

Deformation und Metamorphose in der nördlichen Maggia-Zone

Autor(en): **Klaper, E.M.**

Objektyp: **Article**

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

Band (Jahr): **62 (1982)**

Heft 1

PDF erstellt am: **25.04.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-47961>

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.

Deformation und Metamorphose in der nördlichen Maggia-Zone

von *E. M. Klaper*¹⁾

Abstract

Three distinct deformational phases were recognized in Penninic Mesozoic metasediments in the area between the Maggia basement nappe and the Gotthard massiv (Cristallina – Naret – Bedretto area, Ticino, Switzerland). These are:

1. Nappe formation and northwards transport. Formation of isoclinal folds with a mineral elongation lineation parallel to foldaxes.
2. Regional folding of the nappe pile. Tight to isoclinal refolding of F_1 folds with strong shearing on most foldlimbs. Axial planar schistosity parallel to earlier schistosity and compositional banding.
3. Backfolding of the nappe pile and crenulation of all earlier schistosity.

Regional Tertiary metamorphism which affected the rocks under concern can be correlated with the second and third phases of deformation. Amphibolite facies conditions are indicated by the formation of garnet, staurolite and kyanite porphyroblasts in carbonate micaschists and the presence of talc and tremolite in dolomitic marbles. Biotite – garnet thermometry revealed temperatures of near $560 \pm 40^\circ\text{C}$ whereas plagioclase – garnet barometry suggests load pressures of about 6–7 kb at this temperature. Evidence from observed mineral assemblages in conjunction with the given pT estimates points to the presence of a CO_2 rich metamorphic fluid.

Einführung

Die vorliegende Arbeit befasst sich mit der Deformations- und Metamorphosegeschichte mesozoischer Metasedimente (KLAPER, 1980) im Gebiet nördlich der frontalen Partien der Maggia-Decke (Fig. 1). Die polymetamorphen prätriadischen Gesteine (BURCKHARDT, 1942; GÜNTHER, 1954) werden nur im ersten Teil der Arbeit, der sich mit der strukturellen Entwicklung des Gebietes befasst, soweit nötig berücksichtigt.

¹⁾ Geologisches Institut, ETH-Zentrum, CH-8092 Zürich.

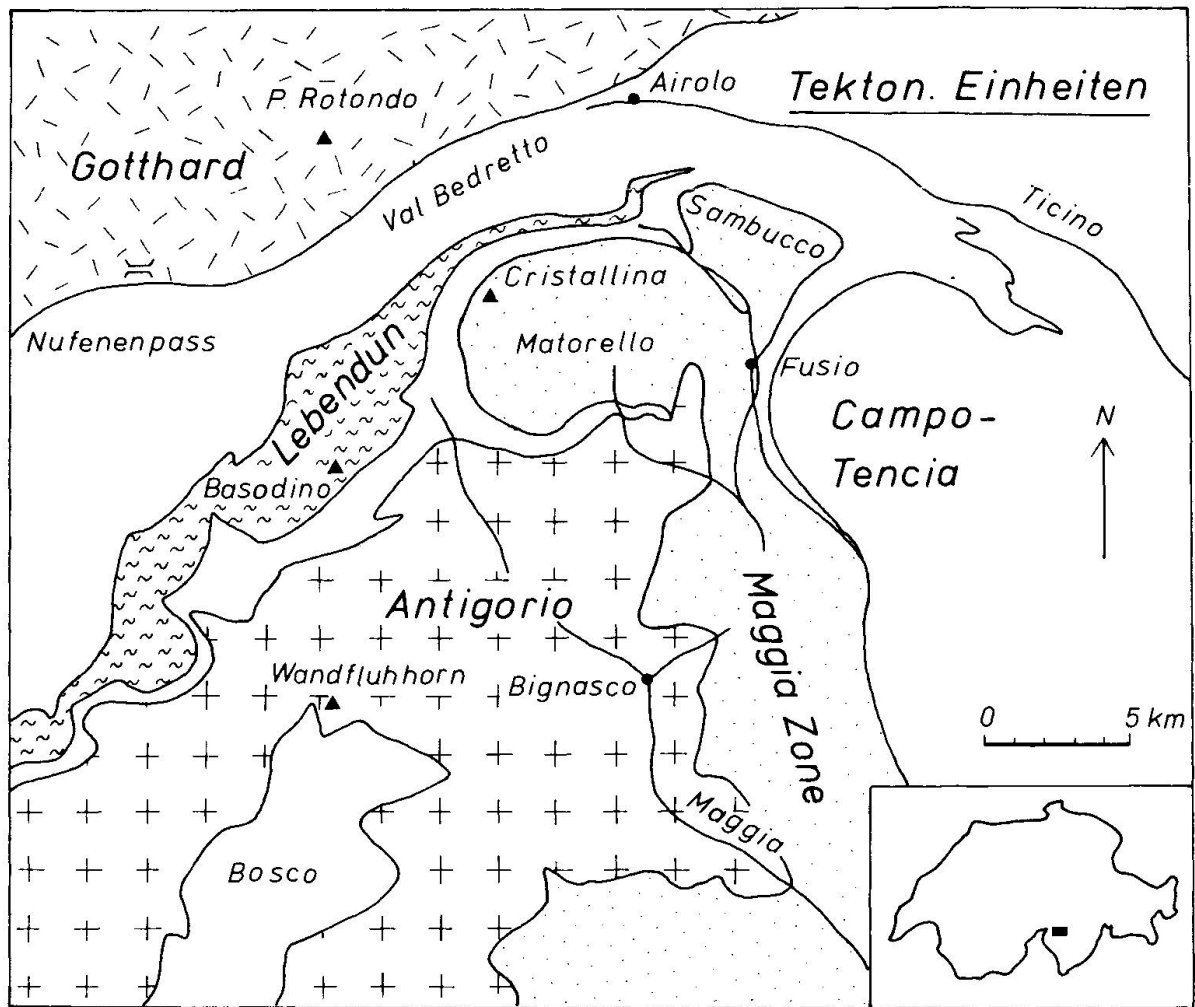


Fig. 1 Tektonische Karte der tieferen penninischen Decken (lepontinische Alpen) und Lage dieser Region in der Schweiz.

Die mesoskopischen Strukturen (Schieferung, Falten, Lineationen, Mineral-einregelung) erlauben die Zerlegung der gesamten Deformation in eine Reihe aufeinanderfolgender Deformationsphasen (TURNER et al., 1963). Jede dieser Phasen wird charakterisiert durch ganz bestimmte typische Deformationsmuster wie Faltengeometrie, Orientierung und Interferenzbilder (RAMSAY, 1967). Andererseits lässt sich anhand der Mineralparagenesen und metamorpher Mikrogefüge (SPRY, 1969) in verschiedenen Lithologien eine relative Abfolge von Mineralwachstum, Rekristallisation und Deformation ableiten.

Auf dieser Basis soll eine Korrelation von Deformations- und Metamorphosegeschichte des Gebietes Cristallina-Naret-Bedretto versucht werden. Diese Arbeit ergänzt eine Serie von regionalen strukturellen Untersuchungen, die am Imperial College in London durchgeführt wurden: HIGGINS (1964) im Basodino-Gebiet, SIBBALD (1971) in der Val Piora, CHADWICK (1968) im Lukmanier-Gebiet.

I. Geologische Lage

Der nördliche Teil des Lepontins besteht aus den frontalen Partien der drei Kristallindecken Antigorio, Lebendun und Maggia. Diese prätriadischen Gneis-, Granitgneis- und Schiefereinheiten werden durch mesozoische Metasedimente voneinander und vom Gotthardmassiv und seiner Sedimentbedeckung getrennt (Fig. 1).

Das oberste Val Sambucco, das Quellgebiet der Maggia, liegt an der nördlichen Begrenzung der Maggia-Einheit (Matorello-Teillappen) und verläuft etwa parallel zum alpinen Streichen und damit auch parallel zum Val Bedretto (Fig. 1 und Fig. 2). Triadische Rauhwacken und Dolomitmarmore (Quartenschiefer fehlen hier fast völlig) sowie die jüngeren jurassischen (BOLLI et al., 1980) Bündnerschiefer trennen die Maggia-Decke von den östlichen Ausläufern der Lebendun-Einheit. Sie bilden die steile Südflanke des Val Bedretto – die intern recht kompliziert aufgebaute Bedretto-Zone.

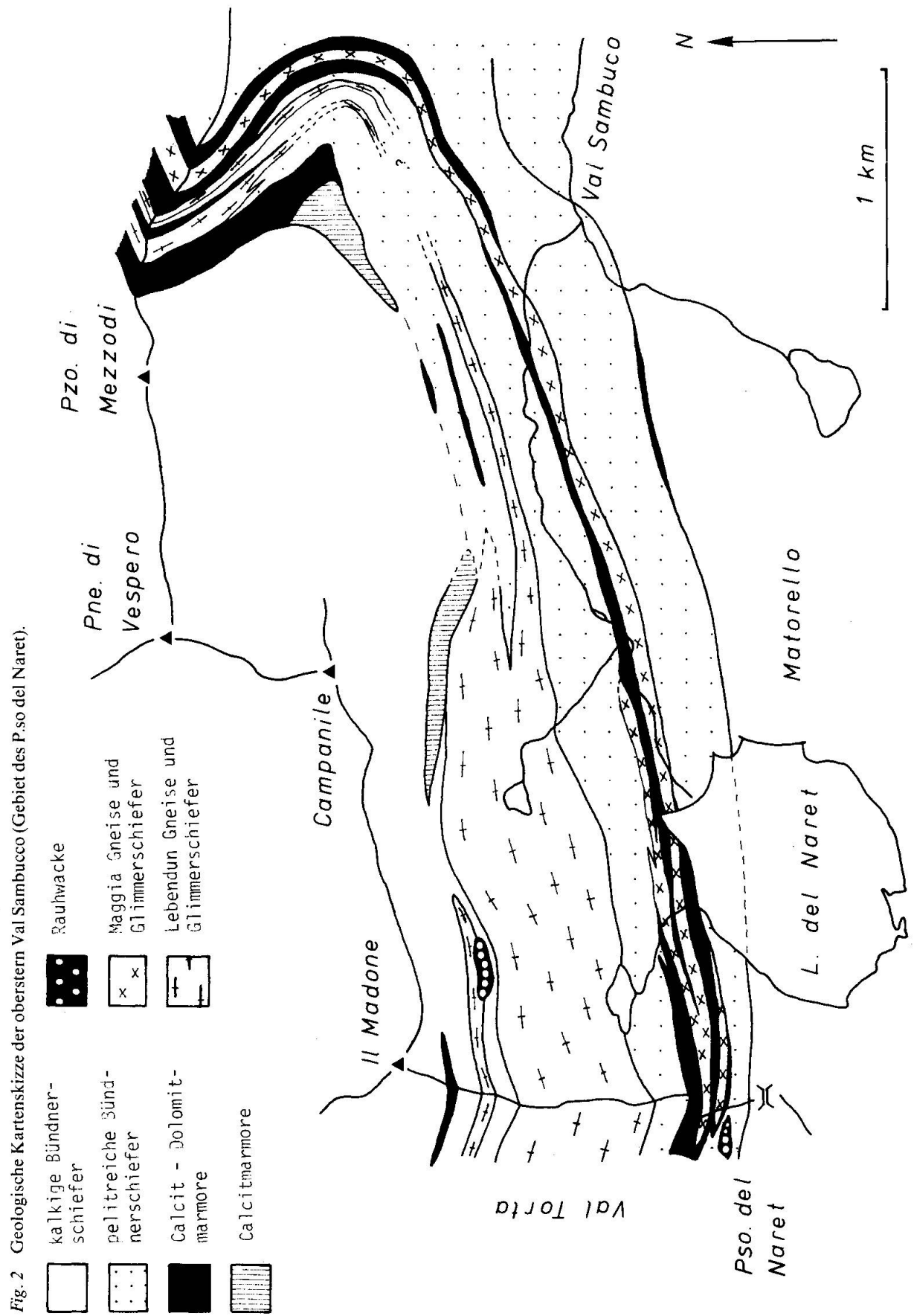
II. Strukturelle Entwicklung

Die heute im Feld erkennbaren Strukturen lassen sich in drei Generationen von Falten gliedern. Jede dieser Faltengenerationen soll daher konsequenterweise einer diskreten Deformationsphase zugeordnet werden (F_1 , F_2 , F_3). Eine spätere vierte Phase (F_4), welche charakterisiert wird durch verschiedene Bruch- und Kluftsysteme, dürfte mit der Hebung des Gebietes und dem Abklingen der Metamorphose zusammenfallen.

