

Petrographie der Margna- und Sella-Decke und des Malenco-Serpentinites zwischen Pass d'Ur und Pizzo Scalino (Val Malenco, Provinz Sondrio, Italien) = Petrography at the contact of the Margna- and Sella-nappes and the Malenco serpentinite in the Pass d'U...

Autor(en): **Benning, Liane G. / Sidler, Daniela M.**

Objektyp: **Article**

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

Band (Jahr): **72 (1992)**

Heft 2

PDF erstellt am: **20.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-54908>

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.

Petrographie der Margna- und der Sella-Decke und des Malenco-Serpentinites zwischen Pass d'Ur und Pizzo Scalino (Val Malenco, Provinz Sondrio, Italien)

Petrography at the contact of the Margna- and Sella-nappes and the Malenco serpentinite in the Pass d'Ur–Pizzo Scalino area (Val Malenco, Italy)

von *Liane G. Benning*¹ und *Daniela M. Sidler*¹

Abstract

The mapped region includes the south-eastern part of the boundary between the Lower Austroalpine Margna and Sella nappes and the Penninic Malenco ultramafics. This region is characterized by polyphase metamorphism. One pre-Alpine and five Alpine deformation phases could be observed. Relics in metapelites, metacarbonates and metabasic rocks of the Margna basement show a pre-Alpine metamorphism of middle to upper amphibolite facies. During the first Alpine phase, the nappes were emplaced in their present tectonic position. The metamorphic overprint shows a two-stage development: a syn-kinematic pressure maximum (5 ± 2 kbar), corresponding to the epidote-amphibolite facies is followed by a post-kinematic temperature maximum (≥ 450 °C) at lower pressure corresponding to upper greenschist facies conditions. The two-stage pressure evolution is recorded in metabasic rocks of the Margna nappe as a pressure dependent variation in amphibole (Na on the M4 site) and plagioclase (An content) compositions. The second and third Alpine deformation phases are associated to backthrusting due to north-south compression. The accompanying metamorphism is retrograde with regard to the main Alpine overprint and the mineral assemblages indicate middle to upper greenschist facies conditions. Kinkfolds with north-south striking axes deform pre-existing structures; no recrystallization took place. The last Alpine phase produced a north-south striking fault system under lower greenschist facies conditions.

Keywords: Margna nappe, Sella nappe, Malenco ultramafics, metamorphic evolution, Central Alps, northern Italy.

Mineralabkürzungen: Ab = Albit, Akt = Aktinolith, All = Allanit, Amp = Amphibol allg., An = Anorthit, Ant = Antigorit, Ap = Apatit, Au = Augit, Bi = Biotit, Br = Brucit, Cc = Calcit, Chl = Chlorit, De = Demantoid, Di = Diopsid, Dia = Diallag, Do = Dolomit, Epi = Epidot, Fsp = Feldspat allg., Gk = Geikielit, Gt = Granat, Hbl = Hornblende, Hgl = Hellglimmer allg., Ilm = Ilmenit, Kfp = Kalifeldspat, Kz = Klinozoisit, Mgt = Magnetit, Mu = Muskovit, Ol = Olivin, Oli = Oligoklas, Per = Perovskit, Phe = Phengit, Phl = Phlogopit, Plg = Plagioklas allg., Qz = Quarz, Sti = Stilpnomelan, Tc = Talk, Ticl = Titanklinohumit, Tit = Titanit, Tr = Tremolit, Tu = Turmalin, Zr = Zirkon, Zo = Zoisit.

Einleitung

Das untersuchte Gebiet befindet sich im südöstlichen Grenzbereich zwischen dem penninischen Malenco-Ultramafitit und den unterostalpinen

Decken Margna und Sella. Es wird im Osten von der schweizerisch-italienischen Grenze entlang der Linie Pass d'Ur–Piz Cancian begrenzt. Die Valle Poschiavina bildet die nördliche, Alpe di Campagneda die westliche und die Krete zwi-

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

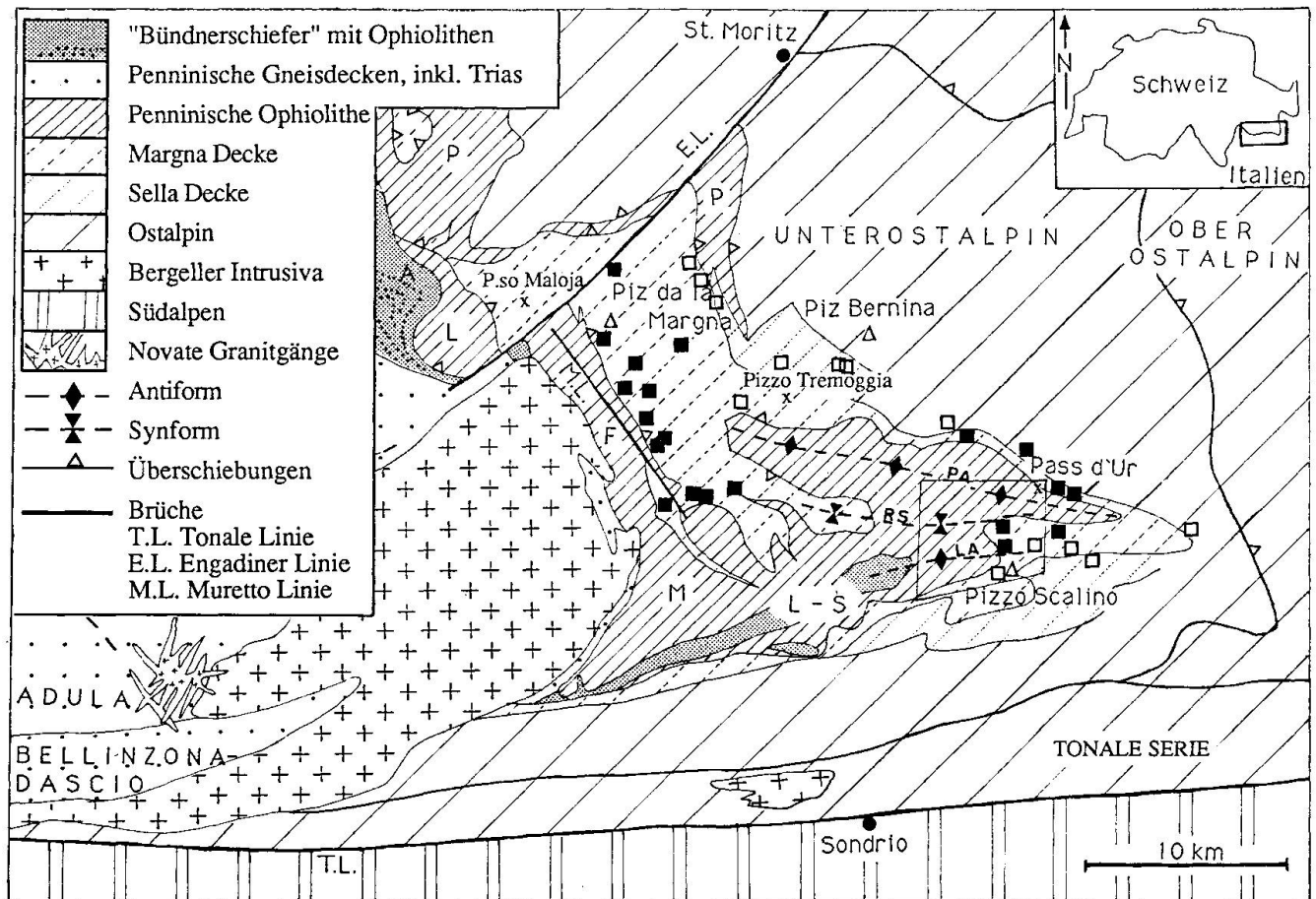


Abb. 1 Tektonische Übersichtsskizze nach STAUB (1946); TROMMSDORFF und NIEVERGELT (1983); MONTRASIO (1984) und GUNTILI und LINIGER (1989). A = Averser Schiefer F = Forno-Einheit, L-S = Lanzada-Scermendone-Zone, L = Lizun, M = Malenco-Serpentinit, P = Platta-Decke. Antiformen: PA = Pass d'Ur, LA = Lanzada; Synform: RS = Roggione.

