

Deformation und Metamorphose der Adula-Decke südwestlich San Bernardino

Autor(en): **Baumgartner, Lukas / Löw, Simon**

Objektyp: **Article**

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

Band (Jahr): **63 (1983)**

Heft 2-3

PDF erstellt am: **23.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-48732>

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 der Adula-Decke südwestlich San Bernardino

von *Lukas Baumgartner* und *Simon Löw*¹

Abstract

This paper presents some of the results of a regional study of about 10 km² belonging to the Lower Pennine Adula basement nappe, Central Alps. The macro- and micro-structures described show clear evidence of polyphase alpine deformation and clearly distinguishable fabric elements. This, together with the presence of porphyroblastic mineral phases, has permitted to establish the relative structural age of the successive mineral assemblages formed during polyphase and alpine plurifacial metamorphism. The P-T-conditions during mid-tertiary upper greenschist to lower amphibolite facies metamorphism were estimated to be 530°C/5 kb.

Keywords: regional metamorphism, polyphase processes, mineral assemblages, P-T-conditions, Pennine Alps, fabrics.

Abkürzungen

A	Antigorit	Ep	Epidot	Phe	Phengit
Ab	Albit	Fsp	Feldspat	Phl	Phlogopit
Akt	Aktinolith	Fo	Forsterit	Pie	Piemontit
Alm	Almandin	Ga	Granat	Pis	Pistazit
An	Anorthit	Gr	Grossular	Pl	Plagioklas
Andr	Andradit	Hbl	Hornblende	Pyr	Pyrop
Bi	Biotit	Hgl	Hellglimmer	Qz	Quarz
				Ru	Rutil
Cc	Kalcit	Kfs	Kalifeldspat	Spes	Spessartin
Chl	Chlorit	Ky	Disthen	Sta	Staurolith
Klz	Klinozoisit	M	Magnesit	Tc	Talc
Ctd	Chloritoid	Mu	Muskovit	Tr	Tremolit
Di	Diopsid	Omph	Omphacit	Wo	Wollastonit
Do	Dolomit	Or	Orthoklas	Zo	Zoisit

1. Regionale Geologie

Die penninische Adula-Decke besteht vorwiegend aus prä-mesozoischen leukokraten wie mesokraten Gneisen und Schiefnern, sowie untergeordnet aus

¹ Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität, Bernoullistrasse 30, CH-4056 Basel.

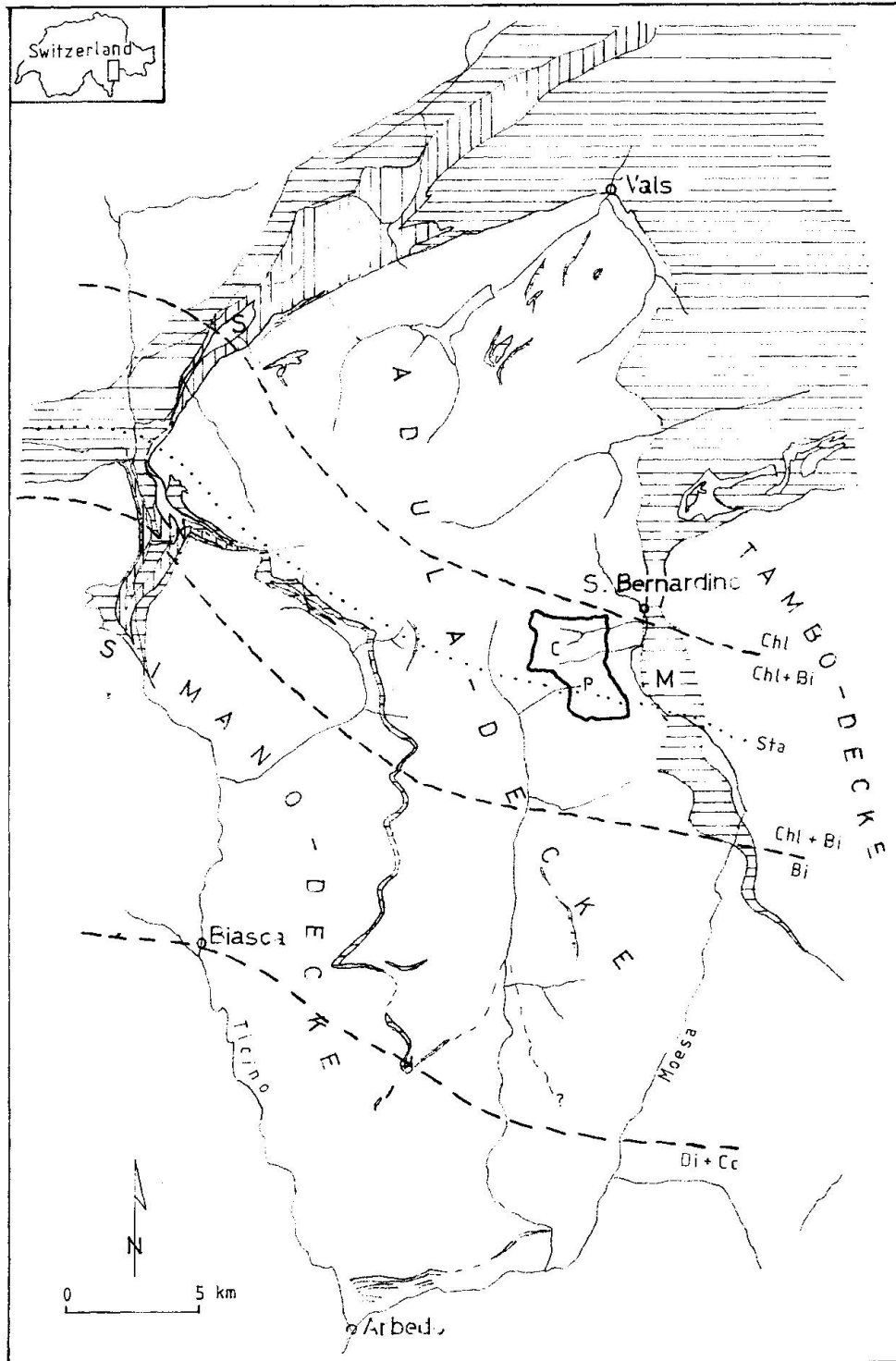


Fig. 1

 Bündnerschiefer der
Misoixer Zone, Trias

 Bündnerschiefer der Zone
P. Terri-Lunschana

(n. PROBST 1980)