II.1. Phase 1:

Als erstes erkennbares Ereignis in der strukturellen Entwicklung des Gebietes darf die Bildung eines Deckenkomplexes durch Überschiebung der Gesteine der Maggia- auf jene der Lebendun-Einheit angenommen werden (MILNES, 1974a). Die nachfolgende Bildung des eigentlichen Deckenstapels Antigorio-Lebendun-Maggia und dessen Nordtransport (HIGGINS, 1964; MILNES, 1974a) muss unter zunehmend duktileren Bedingungen stattgefunden haben, da mit dieser Platznahme der Decken bereits eine erste isoklinale Verfaltung verbunden ist, entsprechend «phase 2» bei HIGGINS (1964) und « F_2 » bei HALL (1972). Da diese beiden Vorgänge im untersuchten Gebiet nicht separiert werden können, werden sie hier als ein Ereignis behandelt.

So ist im Gebiet der Figur 2 der untere Schenkel der Lebendun-Falte, einer überregionalen, die ganze Lebendun-Einheit umfassenden, nordvergenten lie-



genden Synklinale aufgeschlossen (PROBST, 1980). Assoziiert mit dieser Deformation ist eine Achsenebenenschieferung und eine faltenachsenparallele Mineralelongationslineation, die zum Beispiel in den Aufschlüssen rund einen Kilometer südwestlich des Lago di Naret trotz der Überprägung durch spätere Deformationsphasen noch sehr gut zu erkennen sind.

Am Pzo. Mezzodi (Fig. 2) ist eine zur Lebendun-Falte parasitäre Antiklinalstruktur nachweisbar, die unter die Gneise des Sambucco-Teillappens der Maggia-Decke hineinzieht. Der Gneiskern dieser Falte wird symmetrisch von triadischen Dolomitmarmoren und Kalkglimmerschiefern der Bündnerschiefer (Lebendun Mesozoikum nach PROBST, 1980) überlagert. Einige 100 m weiter östlich des Pzo. Mezzodi keilt der Gneis aus und der Faltenkern wird nur noch durch Marmore markiert.

Aufgrund eines analogen Feldbefundes werden auch die in der Val Torta aufgeschlossenen Marmorlamellen als Faltenkerne von früh, d.h. während F_1 und vereinzelt auch während F_2 angelegten Falten interpretiert. Dies im Gegensatz zu GÜNTHERT (1954), der diese Marmore als normal stratigraphische Einschaltungen in die Bündnerschiefer verstanden hat.

Die Kleinfalten im 10-m-Bereich weisen isoklinale Geometrie mit ausgeprägter Verdickung der Faltensteilheit auf («similar folds»). Die Lagen der Achsenebenen und der Faltenachsen sind wegen der nachfolgenden intensiven Durchbewegung in der ganzen Region sehr variabel.

Im Gebiet unmittelbar nördlich des Lago di Naret, an der Front des Matorello-Teillappens sind die F_1 -Achsenebenen in eine Ost-West streichende Lage rotiert worden. Sie stehen damit weitgehend parallel zur heutigen Stoffbänderung und zur Hauptschieferung. In den (permokarbonischen?) Gneisen und Glimmerschiefern sowie in den angrenzenden Bündnerschiefern ist eine schwache Mineralelongationslineation l_1 mit der Orientierung 08/40 zu beobachten. (Fig. 3 a).

II.2. Phase 2:

Während dieser zweiten Deformationsphase wurde der Deckenstapel in regionalem Ausmass verfaltet. Zu diesen Ereignissen gehören die Ausbildung der Piora-Muldenzone (MILNES, 1976; SIBBALD, 1971) die «main alpine folds» (MILNES, 1974a, 1974b; HIGGINS, 1964) im Basodino-Cristallina Gebiet sowie eine Kompressionsphase ohne neue Verfaltung in der Nufenen-Zone (HERREN, 1981).

Die wohl wichtigste regionale Struktur dürfte die Wandfluhhorn-Falte darstellen, eine isoklinale Struktur, deren Faltenachse gegen ESE einfällt und die eine ältere (F_1) Schieferung überprägt. Sie wurde von HALL (1972) im Detail beschrieben und ihre Fortsetzung gegen NE wurde neuerdings von HUBER (1981) weiter verfolgt.

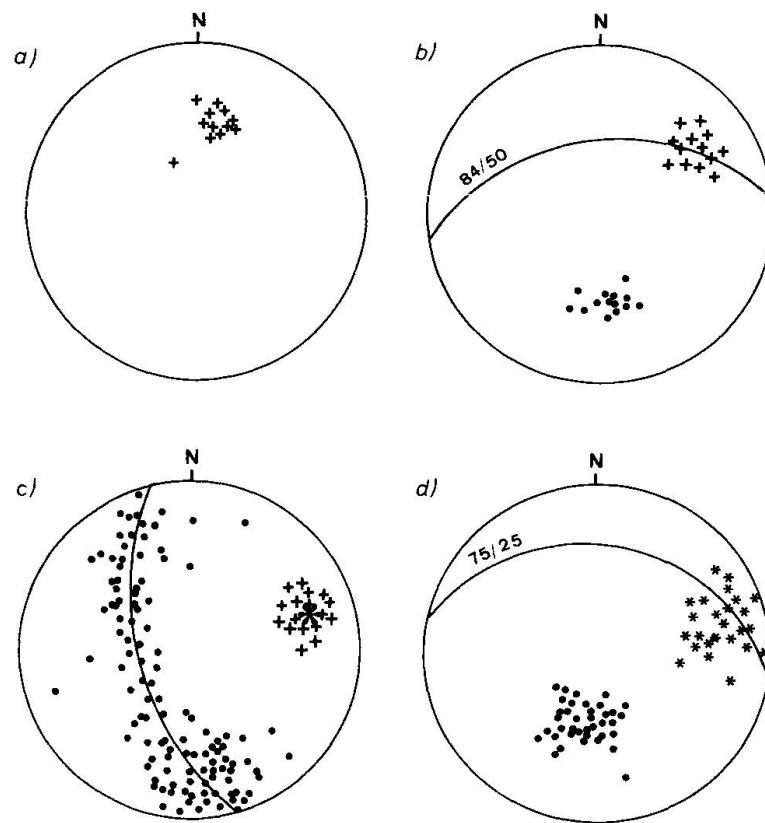


Fig. 3 Flächentreue Projektion der strukturellen Daten (Lambert-Netz, untere Halbkugel):

- a) Orientierung der Lineation I_1 (+).
- b) Orientierung der Lineation I_2 (+), Pole zu F_2 -Kleinfalten-Achsen (●) und konstruierte Achsenebene der «Naretfalte».
- c) Orientierung der Lineation I_3 (+), die Hauptschieferungspole (●) definieren eine F_3 -Grossfaltenachse (*).
- d) Achsenpole (●), Achsenebene und Kleinfaltenachsen (*) der dritten Deformationsphase.

Die geologische Karte (Fig. 2) zeigt eine im Profil des Verbindungsgrates Pso. di Naret–Pzo. Madone aufgeschlossene Falte der zweiten Deformationsphase. Die unmittelbar nördlich des Passes gelegene Synform (Orientierung der Achsenebene: 84/50 N, Fig. 3b) wird gebildet aus massivem grauem zur Maggia-Decke gehörendem Augengneis im Kern. Gegen aussen wird diese Struktur von triadischen Dolomitmarmoren und Bündnerschiefern aufgebaut. Folgt man dieser Falte im Streichen gegen Osten, so tritt zusätzlich eine Marmorlage innerhalb des von oben her in die Sedimente eingefalteten Gneiskernes auf.

Innerhalb der Bündnerschiefer sind grossräumige F_2 -Falten nur schwer erkennbar, da aufgrund der lithologischen Monotonie ein Auskartieren von Falten anhand symmetrischer Abfolgen nicht einfach ist. Als Leithorizont brauchbar sind einzig noch die schwarzen granatreichen Glimmerschiefer und Phylli-

te, die vor allem im südlichen Teil des untersuchten Gebietes der Figur 2 auftreten und von PROBST (1980) als basales liasisches Element gedeutet werden.

Die zweite Faltengeneration zeigt enge Falten mit einem Öffnungswinkel von maximal 60° und nur selten kann isoklinale Geometrie dieser Falten beobachtet werden. Eine leichte Verdickung der Faltenscheitel ist nur von untergeordneter Bedeutung. Hingegen kam es zu starken Scherbewegungen an den Faltenschenkeln. Erkennbar sind diese Bewegungen an den sehr häufig auftretenden Calcit- und Quarz-Adern und -Linsen, die in der Hauptschieferungsebene liegen.

Das ausgeprägteste planare Element dieser Gesteine ist eine Achsenebenenschieferung, die diesem Ereignis zuzuordnen ist. Diese an den Faltenschenkeln parallel zur Stoffbänderung stehende F_2 -Schieferung scheint in der ganzen Region dominant zu sein. Die zu den F_2 -Faltenachsen subparallel orientierte Lineation I_2 (Orientierung 70/50, Fig. 3b) wird durch die Einregelung von Biotit und Hellglimmer und durch die Elongation von Quarzkristallen gebildet.

II.3. Phase 3:

Die bisher beschriebenen Strukturen werden während einer dritten Deformationsphase von offenen Falten überprägt. Dazu gehören in regionalem Rahmen die Chiera-Synform (MILNES, 1976) und die Basodino-Falten (MILNES, 1974a).

Die deformierte Hauptschieferung (Fig. 3c) definiert eine F_3 -Faltenachse, um welche alle Gesteinsserien im Bereich der Figur 2 verbogen sind. Die Aufwölbung zu dieser Antiform bewirkte ein Nordfallen der ursprünglich südfallenden Schichten. Zudem ist im Überblick über ein grösseres Gebiet (Nufenen-Lukmanier) eine Zunahme der Grösse und Bedeutung dieser «Rückfaltungsfalten» von Westen gegen Osten sowie von Norden gegen Süden festzustellen.