Alpine Indexminerale nach BUCHER und PFEIFER (1973), GUNTILI und LINIGER (1989) und SIDLER (1990).

(■) Biotit; (□) Stilpnomelan.

Die eingetragene Zone entspricht dem kartierten Gebiet.

schen Piz Cancian und Pizzo Scalino die südliche Grenze des untersuchten Gebietes (Abb. 1 und Tafel I). Die erste geologische Beschreibung der Gesteine sowie das erste geologisch-tektonische Profil zwischen Pass d'Ur und Pass da Cancian ist auf THEOBALD (1866) zurückzuführen. STAUB (1946) hat das Gebiet im Massstab 1 : 50 000 und GERBER (1966) die Schweizer Seite im Massstab 1 : 10 000 kartiert. Ein Schwerpunkt der vorliegenden Arbeit lag deshalb in der Erstellung einer flächendeckenden Karte im Massstab 1 : 10 000 (Tafel I). Seit STAUB (1946) und GERBER (1966) haben sich durch den Rückzug des Scalino-Gletschers die Aufschlussverhältnisse stark verbessert, womit auch die Möglichkeit gegeben war, neue Aufschlüsse zu kartieren.

In Anlehnung an Arbeiten, die sich mit dem Grenzbereich zwischen Margna-Decke und Malenco-Ultramafitit im Val Malenco und im Engadin beschäftigt haben (u. a. BUCHER und

PFEIFFER, 1973; RAZ, 1977; LINIGER und GUNTILI, 1988; GUNTILI und LINIGER, 1989; SPILLMANN, 1989), wird versucht, einen Einblick in die lokalen Verhältnisse im untersuchten Gebiet zu geben. SIDLER und BENNING (1992) beschreiben die strukturelle Entwicklung des Gebietes, wobei sie, im Gegensatz zu früheren Arbeiten, eine zusätzliche Rückfaltungsphase unterscheiden. Die Hauptziele der hier vorliegenden Arbeit sind neben der geologischen Karte und einer lithologischen Beschreibung die Charakterisierung der metamorphen Bedingungen der alpinen Phasen in Beziehung zu den deformativen Ereignissen sowie eine detaillierte Untersuchung der Druckentwicklung während der ersten alpinen Metamorphose. Die tektono-metamorphen Ereignisse, die auf die alpine Hauptmetamorphose folgen, führten zur Bildung grünschieferfazieller Paragenesen und werden nicht im Detail diskutiert.

Lithologischer Aufbau der Einheiten (Tafel 1)

Die Hauptmasse des penninischen Malenco-Ultramafitit-Körpers besteht im untersuchten Gebiet aus massigen bis sehr feinschiefrigen, meist dunkelgrünen bis rostig-braunen Antigoritschiefern, die variable Anteile an Diopsid, Olivin, Chlorit und Magnetit aufweisen. An der Ostseite des Passo di Campagneda stehen maximal 0.5 m mächtige und nur auf kurze Distanz verfolgbare, weiss-grüne und grün-schwarze Diallag-Olivin-Magnetit-Antigorit-Lagen an, die als ehemaliges magmatisches Layering interpretiert werden. Diese Bänder zeigen einen fließenden Übergang zu den massigen, dunkelgrünen Serpentinitten und sind diskordant zur Hauptschieferung. Die meisten metamorphen Mineralien des Malenco-Ultramafitit-Körpers sind in mehreren Generationen gewachsen und können anhand von Beziehungen zwischen Kristallisation und Deformation gut unterschieden werden (Tab. 1). Die alpine Hauptparagenese besteht aus Antigorit, Diopsid, Olivin, Chlorit und Magnetit. Am Kontakt zum Kristallin der Margna-Decke am Pass d'Ur und am Südhang des M^{ic} Spondascia treten hellgrüne bis rostig-braune (Chlorit-Talk-Tremolit-Aktinolith-)Antigorit-Calcietschiefer bis -felse auf, welche aufgrund der Zusammensetzung der Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotope marine Ophikarbonate darstellen (BENNING, 1990). Spätalpin wurden im Malenco-Serpentinit unter Bedingungen der unteren Grünschieferfazies metasomatische Chlorit-Talk-Aktinolith-Tremolit-Karbonate (vor allem Dolomit) gebildet.

Die unterostalpinen Decken – Margna und Sella – sind aus einem präpermischen, kristallinen Untergrund und einer permomesozoischen Sedimentbedeckung aufgebaut.

Das Kristallin der Margna-Decke ist im kartierten Gebiet 100 bis 500 m mächtig und meist stark deformiert. Lithologisch besteht das Margna-Kristallin im unteren Teil vorwiegend aus gebänderten Gneisen und Glimmerschiefern, Granat- bzw. Chlorit-Amphiboliten, Augengneisen magmatischen Ursprungs, Marmoren und Kalksilikatfelsen sowie zwei an der Grenze zum Mesozoikum anstehenden Serpentin-Linsen. Die Granat-Amphibolite und die Kalksilikatfelse weisen Relikte einer präalpinen Hochtemperatur-Metamorphose auf. Der obere Teil des Margna-Kristallins besteht vorwiegend aus Hellglimmerschiefern und einem feinkörnigen Albit-Epidot-Aktinolithschiefer, der den geochemischen Charakter eines Diorits aufweist (SIDLER, 1990) und mit den kalkalkalischen Intrusiva der Bernina-Decke verglichen werden kann (SPILLMANN und BÜCHI, im Druck). Zwischen Margna-Kristal-

lin und Malenco-Serpentinit entstand am Pass d'Ur eine tektonische Brekzie (STAUB, 1917; PFEIFER, 1972; SIDLER und BENNING, 1992). In den Knollen der Brekzie ist eine frühe Schieferung erhalten, die einen frühalpinen Kontakt zwischen Margna-Decke und Malenco-Ultramafitit und eine frühalpine metamorphe Überprägung dokumentiert (SIDLER und BENNING, 1992).

In den obersten 200 m des Pizzo Scalino und im östlichen Teil des Gletscherbeckens der Vedretta da Pizzo Scalino stehen fast ausschliesslich Gesteine der permomesozoischen Sedimentbedeckung der Margna- und der Sella-Decke an. Die Metasedimente der beiden Decken weisen die gleichen Lithologien auf und können tektonisch nicht eindeutig getrennt werden, da sie die zwei Schenkel einer liegenden Synklinale bilden. Es können folgende Lithologien unterschieden werden: eine permotriadische detritische Basis bestehend aus karbonatischen Hellglimmerschiefern und Quarziten mit Einschaltungen von Marmoren, mitteltriadische graue Dolomit-Calcitmarmore, gelblich-weiße Dolomitmarmore mit Meta-Rauhacken (obertriadischer Hauptdolomit), kieselige Karbonatschiefer (unterer Jura) und oberjurassische manganführende Quarzschiefer. Die zeitliche Zuordnung erfolgte nach FURRER (1985) und NAEF (1987) anhand stratigraphischer Analogien mit Abfolgen des unterostalpinen Ablagerungsraumes.

Das Kristallin der Sella-Decke ist aus einer gebänderten Hellglimmerschieferserie («Casanaschiefer» THEOBALD, 1866; STAUB, 1917) und aus sauren Intrusivgesteinen aufgebaut. Die Metasedimente des Sella-Kristallins (Gt-Chl-Oli/Ab-Zo-Qz-Hgl-Schiefer) sind lithologisch sehr ähnlich mit den Hellglimmerschiefern der Margna-Decke. Die Intrusivgesteine weisen zwei Lithologien auf: Meta-Quarz-Monzodiorite (Hgl-Qz-Chl-Fsp) und Meta-Granite bis Meta-Granodiorite (All-Amp-Bi-Epi-Zo-Chl-Hgl-Qz-Fsp). Beide zeigen geochemisch einen kalkalkalischen Charakter. Saure und basische Gänge sowie dioritische Xenolithe sind hauptsächlich in den teilweise mylonitisierten Meta-Graniten bis Meta-Granodioriten zu finden. Die Meta-Granitoide der Sella-Decke und die Augengneise der Margna-Decke können mit den spätherzynischen kalkalkalischen Intrusiva der unterostalpinen Decken verglichen werden (SPILLMANN und BÜCHI, im Druck).

