Zone 1 | Albit, Phengit, Chlorit , Klinozoisit, Hämatit, Leukoxen, Kalzit, | | | Albit, Chlorit, Klinozoisit |
| Zone 2 | Albit, Phengit, Chlorit , Oxychlorit oder Biotit , Amphibol , Klinozoisit, Ilmenit, Leukoxen, Kalzit | Phengit, Biotit , Amphibol , Granat, Kalifeldspat z.T re-kristallisiert | | Albit, Chlorit, Klinozoisit |
| Zone 3 | Albit, Phengit, Biotit , Klinozoisit, Ilmenit | Albit/Oligoklas, Phengit, Biotit , Granat, Kalifeldspat z. T. re-kristallisiert | | Albit , Oligoklas Muskowit ?, Chlorit, Biotit Klinozoisit |

Abb. 4 Mineralneubildungen der alpinen Deformationen F1 und F2 im Malojagneis. Die Verteilung der Zonen siehe Abb. 3. Die fettgedruckten Mineralien sind zur makroskopischen Unterscheidung verwendbar. Amphibol und Granat deuten auf einen metasomatischen Austausch mit Metabasika und Metapeliten der Fedozserie hin.

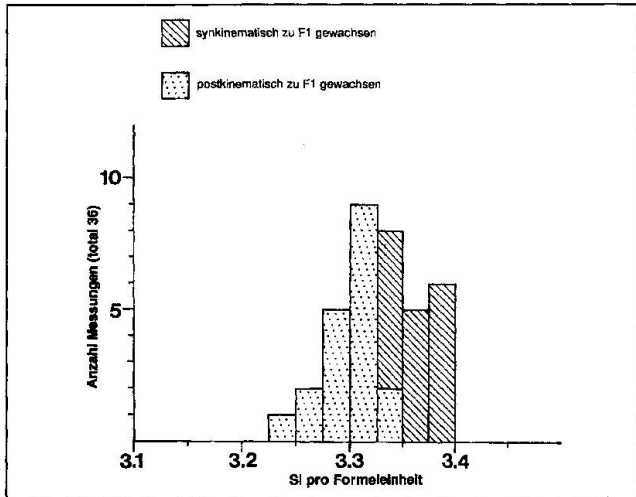


Abb. 5 Si-Gehalt von Hellglimmern aus dem Malojaungneis koexistierend mit Kalifeldspat - Quarz - Biotit.

4. Metabasika

4.1 EPIDOT-AMPHIBOLIT

Epidot-Amphibolite treten im Foragneis und in der Trennzone der beiden Teildecken auf. Amphibolite im Foragneis interpretierte GAUTSCHI (1980) als Gänge magmatischen Ursprungs.

Amphibolite in der Trennzone zeigen z.T. einen hohen Hellglimmeranteil und eine Albit-Quarz-Amphibolbänderung und sind wahrscheinlich sedimentären Ursprungs. Die unmittelbare Nähe permo-mesozoischer Sedimente unterstützt diese Vermutung.

Der Mineralbestand, der während der alpinen Metamorphose gebildet wurde, besteht aus (Na-) Ca-Amphibol + Epidot + Albit + Chlorit + Pyrit + Magnetit, +/- Quarz und Akzessorien. Der Al-Gehalt der meisten Amphibole ist höher als 5%.

Petrographisch und aufgrund von Gefügebeziehungen lassen sich mehrere Mineralgenerationen und eine starke Zonierung der Amphibole erkennen (Abb. 6). Elektronenmikrosondenanalysen der Amphibole zeigen eine deutliche Änderung in der Mineralchemie zwischen den Amphibolen im Norden (Val Fedoz, Abb. 7b) und denjenigen im Süden (Piz Fedoz, Val Muretto, Abb. 7c). Die Glaukophankomponente in den Amphibolen nimmt von Norden nach Süden ab.

Bei den Amphibolen aus der vorderen Val Fedoz (G71, P97, G125, Abb. 7b) handelt es sich um Barroisit, subkalzische (Ca < 9.5 Gew.%) Magnesio-Hornblende oder aktinolithische Hornblende (z.T. subkalzisch) (LEAKE, 1978).

| F1 ——— F2 - - - - - | Val Fedoz (G71, G7125, P97) | Craista da Fedoz (P861) | Val Malenco (SPI41) |
|---|--------------------------------|----------------------------|------------------------|
| | prä syn post | prä syn post | prä syn post |
| Barroisitische oder subkalzische Hornblende | ————— | | |
| Magnesio-Hornblende | | ——— | |
| Akt. Hornblende/Aktinolith | | ————— - - - - - | ————— - - - - - |
| Epidot/(Klino-)Zoisit | ————— | ————— - - - - - | ————— - - - - - |
| Chlorit | ————— - - - - - | ——— | ————— - - - - - |
| Albit/Oligoklas | ————— | ————— - - - - - | ————— - - - - - |
| Quarz | ——— | | |
| Biotit/Hellglimmer | ——— | - - - - - | |
| Kalzit | ——— | ——— | |
| Fe-Oxid/-Sulfid | ——— | ——— | |
| Rutil/Titanit/Ilmenit | R T | ——— | ——— |

Abb. 6 Mineralneubildungen während den alpinen Deformationen F1 und F2 in den Metabasika. G71, G7125, P97, P861 - Epidot-Amphibolit, SPI41 - Fedozzer Gabbro (Probe SPILLMANN, 1988).