Geologisch-tektonische Karte der Adula-Decke und ihres Rahmens. Dick umrahmt: vorliegendes Untersuchungsgebiet. Zonengrenzen Chl/Chl+Bi/Bi mesoalpiner Alters in pelitischen Gesteinen nach KLEIN 1976, FOX 1975 und eigenen Daten. Erstes Auftreten von Di+Cc in Metakarbonaten nach TROMMSDORFF 1966. Erstes Auftreten von Sta nach FREY et al. 1980. S: Soja-Decke, M: Misoixer Zone, C: Alp de Confin, P: Pass di Passit.

metamorphen Basica, Ultrabasica, Karbonaten und Mischgesteinen. Sie ist im Norden auf Kristallin der Simano- und Soja-Decke sowie auf nordpenninische Bündnerschiefer (= Zone Piz Terri-Lunschana, PROBST 1980) überschoben (Fig. 1). Der liegende Deckenkontakt der Adula-Decke ist eine kompliziert aufgebaute und isoklinal verfaltete Zone triadischer Gesteine (JENNY 1923, CODONI 1981) und trennt Altkristallin-Einheiten mit mehrheitlich konkordant zueinander stehenden Grossstrukturen. Gegen Süden werden die deckentrennenden Gesteine zunehmend spärlicher sowie erneut überfaltet (CODONI 1981), was eine korrekte Herausarbeitung der südlichen Deckenbasis bisher verunmöglicht hat. Der hangende Deckenkontakt - die Misoixer Zone - trennt als scharfe Sutur Kristallin-Komplexe mit zu grossen Teilen diskordant zueinander stehenden Grossstrukturen (GANSSE 1937, WEBER 1966). In der Misoixer Zone wurzelnde Bündnerschiefer (Grava-Serie, Lugnezer Schiefer) sind in einer Makrostruktur um die Adula-Stirn eingefaltet (VOLL 1976, vgl. Fig. 1). Eine analoge Grossfalte lässt sich als deckeninterne Struktur im Adula-Kristallin beobachten (Löw in-Vorb.).

Die Gesteine der Adula-Decke zeigen eine komplizierte polymetamorphe und alpin plurifazielle Entwicklungsgeschichte: Herzynische Ereignisse werden durch wenige Mineralalter (Mu, Bi: K-Ar, Rb-Sr) in Paragneisen der nördlichsten Adula (JAEGER et al. 1967, JAEGER et al. 1969) sowie durch Rb-Sr-Gesamtgesteins-Isochronen an intrusiven Migmatitphasen der südlichen Adula (HAENNY et al. 1975) dokumentiert. Möglicherweise gleichaltrige Mineralbetände werden unter anderem durch VAN DER PLAS (1959) beschrieben.

Eklogitische sowie äquivalente druckbetonte Mineralparagenesen wahrscheinlich frühalpinen Alters aus Basica, Ultrabasica und Peliten diskutieren insbesondere VAN DER PLAS (1959), EVANS et al. (1979) und HEINRICH (1982). Eklogitfazielle P-T-Bedingungen zeigen nach HEINRICH (1982) eine kontinuierliche Zunahme von 500–600°C/12–15kb im Norden der Adula-Decke zu >800°C/20kb im Süden. Frühalpine radiometrische Alter liegen aus dem Gebiet der Adula-Decke nicht vor.

Tertiäre Mineralzonen und Reaktions-Isograde konvergieren im östlichen Lepontin stark gegen Osten und scheinen Isogradflächen der regionalen lepontinischen Metamorphose mit jenen der Bergeller Kontaktaureole zu verbinden. Das vorliegende Untersuchungsgebiet liegt im Übergangsfeld von tertiärem Ctd zu Sta (Fig. 1). JAEGER et al. (1967) bestimmen für Proben der nördlichen Adula-Decke ein minimales Alter der letzten Metamorphose von 28 m.y.; HAENNY et al. (1975) im Bereich der südlichen Adula ein letztes thermisches Maximum zwischen 20 und 25 m.y.

2. Makro- und mesoskopische Gefügeelemente

Das vorliegende Untersuchungsgebiet liegt im flachliegenden Mittelteil der Adula-Decke, der – insbesondere im Vergleich zur Stirnregion – durch einen relativ einfachen und monotonen Baustil geprägt ist: Stoffbänderung und Hauptschieferung bilden plane, im allgemeinen konkordante Flächen, welche – parallel zum hangenden Deckenkontakt – mit 20–30° gegen Osten einfallen. Mehrheitlich isoklinale Falten verschiedenen Alters zeigen senkrecht aufeinander stehende Achsen und koplanare oder senkrecht aufeinander stehende Achsenebenen. Dies bedingt eine relativ einfache Interferenzgeometrie (Typ 3, resp. 2 nach RAMSAY 1967). Einen schematischen Überblick über die vorgefundenen Gefügeelemente vermittelt Fig. 2.

Das Untersuchungsgebiet wird geprägt durch eine intensive stoffliche Wechsellagerung (leukokrate, mesokrate Gneise, Zweiglimmer-Schiefer, Granat-Glimmer-Schiefer) im dm- bis 100-m-Bereich. Stoffbänderungen auch geringster Mächtigkeit (dm-m) zeigen erstaunliche laterale Konstanz (10–100 m).