Tektono-metamorphe Entwicklung (Tab. 1)

Mineralzusammensetzungen und Beziehungen zwischen Kristallisation und Deformation dokumentieren in den Gesteinen der Margna-Decke

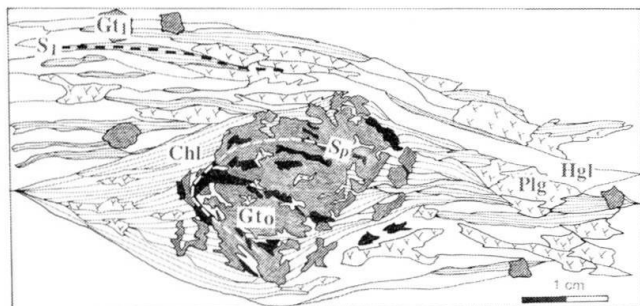


Abb. 2 Rotierter präalpiner Granat (Gt_0 in S_p) wurde alpin retrograd in Chlorit (Chl) umgewandelt (Rissfüllung und Druckschatten). Chlorit, Hellglimmer (Hgl) und Plagioklas (Plg) bilden die alpine Hauptschieferung (S_1). Diese wird postkinematisch von einer klaren, idiomorphen alpinen Granatgeneration (Gt_1) überwachsen.

und des Malenco-Serpentinites eine mehrphasige Geschichte. Es können eine präalpine (D_0 – M_0) und fünf alpine Phasen (D_1 – D_{4b} bzw. M_1 – M_{4b}) nachgewiesen werden.

D_0 – M_0 : In den Gesteinen des Margna-Kristallins sind im kartierten Gebiet, im Gegensatz zum nördlichen Val Malenco (LINIGER und GUNTGLI, 1988; SPILLMANN, 1989) selten präalpine Isoklinalfalten oder eine präalpine reliktsche Schieferung (S_p in Abb. 2) beobachtbar. Metamorphoserelikte, welche bezüglich der alpinen Hauptschieferung S_1 präkinematisch gewachsen sind, sind in den Metapeliten (Granat $_0$ in Abb. 2), den Granatamphiboliten (Granat, Amphibol) und in den Metakarbonaten (Diopsid) des Margna-Kristallins erhalten geblieben. Diese Paragenesen deuten darauf hin, dass die letzte präalpine Metamorphose p-T-Bedingungen der oberen Amphibolitfazies erreicht hat. WENK (1963), SPILLMANN und BÜCHI (im Druck) und HERMANN und MÜNTENER (1992) beschreiben in Kalksilikatfelsen des Margna-Kristallins Forsterit-Klinochlor-Klinohumit, Diopsid-Antigorit-Chlorit mit Antigorit und Chlorit pseudomorph nach Olivin und Spinell beziehungsweise Diopsid-Pargasit-Spinell als Relikte einer präalpinen temperaturbetonten Metamorphose. STAUB (1921), SCHUMACHER (1975) und GUNTGLI und LINIGER (1989) haben in den Metapeliten präalpine Granate und Glimmerpseudomorphosen nach Staurolith und/oder Andalusit beschrieben.

Im Malenco-Serpentinit konnten keine präalpinen Metamorphoseprodukte (im Sinne von herzynisch) gefunden werden. Augit (der meist als Diallag vorliegt), Olivin (Ol_0) und Magnetit (Mgt_0) sind Mineralrelikte des ehemaligen magmatischen Layerings. Durch Serpentinisierung entstand aus diesen Relikten Diallag sowie die erste Antigorit- und Chloritgeneration.

D_1 – M_1 : Während der ersten alpinen Deformationsphase werden die Decken überschoben und dabei isoklinale Falten, eine Streckungslineation und die Hauptschieferung (S_1) erzeugt. Es entstand eine liegende Synklinale mit einem aus den permomesozoischen Sedimenten der Margna- und der Sella-Decke bestehenden Kern. Die Strukturen weisen auf eine Überschiebung aus östlicher Richtung hin (SIDLER und BENNING, 1992). Präalpine Minerale werden von der Hauptschieferung (S_1) umflossen (Gt_0 in Abb. 2); diese wird ihrerseits von späteren Rückfaltungsphasen (D_2 und D_3) deformiert (Abb. 3 in SIDLER und BENNING, 1992). Das Alter der Deckenüberschiebung wurde von JÄGER (1973), PHILIPP (1982) und DEUTSCH (1983) anhand radiometrischer Altersbestimmungen an Phengiten bzw. Alkalamphibolen der ersten alpinen Metamorphose mit Oberkreide angegeben.

Die p-T-Bedingungen der ersten alpinen Metamorphose wurden anhand von Mineralparagenesen in Gesteinen der Margna-Decke und des Malenco-Serpentinites abgeschätzt. Mit Hilfe von Beziehungen zwischen Kristallisation und Deformation in den Metapeliten des Margna-Kristallins kann eine Änderung der Temperaturbedingungen während der ersten alpinen Metamorphose hergeleitet werden. Grosse präalpine Granate (bis 2 cm \varnothing , Gt_0 in Abb. 2) werden synkinematisch zu D_1 retrograd in Chlorit mit gleichem Chemismus in Rissfüllung und Druckschatten umgewandelt. Postkinematisch zu D_1 wächst an die präalpinen Granate teilweise ein einschussfreier Rand oder eine klare, die S_1 -Schieferung (Chl und Hgl) überwachsene idiomorphe alpine Granatgeneration (2–5 mm \varnothing ; Gt_1 in Abb. 2), welche auf ein postkinematisches Temperaturmaximum hinweist. Die Bildung der postkinematischen Granate könnte aber auch eine Folge von abnehmender H_2O -Aktivität oder von einer in den Metabasiten der Margna-Decke dokumentierten Druckentlastung darstellen. Eine absolute Temperaturbestimmung mit Hilfe des Calcit-Dolomit-Thermometers von GOLDSMITH und NEWTON (1969), berechnet nach RICE (1977), ergab in mesozoischen Metasedimenten mit koexistierendem Calcit und Dolomit Temperaturen von 460 ± 35 °C (BENNING, 1990). Die Reequilibration von Calcit und Dolomit belegt das Temperaturmaximum während der ersten alpinen Phase. Im Malenco-Serpentinit wird die maximale Temperatur durch den obere Grünschieferbis untere Amphibolitfazies dokumentierenden Übergang Antigorit + Brucit \rightarrow Olivin + Wasser (EVANS et al., 1976) erreicht. Der Druck während der ersten alpinen Metamorphose wurde mit Hilfe der Zusammensetzung der Plagioklase und

Tab. 1 Mineralparagenesen und metamorphe Fazies in bezug auf die Deformationsphasen.