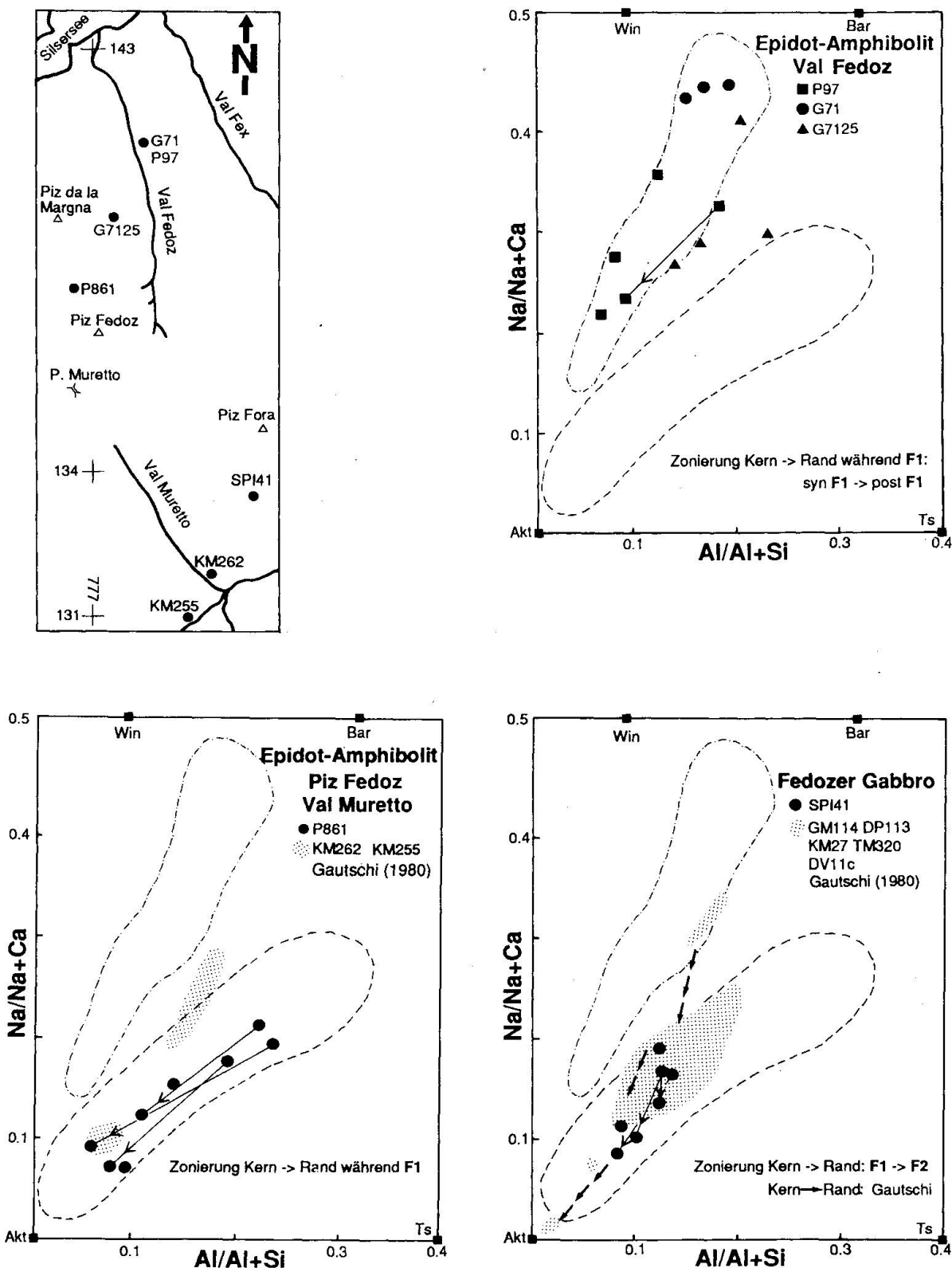


Abb. 7 Zusammensetzung der Amphibole aus Metabasika der Margna-Decke (Atome pro Formeleinheit): a) Fundpunkte der untersuchten Metabasika. Koordinaten der Schweiz. Landeskarte. b,c) Amphibole aus Margna Amphiboliten, ergänzt durch Analysen KM262, KM255 (Forno Amphibolit) von GAUTSCHI (1980). d) Amphibole aus Fedozer Gabbro der Val Malenco, ergänzt durch Analysen GM114, DP113, KM27, TM320, DV11c von GAUTSCHI (1980).

Diagramme nach LAIRD und ALBEE (1981): Hochdruck-Tiefemperatur-Bereich (strich-punktiert), Mitteldruck-Temperatur-Bereich (gestrichelt) der oberen Grünschieferfazies.

Blaugrüner Barroisit ist parallel zur Hauptschieferung eingeregelt und wächst in F1 Faltenkernen. Er ist z. T. zoniert, wobei der Rand gegenüber dem Kern eine zunehmend aktinolithische Zusammensetzung zeigt. Der kontinuierliche Übergang ist bedingt durch eine völlige, chemische Mischbarkeit der beiden Endglieder (ERNST, 1979). Aufgrund von Gefügebeziehungen ist der Amphibolrand postkinematisch zur Hauptschieferung F1, aber präkinematisch zu F2 gewachsen. Metamorphoseerscheinungen während der F2 Faltungsphase beschränken sich in diesen Gesteinen auf eine Chloritisierung entlang Scherbändern.

Im Gegensatz zu den oben beschriebenen Amphibolen treten in der Probe P861 (Abb.7c) vor allem aktinolithische Hornblende und Na-Al-reicher Aktinolith auf (LEAKE, 1978). Diese Hornblende wächst syn- bis postkinematisch zur Hauptschieferung. Daneben findet man Amphibolkern von Magnesio-Hornblende.