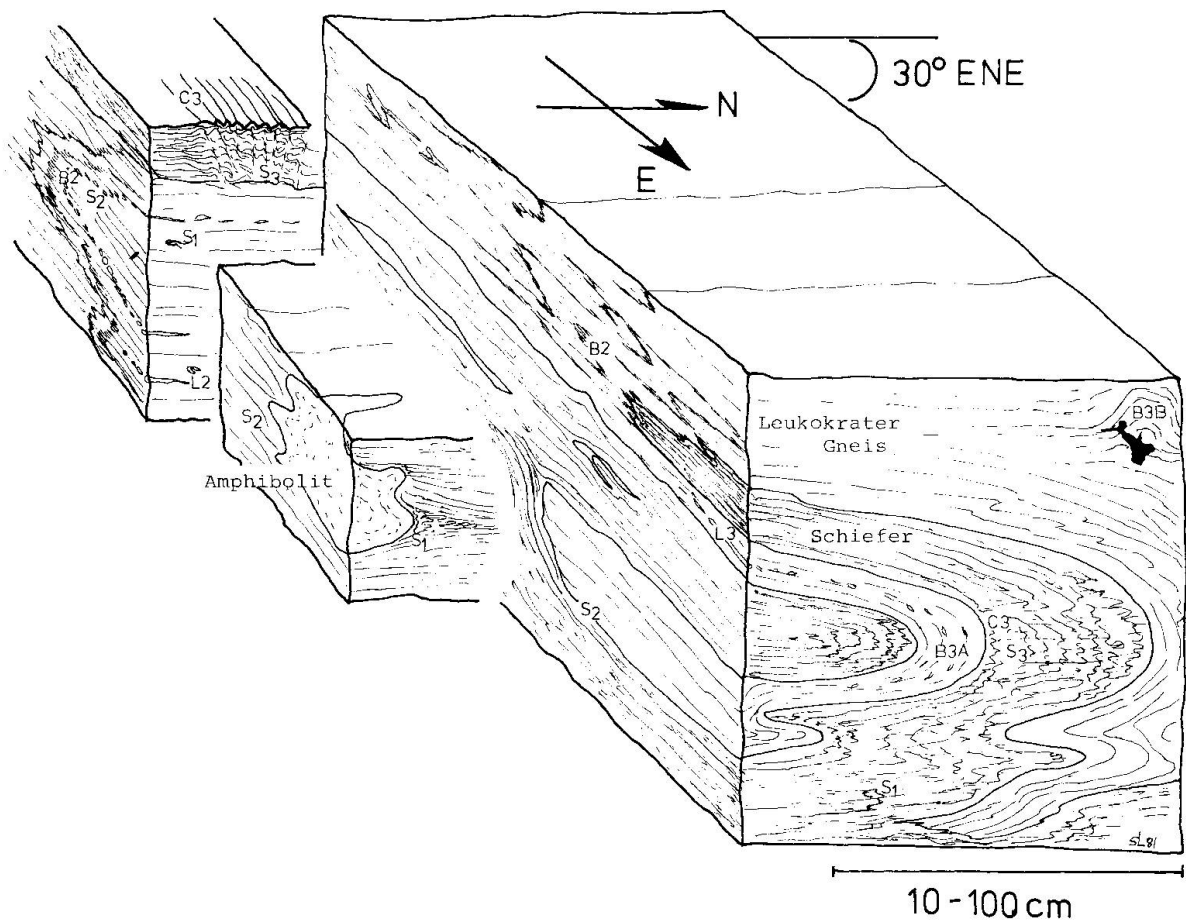


Fig. 2 Schematisches Blockdiagramm der mesoskopischen Gefügeelemente des Untersuchungsgebietes. Hauptschieferung (S2) und B3A-Achsenachse fallen mit ca. 30° gegen Ost-Nord-Ost ein.

Die beobachteten Deformationen lassen sich schematisch in vier Entwicklungsschritte (D1–D4) gliedern:

Älteste erkennbare Deformationsgefüge werden durch eine reliktsch erhaltene Schieferung (S1) repräsentiert, die sich mesoskopisch oder mikroskopisch in allen Lithologien nachweisen lässt. Auf Grund von Vergleichen mit mesozoischen Gesteinen im Liegenden und im Hangenden der Aduladecke scheint S1 alpinen Alters zu sein. Diese erste Schieferung liegt im allgemeinen der dominierenden Stoffbänderung prä-alpinen Alters parallel.

Erste erkennbare Falten (B2) sind alpinen Alters und überfalten S1. Sie sind im allgemeinen spitzwinklig, zeigen «ähnliche» Geometrie (similar folds), Zwi-schenschenkel-Winkel von 0–30° und deutlich grössere Amplituden als Wellen-längen (Fig. 3). Faltenschenkel sind oft enorm ausgedünnt und von den Schar-nieren abgeschert. Subparallel der Achsenebene entwickelt sich eine vollständig penetrative Achsialebenen-Schieferung (S2). Diese Schieferung bildet als im allgemeinen zusammengesetzte Foliation (insbesondere S1+S2) die Haupt-schieferung des Untersuchungsgebietes und lässt sich darüber hinaus bis weit nach Norden und Süden verfolgen. B2-Grossstrukturen können im Feld fast nur noch auf Grund lithologischer Kriterien erkannt werden. Karbonatische Gesteine möglicherweise mesozoischen Ursprungs bilden hierzu gute Leithori-