Einheit	Lithologie	Mineralien / Mineralwachstum (synkinematisch / postkinematisch)			
		präalpin M ₀ -D ₀ Magna: herzynisch Ultramafit: präalpine Serpentinisierung <i>kursiv=präalpin magmatisch</i>	alpin M ₁ -D ₁	alpin M ₂ -D ₂	alpin M ₃ -D ₃
MARGNA	K Metapelite Hellglimmer- schieferserie	G ₁₀ Amp Hgl Qz Plg	Qz Phe Epi Oli/Ab Bi Sti Chl G ₁ Chl Bi	Chl Mu Phe Epi Sti Ab Chl Mu	alpin M ₄ -D ₄ Chl Mu Zoi Cc Qz Tu Qz Chl (Klüfte)
	I Metabasite Metadiorit	Amp Epi Plg	Hbl Epi Oli Qz Chl Hgl Oli Chl	Akt Kz Chl Ab Hgl Akt Chl Hgl Cc	Cc Akt Epi Plg Qz Ab Epi (Klüfte)
	S (Gt) Amphibolit	(G ₁₀) Hbl ₀ Plg	Hbl ₁ +Akt ₁ Chl Bi Epi Ab+Oli Qz Akt ₁ Epi Ab Qz	Akt ₂ Ab Chl Epi/Kz Chl Ab Cc	Akt Ab Chl Zo Qz Ab Zoi Chl (Klüfte)
	T Metagranitoide Augengneise	Kfp Amp All Qz	Ab/Oli Qz Hgl Bi Amp Chl Epi Ab Qz Hgl Chl	Ab Hgl Chl Epi/Kz Ab Hgl	-
DECKE	L Metavulkanite Augengneise	Kfp Ap Zr	Qz Oli Epi Zo Hgl Oli Zo	Oli Epi Hgl	-
	I Metakarbonate Kalksilikate	Di	Ab/Oli Cc Do Qz Tr Plg Plg Hgl	Cc Plg Hgl	-
MALENCO ULTRAMAFITIT	Serpentinite Antigoritschiefer	Au Ol ₀ Mg ₁₀ Dia Mgt ₁ Ant ₀ Chl ₀	Ant ₁ Br Ol ₁ Di ₁ Chl ₁ Mgt ₂ Ticl Ilm Ant ₂ Ol ₂₊₃ Di ₂ Chl ₂ Ticl Br Per Gk	Ant ₃ Di ₂ Chl ₃ Mgt ₃ Ilm Per	Ant ₄ Chl ₄ Mgt ₃ Ilm Per Ant ₄ Chl ₄ De (Klüfte)
	(Antigorit-) Karbonatschiefer		Cc Do Ant Chl Mgt Tc Tr/Akt	Cc Do Ant Chl Mgt Tc Tr/Akt	Do Tr Tc Akt Chl Tr Tc
METAMORPHE FAZIES		mittlere- bis obere Amphibolitfazies	obere Grünschiefer- bis untere Amphibolitfazies (Epidot-Amphibolitfazies)	obere- bis mittlere Grünschieferfazies	mittlere- bis untere Grünschieferfazies

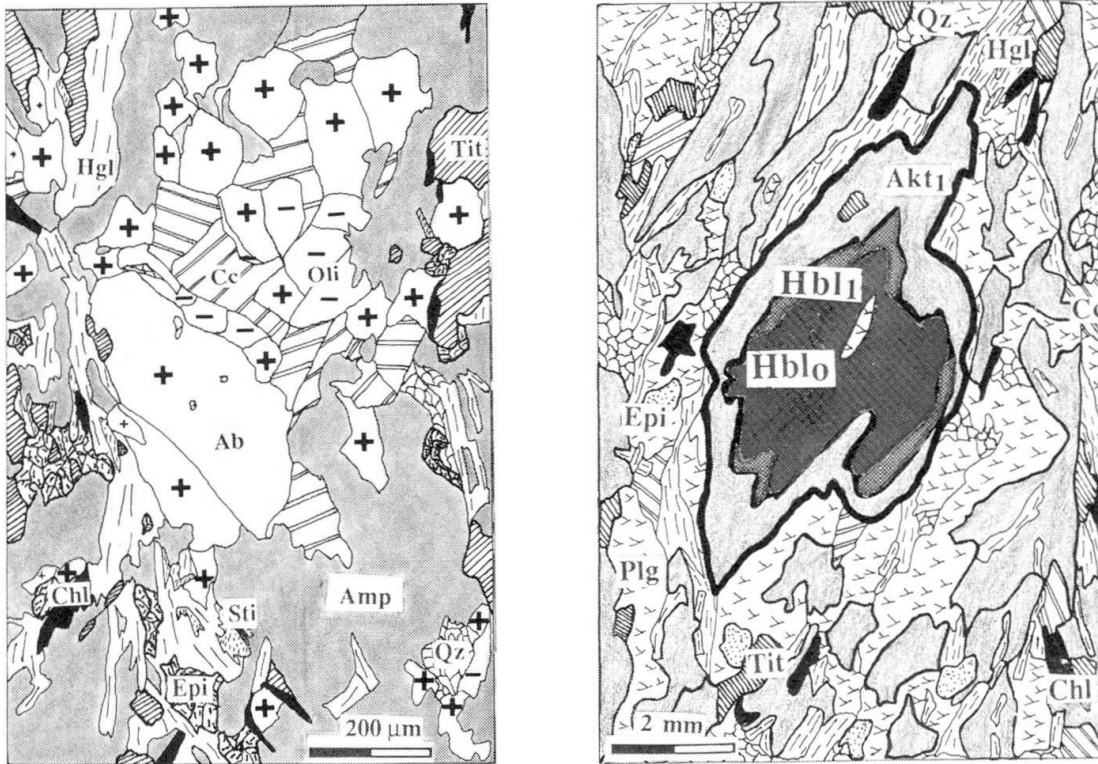


Abb. 3 Normalparagenese in Amphiboliten der Margna-Decke.

a) Oligoklaskristalle (-) sind sowohl am Rand von grossen Albitkörnern (+) als auch in Einzelkörnern vorhanden, aber immer zusammen mit Albit.

b) Drei Amphibolgenerationen: präalpine Hbl_0 wird während der ersten alpinen Metamorphose synkinematisch von Hbl_1 und postkinematisch von Akt_1 ummantelt. Die zweite alpine Metamorphose führt zur Bildung einer zweiten Aktinolithgeneration (Akt_2 , im Bild nicht dargestellt), die gleiche chemische Zusammensetzung mit den Aktinolithen der alpinen Hauptmetamorphose aufweist.

Amphibole in Metabasiten der Margna-Decke abgeschätzt.

D_2 - M_2 : Die erste Rückfaltungsphase ist älter als die tertiären Bergeller Intrusiva (F_2 nach PERRETTI, 1985). Sie bildet in der Margna- und der Sella-Decke spitzwinklige bis isoklinale Falten mit leicht nach NW fallenden Faltenachsebenen; im Malenco-Serpentinit können spitzwinklige Falten, eine Crenulation und selten eine Crenulationsschieferung beobachtet werden. Die p-T-Bedingungen sind in bezug auf M_1 retrograd. In den Metapeliten ist das Fehlen einer zweiten alpinen Granatgeneration, die retrograde Umwandlung der Granate der ersten alpinen Phase in Chlorit, Epidot, Hellglimmer und Albit sowie die Bildung einer Crenulationsschieferung (S_2), in der Chlorit, Albit, Hellglimmer und Zoisit wachsen, mit einem Temperaturrückgang zu korrelieren (vergleiche mit Abb. 2 in SPILLMANN, 1989). In den Metabasiten wird die zweite alpine Schieferung (S_2) aus Aktinolith (Akt_{II}), Albit und Chlorit gebildet. An Oligoklasen und Amphibolen (Akt_1), die während der ersten alpinen Metamorphose gewachsen sind, können manchmal neu ge-

bildete Albit- bzw. Aktinolith (Akt_{II})-Ränder beobachtet werden. Im Margna-Kristallin enthält die zweite Schieferung die Mineralparagenese (Aktinolith-Albit-Chlorit-Epidot-Hellglimmer), welche auf Bedingungen der mittleren bis oberen Grünschieferfazies hinweist. Im Malenco-Serpentinit kristallisiert eine dritte, ebenfalls Grünschieferfazies anzeigende Mineralgeneration (Antigorit-Diopsid-Chlorit-Magnetit).

D_3 - M_3 : Die zweite Rückfaltung erzeugt im Malenco-Serpentinit Falten mit E-W streichenden, steil N-fallenden Faltenachsebenen; die Falten weisen spitze Scheitel sowie einen langen, geraden, sanft ansteigenden Nordschenkel und einen sehr steil abfallenden, teilweise überkippten Südschenkel auf. Es entstanden eine ausgeprägte Crenulation mit dazugehöriger Schieferung und Paragenesen der unteren Grünschieferfazies. In den Faltenachsebenen kristallisieren Magnetit und Antigorit neu. Die neue Crenulation schneidet die Crenulationsschieferung der ersten Rückfaltungsphase in einem spitzen Winkel (ca. 60°). Als Grossstrukturen werden die heute existierenden Syn- und Antiformen ausgebildet (Abb. 3

und 4 in SIDLER und BENNING, 1992). In der Margna-Decke ist diese Phase anhand einer grossräumigen Wellung sowie einer Crenulation erkennbar. Die begleitende Metamorphose führt in den Metapeliten zur Neubildung von Aktinolith, Albit, Chlorit, Hellglimmer, Quarz und Epidot. In den Metabasiten rekristallisieren Aktinolith, Albit und Chlorit. Diese Paragenesen belegen wiederum Grünschieferfazies, dokumentieren jedoch in bezug auf M_2 keine markanten Änderungen in den Mineralassoziationen (Tab. 1).