Die erste alpine Amphibolgeneration wird während und nach der zweiten Deformationsphase F2 von einer zweiten Generation bestehend aus blassgrünem Aktinolith überprägt. Die feinen Anwachsrande konnten nicht analysiert werden, jedoch ist anhand der optischen Beobachtungen eine gleiche chemische Zonierung zwischen F1 und F2 Amphibolen wie im Fedozer Gabbro (SPI41, Probe SPILLMANN, 1988) zu erwarten (Abb. 7d).

Mehrphasiges Wachstum zeigen auch Albit, Epidot und Chlorit. Häufig ist jedoch eine vollständige, postkinematische Rekrystallisation festzustellen: Aktinolith und Epidot bilden ein grobkörniges, sperriges Gefüge.

4.2. FEDOZER GABBRO

Die grösste Metabasika-Masse der Margna-Decke bildet der Fedozer Gabbro, der sowohl in der Maloja- als auch in der Fora-Decke auftritt. Die Hauptmasse des Metagabbros der Maloja-Decke (LINIGER UND GUNTLI, 1988) liegt als flaseriger bis körniger Chlorit - Amphibol - Klinozoisit - Albitschiefer vor. Makroskopisch sind deutlich grosse Amphibolklasten, welche von Chlorit umflossen werden, und Feldspatfasern erkennbar. Chlorit bildet die Hauptschieferung ab. Albit findet sich interstitiell zwischen diablastischem, feinstengeligem Klinozoisit/Zoisit, was wahrscheinlich umgewandelte, präalpine Plagioklase darstellt. Amphibolklasten zeigen oft einen stark bestäubten, rechteckigen Kern, pseudomorph nach Pyroxen, und einen klaren Amphibolanwachsrand. Im Kontakt zum Nebengestein oder entlang tektonischer Horizonte wird die

Flaserstruktur vollkommen zerstört, und man beobachtet eine starke Zunahme von Quarz und Hellglimmer. Mineralbestand, Gefüge sowie die chemische Zusammensetzung sind mit den von GAUTSCHI (1980) beschriebenen Fedozer Gabbros identisch.

In der Probe SPI41 aus der Fora-Decke aus der Val Malenco ist eine metamorphe Überprägung des F1 Gefüges syn- bis postkinematisch zur Faltung F2 zu erkennen. Amphibole, Albitblasten, Chlorit und akzessorischer Zoisit überwachsen das verfaltete F1 Gefüge. Beide Amphibolgenerationen (F1 und F2) sind eisenarme ($x_{Mg,Fe_{tot}} = 0.77-0.80$) Magnesio-Hornblenden bis Aktinolith (LEAKE, 1978). Die erste Generation ist jedoch Na-Al reicher als die zweite (Abb. 7d).

4.3. EINFLUSS DER BERGELLER KONTAKT-METAMORPHOSE AUF DIE METABASIKA

Die Gesteine der Margna-Decke liegen im äusseren Bereich der Aureole des Bergeller Intrusivkörpers, und nur der westliche Teil ist von der Kontaktmetamorphose beeinflusst worden. Im Gegensatz zu den Metagranitoiden, Metakarbonaten und Metapeliten können in metabasischen Gesteinen Mineralneubildungen der Kontaktmetamorphose von regionalmetamorphen Mineralparagenesen deutlich getrennt werden. Südwestlich des Piz da la Margna haben die regionalmetamorphen Amphibole in Metabasika teilweise Anwachsrande von grüner, pargasitischer Hornblende (Abb. 8), die in einigen Proben zusammen mit Oligoklas gewachsen ist. Die

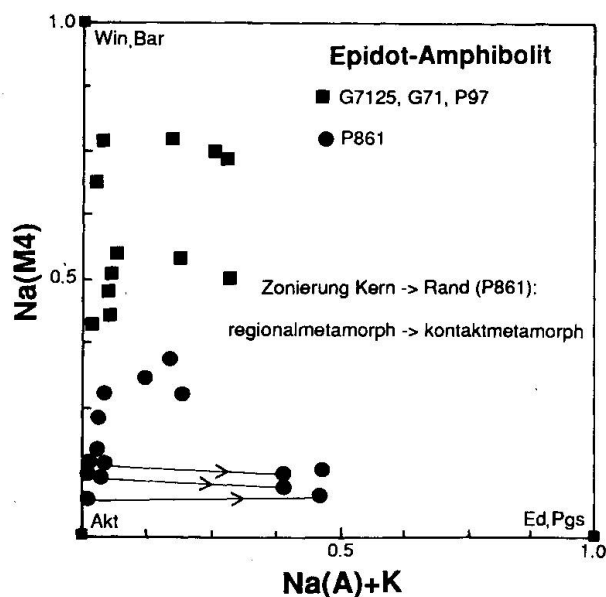


Abb. 8 Zusammensetzung der Amphibole aus Metabasika der Margna-Decke (Atome pro Formeleinheit).

Besetzung des A-Platzes in Amphibolen bei konstant niedriger Glaukophankomponente ist ein Hinweis für eine Temperaturzunahme bei niedrigem Druck (LAIRD, 1980, LAIRD und ALBEE, 1981). Anwachsränder mit gleicher Zusammensetzung sind am Bergellostrand in vergleichbarem Abstand zur Intrusion (ca. 2.3 km) schon beschrieben (SCHUMACHER, 1975, GAUTSCHI, 1980). Im weiteren sind in glimmerreichen basischen Gesteinen symplektitische Verwachsungen von Plagioklas (An 20-35%) und Albit typisch. Die Symplektite ersetzen regionalmetamorph eingeregelt Biotit-Chloritlagen und werden von paragasitischer Hornblende überwachsen. In Probe SPI41 (Fedozzer Gabbro) zeigt postkinematisch zu F2 gewachsener Albit einen Plagioklasanwachrand (An = 30) im Kontakt zu ebenfalls post F2 gewachsenem Chlorit.