Mit der konstruierten Grossfaltenachse (Orientierung 75/25) fallen die Faltenachsen der parasitären Kleinfalten zusammen (Fig. 3d). Diese Falten im Meter- bis Zehnmeterbereich weisen meist «chevron»-Stil auf, d.h. die Faltenschenkel stellen ebene Flächen dar und die Umbiegungen sind scharf und knickartig.

Eine Kleinstfältelung von variabler Orientierung – Crenulation – der glimmerreichen Gesteinstypen oder eine Elongationslineation mit der Orientierung 65/22 (Fig. 3c) in den quarzreichen Gesteinen ist im ganzen Gebiet zu beobachten.

II.4. Phase 4:

Nach diesen ersten drei Bewegungsphasen wurden keine Falten mehr erzeugt. Es kam jedoch noch zur Ausbildung von mehreren Systemen von Brü-

chen, deren älteste noch zu einer Zeit erhöhter Temperatur (Grünschiefer-Fazies-Bedingungen) aktiv waren. Die jüngsten beobachteten Brüche sind von rezentem Alter und verstellen Moränen im Val Bedretto.

III. Gesteinstypen und ihre Mikrostrukturen

A. MARMORE

Die Trias besteht im wesentlichen aus bis zu 100 m mächtigen Lagen von Dolomit- oder Calcit-Dolomitmarmoren. Rauhwacke und Quarzite sowie Quarzschieferäquivalente treten nur untergeordnet auf. In Faltenumbiegungen und an tektonischen Grenzflächen finden sich gelegentlich isolierte Calcitmarmorlinsen (vgl. Fig. 2). In den Bündnerschiefern treten Millimeter bis einige Meter mächtige Lagen von blaugrauen oder gelben silikatarmen Marmoren auf. Es bestehen aber kontinuierliche Übergänge zu den Kalkglimmerschiefern.

Reine Calcitmarmore enthalten, wie in Figur 4a dargestellt ist, die tropfenförmig ausgebildeten akzessorischen Minerale Quarz und Feldspat (Skapolith) sowie vereinzelt Hellglimmer. Gerade Korngrenzen und ein granoblastisch-polygonales Gefüge (Mosaikgefüge) deuten auf postdeformative (post F_3) Rekristallisation mit ausgeprägter Kornvergrößerung hin (Korndurchmesser bis zu 8 mm). Diese textuellen Merkmale blieben während der nachfolgenden Hebung, welche nur Zwillingsbildung hervorrief, erhalten.

Einige Marmorvorkommen weisen eine netzartige Textur auf. Wenig verzwillingte isometrische Dolomitkristalle liegen in einer feinerkörnigen calcitischen Matrix (Fig. 4b). Hellglimmer treten oft in rundlichen Nestern auf und sind darin nicht orientiert.

Figur 4c zeigt das Mikrogefüge eines typischen Tremolitmarmors. Diese Gesteine zeigen elongierte und stark verzwillingte Karbonatkristalle, elongierten Quarz und Feldspat sowie diskrete Hellglimmerlagen. Talk wurde röntgenographisch in diesen Gesteinen ebenfalls nachgewiesen. Makroskopisch sind gelegentlich ein feinkörniges Calcit-Talk Gemenge und Tremolitrosetten als Überzüge auf Kluftflächen anzutreffen.

B. KALKGLIMMERSCHIEFER

Die grossräumig betrachtet sehr monotone Masse der penninischen Bündnerschiefer im Val Bedretto wird zumeist von gelbbraunen bis grauen mehr oder weniger karbonathaltigen Glimmerschiefern gebildet. Sie treten typischerweise auf in Wechsellagerung mit Zentimeter bis Meter mächtigen Schichten von Marmoren, Glimmerquarziten, Glimmerschiefern und feinen metapeliti-

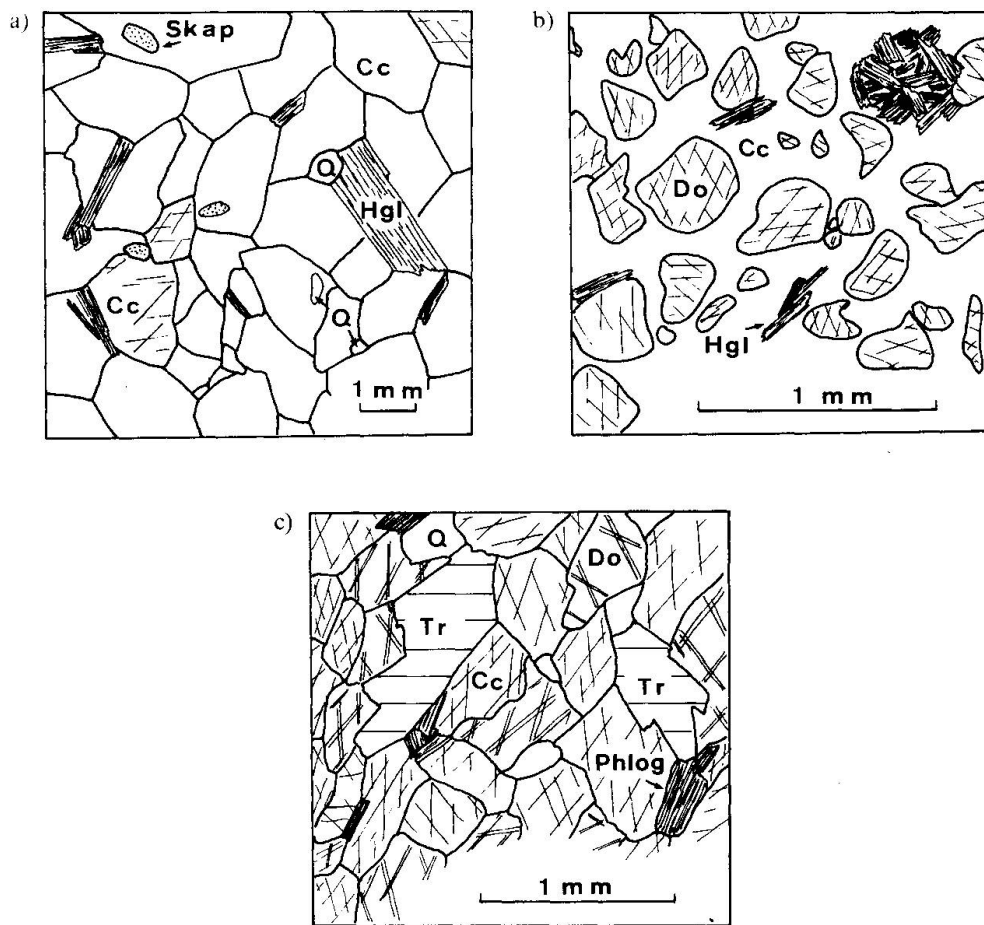


Fig. 4 Texturen der Marmore:

(Q = Quarz, alle anderen Mineralsymbole sind in Abb. I gegeben.)

a) Post F_3 rekristallisierter Calcitmarmor.

b) Isometrische Dolomitekristalle und Nester von Hellglimmer liegen in einer feinkörnigen calcitischen Matrix.

c) Typisches Gefüge eines Tremolitmarmors.

schen Lagen. Mehrere Generationen von Calcit- und Quarzadern machen lokal bis zu 50% des Gesteinsvolumen aus.

Die Kalkglimmerschiefer sind granoblastische Gesteine mit schiefrig-lagiger Textur. Die Paragenese Quarz – Karbonat – Hellglimmer – Biotit – Plagioklas – Akzessorien ist allen Proben gemeinsam. Hinzu kommen variable Anteile der Porphyroblasten Granat, Disthen und Staurolit (Tab. 1).

Hellglimmer und auch der Biotit treten in allen Proben in (mindestens) zwei Generationen als eingeregelter Matrixminerale sowie als Querglimmer auf. Röntgenographisch konnte vereinzelt Margarit oder Paragonit nebst Muskowit nachgewiesen werden. Talk und Tremolit wurden nur in karbonatreichen und phlogopitararmen Proben beobachtet. Ursprünglich eventuell detritischer Kalifeldspat tritt ausschliesslich in quarzitischen Bündnerschiefern auf. Charakteristisch ist die post F_3 stattfindende Bildung von plagioklasreichen Lagen

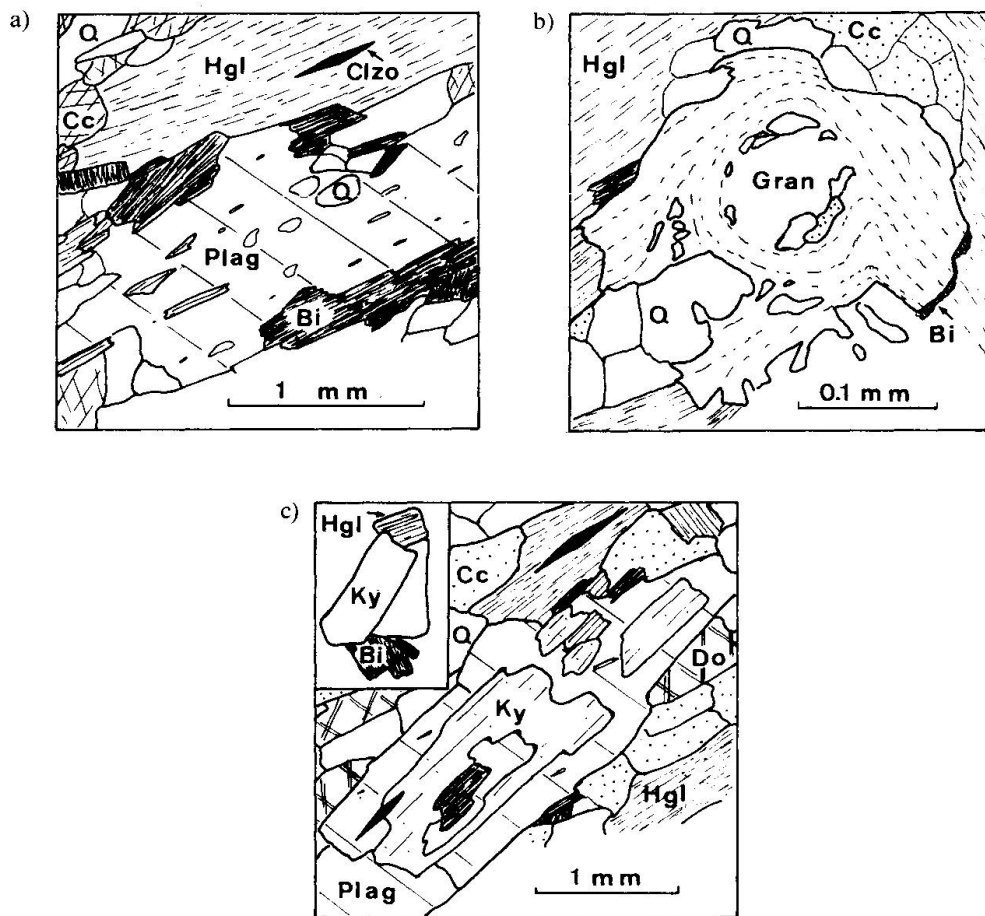


Fig. 5 Texturen der Kalkglimmerschiefer:

- a) Die Hellglimmermatrix wird teilweise durch post F_3 gebildeten Plagioklas ersetzt.
- b) Xenomorpher zweiphasiger (?) Granatporphyroblast.
- c) Entwicklung und Zersetzung eines Disthenporphyroblasten.