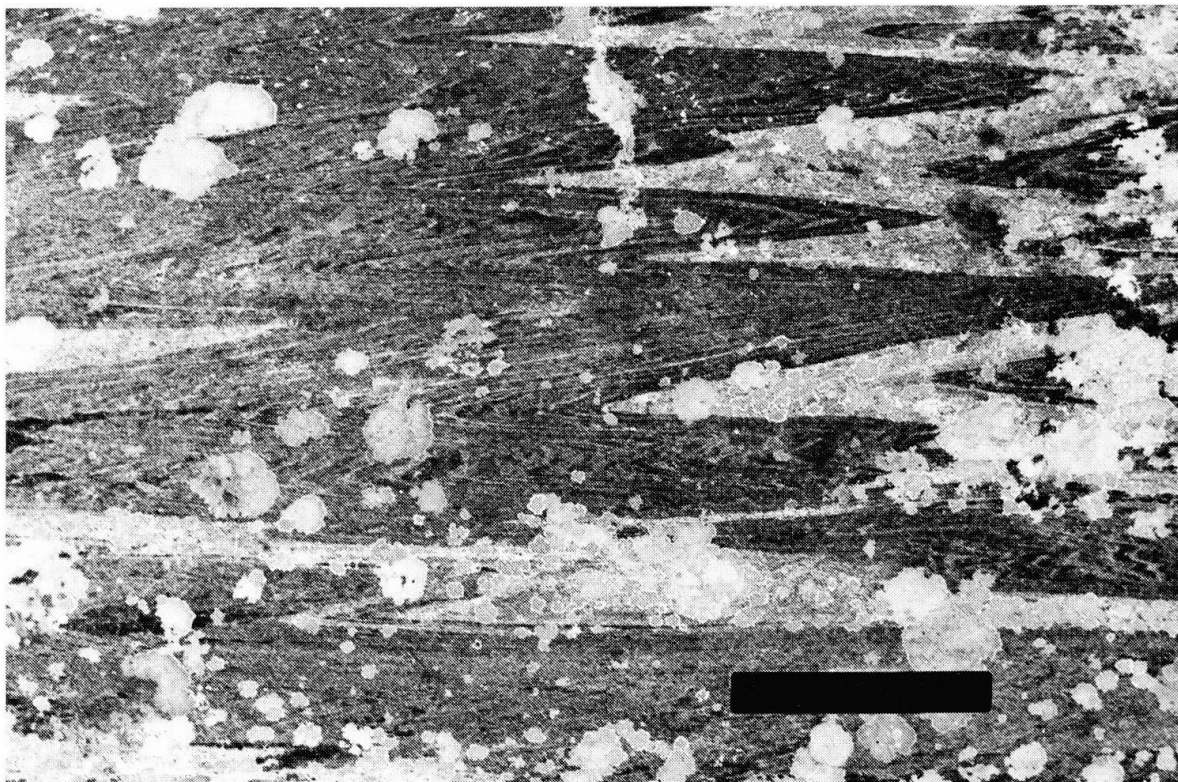


Fig. 3 Erste erkennbare alpine Falten (B2) überfalten prä-alpine Stoffbänderung in granitoidem Gneis. Subparallel der B2-Achsenebene entwickelt sich eine vollständig penetrative neue Schieferung S2. Massstab: 16 cm.



Fig. 4 B3-Falte (intermediärer Typ 3A/3B) verfaltet S2 und bildet keine neue penetrative Schieferung aus. Kleine, in S2 geplättete Fsp-Augen werden rotiert. Schieferiger Chl-Mu-Gneis. Massstab: 18 cm.

zonte. B2-Achsen sowie eine assoziierte schwache Minerallineation streichen etwa Nord-Süd, Achsenebene und Hauptschieferung fallen mit 20–30° gegen Osten ein (vgl. Tafel).

Dritte Falten (B3, Fig. 4) überfalten die Hauptschieferung S2 und rotieren während D2 geplättete augige Qz-Fsp-Aggregate nahezu undeformiert um etwa mit 20° nach Ost-Nord-Ost einfallende Achsen. B3-Falten zeigen parallele Geometrie (parallel folds) und ein Amplituden/Wellenlänge-Verhältnis von etwa 1:2. Achsenebenen liegen sowohl koplanar zu S2 (B3A-Falten) wie annähernd vertikal (B3B-Falten, vgl. Tafel). In Gneisen zeigen B3A-Falten minime Zwischenschenkel-Winkel, B3B-Falten Winkel bis zu 120°. B3A-Falten im m-Bereich zeigen im ganzen Arbeitsgebiet gleiche Vergenz (Süd-Nord nach Definition in BELL 1981). Diese im weiteren Umfeld (mindestens Val Calanca-Salvaneì im Valle Mesolcina) konstante Vergenz deutet auf eine regionale Rotation älterer Strukturen (vgl. Kap. 4C.). Eine dritte weitständige Schieferung ist nur sporadisch entwickelt.

Während eines letzten Stadiums werden die gesamten Strukturen im Dezimeter- bis Kilometer-Bereich sowohl um Nord-Süd- wie West-Ost-streichende Achsen leicht rotiert. Öffnungswinkel sind stets grösser als 130°. Die im gesam-

ten Untersuchungsgebiet morphologisch stark hervortretende Bruch- und Klufittektonik scheint teilweise gleichen Alters zu sein. Es lassen sich im Untersuchungsgebiet mehrere West-Ost-streichende Brüche mit Versetzungsbeträgen von 10 bis >100 m beobachten. Lithologische Kontakte grosser Kompetenzunterschiede werden während aller Deformationsstadien in unterschiedlichem Masse boudiniert (vgl. Kap. 3).

3. Mikroskopische Gefügeelemente und Mineralwachstum

Die schon makroskopisch beschriebene Stoffbänderung prä-alpinen Alters setzt sich im mikroskopischen Bereich fort. Sie besteht in Gneisen und Schiefern aus einer mm-breiten Wechsellagerung von Qz-Fsp-, respektive Glimmer-Ga-Ep/Klz-reichen Lagen (Fig. 3) und wird im Scharnierbereich späterer Falten oft vollständig transponiert.

Erste Schieferungsflächen lassen sich in mesokraten (Bi/Chl-, Ga-, Zo-Ep-führenden) Gneisen anhand von grossen (0,4–0,8 mm), korrodierten, eingeregelt Hgl erkennen. In pelitischen Gesteinen finden sich wahrscheinlich gleichaltrige Schieferungen als Relikte in Druckschattengebieten (insbesondere um Metabasalinseln, Fig. 6, 7) und als helizytisch überwachsene Strukturen in alten Pl- und Ga-Poikiloblasten (Fig. 5). S1-Flächen in Peliten bestehen aus parallel orientierten Phe (0,8–1,6 mm) sowie aus einer wahrscheinlich gleichaltrigen lithologischen Bänderung aus etwa 0,6 mm breiten Qz- respektive Phe-Ga-reichen Lagen (Fig. 7). Koplanar zu den S1-Flächen finden sich stellenweise annähernd reine prä- oder syn-S1-Qz-Äderchen, die durch B2 verfaltet werden und nach VOLL (1976) für erste Schieferungsflächen der Bündnerschiefer in der Berandung der Adula-Decke typisch sind.

Die dominierende Schieferung in Gneisen wie Schiefern ist S2 (Fig. 5, 9, 10). Sie besteht aus morphologisch parallel-orientierten Qz, Fsp und Glimmer und wird stellenweise von einer syn-S2-Differentiation in Qz- und Glimmer-reiche Lagen begleitet.