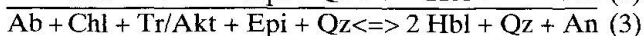
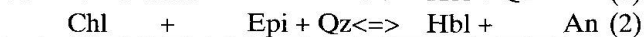
D_{4a} : Während der ersten alpinen spröden Phase werden die existierenden Strukturen durch eine E-W-Kompression um N-S streichende, fast vertikale Faltenachsebenen geknickt (SIDLER und BENNING, 1992). Eine Rekristallisation oder Neubildung von Mineralien wurde nicht beobachtet.

D_{4b} - M_{4b} : Die letzte spröde alpine Deformation zeigt sich in einem alle vorhandenen Strukturen durchschneidenden, N-S streichenden, steil einfallenden Bruchsystem mit dazugehörigen Rutschharnischen, Adern und Klüften; in Adern und auf Klüften in Metapeliten und Metabasiten der Margna-Decke kristallisieren Quarz, Chlorit, Albit, Zoisit. Im Malenco-Serpentin wurden in den Faltenachsebenen der dritten alpinen Deformationsphase (FAE_3) und in Adern metasomatische Chlorit-Talk-Aktinolith-Tremolit-Karbonate gebildet (BENNING, 1990). Diese Paragenesen belegen eine Metamorphose unter Bedingungen der unteren Grünschieferfazies.

Die Druckentwicklung der M_1 -Metamorphose

Die Paragenese in den Metabasiten der Margna-Decke wird gebildet aus: $Amp + Chl + Epi + Plg + Qz + Tit + Mu/Bi + Cc/Do \pm Fe\text{-Oxide} \pm Sti$ (Abb. 3a und 3b). In metamorphen basischen Gesteinen, in welchen das Ca-Amphibol die dominierende Fe- und Mg-Phase ist, hängt die Amphibol-Zusammensetzung stark von der jeweiligen Mineralassoziation ab. Damit die Reaktionen, welche die Amphibolzusammensetzung kontrollieren, gepuffert sind, muss die oben genannte Paragenese gewährleistet sein (SHIDO und MIYASHIRO, 1959).

Gekoppelte Plagioklas-Amphibol Reaktionen in den Metabasiten der Margna-Decke dienen dazu, die Druckbedingungen während der Deckenüberschiebung (D_1) abzuschätzen:



wobei die Hornblende in Reaktion (1) eine edenitische-, in Reaktion (2) eine tschermakitische

Komponente darstellt (vereinfacht nach SHIDO und MIYASHIRO, 1959; GRAPES und GRAHAM, 1978).

Die Amphibole zeigen eine starke optische und chemische Zonierung (Tab. 1 und Tab. 3). Präalpine Hornblenden (Hbl_0) sind dunkelgrün bis schwarz, stark pleochroitisch, randlich oft leicht zersetzt und besitzen teilweise einen Rutilnadelkranz an den Rändern. Chemisch handelt es sich um Magnesio-Hornblenden (BENNING, 1990). Alpine Hornblenden (Hbl_1) sind klarer als präalpine, haben ähnliche Farben und Pleochroismus, aber schärfere Korngrenzen. Wenn sie als Anwachsänder an präalpine Hornblenden vorkommen, sind sie meist etwas heller und sehr oft ebenfalls ummantelt von Aktinolith (Akt_1), der hell- bis blassgrüne Farben und kaum Pleochroismus aufweist. Die Amphibole bzw. Plagioklase sind syn- ($Hbl_1 - Ab + Oli$) bis postkinematisch ($Akt_1 - Ab$) zur Hauptschieferung gewachsen (Abb. 3a und 3b). Die Amphibole wurden mit einer Cameca SX50-Mikrosonde gemessen und nach LEAKE (1978) klassifiziert (Tab. 2 und Tab. 3). Albit und Oligoklas wurden auf Grund ihres optischen Charakters unterschieden (TRÖGER, 1982).

Die Mineralassoziationen in den Metabasiten der Margna-Decke sind typisch einerseits für die Grünschieferfazies ($Ab - Akt - Epi - Chl - Mu - Qz - Tit - Cc - Erz$) und andererseits (Ab und $Oli - Hbl - Epi - Chl - Qz - Tit - Erz$) für die Epidot-Amphibolitfazies, welche als Übergangszone zur Amphibolitfazies definiert wurde (ESKOLA, 1939). Für die Druckbestimmung wurden nur Amphibole der ersten alpinen Metamorphose (Hbl_1 und Akt_1) berücksichtigt (Tab. 2).

Das Vorkommen synkinematischer Plagioklaspaare kann durch die Existenz einer Peristeritmischungslücke zwischen Albit und Oligoklas erklärt werden (LAVES und GOLDSMITH, 1954; EVANS, 1964; WENK und WENK, 1977; MARUYAMA et al., 1982). Die Bildung von Oligoklas in Metabasiten ist abhängig von einer Ca-Phase. In den Metabasiten der Margna-Decke stehen als Ca-Phasen Titanit, Epidot und Calcit/Dolomit zur Verfügung. Manchmal ist an Calcit-Albit-Korngrenzen ein Oligoklassaum vorhanden; in der Matrix wachsen Albit und Oligoklaskörner gleichzeitig (Abb. 3a); während der darauffolgenden Rückfaltungsphasen werden die früh-alpin gebildeten Oligoklaskörner zum Teil ummantelt oder völlig zu Albit umgewandelt.

Nach MARUYAMA et al. (1982) kann bei koexistierendem Albit und Oligoklas und bekannten Temperaturen ein relativer Druck abgeschätzt werden (Abb. 7 in MARUYAMA et al., 1982). Der mit Hilfe des Calcit-Dolomit-Thermometers be-

Tab. 2 Repräsentative Mikrosondenanalysen von Amphibolen der ersten alpinen Metamorphose (Hbl₁ und Akt₁) in Metabasiten der Margna-Decke. Die Proben wurden auf einer Mikrosonde Typ Cameca SX50 mit automatischer ZAF-Korrektur gemessen und auf der Basis von 23 Sauerstoffen und einer Anzahl Kationen – K – Na – Ca gleich 13 normiert. Fe₂O₃ und H₂O wurden gerechnet. Die Fehler entsprechen den absoluten 1σ-Fehlern.

Sample	LD-1307-6		LD-2508-3		LD-1607-10		LD-1607-11		Elem.	1σ
	ferro-parg. Hbl ₁	ferro-parg. Hbl ₁	parg. Hbl ₁	Akt ₁	Mg-Hbl ₁	akt. Hbl ₁	Akt ₁	Mg-Hbl ₁		
SiO ₂	42.0	41.8	44.4	50.1	47.4	49.7	55.1	49.8	Si	0.2
TiO ₂	.65	.75	.18	.09	.13	.15	.01	.17	Ti	0.01
Cr ₂ O ₃	.00	.04	.00	.00	.02	.00	.06	.07	Cr	0.01
Al ₂ O ₃	12.5	11.9	11.5	4.9	7.3	5.8	1.4	6.7	Al	0.2
*Fe ₂ O ₃	4.69	6.13	3.98	3.37	4.81	4.68	2.28	3.23	–	–
FeO	17.0	15.2	13.5	11.5	13.1	12.2	9.8	12.5	Fe	0.2
MnO	.17	.14	.25	.23	.31	.34	.27	.27	Mn	0.02
MgO	7.2	8.3	9.8	13.4	10.9	12.0	16.4	12.3	Mg	0.1
NiO	.07	.01	.01	.04	.02	.02	.00	.00	Ni	0.01
CaO	10.6	11.1	11.1	11.8	10.9	10.8	12.2	11.0	Ca	0.1
Na ₂ O	2.84	2.41	2.07	.89	1.70	1.56	.46	1.77	Na	0.03
K ₂ O	.64	.54	.58	.25	.31	.22	.05	.28	K	0.01
Cl	.03	.02	.01	.03	.01	.01	.01	.02	Cl	0.01
*H ₂ O	1.98	1.98	2.01	2.03	2.01	2.04	2.11	2.06	–	–
Total	100.39	100.24	99.46	98.81	99.06	99.73	100.32	100.39		
F,Cl=O	.01	.00	.00	.01	.00	.00	.00	.00		
Total	100.38	100.24	99.46	98.80	99.06	99.73	100.31	100.39		