(Fig. 5a) zwischen Quarz-, Dolomit- oder Hellglimmerlagen. Der Plagioklas scheint auf Kosten der Hellglimmer Margarit und Muskowit, des Clinozoisites und auf Kosten von Quarz und Calcit entlang der Wegsamkeit helizitisch über das Gefüge gewachsen zu sein. Die durch F_3 verbogene Hauptschieferung wird durch Hellglimmerrelikte jedoch immer noch abgebildet.

Die Granatporphyroblasten (Fig. 5b) sind meist xenomorph und in quarzreichen Partien skelettartig ausgebildet. Oft grenzen Granate im Druckschattenbereich an Hellglimmerlagen. Zweiphasiges Mineralwachstum ist gelegentlich angedeutet durch Wirbelstrukturen, die postkinematische Anwachsrränder aufweisen. Granat koexistiert häufig mit Staurolit, der seinerseits meist mit Biotit zusammen auftritt.

Das typische Auftreten von Disthen in graphitarmen Proben wird in der Figur 5c dargestellt. Der Disthen überwächst meist die Hauptschieferung helizitisch und nur in wenigen Fällen ist er in der Schieferung eingeregelt. Wächst

der Disthen im Bereich von F_3 -Faltenumbiegungen, darf ein prä- bis früh-syn-kinematisches Wachstum der Kristalle aufgrund der undulösen Auslöschung angenommen werden. Einzelne Disthen-Porphyroblasten sind in kleine, optisch jedoch gleich orientierte Partien zersetzt und werden teilweise von Plagioklas gepanzert. Für ein möglicherweise zweiphasiges oder zumindest über einen längeren Zeitraum andauerndes Wachstum von Disthen könnte nebst der gelegentlichen Einregelung in die Hauptschieferung auch der unterschiedliche Zersetzungsgrad des Minerals sprechen. Auf die möglichen Bildungsreaktionen von Disthen wird im nächsten Kapitel eingegangen.

C. METAPELITE

In der hier diskutierten Bündnerschieferserie können makroskopisch drei verschiedene Typen karbonatfreier Glimmerschiefer unterschieden werden. Sie differieren im Plagioklas- und im geringen oder fehlenden Quarzanteil in der Matrix. Der variable Graphitgehalt und damit die Farbe der Gesteine sowie die Grösse und die Menge der textuell weitgehend identischen Porphyroblasten Granat, Disthen und Staurolit machen diese Gesteine auch im Feld charakteristisch und leicht unterscheidbar.

C₁: Hellglimmerschiefer

Die Hellglimmerschiefer sind weisslich glänzende, graphitfreie Gesteine, die Granat, Disthen und seltener auch Staurolit und Hornblende führen. Rekristallisation bzw. Polygonisation der Matrixhellglimmer (Mu + Pa) führte zu nicht orientierten Gefügen im Bereich von F_3 -Faltenscheiteln und zur Bildung von Querglimmern. Der Plagioklas überwächst die Matrix helizitisch, oft im Druck-

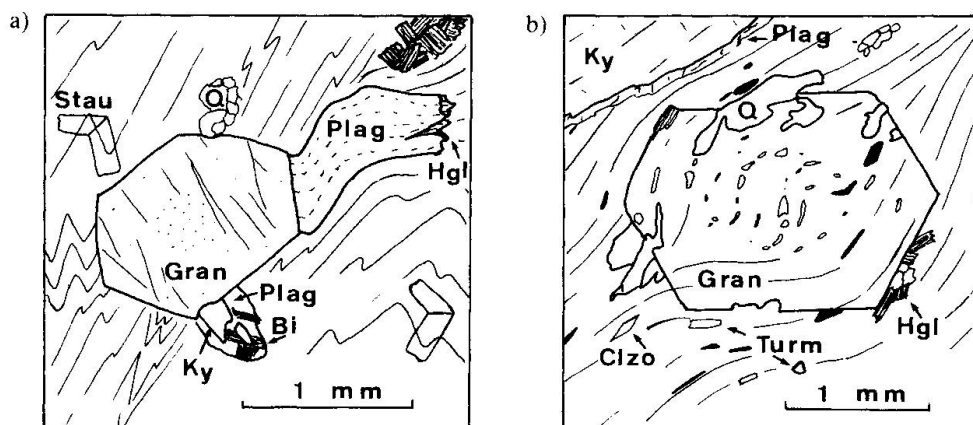


Fig. 6 Texturen der Metapelite:

- a) Charakteristisches Auftreten der in den Metapeliten beobachteten Porphyroblasten Granat, Disthen, Staurolit und Plagioklas.
- b) Zweiphasiger syn- bzw. postkinematischer Granatporphyroblast.

schattenbereich von Granat Grosskristallen (Fig. 6a). Der Granat ist seinerseits oft mit Staurolit verwachsen. An einigen Plagioklas-Porphyroblasten, welche einen An-Gehalt von 40–45 (55)% aufweisen, wurde die Sprossung von feinen Hellglimmerleisten beobachtet. Bei dieser vermutlich retrograden (post F_3) Mineralneubildung dürfte es sich um Serizit und Margarit(?) handeln. Das Granatwachstum erfolgte meist zweiphasig (Fig. 6b). Um einen synkinematisch rotierten Kern legte sich die Schieferung, die von einem posttektonischen Rand helizitisch überwachsen wurde. Die Kristallflächen dieser idiomorphen jüngsten Granatphase liegen auffallend oft subparallel zueinander. Diese Beobachtung lässt auf eine kristallographische Orientierung der Granate schliessen.

C₂: Plagioklasschiefer

Die grauen, leicht graphithaltigen Plagioklasschiefer scheinen eng verwandt mit den oben beschriebenen Hellglimmerschiefern. Die ursprüngliche Matrix ist weitgehend zu Plagioklas (mit stark variablem An-Gehalt von 25–55%) und zu Disthen umgewandelt worden. Xenomorpher Disthen überwächst die Matrix helizitisch, was auf ein interkinematisches (post F_2 , prä F_3) Wachstum hinweist. Weniger häufig, jedoch in allen Proben vorhanden, sind Staurolit und Granat. Der spärlich auftretende Biotit ist immer mit Disthen oder Staurolit as-

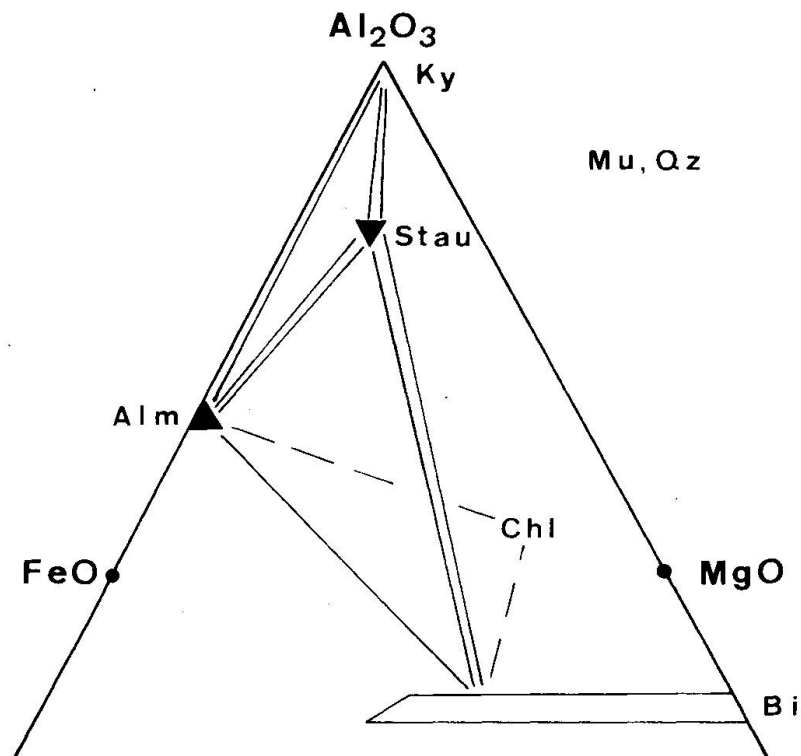


Fig. 7 AFM-Projektion der in den Metapeliten beobachteten Mineralparagenesen.

soziiert. Einzelne Lagen, die aus Disthen, Granat und Plagioklas bestehen, wechseln mit staurolitreichen Lagen. Dazwischen liegen oftmals Quarzbänder, Hellglimmerlagen oder seltener auch Millimeter mächtige Marmorlagen.

C₃: Graphitschiefer

Diese dunkelgrauen bis schwarzen Schiefer und Phyllite werden durch Granat- und Staurolit-Porphyroblasten, vereinzelt auch durch Disthen und einen immer recht hohen Gehalt an Graphit gekennzeichnet. Eine Darstellung der beobachteten Paragenesen erfolgt am besten mit Hilfe eines AFM-Diagrammes (Fig. 7) (THOMPSON, 1957).

Eine erste Generation von Hellglimmern bildet die in der Hauptschieferung eingeregelter Grundmasse, eine jüngere Generation überwächst polygonal rekristallisiert die Faltenscheitel und bildet Nester in der Matrix. Margarit konnte in diesen Gesteinen nur in einer Probe sicher nachgewiesen werden. Es wird aber ein wesentlich häufigeres Auftreten dieses Minerals vermutet.

Der Biotit gehört einer späten Mineralgeneration an. Oft bildet er nebst gewöhnlichem Querbiotit in der Schieferung eingeregelter Linsen, die meist auch Erzminerale enthalten.

Diese Matrix helizitisch überwachsend bildete sich polysynthetisch verzwilligter postkinematischer (post F_3) Plagioklas auf Kosten der Hellglimmer. Die An-Gehalte dieser Plagioklase weisen grosse Variabilität auf. Am häufigsten finden sich Werte zwischen 20 bis 40% An-Komponente. Unverzwilligter Plagioklas tritt nur in Koexistenz mit Disthen auf, der seinerseits enge Verwachsung mit Biotit zeigt.

Der häufig verzwilligt auftretende Staurolit (Fig. 6a) überwächst prä- bis früh-synkinematisch (F_3) die Hauptschieferung. Fortdauer des Wachstums während der dritten Deformationsphase lässt sich aus der teilweisen Überwachsung der Kleinfältelung durch den Rand der Porphyroblasten ableiten (SPRY, 1969).

Die Granat-Porphyroblasten weisen sigmoidale (Fig. 6b), gerade oder im Kern des Kristalles gerade und gegen den Rand hin gebogene Einschlusslinien auf. Oft besteht auch eine durch Rotation der Porphyroblasten während F_3 verursachte Winkeldiskordanz zwischen der internen und der externen Schieferung. Aufgrund aller verschiedenen Typen von Einschlusslinien, die beobachtet wurden, darf ein Kristallwachstum vor, während und wahrscheinlich auch nach der dritten Deformationsphase angenommen werden (ROSENFELD, 1970; SPRY, 1963, 1969).

Die Rotationsachse der Granate liegt in der Schieferungsebene, senkrecht zur F_3 -Lineation. Der Rotationssinn scheint im ganzen Gebiet konstant gegen Norden gerichtet zu sein. Zudem sind die Granate, die bevorzugt in der Hauptschieferungsebene gewachsen sind, durch Scherbewegungen während F_3 um einen Winkel von rund 30° aus dieser Ebene gekippt.

In den Granat-Porphyroblasten können Relikte von Quarz, Chlorit, Chloritoid, Clinozoisit und Hellglimmer nachgewiesen werden.