5. Diskussion und Schlussfolgerungen

Die Pseudomorphosen nach Andalusit und/oder Staurolith in Metapeliten und z. T. alpin umgewandelte Granat-Amphibolite zeigen, dass die präalpine Metamorphose die Amphibolitfazies erreicht hat.

Die Bedingungen der alpinen Metamorphose wurden mit verschiedenen Methoden abgeschätzt. Phengit, synkinematisch zu F1, wächst mit Mineralien, die bei tieferen Metamorphosebedingungen stabiler sind als diejenigen, die zusammen mit Phengit, postkinematisch zu F1, auftreten (MATHER, 1970, BROWN, 1975) (Abb. 4). Für biotitfreie Mineralparagenesen können Temperaturen kleiner als ca. 380° C, für biotitführende hingegen höhere angenommen werden. Phlogopit ist bei Temperaturen von 350° C noch mit Phengit stabil (MASSONNE und SCHREIER, 1987). Biotitproduzierende Reaktionen fallen jedenfalls in den P-T Bereich der Grünschieferfazies (MATHER, 1970, BROWN, 1975).

Ein Temperaturmaximum um 420 - 435° +/- 30° C für F1 ergibt sich aus Kalzit-Dolomit Thermometrie-Daten von TROMMSDORFF und EVANS (1977), PETERS, TROMMSDORFF und SOMMERAUER (1978) und MELLINI, TROMMSDORFF und COMPAGNIONI (1987) (Abb. 9). Diese Daten stammen aus der Val Malenco und der Val Scerscen. Folgende Indizien deuten ebenfalls darauf hin, dass die Metamorphose Maximaltemperaturen um 450° C erreicht haben muss:

i) In den metagranitoiden Gesteinen tritt postkinematisch zu F1 Oligoklas neben Albit auf.

ii) In Metapeliten mit Hellglimmerpseudomorphosen nach Andalusit und/oder Staurolith

treten neu gewachsener Granat und Biotit, aber keine Alumosilikate auf. Die Metamorphose erreichte folglich nicht Amphibolitfazies.

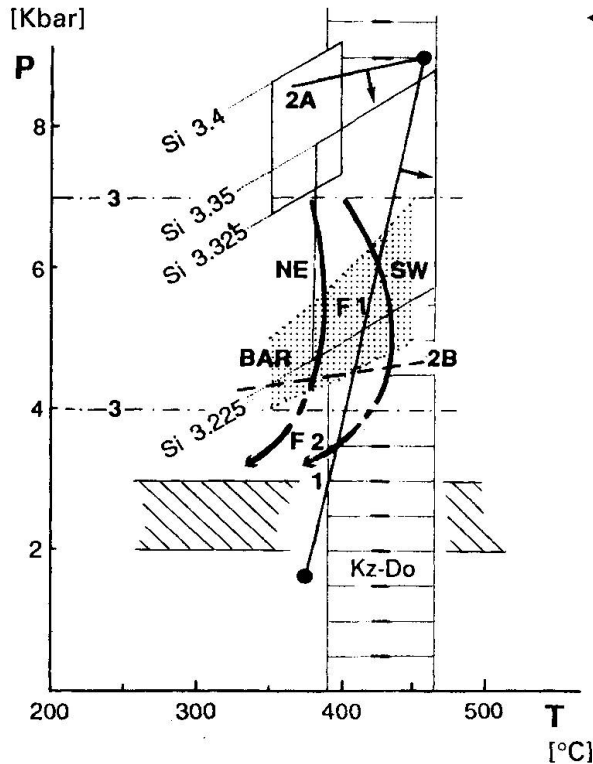
Das oben bestimmte Temperaturmaximum der postkinematisch zu F1 gewachsenen Minerale gilt jedoch nur für die südliche Zone 3 (Abb. 3, 4). Im NE waren die Temperaturen niedriger.

In der Paragenese Quarz-Kalifeldspat-Biotit-Hellglimmer konnten mit dem Phengitbarometer nach MASSONNE und SCHREYER (1987) Maximaldrucke bestimmt werden. Bei Annahme obiger Temperaturen und einem maximalen Si-Gehalt von 3.4 Kationen pro Formeleinheit für synkinematische Phengite (Abb. 5) liegen die Drucke zwischen 8 und 9 kbar, bei einem minimalen Si-Gehalt von 3.225 Kationen pro Formeleinheit für postkinematische Phengite bei 4 bis 5 kbar (Abb. 9).

Für Metabasika sind in der Literatur verschiedene Angaben über P-T-Verhältnisse im Übergang Grünschiefer- zur sogenannten Epidot-Amphibolitfazies zu finden. Der P-T-Gradient beeinflusst die gekoppelte Substitution im Amphibol (LAIRD, 1980, LAIRD und ALBEE, 1981). Die Amphibole mit erhöhtem Glaukophananteil der vorderen Val Fedoz fallen in das Feld der Hochdruck-Tieftemperatur-Amphibole (Abb. 7b), diejenigen der südlichen Epidot-Amphibolite und des Fedozzer Gabbros der Val Malenco bildeten sich hingegen in einem mittleren Druck-Temperaturbereich (Abb. 7c,d).

Bei der Paragenese Amphibol + Epidot + Albit + Chlorit + Hämatit und/oder Magnetit kann der Druck empirisch abgeschätzt werden (BROWN, 1977). Der Einbau der Glaukophankomponente Na(M4) anstelle von Ca ist druckabhängig. Für die barroisitischen Hornblenden der Proben P97, G7125, G71, die mit Magnetit auftreten, ergeben sich Drucke zwischen 4-7 kbar (Abb. 9), wobei die tiefsten Drucke für die randlichen, postkinematischen Amphibole gelten. Der Stabilitätsbereich von barroitischer Hornblende liegt bei 350° C zwischen 4-5 kbar und bei 450° C zwischen 5-7 kbar (ERNST, 1979). Diese Angaben stimmen nur bei höheren Temperaturen mit den Resultaten nach BROWN (1977) überein. Diese Unterschiede können wahrscheinlich auf unterschiedliche chemische Zusammensetzung zurückzuführen sein. So ist die Bildung von Na-Amphibolen durch Einbau von Fe³⁺ anstelle von Al³⁺ schon bei 4 kbar möglich (MARUYAMA et al., 1986).