CATIONS calculated on the basis of 23 oxygens and cations – K – Na – Ca = 13

Si	6.3460	6.3039	6.6154	7.3637	7.0557	7.2874	7.8304	7.2330
Ti	.0736	.0852	.0202	.0103	.0140	.0168	.0014	.0188
Cr	.0001	.0042	.0005	.0000	.0024	.0000	.0072	.0084
Al	2.2379	2.1145	2.0174	.8561	1.2843	1.0101	.2450	1.1607
Fe ³⁺	.5334	.6965	.4465	.3725	.5388	.5157	.2435	.3531
Fe ²⁺	2.1536	1.9144	1.6859	1.4200	1.6327	1.5034	1.1726	1.5237
Mn	.0211	.0182	.0318	.0292	.0390	.0419	.0327	.0331
Mg	1.6263	1.8620	2.1808	2.9437	2.4305	2.6227	3.4673	2.6693
Ni	.0080	.0011	.0016	.0045	.0028	.0020	.0000	.0000
Ca	1.7166	1.7989	1.7781	1.8619	1.7431	1.6909	1.8523	1.7129
Na	.8326	.7058	.5975	.2530	.4894	.4420	.1277	.4973
K	.1237	.1030	.1108	.0467	.0596	.0420	.0085	.0513
F	.0000	.0000	.0000	.0000	.0000	.0000	.0000	.0000
Cl	.0064	.0056	.0023	.0075	.0030	.0037	.0029	.0049
OH	1.9936	1.9944	1.9977	1.9925	1.9970	1.9954	1.9971	1.9951

SITE distribution and RATIOS

xMg (Fe ²⁺)	.430	.493	.564	.675	.598	.636	.747	.637
xMg (Fe _{tot})	.377	.416	.506	.622	.528	.565	.710	.587
Al(IV)	1.654	1.696	1.385	.636	.944	.713	.170	.767
Al(VI)	.584	.418	.633	.220	.340	.298	.075	.394
Na(M4)	.283	.201	.222	.138	.257	.309	.128	.287
Na(A)	.549	.505	.376	.115	.233	.133	.000	.210
Mg,Fe(M4)	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000	.000
Fe ³⁺ /Fe(tot)	.199	.267	.209	.208	.248	.255	.172	.188

* Fe₂O₃ and H₂O are calculated

Tab. 3 Chemische Zusammensetzung der Amphibole in den Metabasiten der Margna-Decke klassifiziert nach LEAKE (1978).

M ₀	Hbl ₀ :	Magnesio-bis tschermakitische Hornblende
M _{1syn}	Hbl ₁ :	pargasitische Hornblende bis Magnesio-Hornblende
M _{1post}	Akt ₁ :	Aktinolith bis aktinolithische Hornblende
M ₂	Akt ₂ :	Aktinolith

stimmten Temperatur für die erste alpine Metamorphose (460 ± 35 °C) entspricht ein Druck zwischen 3.5 und 5.7 kbar.

Es gibt zwei wesentliche Effekte, die den Übergang Aktinolith zu Hornblende beeinflussen. Der Al(IV)-Gehalt bzw. das Na in der M(4)-Position werden bestimmt durch die Pargasit- bzw. die Glaukophan-Substitution. Bei bestimmten Drücken sind die Paragenesen und Mineralzusammensetzungen fixiert und können mit dem Übergang Grünschiefer-Amphibolitfazies bzw. Grünschiefer- zu Blauschieferfazies korreliert werden (MIYASHIRO, 1958; LIOU et al., 1974 und BROWN, 1977). Die oben genannten Substitutionen werden kombiniert als ein relatives Geobarometer verwendet (Abb. 4 a und 4 b). Anhand zweier Modelle, die beide auf dem Na(M4)-Einbau in Amphibolen basieren, wurde die Druckentwicklung während der M₁-Metamorphose abgeschätzt. Im «Na/Na+Ca vs. Al/Al+Si»-Diagramm nach LAIRD und ALBEE (1981) findet der Übergang von Aktinolith zu Hornblende (in Anwesenheit von Albit) während Mitteldruck-Metamorphose statt (punktierter Bereich in Abb. 4a). Alle gemessenen Amphibole liegen in der als Mitteldruckbereich definierten Zone. Das «Na(M4) vs. Al(IV)»-Diagramm (Abb. 4b) nach BROWN (1977) dient als Vergleich und zeigt mittlere Drücke für die synkinematischen Hornblenden und Tiefdruck für die Aktinolithe. Der Druckbereich, welcher von Aktinolith angezeigt wird, entspricht dem post-M₁- und syn-M₂-Druck, da zwischen den beiden Aktinolithgenerationen (Akt₁ und Akt₂) keine chemische Änderungen in der Zusammensetzung existieren.

Interpretation und Diskussion

Die Kristallin-Gesteine der Margna- und Sella-Decke wurden präalpin teilweise unter amphibolitfaziellen Bedingungen überprägt und spärherzynisch von kalkalkalischen Magmen intrudiert. Einer Hebungs- und Erosionsperiode folgen permotriadische Schiefer und Quarzite im Übergang zu Karbonaten, welche den Anfang einer Transgression dokumentieren, deren Folge

die mesozoischen Serien darstellen. Im Jura beginnt das Rifting, gefolgt von der Bildung ozeanischer Kruste im Piemont-Becken. Mantelperidotit (heutiger Malenco-Körper) wird mit der Bildung der ersten Antigoritgeneration serpentiniert. Marine Karbonate werden mit Serpentinmaterial vermischt. Es entstehen Ophikarbonate.

Regional können alpin drei duktile und zwei spröde Deformationsphasen unterschieden werden. Vor der eigentlichen, als oberkretazisch datierten Deckenüberschiebung entstand am Pass d'Ur zwischen Margna-Decke und Malenco-Serpentin eine tektonische Brekzie, die einen frühen Deckenkontakt dokumentiert. In den eingearbeiteten Knollen der Brekzie ist eine frühe Schieferung, die von der alpinen Hauptschieferung (S₁) überprägt wird, erhalten (S₀ in Abb. 7b in SIDLER und BENNING, 1992). Die Bildung dieser frühen Schieferung wird durch die Reaktion Rutil + Epidot + Quarz → Titanit + Anorthit + Wasser, welche eine Temperaturzunahme belegt, begleitet. Das alpine Hauptereignis – die Deckenüberschiebung – versetzt die Decken in ihre heutige tektonische Lage und bildet die Hauptschieferung. Im Gegensatz zu BUCHER und PFEIFER (1973), die die Hauptschieferung im Malenco-Serpentin als präalpin beschreiben, wird die Bildung der Hauptschieferung (S₁) mit der ersten alpinen Deformation korreliert. Die Serpentinisierung muss somit vor der alpinen Hauptschieferung (S₁) stattgefunden haben, da während der Metamorphose, die diese Deformationsphase begleitet, eine zweite Antigoritgeneration entstand (Tab. 1). HERMANN und MÜNTENER (1992) korrelieren die Bildung der Hauptschieferung im Dach des Malenco-Serpentinits mit der zweiten alpinen Deformationsphase (erste Rückfaltung) und folgern daraus, dass die Serpentinisierung auch während der ersten alpinen Phase erfolgt sein kann. Im Gegensatz zur hier vorliegenden Arbeit beschreiben die genannten Autoren vor der ersten Rückfaltung nur eine Antigoritgeneration.