In einem späteren, eventuell retrograden Prozess zersetzt sich der Granat randlich zu Biotit, Hellglimmer und Chlorit. In dieser Randzone sowie um einige Staurolitkristalle ist eine Verarmung an Graphit im Druckschattenbereich zu beobachten.

IV. Bedingungen der Metamorphose und Mineralreaktionen

Die maximalen Druck- und Temperaturbedingungen, welche von der tertiären alpinen Regionalmetamorphose im Gebiet Cristallina-Naret-Bedretto erreicht wurden, schätzten FREY et al. (1980) auf ca. 5–6 kb und 550–600°C. Auch liegt das bearbeitete Gebiet innerhalb der Staurolit-Zone des Amphibolitfazies-Bereiches der Zentralalpen (NIGGLI et al., 1965). GRUBENMANN (1970) er-

Tabelle 1 Mineralparagenesen

Proben-nummern	Gesteins-typ *	Qz	Cc	Do	Tc	Tr	Bi	Chl	Hgl	Mu	Ma	Pa	Phl	Plag	Clzo	Gran	Ky	Stau	Ctd	Hbl
1	C ₁₂	x					x	x	x					x	x	x	x	x		
2	C ₁₂	x	x ^E				x			x	x			x	x	x	x			
4	B	x	x				x		x					x	x	x				
6	C ₁₂	x					x	x	x					x	x	x	x	x		
10	B	x	x				x	x	x					x	Ep					
12	B	x	x	x			x		x					x	x	x				
14	B	x	x				x	x	x					x	x	x				
14b	A	x	x	x		x							x	x						
15	B	x		x			x	x	x					x	x		x			
16	B	x		x			x	x		x	x			x	x		x			
17	C ₃						x	x		x				x	x	x		x	x ^E	
18	C ₃	x					x			x				x	x	x		x		
20	C ₃						x			x				x	x	x		x	x ^E	
24	C ₃	x					x			x	x?			x	x	x		x		
25	C ₃	x					x	x		x		x		x		x				
27	C ₁₂	x					x		x					x	x	x				
30	C ₃						x	x	x					x	x	x				
46** ₂₃	C ₁	x					x	x		x	x			x	x	x	x			
47	C ₁	x						x		x	x			x	x	x	x			x
48	C ₁	x					x	x		x		x		x	x	x	x	x		
49	B	x		x			x	x	x					x	x					
50	C ₁₂	x					x	x		x	x			x	x	x				
51	C ₃						x	x	x					x	x	x				
57	A			x					x											
58a ₁	A	x	x	x	x ^r	x							x							
58b	A	x	x	x	x ^r	x		x					x							
59	A	x	x	x	x	x				x										
60	A	x	x							x				Skap						

Tabelle 1 Mineralparagenesen (Fortsetzung)

Proben-nummer	Gesteins-typ *	Qz	Cc	Do	Tc	Tr	Bi	Chl	Hgl	Mu	Ma	Pa	Phl	Plag	Clzo	Gran	Ky	Stau	Ctd	Hbl
61 ₁	A	x	x	x						x				x						
62 ₁	A		x	x					x											
63	A	x	x						x					x						
64 ₁	A	x	x	x	x								x							
65a ₁	B	x	x	x						x										
65b ₁	B	x	x	x						x				x						
66a	A	x	x						x											
66b	B	x					x			x				x	x	x				
70** 123	B	x	x	x			x			x	x			x	Ep	x	x			
73	C ₃	x					x	x		x				x	x	x	x	x		
76 ₁	B	x	x	x			x	x		x	x			x	Ep		x			
79a	B	x	x				x	x												
79b	A	x	x			x				x			x							
80b** 23	C ₂	x					x	x		x		x		x		x	x	x		
81	C ₂	x					x		x					x	x					x
83	C ₁	x							x					x	x	x	x	x		
84	C ₂						x	x	x					x	x	x	x	x		
101	A	x	x						x											
102	B	x	x				x	x	x					x						
108b	A	x	x						x				x	x						
109	C ₁	x					x	x	x					x		x			x ^E	
110	B	x	x	x				x					x	x						
116	B	x	x				x		x					x						
126	A	x	x						x				x	x						
202 ₁	A	x	x	x					x											
203 ₁	B	x	x	x					x					x						
204 ₁	A	x	x	x						x										
205 ₁	B	x	x	x			x		x											

* Signatur entspricht dem Kapitel, in welchem die Gesteine und die entsprechenden Reaktionen besprochen sind.

** Mikrosondendaten einiger Mineralien aus diesen Proben werden in Appendix II a–d gegeben.

1 Cc–Do Thermometrie 3 Gran–Plag Barometrie r retrograd

2 Gran–Bi Thermometrie E nur als Einschluss

Mineralsymbole und Fundortkoordination sind in App. I zusammengestellt.

hielt mittels Calcit-Dolomit Thermometrie eine Metamorphosetemperatur von rund 600°C für das Gebiet der Val Torta unmittelbar westlich des Pzo. di Naret. Für die Bedretto-Zone postulieren BUCHER et al. (1982) Drucke von über 6 kb und Temperaturen von 550°C aufgrund von Mineralgleichgewichten in Margaritschiefern.

Aus dem Gebiet Cristallina–Naret liegen zur Zeit noch keine thermobarometrischen Daten vor. Eine Anzahl verschiedener Mineralparagenesen (Tab. 1) kann jedoch zu Druck- und Temperaturbestimmungen herangezogen werden.

IV.1. Thermometrie

IV.1.1. CALCIT-DOLOMIT THERMOMETRIE:

Das häufige Auftreten von koexistierendem Calcit und Dolomit erlaubt eine Temperaturabschätzung mit Hilfe der temperaturabhängigen Calcit-Dolomit Mischungslücke. Die Gefüge mancher Marmore, Kalkglimmerschiefer und Kalkquarzite weisen darauf hin, dass Calcit und Dolomit equilibriert sind. Die für diese Temperaturbestimmung verwendeten Proben (Marmore und Kalkglimmerschiefer) wurden in Tabelle 1 mit einer Signatur versehen.

RICE (1977) gibt für die Temperaturabhängigkeit der Magnesitlöslichkeit in Calcit folgende Beziehung:

$$\log x_{\text{MgCO}_3}^{\text{Cc}} = \frac{1690}{T} + 0.795 T [^\circ\text{K}]$$

Der Magnesitgehalt der Calcite aus 12 Proben wurde röntgenographisch anhand der linearen Variation von d_{104} ermittelt (GOLDSMITH et al., 1958). Die berechneten Temperaturen liegen im Bereich von 470–610 °C bei einem Mittelwert von 527 ± 41 °C (Standardabweichung 1σ).

IV.1.2. GRANAT-BIOTIT THERMOMETRIE:

Die Fe^{2+} -Mg-Verteilung zwischen koexistierendem Granat und Biotit ist ebenfalls temperaturabhängig und wurde sowohl experimentell als auch empirisch kalibriert (THOMPSON, 1976; FERRY et al., 1978). Das weitverbreitete Vorkommen von Granat und Biotit (Tab. 1) gestattet die Berechnung¹⁾ von Fe-Mg-Austauschtemperaturen an den Cristallina-Naret Proben. Die dazu benötigten chemischen Zusammensetzungen der entsprechenden Minerale wurden mit der Elektronenmikrosonde (SEMQ von ARL) des Institutes für Kristallographie und Petrographie an der Eidg. Techn. Hochschule in Zürich gemessen. (Arbeitsbedingungen: Anregungsspannung = 15 kV, Strahlstrom auf Kupfer = 20 nA, 6 wellenlängedispersives Spektrometer). Die Zusammensetzung der Granate (App. IIa) und der koexistierenden Biotite (App. IIb) ergaben Equilibrierungstemperaturen im Bereich von 500–600 °C (11 Proben, 563 ± 41 °C, 1σ). Für die Berechnung wurde die Kalibrierung von FERRY und SPEAR (1978) verwendet und ein Metamorphosedruck von 6 kb eingesetzt (siehe Barometrie):

$$12.454 - 4.662 T (^\circ\text{K}) + 0.057 P (\text{bar}) + 3 RT \ln K_D = 0$$

wobei $K_D = (\text{Mg/Fe})_{\text{Gran}} / (\text{Mg/Fe})_{\text{Bi}}$ ist.

Die Temperaturen aus den zwei unabhängigen Thermometern sind inner-

¹ Einige der für die Berechnungen verwendeten koexistierenden Granat-Biotit und Granat-Plagioklas Paare sind in App. III zusammengefasst.

halb der Fehlergrenzen gleich. Sie sind ferner konsistent mit den Temperaturabschätzungen der oben erwähnten regionalen Arbeiten.

IV.2. Barometrie

Die aus der Thermometrie abgeleiteten Temperaturen von ca. 550°C und das regionale Vorkommen von Disthen deuten darauf hin, dass Drucke von über 5 kb erreicht wurden. Diese Druckabschätzung ist unabhängig von der Lage des Al_2SiO_5 -Tripelpunktes, weil für das hier relevante Sillimanit-Disthen-Gleichgewicht sowohl von HOLDAWAY (1971) als auch von RICHARDSON et al. (1968) nahezu die selben Gleichgewichtsbedingungen ermittelt wurden.

Eine weitere Druckinformation liefert die Mineralparagenese Clinozoisit-Disthen (Tab. 1). Dieses Mineralpaar kann in quarz- und calcitführenden Gesteinen nur oberhalb von 6 kb stabil miteinander auftreten (BUCHER et al., 1982).

Eine zusätzliche Möglichkeit Metamorphosedrucke zu bestimmen, ist durch das relativ häufige Auftreten der Mineralparagenese Granat + Plagioklas + Disthen + Quarz gegeben. Die stabile Koexistenz dieser vier Minerale bedingt ein Gleichgewicht der Reaktion



NEWTON und HASLTON (1981) geben die Temperaturabhängigkeit und Druckabhängigkeit des Verteilungskoeffizienten der Granat- sowie Plagioklas-Lösungen.

Mit den Mineraldaten für Granat (App. II a) und Plagioklas (App. II c) ergeben sich Drucke von 5.4–6.8 kb bei einer Metamorphosetemperatur von 560°C. Zwei der insgesamt drei untersuchten Proben lieferten identische Drucke von 6.8 kb, während für die Probe Fus 70 Drucke von 5.4 kb berechnet wurden. Für die scheinbar zu tiefen Werte der Probe Fus 70 kann zur Zeit keine plausible Erklärung gegeben werden.

Die hier präsentierten Daten deuten darauf hin, dass im Gebiet Cristallina-Naret-Bedretto während der tertiären alpinen Metamorphose Temperaturen von rund 550°C und Drucke von 6–7 kb erreicht wurden. Dieses Metamorphosemaximum ist nach den Beobachtungen des ersten Teils dieser Arbeit prä- bis früh-synkinematisch mit der dritten Deformationsphase anzusiedeln.