Für den Bereich der Val Fedoz sind somit eindeutig synkinematisch zu F1 gewachsene Hochdruck-Tieftemperatur-Amphibole der Grünschieferfazies nachgewiesen, die anschließend bei tieferen Drucken überprägt wurden.



◀ Abb. 9 P-T Diagramm:

- 1 : Zoisit + Chlorit + Tremolit + Quarz = Hornblende + Fluid

- 2A: Tremolit + Chlorit + Albit = Zoisit + Glaukophan + Quarz + Fluid. 2B: Tremolit + Albit + Fe-Oxid = Mg-Riebeckit + Epidot + Chlorit + Quarz.

- 1 und 2A sind Phasengleichgewichte nach LIU et al. 1985, 2B nach MARUYAMA et al. (1986). Die Pfeile zeigen die Verschiebungsrichtung der Reaktionskurve bei steigendem Fe_2O_3 -Gehalt.

- punktiert: Stabilitätsfeld von Barroisit nach ERNST (1979).

- Strich-punktiert: Druckmaximum und -minimum für die Proben P97, G7125, G71 nach BROWN (1974).

- Si: Phengitbarometer nach MASSONNE und SCHREYER (1987). Si-Gehalt pro Formeleinheit mit den Daten aus Fig. 5.

- Kz-Do: Kalzit-Dolomit Thermometrie-Daten von TROMMSDORFF und EVANS (1977), PETERS, TROMMSDORFF und SOMMERAUER (1978) und MELLINI, TROMMSDORFF und COMPAGNIONI (1987).

- schraffiert: Druck bei der Bergeller Intrusion, abgeschätzt nach CORNELIUS (1925).

Die oben diskutierte südlichere Probe P861 zeigt hingegen mittlere Druck-Temperaturbedingungen an. GAUTSCHI (1980) fand jedoch in Amphiboliten und im Fedozzer Gabbro zusätzlich noch Amphibole mit erhöhter Glaukophan Komponente (Abb. 7c,d). Diese wahrscheinlich frühkinematischen Hornblenderelikte sind noch während F1 und später unter erhöhten Temperaturen und niedrigeren Drucken überprägt worden und deshalb nur noch selten erhalten. Sie zeigen jedoch, dass auch im Süden von einer druckbetonten Metamorphose der Grünschieferfazies ausgegangen werden kann.

Absolute Druckabschätzungen zeigen unterschiedliche Resultate. Die aus dem Phengitbarometer resultierenden Drucke können zu hoch sein. Da MASSONNE und SCHREYER (1987) das Barometer mit 1M- und Md-Polytypen des Phengits eichten, im untersuchten Gebiet aber 2M1- und 3T-Polytypen auftreten (FREY et al. 1983), ist anzunehmen, dass die Si-Isoplethen im abgeschätzten Temperaturbereich zu tieferen Drucken verschoben werden. Das Auftreten von 3T-Polytypen ist jedoch allein schon ein Indiz für eine druckbetonte Metamorphose (FREY et al., 1983).

Drucke zwischen 6 und 7 kbar für die frühalpiner Faltungphase F1 sind wahrscheinlich realistisch. Die abnehmenden Si-Gehalte in Phengit und der abnehmende Glaukophananteil in Amphibolen dokumentieren die spät- und postkinematische

Druckabnahme während F1, wobei der Druck auf 4-5 kbar sinkt. Im SW ist, im Gegensatz zum NE, barroisitische Hornblende bei Temperaturen bis 435° C überprägt worden.

Die Metamorphose während der F2 Deformation ist im NE deutlich retrograd. Gegen den Piz Fedoz und in der Val Muretto bilden sich sowohl in den Metagranitoiden (Abb. 4) als auch in den Metabasika (Abb. 6) die gleichen Paragenesen wie während der Hauptschieferung F1. Die während F2 durch die Reaktion Hornblende + Fluid = Tremolit + Zoisit + Chlorit + Quarz (LIU et al., 1985) gebildeten Amphibole sind jedoch Na und Al ärmer (Abb. 7d), was auf leicht retrograde Bedingungen zurückzuführen ist. Den Druck während F2 schätzen wir zwischen 3-4 kbar, tiefer als während der Faltungphase F1, jedoch höher als bei der späteren Bergeller Intrusion. Für reine Phasen beträgt die Minimaltemperatur im Druckbereich unter 4 kbar für obige Reaktion 370 bis 410° C (Abb. 9). Es muss beachtet werden, dass in der Probe SPI41 mikroskopisch kein Quarz gefunden wurde, so dass die obigen Temperaturen nicht genau bestimmt werden können.

Der Einfluss der Bergeller Intrusion stellt das letzte erkennbare Metamorphoseereignis dar. Dieser Einfluss ist in den Metabasika deutlich erkennbar (GAUTSCHI, 1980) und erfasst auch Gesteine der Margna-Decke. Die Ausdehnung der Kontaktaureole liegt zwischen 1.5 und 2.5 km

(TROMMSDORFF und NIEVERGELT, 1983). CORNELIUS (1925) lieferte eine erste Abschätzung von 8-12 km für die Überdeckung am Bergell Ostrand durch die Ostalpinen Decken und die Margna-Decke, woraus sich Drucke zwischen 2-3 kbar bei der Intrusion ergeben (Abb. 9).