Eine Druckabnahme, korrelierbar mit der syn- bzw. postkinematischen Kristallisation während der alpinen Hauptdeformation, kann anhand von Zusammensetzungsänderungen in Amphibolen und Plagioklasen in Metabasiten der Margna-Decke nachgewiesen werden. Ein Vergleich mit Druck-Daten aus dem nördlichen Val Malenco und dem Engadin (GAUTSCHI, 1980; GUNTLI und LINIGER, 1989) zeigt (Abb. 4 a und 4 b), dass die synkinematischen Amphibole (Hbl₁) mit Hornblenden aus den Epidot-Amphiboliten im Gebiet um den Piz Fedoz korreliert werden können. GUNTLI und LINIGER (1989) haben in Amphiboliten der Margna-Decke im Val Fedoz barroisitische Amphibole gefunden, deren Zusammensetzung

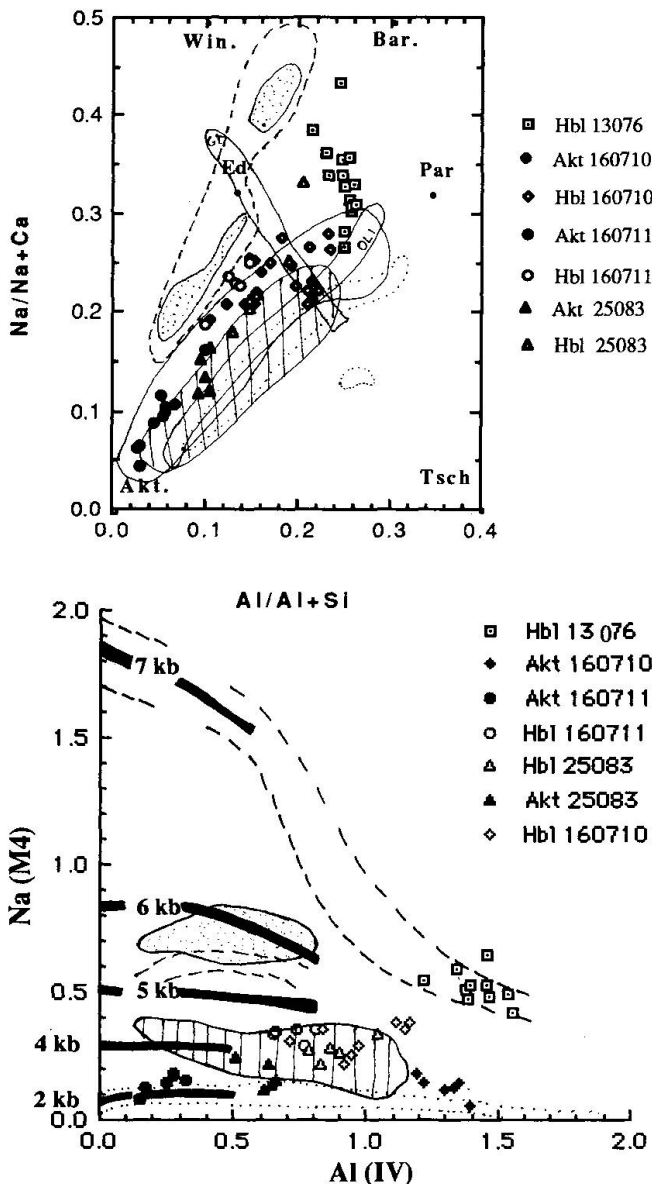


Abb. 4 Zusammensetzungen der Amphibole der ersten alpinen Metamorphose (Hbl_i und Akt_i) in den Metabasiten der Margna-Decke (Mikrosondenanalysen; Atome pro Formeleinheit):

a) «Na/Na+Ca vs. Al/Al+Si»-Diagramm nach LAIRD and ALBEE (1981); (- - -) Hochdruck; (—) Mitteldruck; (· · ·) Tiefdruck. Der Oligoklas-Isograd (OLI) zeigt den Zusammensetzungsbereich der Amphibole beim Übergang von Albit zu Oligoklas. Bei Tiefdruck wird der Peristeritsolvus vor der Bildung von Hornblende überschritten. Der Granat-Isograd (GT) zeigt den Bereich, in welchem in Metapeliten der Übergang von Granat zu Biotit stattfindet.

b) «Na(M4) vs. Al(IV)»-Diagramm nach BROWN (1977), mit eingetragenen Vergleichsgebieten; für Hochdruck (- - -) Shuksan (Washington, USA), Sanbagawa (USA) und Otago (New Zealand); für Tiefdruck (· · ·) Sierra (USA).

Der punktierte beziehungsweise der vertikal schraffierte Bereich entspricht den baroisitischen Amphibolen aus Val Fedoz beziehungsweise den Amphiboliten um den Piz Fedoz (GAUTSCHI, 1980; GUNTGLI und LINIGER, 1989).

für die erste alpine Metamorphose höhere Drücke anzeigt (Abb. 7 in GUNTGLI und LINIGER, 1989). Auffallend im Vergleich zu den Amphibolen des südöstlichen Val Malenco sind die niedrigeren Al_2O_3 - und höheren berechneten Fe_2O_3 -Gehalte. Im südöstlichen Val Malenco kommen jedoch ebenfalls eisenreichere Hornblenden vor. Die Amphibole der Probe LD-1307-6 haben nach LEAKE (1978) einen ferro-pargasitischen Charakter und zeigen in den verwendeten Diagrammen immer höhere Drücke an. Dies könnte auf den Einfluss des Fe_2O_3 zurückzuführen sein.

Die maximalen, mit Hilfe des Calcit-Dolomit-Thermometers auf 460 ± 35 °C bestimmten Temperaturen sind eher postkinematisch erreicht worden. Die Temperaturen können mit denjenigen von TROMMSDORFF und EVANS (1977) sowie MELLINI et al. (1987), die in Ophikarbonaten des nördlichen Val Malenco und Val Scerscen für M_1 Temperaturen von 435 ± 30 °C angeben, korreliert werden, da nördlich des untersuchten Gebietes für die alpine Hauptmetamorphose generell etwas tiefere Temperaturen bestimmt wurden (PETERS et al., 1978; GUNTGLI und LINIGER, 1989).

Die p-T-Bedingungen entsprechen somit einem synkinematischen Druckmaximum (5 ± 2 kbar in Epidot-Amphibolit-Fazies) und einem postkinematischen Temperaturmaximum (≥ 450 °C) bei niedrigerem Druck (obere Grünschieferfazies).

Dem alpinen Hauptereignis folgen zwei Rückfaltungsphasen, die in bezug auf die alpine Hauptmetamorphose retrograde, grünschieferfaziale Mineralparagenesen aufweisen. Es muss somit bereits Hebung und Erosion stattgefunden haben. Der duktilen alpinen Geschichte der Gesteine im kartierten Gebiet folgen zwei spröde Phasen, welche Deformationen in höheren Krustenniveaus anzeigen und während denen Mineralparagenesen der unteren Grünschieferfazies kristallisiert sind.

Verdankung

Hiermit möchten wir all denen, die uns mit Rat und Tat zur Seite gestanden sind, recht herzlich danken. Besonderer Dank gebührt V. Trommsdorff und St. Schmid, die uns die Gelegenheit gaben, ein so schönes Diplomgebiet zu untersuchen. V. Trommsdorff, M. Liniger, P. Guntli, G. Früh-Green, P. Spillmann, E. Reusser, O. Müntener und J. Hermann möchten wir für die Diskussionen und Ratschläge danken. Reto Gieré wird für seine besonders sorgfältige Korrektur gedankt. Besonders herzlich möchten wir der Martha-Selve-Gertsen-Stiftung danken, die mit einem Stipendium die Diplomarbeit von Liane Benning ermöglicht hat.