An wenigen Stellen lässt sich beobachten, wie in Peliten während D2 erste Schieferungsflächen durch intensivste Kleinfältelung in parallele Lage zu S2 rotiert werden. S1-Hgl und Qz scheinen während dieser Deformation im wesentlichen stabil zu bleiben. In pelitischen Gesteinen, die reich an prä-S2-Ga- und -Pl-Porphyrblasten sind, entwickelt sich derart eine domänenhafte, netzförmig ausgebildete Schieferung, in gleichkörnigen Peliten eine i.a. planare, gleichförmige Schieferung S2. In Gneisen liegen hypidiomorphe syn-S2-Hgl (0,2–0,4 mm, Tab. 2) kristallographisch orientiert in konjugierten S2-Flächen subparallel der B2-Achsebene, zusammen mit syn-S2-Kfs und leicht eingeregelt syn- bis post-S2-Bi. Syn-S1-Hgl – i.a. in parallele Lage zu S2 rotiert – stehen selten als etwa isometrische Körner quer zu S2 (Tab. 2.1.).

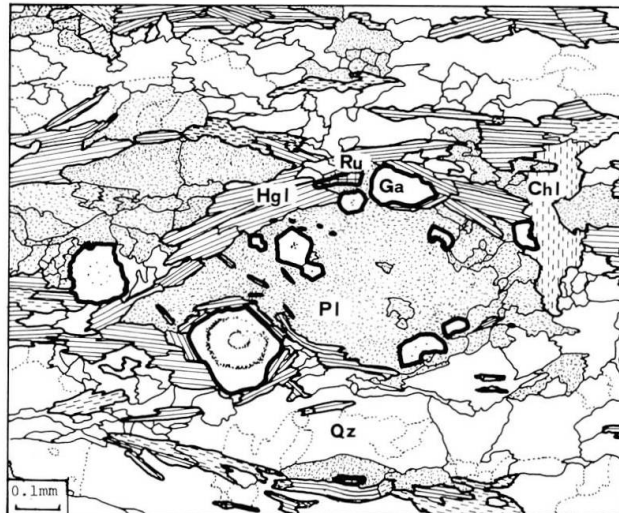


Fig. 5 Dünnschliff LB 21. Die Hauptschieferung S2 liegt parallel der lithologischen Bänderung, bestehend aus Qz-, resp. Hgl-Ga-Pl-Lagen. In den Pl-Blasten ist S1 durch eingeregelt Hgl nachgezeichnet. Ga in den Pl-Blasten sind idiomorph, solche ausserhalb zeigen Drucklösung. Pl und Qz sind in S2 stark geplättet.

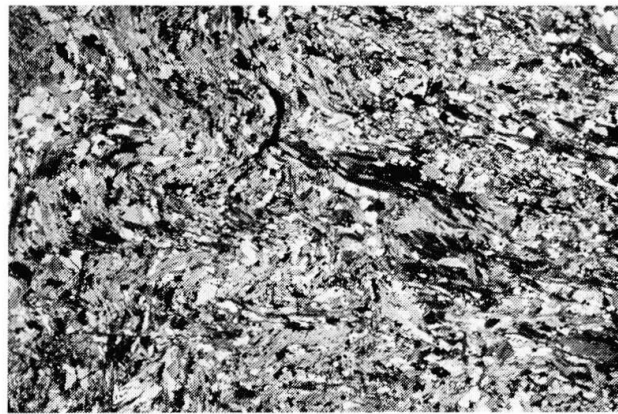


Fig. 6 Dünnschliff SL 233. Die im Druckschattengebiet um einen Amphibolitkörper relictisch erhaltene erste Schieferung S1 wird mit zunehmender Entfernung vom Amphibolit progressiv in parallele Lage zur regionalen Hauptschieferung S2 rotiert. Die ca. 0,6 mm breite prä-S2-Stoffbänderung wird vollständig zerstört. Mit grossem Winkel zu S2 stehende S1-Glimmer täuschen späte «Querglimmer» vor. Qz und Gl rekristallisieren post-S2 vollständig. Ga-Zo-führender Zweiglimmer-Schiefer, N+, Bildbreite 30 mm.



Fig. 7 Dünnschliff SL 233, Detail aus Fig. 6. S1-Schieferung wird durch B2 verfaltet. Stoffbänderung prä- oder syn-S1 von Phe-Bi-Ga-, resp. Qz-reichen Lagen beobachtbar. Polygonalisierte B2-Scharniere: Rekristallisation von Phe (und Qz) post-S2. Bi (feinkörnige Spiesse) sprosst in Gebieten höchster B2-Deformation. Ga-Zo-führender Zweiglimmer-Schiefer, N+, Bildbreite 8 mm.

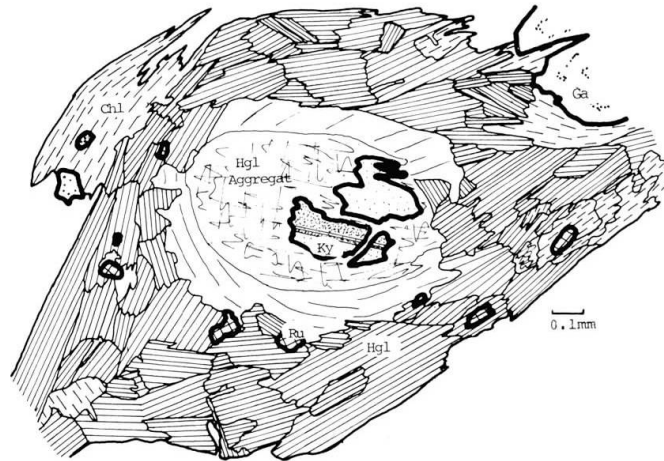


Fig. 8 Dünnschliff LB 129. Hgl-Pseudomorphose mit Relikten eines prä- bis syn-S2 gewachsenen Ky. Die Pseudomorphose zeigt zwei Hgl-Generationen.