Die kartierte Biotitisograde läuft parallel zum Intrusionsrand. Es handelt sich jedoch um eine alpin regionalmetamorphe Isograde. Dies zeigen Gefügebeziehungen sowie der Verlauf der Isograden weiter im Süden (BUCHER und PFEIFER, 1973, Abb. 3).

Das jüngste Ereignis ist die Bildung der Engadiner Linie. Die totale Versetzung beträgt 2.5 km bei Maloja (MÜTZENBERG, 1986) und 2 km bei Sils-Maria (LINIGER und GUNTALI, 1988). Der nördliche Teil der Biotitisograde ist ebenfalls Richtung SW versetzt.

Verdankungen

V. Trommsdorff und S.M. Schmid haben uns während der Diplomarbeit betreut. J. Sommerauer betreute uns an der Elektronenmikrosonde. E. Reusser, U. Rösli, A. Ruendal und V. Trommsdorff halfen uns mit konstruktiven Kommentaren zu früheren Fassungen dieser Arbeit. Diskussionen mit P. Nievergelt, U. Raz und P. Spillmann waren immer sehr aufschlussreich. Ihnen allen möchten wir herzlich danken.

Literaturverzeichnis:

- BROWN, E.H. (1975): A petrogenetic grid for reactions producing biotite and other Al-Fe-Mg silicates in the greenschist facies. *Jour. Petrol.* 16, 258-271.
- BROWN, E.H. (1977): The crossit content of Ca-amphibole as guide to pressure of metamorphism. *Jour. Petrol.* 18, 53-72.
- BUCHER, K. und PFEIFER, H.R. (1973): Über Metamorphose und Deformation der östlichen Malenco Ultramafite und deren Rahmengesteine. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 53, 231-241.
- CORNELIUS, H.P. (1913): Geologische Beobachtungen im Gebiete des Forno-Gletschers (Engadin). *Zbl. f. Min., Geol. u. Paläont.*, 246-252.
- CORNELIUS, H.P. (1925): Über einige Gesteine der "Fedozserie" aus dem Disgraziagebiet (Rhätische Alpen). Separat-Abdruck aus dem Neuen Jahrbuch für Mineral., Geol. und Paläont., Beilage Band LII, Abteil A., 1-50.
- DEUTSCH A. (1983): Datierung an Alkali amphibolen und Stilpnomelan aus der südlichen Platta-Decke (Graubünden). *Eclogae geol. Helv.* 76, 295-308.
- ERNST, W.G. (1979): Coexisting sodic and calcic amphiboles from high-pressure metamorphic belts and the stability of barroisitic amphibole. *Mineral. Mag.* 43, 269-278.
- FREY, M., HUNZIKER, J.C., FRANK, W., BOCQUET, J., DAL PLAZ, G.V., JÄGER, E. and NIGGLI, E. (1974): Alpine metamorphism of the Alps. A review. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 54, 247-290.
- FREY, M., HUNZIKER J.C., JÄGER, E. und STERN, W.B. (1983): Regional Distribution of White K-Mica Polymorphs and Their Phengite Content in the Central Alps. *Contrib. Mineral. Petrol.* 185-197.
- GAUTSCHI, A. (1980): Metamorphose und Geochemie der basischen Gesteine des Bergeller Ostrandes. Diss., ETH Zürich.
- GUBSER, R. (1975): Programm EMMA. Computerbibliothek ETH Zürich (unpubl.).
- GUNTALI, P. (1987): Geologie und Petrographie der Margna südlich des Silsersees, Oberengadin. II. Fedoz. Unpubl. Diplomarbeit, Univ. Zürich.
- JÄGER, E. (1973): Die alpine Orogenese im Lichte der radiometrischen Altersbestimmung. *Eclogae geol. Helv.* 66/1, 11-21.
- LAIRD J. (1980): Phase equilibria in mafic schists from Vermont. *Jour. Petrol.* 21, 1-37.
- LAIRD J. und ALBEE, A.L. (1981): High pressure metamorphism in mafic schists from northern Vermont. *Amer. Jour. Sci.* 281, 97-126.
- LAIRD, J. und ALBEE, A.L. (1981): Pressure, temperature, and timeindicators in mafic schists: Their application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont. *Amer. Jour. Sci.* 281, 127-175.
- LEAKE, B.E. (1978): Nomenclature of Amphiboles. *Amer. Mineral.* 63, 1023-1053.
- LINIGER, M. (1987): Geologie und Petrographie der Margna südlich des Silsersees: I. Margna. Unpubl. Diplomarbeit ETH Zürich.
- LINIGER, M. und GUNTALI, P. (1988): Bau und Geschichte des zentralen Teils der Margna Decke. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 68, 41-54.
- LIU J.G., MARUYAMA, S. und CHO, M. (1985): Phase equilibria and mineral parageneses of metabasites in low grade metamorphism. *Mineral. Mag.* 49, 321-333.
- MARUYAMA S., CHO, M. und LIU, J.G. (1986): Experimental investigation of blueschist - greenschist transition equilibria: Pressure dependence of Al₂O₃ contents in sodic amphiboles - A new geobarometer. *Geol. Soc. Amer. Memoir* 164, 1-16.
- MASSONNE, H-J. und SCHREIER, W. (1987): Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz. *Contrib. Mineral. Petrol.* 96, 212-224.
- MATHER, J.D. (1970): The biotite isograd and the lower greenschist facies in the Daldarian rocks of Scotland. *Jour. Petrol.* 11, 253-275.
- MELLINI, M., TROMMSDORFF, V. und COMPAGNONI, R. (1987): Antigorite polysomatism: behaviour during progressive metamorphism. *Contrib. Mineral. Petrol.* 97, 147-155.
- MONTRASIO A. (1984): The "Lanzada-Scermendone Zone": An Ophiolitic Unit of Continental Affinity in the Southern Rhaetic Alps (Prov. Sondrio-Italy). *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 64, 111-129.
- MÜTZENBERG, St. (1986): Ergebnisse geologischer Studien südlich Maloja. Zusammenfassung. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 66/3, 466-472.
- OBERHÄNSLI, R. (1977): Natriumamphibolführende metamorphe basische Gesteine aus den Bündnerschiefer Graubündens. Diss. ETH Zürich.
- PERETTI, A. (1985): Der Monte-del-Forno-Komplex am Bergell-Ostrand: Seine Lithostratigraphie, alpine Tektonik und Metamorphose. *Eclogae geol. Helv.*, 78, S. 23-48.
- PETTERS, Th., TROMMSDORFF V. und SOMMERAUER J. (1978): Manganese Pyroxenoids and Carbonates: Critical Phase Relations in Metamorphic Assemblages from the Alps. *Contrib. Mineral. Petrol.* 66, 383-388.