IV.3. Zusammensetzung der fluiden Phase:

Der in den hier beschriebenen Gesteinen teilweise sehr hohe Gehalt an organischem Material (Graphit) hat die Anwesenheit der Gasspezien CO_2 – CO – CH_4 – H_2O – H_2 – O_2 im metamorphen Fluid zur Folge. Die in den Bündnerschiefern beobachtete Mineralparagenese Quarz + Disthen + Plagioklas +

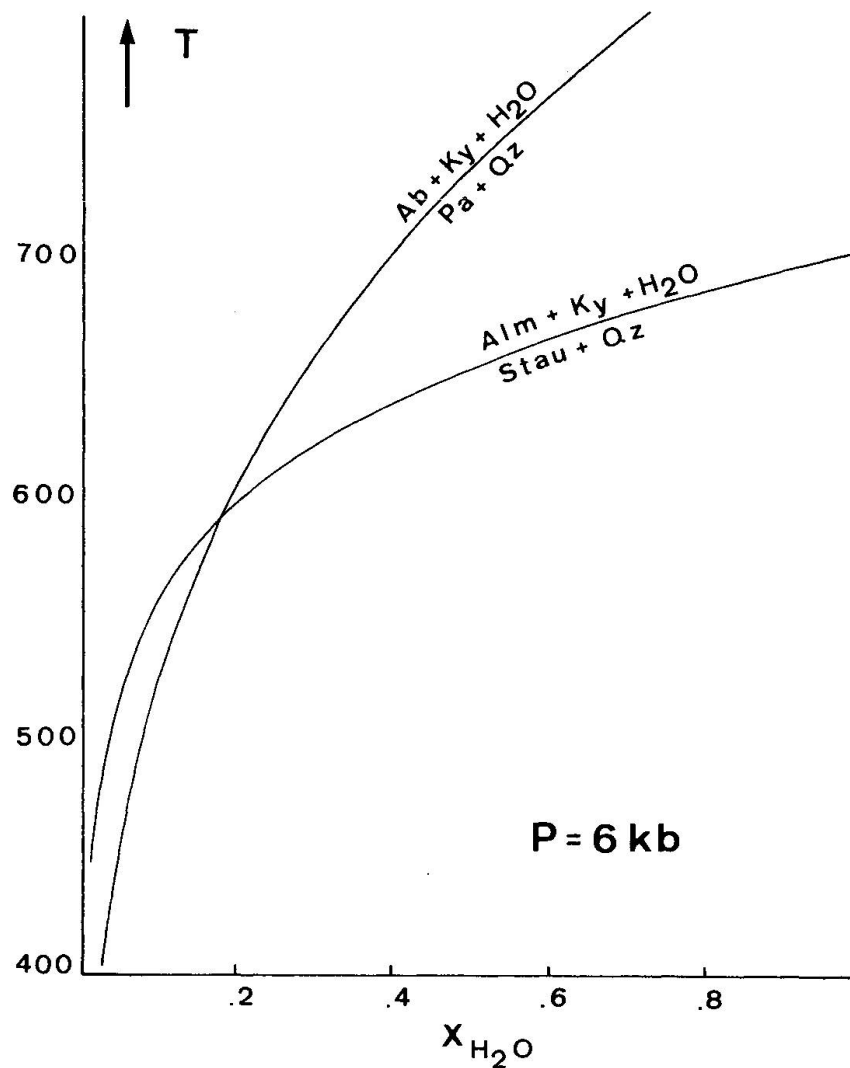
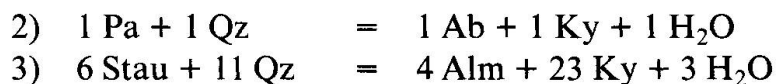


Fig. 8 TX_{H_2O} Diagramm bei $P_{tot} = 6 \text{ kb}$. Die beiden gemeinsam auftretenden Gleichgewichtsparagenesen $Pa + Qz + Ab + Ky$ und $Stau + Qz + Alm + Ky$ fixieren das Fluid bei 590°C und einem X_{H_2O} von 0.17.

Granat + Paragonit + Staurolit erlaubt eine Abschätzung der Zusammensetzung des metamorphen Fluids. Diese Paragenese erfordert simultanes Gleichgewicht der beiden Reaktionen



Die Gleichgewichtsbedingungen der beiden Reaktionen bei 6 kb als Funktion der Temperatur und der Gaszusammensetzung sind in Fig. 8 dargestellt. Die thermodynamischen Daten für Reaktion 2) stammen von HELGESON et al. (1978) und für Reaktion 3) von RAO und JOHANNES (1979). Aus Fig. 8 ist ersichtlich, dass die Minerale Quarz + Disthen + Plagioklas + Granat + Paragonit + Staurolit bei 6 kb nur bei ca. 590°C und einer Gaszusammensetzung von 17 Mol% H_2O koexistieren können.

Eine relativ H_2O -arme Gasphase wird auch durch die Subparagenese Quarz + Staurolit + Disthen + Granat nahegelegt. Diese Paragenese erfordert im reinen Fe-System und bei $X_{H_2O} = 1$ bei 6 kb eine Gleichgewichtstemperatur von ca. $690^\circ C$ (RAO et al., 1979). Damit diese Paragenese bei $550^\circ C$ auftreten kann, ist eine erhebliche Verdünnung des Wassers in der fluiden Phase erforderlich (Fig. 8).

IV.4. Mineralreaktionen:

A. DOLOMITMARMORE

In den triadischen Marmoren sowie in den Marmorlagen der Bündnerschiefer wurden die folgenden Paragenesen und deren Teilparagenesen beobachtet:

- 4) $Cc + Do + Qz + Tc + Phl$
- 5) $Cc + Do + Qz + Tr + Plag \pm Phl$
- 6) $Cc + Do + Qz + Tc + Tr$

Die fünf Minerale der Paragenese 6) können bei vorgegebenem Druck (unter der Annahme $P_f = P_{tot} = P_{H_2O} + P_{CO_2}$) nur bei bestimmter Temperatur und Gaszusammensetzung miteinander auftreten.

Bei einem Druck von 5 kb werden von SLAUGHTER et al. (1975) $470^\circ C$ und $X_{CO_2} = 0.2$ als Bedingung für die Koexistenz von $Cc + Do + Qz + Tc + Tr$ angegeben. Die gefundenen $MgCO_3$ -Gehalte in Calcit (koexistierend mit Dolomit) deuten jedoch auf eine Metamorphosetemperatur von mindestens $530^\circ C$ hin. Granat-Biotit Thermometrie ergab Werte um $560^\circ C$ (verg. Kap. IV.1.1.). Die Differenz von $70-80^\circ C$ liegt deutlich ausserhalb der möglichen Fehler der jeweiligen Temperaturabschätzungen. Es ist allerdings zu berücksichtigen, dass pro zusätzlichem Kilobar Druck die Gleichgewichtstemperatur für die Koexistenz der Fünfer-Paragenese Calcit + Dolomit + Quarz + Talk + Tremolit um ca. $15-20^\circ C$ zunimmt. Somit bleibt immer noch eine signifikante Temperaturdifferenz von rund $50^\circ C$. Diese Differenz wird dahingehend gedeutet, dass es sich bei den beobachteten Talk-Paragenesen um durchwegs retrograde Bildungen handeln könnte. Diese Interpretation wird auch durch die texturellen Beobachtungen gestützt. Talk bildet zusammen mit Calcit und gelegentlich auch Tremolit Überzüge auf Kluftflächen. Weiter ist sie konsistent mit MERCOLLI (1979) und WALTHER (1982). Walther bestimmte an Gas- und Flüssigkeits Einschlüssen in den Talkvorkommen des Campolungo Bildungsdrucke von nur 2 kb, was die Interpretation des Talk als späte Bildung unterstützt.

B. KALKGLIMMERSCHIEFER

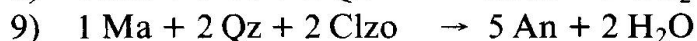
Aus den metamorphen Texturen der Kalkglimmerschiefer lassen sich einige Gruppen von möglichen Mineralbildungsreaktionen ableiten. Die textuellen Beziehungen erlauben in vielen Fällen jedoch nur ein Ableiten von Ausgangs- und Endprodukten einer ganzen Serie von Reaktionen.

Charakteristisch ist die syn- bis post-F₃ stattfindende Bildung von plagioklasreichen Lagen zwischen Lagen von Quarz, Dolomit oder Hellglimmer (Fig. 5a). Der Plagioklas scheint auf Kosten der Hellglimmer Margarit und Muskowit, des Clinozoisites und auf Kosten von Calcit und Quarz entlang der Wegsamkeit helizitisch über das Gefüge gewachsen zu sein. Die durch F₃ verbogene Hauptschieferung wird durch Hellglimmerrelikte abgebildet. Beobachtet wurde die Paragenese Clinozoisit + Disthen + Margarit + Plagioklas, welche ein Gleichgewicht der Fluid-abwesenden Reaktion



bedingt. Die Koexistenz von Clinozoisit und Disthen erfordert Drucke von über 6 kb, die Gleichgewichtstemperatur für Reaktion 7) beträgt bei 7 kb 570°C im reinen CaO-Al₂O₃-SiO₂-CO₂-H₂O-System (BUCHER et al., 1982).

Das beobachtete Plagioklas-Wachstum auf Kosten der Hellglimmer lässt sich mit folgenden Reaktionen beschreiben:



Als weitere Plagioklas produzierende Reaktionen lassen sich aufgrund der Gefüge die Reaktion



sowie die schematische Umwandlung



herleiten.

C. METAPELITE

Ein wesentlicher Unterschied der in Kap. III. C beschriebenen Metapelit-typen liegt im Graphitgehalt und in der Zusammensetzung der Matrix. Die in einigen Proben paragonitreiche Grundmasse wurde teilweise oder vollständig

zu Plagioklas umgewandelt. Wegen der in diesen Gesteinen zunehmenden modalen Häufigkeit von Disthen, wegen seiner engen Verwachsung mit Plagioklas und wegen der Paragonitrelikte in der Matrix wird eine Umwandlung nach der Reaktion

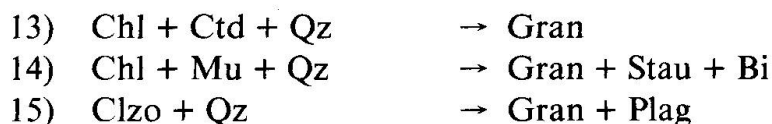


angenommen. Für Paragonit als Natriumlieferanten bei der Plagioklasbildung spricht auch der geringe Natriumgehalt der Matrixmuskowite (App. II d). Bei der Reaktion überschüssiges Natrium konnte in Quermuskowiten, die sich gleichzeitig mit dem Plagioklas bildeten, eingebaut werden. Der Na-Gehalt dieser Quermuskowite ist systematisch um 1–2% höher als in den Matrixmuskowiten.

Im Gegensatz zu den Plagioklasschiefern weisen die anderen beiden Typen der Metapelite einzelne, die Matrix helizitisch überwachsene verzwillingte Plagioklas-Individuen auf.

Das Wachstum der Disthen-Porphyroblasten wurde bereits im vorhergehenden Kapitel beschrieben. Auch hier treten solche plagioklasgepanzerter Disthenkristalle auf.

Die Granatbildungsreaktionen sind nur schwer aus den Dünnschliffen ableitbar. Aufgrund der Einschlussminerale Quarz, Clinozoisit, Chlorit, Chloritoid und Hellglimmer lassen sich die folgenden generellen Umwandlungen postulieren:



wobei die Reaktion 14) die einzige Reaktion ist, die aufgrund der Texturen für die Bildung von Staurolit plausibel erscheint.