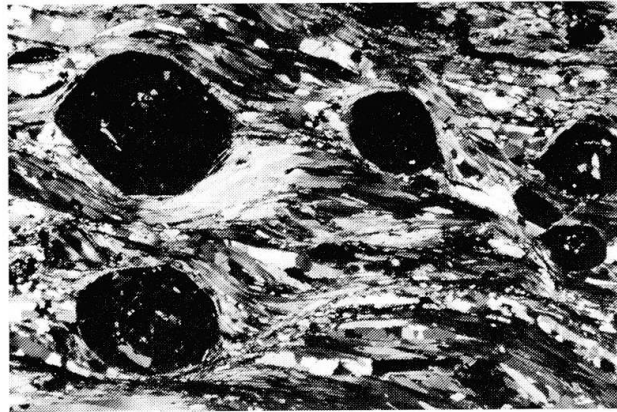


Fig. 9 Dünnschliff KL 285/2. Hauptschieferung (S2) umfließt prä-S2 Ga. Feinlaminierte Stoffdifferentiation syn-S2. Deformationsfreier Qz in Streckungshöfen um zonierte, Einschluss-reiche Ga-Körner. Sta-Ga-Zweiglimmer-Schiefer, N+, Bildbreite 9 mm.

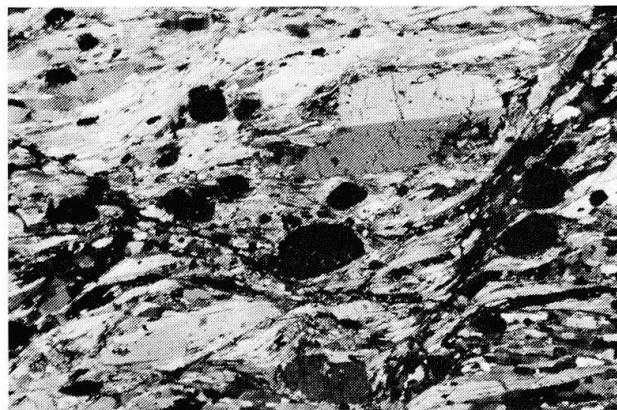


Fig. 10 Dünnschliff KL 283. Prä- oder früh-S2 wachsender Ky und Sta mit feinkörnigen Reaktionssäumen in S2. Ky syn-S2 gestreckt und zerrissen, prä-S2 Ga parallel S2 stark druckgelöst. Etwa diagonal verlaufende S3-Flächen. Sta-Ky-Ga-Glimmerschiefer, N+, Bildbreite 6,5 mm.

In Gneisen wie Schiefnern sind syn-S1-Hgl fast durchwegs optisch deformationsfrei und alle B2-Scharniere polygonalisiert (Fig. 7). S2-Flächen sind Gebiete extrem hoher Drucklösung (starke syn-S2-Plättung von Qz, Ga in S2-Matrix, idiomorphe Ga-Einschlüsse in Pl-Poikiloblasten; Fig. 5, 10).

S3B-Schieferungsflächen werden durch feine (0,2–0,4 mm), weitständige (oft 0,30–0,35 mm) Scherflächen oder von einem schwach entwickelten Crenulations-Cleavage gebildet. S1- und S2-Glimmer werden sigmoidal zerschert und partiell in die S3B-Flächen hineingebogen (Fig. 10). Diese bilden i.a. einen Winkel $<45^\circ$ mit S2 und sind vorab mit syn-S3B-Chl anomal blauer Interferenzfarbe (+syn-S3B-Hgl, -Bi) belegt.

Porphyroblasten zeigen oft mehrdeutige Gefügebeziehungen, die nur mittels regionaler Vergleiche interpretiert werden können:

Mehrfach zonierte prä-S2-Ga (Fig. 5, 6, 9, 10) umschliessen alte Relikte von Ky, Ctd, Sta, Hgl und Bi. Südlichster Matrix-Ctd tritt im Gebiete der Alp de Confín (Fig. 1) auf, durchschlägt S2 und wird an S3B-Flächen zerschert. Im selben Gebiet beginnt S1-(+S2-)Phe nach Mu+Bi+Pl zu reagieren (vgl. HEINRICH 1982). Matrix-Ky ist im Untersuchungsgebiet als z. T. vollständig verglimmeretes, prä- oder früh-S2 gewachsenes Relikt vorhanden (Fig. 8), im Gebiet südlich davon als post-S2 wachsender Porphyroblast. Post-S2-Sta beginnt ebenso im Gebiet Pass di Passit (Fig. 1), post-S2-Ga südlich davon zu wachsen.

4. Metamorphose

Daten zur Metamorphose des vorliegenden Untersuchungsgebietes konnten anhand von Gesteinen eines breiten chemischen Spektrums gewonnen werden (Granitoide, Pelite, Mergel, Basite, Ophikarbonate und Karbonate). Wachstum und Deformation von Porphyroblasten konnten mit wenigen Ausnahmen den mikro- und makroskopischen Gefügen, resp. Deformations-Ereignissen zugeordnet und somit zeitlich fixiert werden.

Tab. 1 fasst die Beziehungen Mineralwachstum/Deformation zusammen. Die höchstmetamorphen Porphyroblasten vom Barrow-Typ wachsen im wesentlichen zwischen zweiter und dritter Deformationsphase und werden einem mesoalpinen Ereignis zugeordnet (Kap. 1). Prä-D2-Mineralvergesellschaftungen werden im folgenden als vor- und frühalpin, syn- und post-D3-Vergesellschaftungen als spätalpin («neoalpin») angesprochen. Prä-D2 treten Anzeichen einer temperaturbetonten *und* einer druckbetonten Metamorphose auf, wobei letztere bis syn-D2 gedauert haben könnte. Die erstere wird – in Analogie zu FREY et al. (1976) – als herzynisch, die letztere als möglicherweise frühalpin betrachtet.

Tab. 1 Korrelation Mineralwachstum/Deformation. Diskussion vgl. Text.