- PHILIPP, R. (1982): Die Alkalamphibole der Platta-Decke zwischen Silsersee und Lunghinpass (Graubünden). Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 62, 437-455.
- SCHUMACHER, T. (1975): Geologisch-petrographische Untersuchungen des Malencoserpentinits und der Margnagesteine bei Chiareggio. Unpubl. Diplomarbeit, ETH Zürich.
- SPILLMANN, P. (1988): Struktur und Metamorphose in der Margna-Decke und im Malenco-Serpentin in oberen Malenco: 1. Teil. Unpubl. Diplomarbeit, ETH Zürich.
- STAUB, R. (1917a): Bericht über die Exkursion der schweizerischen geologischen Gesellschaft im Oberengadin und Puschlav vom 11. bis 15. 8. 1916. *Eclogae geol. Helv.* 14/6, 479-515.
- STAUB, R. (1917b): Das Äquivalent der Dentblanche-decke in Bünden. *Vjschr. Natf. Ges. Zürich*, 62, 349-370.
- STAUB, R. (1921): Zur Tektonik der penninischen Decken des Val Malenco. *Jb. Natf. Ges. Graubünden.* (NF) 60 1919/20 und 1920/21, 113-137.
- STAUB, R. (1946): Geologische Karte der Berninagruppe 1:50'000. Spez.-Karte Nr.118, Schweiz. Geol. Kommission.
- TROMMSDORFF, V. and EVANS, B.W. (1972): Progressive metamorphism of antigorit schists in the Bergell Tonalite aureole (Italy). *Amer. Jour. Sci.* 272, 423-437.
- TROMMSDORFF, V. und EVANS, B.W. (1977): Antigorite-Ophicarbonates: Contact Metamorphism in Valmalenco, Italy. *Contrib. Mineral. Petrol.* 62, 301-312.
- TROMMSDORFF, V. (1983): Petrologic aspects of serpentinite metamorphism. *Soc. Ital. Min. e Petrol.* 38, 549-559.
- TROMMSDORFF, V. und NIEVERGELT, P. (1983): The Bregaglia (Bergell)-Iorio Intrusive and its Field Relations. *Mem. geol. soc. It.*, Vol 26.
- WENK, E. und F. KELLER (1969): Isograde in Amphibolitserien der Zentralalpen. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 49/1, 157-198.
- WENK, E. (1963): Klinohumit und Chondrodit in Marmoren der Tessiner Alpen und der Disgrazia-Gruppe. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 43, 287-293.
- WENK, H.R., WENK, E. und WALLENCÉ J. (1974): Metamorphic mineral assemblage in pelitic rocks of the Bergell Alps. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 54, 507-557.

Manuskript eingegangen 7. März 1989; überarbeitetes Manuskript angenommen 30. April 1989.

APPENDIX: a) ARL/SEM-Q-Elektronenmikrosondenanalysen von Amphibolen aus Epidot-Amphiboliten und Fedozer Gabbro der Margna Decke

| Probe | G71 | | P97 | | G7125 | | P861 | | SPI41 | |
|-------|--------|--------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|--|
| | | Kern | Rand | | Kern | RandI | RandII | Kern | Rand | |
| SiO2 | 49.77 | 47.88 | 53.06 | 49.36 | 45.04 | 51.99 | 42.81 | 51.70 | 52.83 | |
| TiO2 | 0.17 | 0.54 | 0.10 | 0.21 | 0.99 | 0.12 | 0.70 | 0.13 | 0.00 | |
| Cr2O3 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.04 | 0.01 | 0.10 | 0.04 | 0.03 | |
| Al2O3 | 7.44 | 9.04 | 4.41 | 8.17 | 10.79 | 5.30 | 13.75 | 6.53 | 4.37 | |
| Fe2O3 | 8.32 | 5.72 | 4.82 | 7.60 | 8.12 | 6.87 | 5.34 | 5.72 | 4.97 | |
| FeO | 10.19 | 11.10 | 7.23 | 9.28 | 10.56 | 8.13 | 11.07 | 4.03 | 3.86 | |
| MnO | 0.50 | 0.27 | 0.28 | 0.29 | 0.40 | 0.35 | 0.25 | 0.12 | 0.10 | |
| MgO | 10.81 | 11.16 | 15.52 | 11.48 | 10.03 | 14.10 | 10.49 | 17.04 | 18.30 | |
| CaO | 7.99 | 9.62 | 10.33 | 9.26 | 10.54 | 10.99 | 11.89 | 11.39 | 12.02 | |
| Na2O | 3.17 | 2.43 | 1.65 | 1.96 | 1.53 | 0.82 | 1.90 | 1.27 | 0.84 | |
| K2O | 0.27 | 0.53 | 0.12 | 0.33 | 0.45 | 0.18 | 0.31 | 0.10 | 0.06 | |
| F | 0.19 | 0.17 | 0.11 | 0.14 | 0.04 | 0.00 | 0.05 | 0.17 | 0.00 | |
| H2O | 1.98 | 1.98 | 2.05 | 2.01 | 2.03 | 2.11 | 2.02 | 2.06 | 2.13 | |
| Total | 100.71 | 100.40 | 99.65 | 100.03 | 100.53 | 100.97 | 100.66 | 100.22 | 99.51 | |