Literaturverzeichnis

- BENNING, L.G. (1990): Metamorphose und Struktur im Malenco-Serpentinit und in der Margna- und Sella-Decke, zwischen Pass d'Ur und Pizzo Scalino, Val Malenco (Provincia di Sondrio, Italien). Diplomarbeit ETH-Zürich.
- BROWN, E.H. (1977): The Crossite Content of Ca-Amphibole as a Guide to Pressure of Metamorphism. *Journal of Petrology* 18, Part 1, 53–72.
- BUCHER, K. und PFEIFER, H.R. (1973): Über Metamorphose und Deformation der östlichen Malenco-Ultramafite und deren Rahmengesteine (Prov. Sondrio, N.-Italien). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 53, 231–241.
- DEUTSCH, A. (1983): Datierungen an Alkalamphibolen und Stilpnomelan aus der südlichen Platta-Decke (Graubünden). *Eclogae geol. Helv.* 76, No. 2, 295–308.
- ESKOLA, P. (1939): Die metamorphen Gesteine. In «Die Entstehung der Gesteine», Barth, T.F.W., Correns, C.W. und Eskola, P., Eds., Springer, Berlin, 263–407.
- EVANS, B.W. (1964): Coexisting albite and oligoclase in some schists from New Zealand. *Amer. Mineral.* 49, 173–179.
- EVANS, B.W., JOHANNES, W., OTERDOOM, W. und TROMMSDORFF, V. (1976): Stability of Chrysotile and Antigorite in the Serpentine Multisystem. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 56, 79–93.
- FURRER, H. (1985): Field workshop on triassic and jurassic Sediments in the eastern Alps of Switzerland. *Guide-Book Mitt. Geol. Inst. ETH und Univ. Zürich* [N.F. 248].
- GAUTSCHI, A. (1980): Metamorphose und Geochemie der basischen Gesteine des Bergeller Ostrandes. *Dissertation ETH-Zürich.*
- GERBER, R. (1966): Der Malencoserpentinit östlich des Passo d'Ur. *Diplomarbeit ETH-Zürich.*
- GOLDSMITH, J.R. und NEWTON, R.C. (1969): P-T-X-Relations in the System $\text{CaCO}_3\text{-MgCO}_3$ at high temperature and pressure. *Amer. J. Sci.* 276A, 160–190.
- GRAPES, R.H. und GRAHAM, C.M. (1978): The actinolite-hornblende series in metabasites and the so called miscibility gap: A review. *Lithos* 11/2, 85–96.
- GUNTLLI, P. und LINIGER, M. (1989): Metamorphose in der Margna-Decke im Bereich Piz de la Margna und Piz Fedoz (Oberengadin). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 69, 289–301.
- HERMANN, J. und MÜNTENER, O. (1992): Strukturelle Entwicklung im Grenzbereich zwischen dem penninischen Malenco-Ultramafitit und dem Unterostalpin (Margna- und Sella-Decke). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 72, 225–240.
- JÄGER, E. (1973): Die alpine Orogenese im Lichte der radiometrischen Altersbestimmung. *Eclogae geol. Helv.* 66, 11–21.
- LAIRD, J. und ALBEE, A.L. (1981): Pressure, temperature and time indicators in mafic schist: Their application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont. *Amer. J. Sci.* 281, 127–175.
- LAVES, F. und GOLDSMITH, J.R. (1954): Long-range-short-range order in calcic plagioklases as a continuous and reversible function in temperature. *Acta Crystallogr.* 7, 465–472.
- LEAKE, B.E. (1978): Nomenclature of amphiboles. *Amer. Min.* 63, 1023–1052.
- LINIGER, M. und GUNTLLI, P. (1988): Bau und Geschichte des zentralen Teils der Margna-Decke, Schweiz. *Mineral. Petrogr. Mitt.* 68, 41–54.
- LIU, J.G., KUNYOSHI, S. und ITO, K. (1974): Experimental studies of the phase relations between greenschist and amphibolite in a basaltic system. *Amer. J. Sci.* 274, 613–632.
- MARUYAMA, S., LIU, J.G. und SUZUKI, K. (1982): The Peristerit gap in low-grade metamorphic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.* 81, 268–276.
- MELLINI, M., TROMMSDORFF, V. und COMPAGNONI, R. (1987): Antigorite polysomatism behaviour during progressive metamorphism. *Contrib. Mineral. Petrol.* 97, 147–155.
- MIYASHIRO, A. (1958): Regional metamorphism of the Gosaisyo-Takanuki district in the central Abukuma Plateau. *J. Fac. Sci. Tokyo Univ. Sec. II.* 11, 219–272.
- 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, 111–131.
- NAEF, H. (1987): Ein Beitrag zur Stratigraphie der Trias-Serien im Unterostalpin Graubündens. *Dissertation ETH-Zürich.*
- PERETTI, A. (1985): Der Monte-del-Forno-Komplex am Bergell-Ostrand: Seine Lithostratigraphie, alpine Tektonik und Metamorphose. *Eclogae geol. Helv.* 78, 23–48.
- PETERS, T.J., 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.
- PFEIFER, H.R. (1972): Metamorphose und Deformation am Ostrand des Malencoserpentinitkörpers westlich des Pass d'Ur (Nord-Italien). *Diplomarbeit ETH-Zürich.*
- PHILIPP, R. (1982): Die Alkalamphibole der Platta-Decke zwischen Silsersee und Lunghinpass (Graubünden). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 62, 437–455.
- RAZ, U. (1977): Metamorphose und Strukturen im Gebiet des Scerscen Inferiore. *Diplomarbeit ETH-Zürich.*
- RICE, J.M. (1977): Progressive metamorphism of impure limestone in the Marysville aureole. *Montana. Am. J. Sci.* 276, 1–24.
- SCHUMACHER, T. (1975): Geologisch-petrographische Untersuchungen des Malencoserpentinitits und der Margnagesteine bei Chiareggio. *Diplomarbeit ETH-Zürich.*
- SHIDO, F. und MIYASHIRO, A. (1959): Hornblendes of basic metamorphic rocks. *J. Fac. Sci. Tokyo Univ. Sec. II.* 12, 85–102.
- SIDLER, D. (1990): Strukturen und Metamorphose in der Margna- und Sella-Decke und im Malenco-Serpentinit zwischen Pass d'Ur und Pizzo Scalino, Teil 1. *Diplomarbeit Universität Zürich.*
- SIDLER, D.M. und BENNING L.G. (1992): Die Entwicklung der Strukturen im Südosten der Margna-Decke und des Malenco-Ultramafitits (Prov. Sondrio, Italien). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 72, 57–68.
- SPILLMANN, P. (1989): Struktur und Metamorphose der Margna-Decke im obersten Valmalenco. *Bericht über die 63. Hauptversammlung in Lausanne. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 69, 147–150.
- SPILLMANN, P. und BÜCHI, H. (im Druck): The Pre Alpine Basement of the Lower Austroalpine Nappes in the Bernina Massif (Grisons, Switzerland; Valtellina, Italy). In: "The pre-Mesozoic Geology in the Alps" Springer Verlag, editors: J.F. von RAUMER and F. NEUBAUER.
- STAUB, R. (1917): Bericht über die Exkursion der Schweizerischen geologischen Gesellschaft im Oberengadin und Puschlav vom 11. bis 15. August 1916. *Mitteilungen der Schweiz. geol. Ges., Vol. XIV, No. 4.*

- STAUB, R. (1921): Zur Tektonik der penninischen Decken im Val Malenco. Jahresbericht der naturf. Ges. Graubündens.
- STAUB, R. (1946): Geologische Karte der Berninagruppe 1:50 000. Spez. Karte Nr. 118, Schweiz. Geol. Komm.
- THEOBALD, G. (1866): Geologische Beschreibung des südlichen Gebirges von Graubünden. Beitr. zur geol. Karte der Schweiz. Lieferung 3, I. Serie, 1866, inklusive Blatt XX der geolog. Karte der Schweiz 1:100 000, 1865.
- TRÖGER, W.E. (1982): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 1. Bestimmungstabellen, 5 Auflage. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- TROMMSDORFF, V. und EVANS, B.W. (1977): Antigorite-Ophicarbonates: Phase relations in a Portion of the System CaO-MgO-SiO₂-CO₂-H₂O. *Contrib. Mineral. Petrol.* 60, 39-56.
- TROMMSDORFF, V. und NIEVERGELT, P. (1983): The Bregaglia (Bergell) Iorio Intrusive and its Field Relations. *Mem. geol. Soc. It.*, 26.
- WENK, E. (1963): Klinohumit und Chondrodit in Marmoren der Tessiner Alpen und der Disgrazia-Gruppe. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 43 / 1, 287-293.
- WENK, E. und WENK, H.R. (1977): An-variations and intergrowths of plagioklase in banded metamorphic rocks from Val Carecchio (Central Alps). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 57, 41-57.

Manuskript eingegangen 20. Dezember 1991; überarbeitetes Manuskript angenommen 11. Mai 1992.