DEFORMATION	T-BETONT	HOCHDRUCK	OBERE GRUENSCHIEFER- UNTERE AMPHIBOLITFAZIES	GRUENSCHIEFER- FAZIES
		(D1?) D2	D3B	D4
GRANITOIDE GNEISE	grosse 2Ml- Mu, Qz, Kf-+ Plg-Gross- kristalle	3T-Phen. - - - - Ky+Omph am Kontakt zu Eklogiten - -	Phen-Rekristallisation Qz-+Pl-+Kf-Rekristallisa- tionskörner	Chl (Bi) Hgl Chl
METAPELITE	Ga-Kernpar- tie	Ky - - - - Ca-Peak Ga Phe - - Hgl (Bi, Chl) - Pl-Blasten	Ctd/Sta Qz-+Pl-Rekristallisa- tionskörner Mu+Bi+Pl	Chl (Bi) Hgl Chl
METABASITE	Einschlüsse in Ga von: -blgr.Hbl, Ep, -Pl, Hgl, Qz, -Cc. blgr.Hbl Omph, Ga, Ky - - blgr.Hbl, Qz - - Hgl, Zo, Cc		blgr.Hbl, Klz, Zo, Pl, Hgl	? - - - Akt, Ep, Chl, Pl - - - -? ? - - - Hgl, Bi, Zo - - - - -?
CALCIT- MARMORE	(Cc-Do- Temperaturen?)		Phl, Kf, Hgl, Qz, Cc	
CACIT-DOLO- MIT-MARMOR			Tc, Phl, Hgl, Chl, Qz Cc, Do	? - - - Cc-Do-Einfrier- temeraturen - - - -?
METAMERGEL	? - - - - - - - - (Chl?)		Cc, Qz, Klz, Gr, Pl, Di, Tr Cc, Do, M, A, Tc, Tr, Di	? - - - Klz, Tr - - - - -?
ANTIGORIT- OPHIKARBO- NATE				
ZUORDNUNG	HERZYNISCH	EOALPIN	MESOALPIN	"NEOALPIN"

A. HERZYNISCHE METAMORPHOSE

Tab. 1 zeigt in der ersten Spalte die Mineralvergesellschaftungen, die zum temperaturbetonten prä-D2-Metamorphose-Ereignis zu zählen sind. $2M_1$ -Muskowit, Plagioklas, Kalifeldspat und Quarz gehören zu einem grobblockigen Gefüge granitoider Gneise, das sowohl magmatischen wie metamorphen Ursprungs sein kann. Prä-D2-gewachsene Granate der Metapelite sind kompliziert zoniert (KOCH 1982). Ihr Zentrum sowie die in diesem eingeschlossenen Minerale Hellglimmer und Quarz dürften während derselben Metamorphose gewachsen sein. Die vorliegenden Metapelite entsprechen somit prä-herzynischen Sedimenten.

B. HOCHDRUCKMETAMORPHOSE

Die im vorliegenden Untersuchungsgebiet auftretenden Eklogite zeigen als reliktsche Einschlüsse folgende Paragenese: blaugüne Hobl, Klz-Ep, Pl, Qz, Cc. Dieser Mineralogie folgt die eigentliche Hochdruckparagenese: Omph, Ga, Hgl, Qz, blaugüne Hobl, Ky, Zo, Karbonat.

Das Fehlen der S2- und S3-Schieferung in den Metabasiten verunmöglicht eine direkte relative Datierung dieser Mineralvergesellschaftungen. Die Eklogite liegen i. a. mit post-eklogitischen Amphibolit- und Grünschiefersäumen als boudinierte Körper zwischen den Hauptschieferungsflächen. (Siehe auch HEINRICH 1983.)

Tab. 2.1

Nr.	Polymorph	d(300) _{3T} bzw d(060, $\bar{3}$ 31) _{2M₁}	RM
LB 8	3T	1.5063	.107
LB 13	3T	1.5078	.118
LB 14	3T	1.5072	.116
LB 18	3T	1.5043	.114
LB 31	3T	1.5069	.115
LB 45	3T	1.5066	.112
LB 60	3T	1.5065	.115
LB 78	3T	1.5057	.103
LB 167*	2M ₁	1.5128	.074
LB 168	2M ₁	1.5027	.064

Tab. 2.1 Polymorphie und RM-Werte (CIPRIANI et al., 1968) einiger Hellglimmer der granitoiden Gneise. Die RM-Werte wurden für $2M_1$ und 3T Polymorphe separat berechnet (FREY et al., in press). Guinier-Pulverpräparat-Aufnahmen der klein- bis mittelkörnigen Hellglimmer der S2-Flächen zeigen durchwegs Phengitchemismus (RM.1) und meist 3T Polymorph. Zwei mehrere Zentimeter grosse, eingeregelte (prä D2) Hellglimmer sind $2M_1$ Muskovite.

Tab. 2.2

	Mittelwert	1 σ
Si	6.614	.055
Al ^{VI}	1.386	.127
Al ^{IV}	3.106	
Ti	.044	.020
Fe	.436	.106
Mg	.501	.040
Mn	.002	.004
Ca	.010	.005
Na	.035	.014
K	1.940	.039

Tab. 2.2 Mittlerer Chemismus der in der S2-Schieferung liegenden Phengite (15 Analysen) der Probe LB 13a, bezogen auf 22 Sauerstoffe. Paragenese Qz, Kfs, Pl, Hgl, Bi, Chl, Klz-Ep, Orthit, Titanit, Apathit, Opak-Mineral.

Anzeichen einer druckbetonten Metamorphose finden sich in Metapeliten durch verglimmerte, prä- bis syn-S2-gewachsene Disthene der Alp de Confin (Fig. 8) sowie durch randliche Ca-peaks in Granaten des Passo di Passit (KOCH 1982).

In der Hauptschieferung der granitoiden Gneise (Kfs, Pl, Qz, Bi, Hgl, Chl, Klz-Ep) liegende (S2?-) Phengite haben einen Si-Gehalt von 3.31 (Tab. 2). Unter der Annahme eines reinen H₂O-Fluids entspräche dieser Phengitgehalt bei der mesoalpinen Referenztemperatur von 550°C (vgl. unten) nach VELDE (1967) einem Druck von 7,5 kb, nach MASSONNE (1981) einem Druck von 9 kb. Diese für die mesoalpine Metamorphose zu hoch scheinenden Druckwerte (vgl. FREY et al. 1980*) mögen Relikte eines frühalpinen druckbetonten Ereignisses darstellen. An den Grenzzonen zwischen Gneisen und Eklogiten zeigen erstere Symplektit-Pseudomorphosen nach Omphacit sowie vereinzelt Disthen.