Kationen - Ca - Na - K = 13

| | | | | | | | | | |
|---------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| Si | 7.1910 | 6.9618 | 7.5484 | 7.1313 | 6.5972 | 7.3770 | 6.2709 | 7.2501 | 7.4384 |
| Ti | 0.0189 | 0.0593 | 0.0106 | 0.0228 | 0.1086 | 0.0128 | 0.0775 | 0.0135 | 0.0000 |
| Cr | 0.0000 | 0.0013 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0050 | 0.0016 | 0.0118 | 0.0042 | 0.0038 |
| Al (IV) | 0.8090 | 1.0380 | 0.4520 | 0.8690 | 1.4030 | 0.6230 | 1.7290 | 0.7500 | 0.5620 |
| Al (VI) | 0.4570 | 0.5110 | 0.2880 | 0.5230 | 0.4600 | 0.2630 | 0.6450 | 0.3300 | 0.1640 |
| Fe3 | 0.9043 | 0.6263 | 0.5162 | 0.8256 | 0.8943 | 0.7340 | 0.5887 | 0.6036 | 0.5260 |
| Fe2 | 1.2309 | 1.3492 | 0.8595 | 1.1214 | 1.2927 | 0.9643 | 1.3556 | 0.4731 | 0.4542 |
| Mn | 0.0612 | 0.0337 | 0.0341 | 0.0356 | 0.0492 | 0.0416 | 0.0309 | 0.0142 | 0.0114 |
| Mg | 2.3274 | 2.4193 | 3.2913 | 2.4719 | 2.1900 | 2.9830 | 2.2903 | 3.5616 | 3.8410 |
| Ca | 1.2366 | 1.4981 | 1.5738 | 1.4324 | 1.6543 | 1.6700 | 1.8651 | 1.7109 | 1.8131 |
| Na (M4) | 0.7630 | 0.5020 | 0.4260 | 0.5490 | 0.3460 | 0.2260 | 0.1350 | 0.2890 | 0.1870 |
| Na (A) | 0.1240 | 0.1840 | 0.0300 | 0.0000 | 0.0880 | 0.0000 | 0.4050 | 0.0570 | 0.0440 |
| K | 0.0490 | 0.0990 | 0.0220 | 0.0610 | 0.0835 | 0.0328 | 0.0581 | 0.0173 | 0.0115 |
| F | 0.0873 | 0.0786 | 0.0490 | 0.0658 | 0.0195 | 0.0000 | 0.0255 | 0.0749 | 0.0000 |
| OH | 1.9127 | 1.9214 | 1.9510 | 1.9342 | 1.9805 | 2.0000 | 1.9745 | 1.9251 | 2.0000 |

b) Elektronenmikrosondenanalysen von Phengiten aus Malojagneis

synkin./postkin. synkin./postkin.

| | | | | |
|-----------|-------|-------|-------|-------|
| SiO2 | 49.75 | 48.69 | 48.87 | 48.32 |
| TiO2 | 0.27 | 0.36 | 0.21 | 0.26 |
| Cr2O3 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.04 |
| Al2O3 | 26.21 | 28.11 | 26.61 | 28.11 |
| FeO (tot) | 5.06 | 4.08 | 6.07 | 4.33 |
| MnO | 0.04 | 0.00 | 0.03 | 0.00 |
| MgO | 3.03 | 2.55 | 2.48 | 2.57 |
| CaO | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 0.00 |
| Na2O | 0.00 | 0.22 | 0.23 | 0.26 |
| K2O | 10.86 | 10.69 | 10.56 | 10.88 |
| F | 0.32 | 0.17 | 0.00 | 0.00 |
| H2O | 4.26 | 4.33 | 4.38 | 4.40 |
| Total | 99.67 | 99.13 | 99.47 | 99.17 |

KATIONEN berechnet auf Basis von 12 O

| | | | | |
|-----------|--------|--------|--------|--------|
| Si | 3.3790 | 3.3093 | 3.3416 | 3.2931 |
| Ti | 0.0136 | 0.0183 | 0.0110 | 0.0133 |
| Cr | 0.0000 | 0.0000 | 0.0000 | 0.0022 |
| Al | 2.0982 | 2.2511 | 2.1445 | 2.2572 |
| Fe2 (tot) | 0.2875 | 0.2321 | 0.3468 | 0.2466 |
| Mn | 0.0026 | 0.0000 | 0.0019 | 0.0000 |
| Mg | 0.3072 | 0.2583 | 0.2525 | 0.2610 |
| Ca | 0.0000 | 0.0000 | 0.0012 | 0.0000 |
| Na | 0.0000 | 0.0285 | 0.0304 | 0.0349 |
| K | 0.9404 | 0.9267 | 0.9208 | 0.9457 |
| F | 0.0688 | 0.0372 | 0.0000 | 0.0000 |
| OH | 1.9312 | 1.9628 | 2.0000 | 2.0000 |

alles Fe = Fe2

15kV Beschleunigungsspannung

20 nA Probestrom auf Messing

ZAF-Korrektur mit EMMA-Programm
(GUBSER, 1975, unpubl.)