Retrograde Umwandlungen sind nur an Granat zu beobachten. Einige dieser Porphyroblasten weisen Biotit-Anwachserränder auf. Weiter ist eine teilweise Zersetzung zu Biotit, Hellglimmer und Chlorit festzustellen. Um Granat und vereinzelt auch Staurolit ist eine Verminderung des Graphitgehaltes in Druckschattenbereichen zu beobachten.

Zusammenfassung

Die Region Cristallina–Naret–Bedretto wird geprägt durch mehrere Gneisslamellen, die an der Front der Maggia-Decke in die monotone Masse der penninischen Bündnerschiefer eingefaltet sind. Diese Lagen aus (permokarbonischen?) Zweiglimmergneisen und Glimmerschiefern gehören teils zur Maggia-Einheit, teils zur Lebendun-Decke, deren östlichste Ausläufer sie darstellen.

Die sie umgebenden mesozoischen Metasedimente umfassen triadische Rauhwacken und Marmore sowie die jurassischen (bis kretazischen?) Bündnerschiefer, eine gebänderte Serie von Marmoren, Kalkglimmerschiefern, Glimmerschiefern, Phylliten und Quarziten.

Im untersuchten Gebiet lassen sich zwei tektonisch voneinander getrennte Gesteinssequenzen unterscheiden: der südliche Teil des Gebietes besteht aus einer stark graphithaltigen Serie, die vorwiegend aus Glimmerschiefern und Phylliten und nur geringmächtigen Kalkglimmerschiefern aufgebaut ist. Im nördlichen Teil des Gebietes ist eine sehr mächtige und eintönige Serie von Kalkglimmerschiefern wechsellagernd mit Marmoren und Metapeliten abgeschlossen.

Aufgrund der Feldkartierung der mesoskopischen Strukturen konnten drei Deformationsphasen definiert werden. Diese im folgenden nochmals kurz dargestellte Deformationsabfolge entspricht weitgehend den Schemata der früher zitierten Arbeiten. Die erste Deformationsphase wird allerdings von einigen Autoren in zwei getrennte Ereignisse unterteilt.

1. Bildung des Deckenstapels (Deckenschuppentektonik) und Nordtransport desselben. Bildung erster deckenumfassender isoklinaler Falten («Lebendun-Falte») mit einer faltenachsenparallelen Streckungslineation. Entstehung einer zur Lebendun-Falte parasitären Antiklinalstruktur, die am Pzo. Mezzodi unter den Sambucco-Teillappen hineinzieht.
2. Faltung von regionalem Ausmass. Verfaltung von isoklinalen F_1 -Falten und starke Scherbewegungen an den Faltenchenkeln. Bildung der achsenebenenparallelen Hauptschieferung, welche mit einer eventuellen früheren Schieferung

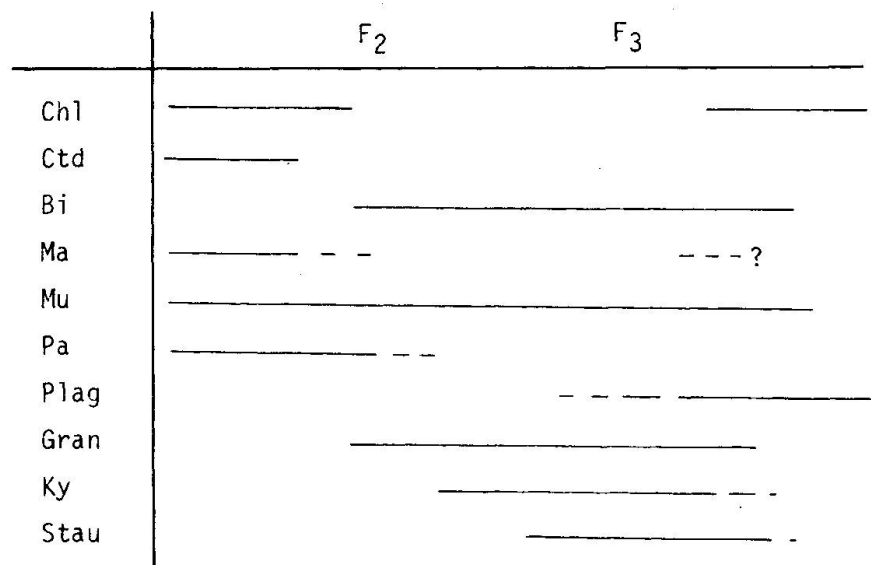


Fig. 9 Zusammenfassende Darstellung des Wachstums alpin metamorpher Mineralien (Paragenesenabfolge) in Relation zu den verschiedenen Deformationsereignissen.

rung und mit der Stoffbänderung (ausser an den Faltenscheiteln) zusammenfällt. Die am Pso. di Naret aufgeschlossenen Falten dürften weitgehend dieser Deformationsphase zuzuordnen sein.

3. Rückfaltung und Bildung einer «Crenulation». Im untersuchten Gebiet kam es zu einer Aufwölbung aller Gesteinsserien mit Z-förmigen Parasitärfaalten. Die Entwicklung der Kleinfältelung in den glimmerreichen und der Lineation in den quarzreichen Gesteinen ist ausgeprägt.

Von diesen rein geometrisch definierten Deformationsphasen lassen sich die letzten beiden Ereignisse auch durch textuelle Beobachtungen an Dünnschliffen belegen. Das Wachstum der Porphyroblasten Granat, Disthen und Staurolit sowie Plagioklas kann mit den hier beschriebenen deformativen Vorgängen korreliert werden. Aus der Zusammenstellung der Fig. 9 ist zu entnehmen, dass ein Maximum der Entwicklung der Porphyroblasten in die Zeit zwischen der zweiten und dritten sowie in die dritte Deformationsphase fällt. Es wird angenommen, dass der Höhepunkt in der Porphyroblastenentwicklung auch dem Druck- und Temperatur-Höhepunkt der Metamorphose entspricht.

Die Thermo-Barometrie ergab ca. 550°C und 6–7 kb für dieses Maximum der tertiären alpinen Metamorphose in diesem Gebiet (Cristallina–Naret–Bedretto). Die beobachteten Mineralparagenesen sind konsistent mit den Ergebnissen der Thermo-Barometrie sowie mit den entsprechenden Abschätzungen in den bereits zitierten regionalen Arbeiten.

Verdankungen

Prof. J. Ramsay (Zürich), Dr. S. Schmid (Zürich) und vor allem auch Dr. K. Bucher (Basel) sei für anregende Diskussionen während der Durchführung dieser Arbeit und für die zuverlässige und kritische Durchsicht des Manuskriptes herzlich gedankt.

Literaturverzeichnis

SMPM = Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.

- BOLLI, H., BURRI, M., ISLER, A., NABHOLZ, W., PANTIC, N. und PROBST, P. (1980): Der nordpenninische Saum zwischen Westgraubünden und Brig. *Eclogae geol. Helv.* 73/3, 779–797.
- BUCHER, K., FRANK, E. and FREY, M. (1982): A model for the progressive regional metamorphism of margarite bearing rocks in the Central Alps. *Amer. J. Sci.*
- BURCKHARDT, C. E. (1942): Geologie und Petrographie des Basodino-Gebietes. SMPM 22.
- CHADWICK, B. (1968): Deformation and metamorphism in the Lukmanier region, Central Switzerland. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 79/9, 1123–1150.
- FERRY, J. M. and SPEAR, F. S. (1978): Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contrib. Mineral. Petrol.* 66, 113–117.
- FREY, M., BUCHER, K., FRANK, E. and MULLIS, J. (1980): Alpine metamorphism along the Geotrasverse Basel-Chiasso – a review. *Eclogae geol. Helv.* 73/2, 527–546.

- GOLDSMITH, J. R. and GRAF, D. L. (1958): Relation between lattice constants and composition of the Ca Mg Carbonates. *Amer. Mineralog.* 43, 84–101.
- GRUBENMANN, J. U. (1970): Die Bündnerschiefer der Val Torta (Val Bedretto). Diplomarbeit ETH (unpubl.).
- GÜNTHER, A. (1954): Beiträge zur Petrographie und Geologie des Maggia-Lappens. *SMPM* 34/1.
- HALL, W. D. M. (1972): The structural geology and metamorphic history of the lower Pennine nappes, Valle di Bosco, Ticino, Switzerland. Phd Thesis, University of London.
- HELGESON, H. C., DELANY, J. M., NESBITT, H. W. and BIRD, D. K. (1978): Summary and critique of the thermodynamic properties of rock forming minerals. *Amer. J. Sci.* 278-A, 229 pp.
- HERREN, E. (1981): Tektonik und Deformation im Gebiet nördlich des Griesgletschers im oberen Goms (Wallis). Diplomarbeit ETH (unpubl.).
- HIGGINS, A. K. (1964): The structural and metamorphic geology of the area between Nufenenpass and Basodino, Ticino. Phd Thesis Imp. Coll. London (unpubl.).
- HOLDAWAY, M. J. (1971): Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. *Amer. J. Sci.* 271, 97–131.
- HUBER, M. I. (1981): Geologisch-strukturelle Untersuchungen im oberen Maggia-Gebiet (Tessin). Dissertation ETH.
- KLAPER, E. M. (1980): Strukturen, Deformation und Metamorphose in der nördlichen Maggia-Zone. Diplomarbeit ETH (unpubl.).
- MERCOLLI, I. (1979): Le inclusioni fluide nei noduli di quarzo dei marmi dolomitici della regione del Campolungo (Ticino). Dissertation ETH.
- MILNES, A. G. (1974a): Post nappe folding in the western Lepontine Alps. *Eclogae geol. Helv.* 67, 333–348.
- MILNES, A. G. (1974b): The structure of the Pennine zone – a new working hypothesis. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 85, 1727–1732.
- MILNES, A. G. (1976): Strukturelle Probleme im Bereich der Schweiz. *Geotraverse – das Lukmanier-Massiv. SMPM* 56, 615–618.
- NEWTON, R. C. and HASELTON, H. T. (1981): Thermodynamics of the garnet-plagioklasen – Al_2SiO_5 – quartz geobarometer. P 131–147. in: *Thermodynamics of minerals and melts*, Newton, R. C., Navrotsky, A., Wood, B. J., Springer.
- NIGGLI, E. und NIGGLI, C. (1965): Karten der Verbreitung einiger Mineralien der alpidischen Metamorphose in den Schweizer Alpen (Stilpnomelan, Alkali-Amphibol, Staurolit, Disthen, Sillimanit). *Eclogae geol. Helv.* 58/1, 335–368.
- PROBST, P. (1980): Die Bündnerschiefer des nördlichen Penninikums zwischen Valser Tal und Pso. San Giacomo – Beitrag zur geol. Karte der Schweiz, N.F. 153.
- RAMSAY, J. G. (1967): *Folding and fracturing of rocks*. McGrawhill.
- RAO, B. B. and JOHANNES, W. (1979): Further data on the stability of stau + qtz and related assemblages. *Neues Jahrb. der Miner.* 1979/10, 437–447.
- RICE, J. M. (1977): Contact metamorphism of impure dolomitic limestone in the Boulder Aureole, Montana. *Contrib. Mineral. Petrol.* 59, 237–259.
- RICHARDSON, S. W., GILBERT, M. C. and BELL, P. M. (1968): Kyanite-sillimanite equilibrium between 700 and 1500°C. *Amer. J. Sci.* 266, 513–541.
- ROSENFELD, J. L. (1970): Rotated garnets in metamorphic rocks. Spec. Paper 129, Geol. Soc. Amer.
- SIBBALD, T. I. I. (1971): The structural and metamorphic geology of the Val Piora region, Ticino, Switzerland. Phd Thesis Imp. Coll. London (unpubl.).
- SLAUGHTER, J., KERRICK, D. M. and WALL, V. J. (1975): Experimental and thermodynamic study of equilibria in the system $\text{CaO-MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-CO}_2$. *Amer. J. Sci.* 275, 143–162.
- SPRY, A. (1963): Origin and significance of snowball structure in garnets. *Journ. Petrol.* 4/2, 211–222.

- SPRY, A. (1969): *Metamorphic Textures*. Commonwealth and International library of Science, Pergamon Press.
- THOMPSON, A. B. (1976): Mineral reactions in pelitic rocks: II) Calculations of some $pT_{x_{Fe-Mg}}$ phase relations. *Amer. J. Sci.* 276, 425–454.
- THOMPSON, J. B. (1957): The graphical analysis of mineral assemblages in pelitic schists. *Amer. Mineralog.* 42, 842–858.
- TURNER, F. J. and WEISS, L. E. (1963): *Structural analysis of metamorphic tectonites*. McGrawhill.
- WALTHER, J. V. (1982): Description and interpretation of metasomatic phase relations at high pressure and temperature, 2) Metasomatic reactions between quartz and dolomite at Campolungo, Switzerland. *Amer. J. Sci.*

Manuskript eingegangen am 31. Januar 1982

Appendix I Probennummern und Fundortkoordinaten

Fus	1	690 700	149 200	Fus	47	689 500	149 300	Fus	76	685 665	148 545
	2	"	"		48	689 500	149 300		79a	685 670	148 645
	4	"	"		49	687 470	149 140		79b	685 670	148 650
	6	"	"		50	687 880	149 970		80b	690 700	149 200
	10	"	"		51	686 375	148 615		81	687 900	149 385
	12	"	"		57	686 315	149 180		83	689 620	149 385
	14	"	"		58a, b	687 380	148 175		84	689 620	149 385
	14b	"	"		59	686 420	149 210		101	689 600	149 350
	15	"	"		60	687 330	148 170		102	689 640	149 375
	16	"	"		61	685 700	148 580		108b	687 775	148 635
	17	689 330	150 510		62	686 500	149 275		109	687 700	148 470
	18	689 330	150 500		63	688 150	148 960		110	689 315	150 250
	20	689 300	150 450		64	690 200	151 210		116	687 260	149 070
	24	688 450	150 600		65a, b	690 200	151 210		126	687 510	148 225
	25	689 000	150 840		66a, b	690 150	151 400		202	684 100	149 800
	27	689 625	150 010		70	689 490	149 200		203	685 150	150 400
	30	689 335	150 510		73	689 750	151 050		204	685 650	148 550
	46	689 490	149 205						205	685 200	150 250

Mineralsymbole:

Ab = Albit, Alm = Almandin, An = Anorthit, Bi = Biotit, Cc = Calcit, Chl = Chlorit, Clzo = Clinozoisit, Ctd = Chloritoid, Do = Dolomit, Ep = Epidot, Fsp = Feldspat, Gran = Granat, Gross = Grossular, Hbl = Hornblende, Hgl = Hellglimmer, Karb = Karbonat, Kfsp = Kalifeldspat, Ky = Disthen, Ma = Margarit, Mu = Muskowit, Pa = Paragonit, Phl = Phlogopit, Plag = Plagioklas, Py = Pyrop, Qz = Quarz, Skap = Skapolit, Spess = Spessartin, Stau = Staurolit, Tc = Talk, Tr = Tremolit, Tu = Turmalin.

Appendix IIa Granate

	Fus 46/ 4	Fus 46/16	Fus 70/ 6	Fus 70/ 7	Fus 70/24	Fus 70/27	Fus 70/33	Fus 70/170	Fus 80/ 3	Fus 80/ 7	Fus 80/ 9	Fus 80/86
SiO ₂	38.53	37.74	38.28	38.66	38.44	38.03	37.93	38.16	38.32	37.98	38.58	37.80
Al ₂ O ₃	21.28	20.90	21.01	21.23	20.95	20.77	20.81	20.75	21.12	20.88	20.89	20.62
FeO *	30.82	31.06	32.60	32.82	30.85	32.45	32.42	32.80	33.31	32.57	31.83	31.57
MnO	.54	.54	1.13	.96	2.78	.92	.80	1.82	.37	.18	.08	.09
MgO	2.59	3.17	3.84	3.74	3.73	3.52	3.71	3.68	2.99	3.37	3.55	2.85
CaO	7.13	6.23	3.53	3.80	3.61	4.03	3.66	3.36	5.72	5.25	5.49	5.83
TiO ₂	.00	.00	.00	.08	.05	.09	.04	.00	.06	.00	.04	.00
Cr ₂ O ₃	.00	.05	.00	.00	.03	.00	.04	.00	.00	.06	.06	.00
Total	100.89	99.69	100.43	101.29	100.44	99.81	99.41	100.57	101.35	100.29	100.52	98.76

Anzahl Atome pro Formeleinheit: basiert auf 12 Sauerstoff Atome

Si	3.03	3.01	3.03	3.03	3.04	3.03	3.03	3.03	3.01	3.02	3.04	3.03
Al	1.97	1.97	1.96	1.96	1.95	1.95	1.96	1.96	1.96	1.96	1.94	1.93
Fe	2.03	2.07	2.16	2.16	2.04	2.17	2.17	2.18	2.20	2.17	2.10	2.17
Mn	.04	.04	.08	.06	.19	.06	.05	.12	.02	.01	.01	.01
Mg	.30	.38	.45	.44	.44	.42	.44	.44	.35	.40	.42	.39
Ca	.60	.53	.30	.32	.31	.34	.31	.29	.45	.45	.46	.49
Ti	.00	.00	.00	.00	.00	.01	.00	.00	.02	.00	.00	.00
Cr	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00
Alm	68.31	68.66	72.18	72.40	79.21	72.40	72.79	72.06	72.90	71.61	70.30	71.40
Spess	1.21	1.21	2.53	2.14	7.23	2.08	1.82	4.06	.82	.40	.18	.21
Py	10.24	12.49	15.16	14.71	1.72	13.99	14.86	14.42	11.52	13.20	13.98	11.50
Gross	20.24	17.64	10.13	10.75	11.84	11.52	10.53	9.46	14.76	14.79	15.54	16.89

* FeO = Fe_{tot}

Appendix IIb Biotite

	<u>Fus 46/29</u>	<u>Fus 46/136</u>	<u>Fus 70/ 8</u>	<u>Fus 70/ 9</u>	<u>Fus 70/10</u>	<u>Fus 70/25</u>	<u>Fus 70/28</u>	<u>Fus 70/171</u>	<u>Fus 80/57</u>	<u>Fus 80/60</u>	<u>Fus 80/105</u>
SiO ₂	35.78	39.73	36.95	36.98	37.03	36.49	36.74	37.45	36.98	35.47	37.61
Al ₂ O ₃	18.68	18.05	17.23	17.56	17.59	17.67	18.63	17.33	18.31	18.65	19.13
FeO	17.00	9.68	18.37	17.05	17.05	19.21	15.50	18.58	14.28	17.26	15.86
MnO	.08	.08	.13	.12	.12	.14	.00	.14	.00	.00	.00
MgO	8.90	16.20	11.00	11.39	11.60	10.11	12.46	11.17	11.78	10.60	12.27
CaO	.00	.05	.00	.02	.02	.03	.01	.02	.08	.02	.00
TiO ₂	3.34	1.76	1.95	1.79	1.67	1.51	1.53	2.05	1.80	1.74	1.61
Na ₂ O	.09	.14	.11	.11	.09	.07	.12	.09	.32	.25	.26
K ₂ O	9.82	9.75	9.64	9.45	9.53	9.55	9.22	9.27	8.93	8.56	8.46
Cr ₂ O ₃	.00	.07	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.04	.07
Total	93.63	95.26	95.35	94.47	94.70	94.78	94.21	96.10	92.48	92.59	95.27
Anzahl Atome pro Formeleinheit: basiert auf 24 Sauerstoffatome											
Si	5.42	5.68	5.53	5.54	5.54	5.51	5.47	5.55	5.55	5.46	6.06
Al	3.33	3.04	3.04	3.10	3.10	3.14	3.27	3.03	3.24	3.38	3.64
Fe	2.15	1.16	2.29	2.14	2.13	2.43	1.93	2.30	1.79	2.22	2.14
Mn	.01	.02	.02	.01	.02	.02	.00	.02	.00	.00	.00
Mg	2.01	3.46	2.45	2.54	2.58	2.28	2.76	2.47	2.64	2.43	2.94
Ca	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.01	.00	.00
Ti	.38	.18	.22	.20	.19	.17	.17	.23	.20	.20	.20
Na	.02	.04	.03	.03	.02	.02	.04	.03	.09	.08	.07
K	1.90	1.74	1.84	1.81	1.82	1.84	1.75	1.75	1.71	1.68	1.74
Cr	.00	.01	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00
O	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00

* FeO = Fe_{tot}

Appendix IIc Plagiokläse

d Muskowite

	Fus 46/46	Fus 70/11	Fus 70/12	Fus 70/13	Fus 80/14	Fus 80/164	Fus 70/150	Fus 70/201
SiO ₂	60.83	62.06	57.87	61.24	62.31	58.66	49.29	46.36
Al ₂ O ₃	24.29	24.91	23.12	25.38	25.25	27.04	31.26	35.10
FeO	.17	.34	.54	.25	.34	.07	2.49	.91
MnO	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00
MgO	.00	.00	.07	.00	.00	.00	1.82	1.04
CaO	6.04	6.27	5.98	6.68	6.32	9.32	.00	.00
TiO ₂	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.35	.50
Na ₂ O	7.92	8.12	6.97	8.02	6.56	6.16	.23	1.14
K ₂ O	.11	.09	.43	.08	.10	.10	9.59	10.51
Total	99.36	101.79	94.98	101.65	100.88	101.35	95.03	95.56
Anzahl Atome pro Formeleinheit: basiert auf 8 Sauerstoff Atome								
Si	2.72	2.71	2.71	2.68	2.73	2.70	6.55	6.00
Al	1.28	1.28	1.28	1.31	1.30	1.36	4.90	5.36
Fe	.01	.01	.02	.01	.01	.01	.28	.11
Mn	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00
Mg	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.36	.20
Ca	.29	.29	.30	.31	.30	.43	.00	.00
Ti	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.03	.05
Na	.69	.69	.63	.68	.56	.61	.06	.28
K	.01	.00	.03	.00	.01	.01	1.63	1.70
Ab	53.99	53.73	50.29	51.91	48.18	62.33		
An	45.50		47.65	47.77	51.32	37.27		
Or	.51		2.06	.32	.50	.40		

* FeO = Fe_{tot}

Appendix III Thermobarometrie Mineralpaare

<u>Probennr.</u>	Biotit	<u>Nummer der Messung:</u>		Plagioklas
		Granat		
Fus 46	29	4		
		16		46
Fus 70	9	6		
	8, 10	7		
	25	24		11, 12, 13
	28	27		
	171	170		
Fus 80		3		164
	60	7		164
	57, 60, 105	9		
		86		14