Diese Hinweise auf eine möglicherweise prä- bis syn-S2-druckbetonte Metamorphose legen die Existenz einer *alle* Lithologien umfassenden frühalpinen Hochdruckmetamorphose nahe (vgl. auch HEINRICH 1982, 1983).

C. MESOALPINE METAMORPHOSE

Pelite

Die regionale Zonierung der AFM-Phasen zeigt im vorliegenden Untersuchungsgebiet folgendes Bild: Post-S2/prä-S3-Ctd (+ Bi), prä- oder syn-S2-Sta und -Ga mit Einschlüssen von Ctd, Bi, Hgl, Ru, Qz im Gebiet der Alp de Confin. Post-S2/prä-S3-Ky und -Sta sowie prä-S2-Ga mit Einschlüssen von Ky und Sta (TEUTSCH 1979) erstmals im Gebiet um Pass di Passit. Im ganzen Untersuchungsareal zeigen alle AFM-Phasen eine späte Chloritisierung.

Entwicklungsstadien der einzelnen Aufschlüsse (die nicht der regionalen Zonierung zu entsprechen scheinen) lassen sich einerseits aus obigen Einschluss- und Matrix-Paragenesen sowie aus folgenden direkt beobachteten Reaktions-texturen der Gesteine von Alp de Confin herleiten:

- | | | | | |
|-----|---------------|---|-----------------|------------------|
| (1) | Ky | → | Hgl | (Fig. 8) |
| (2) | Ga + Sta + Ky | → | Ctd + Chl + Hgl | (HEINRICH, 1983) |

Reaktionen 1) und 2) sowie obige post-S2/prä-S3-Phasen entsprechen dem mesoalpinen Metamorphoseereignis. Die mesoalpinen Mineralzonen (insb.

* Diese Autoren geben für den Sta-Isograd im Gebiet des Lukmaniers (30 km NW) einen Druck der mesoalpinen Metamorphose von 5 kb an. Dieser Wert dürfte für das vorliegende Untersuchungsgebiet in etwa zutreffen.

Sta, Ky) sind somit im Gebiet der Adula-Decke von komplexer Natur. Sie sind zudem zumindest in vorliegendem Untersuchungsgebiet nach ihrer Bildung deformiert worden (Kap. 2; vgl. THOMPSON 1976).

Ophikarbonate

Das Gefüge der Ophikarbonate wird im wesentlichen durch nur eine Generation metamorpher Ballasten gebildet. Einzig die Chlorite spiegeln eine ältere intensive Deformation wieder. Da keine metamorphe Überprägung beobachtet werden kann, wird die dominierende Mineralvergesellschaftung als mesoalpin betrachtet. Die Minerale der Ophikarbonate sind im System $\text{CaO-MgSiO}_2\text{-H}_2\text{O-CO}_2$ darstellbar. TROMMSDORFF und EVANS (1977) entwickelten für 0.5, 2 und 3 kb eine $T\text{-X}_{\text{CO}_2}$ -Topologie. Die in Fig. 11 wiedergegebene, neu berechnete Topologie für 5 kb (vorliegendes Arbeitsgebiet, s. o.) zeigt keine wesentlichen Unterschiede zu den obigen petrogenetischen Netzen.

Die Paragenese $\text{Tr} + \text{Cc} + \text{A} + \text{Di}$ entspricht der Reaktion 13c, welche zwischen den invarianten Punkten I und II stabil ist. Dies verlangt bei $p_{\text{fluid}} =$

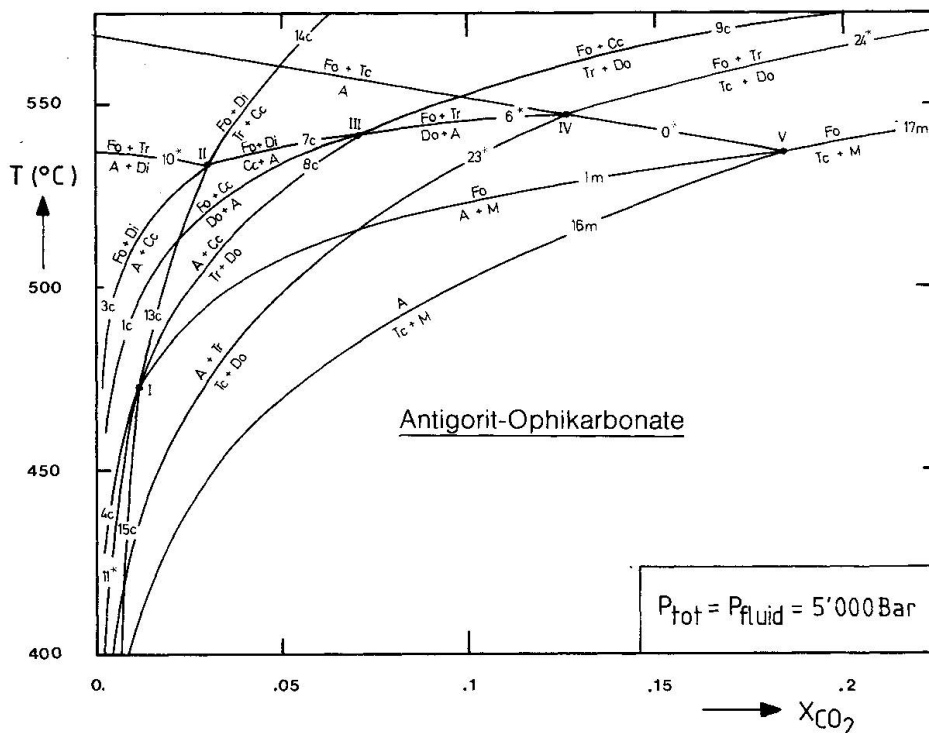


Fig. 11 Antigorit-Ophikarbonate. Die den Reaktionskurven 13c, 16m und 23* entsprechenden Paragenesen treten innerhalb weniger cm im Untersuchungsgebiet auf. Sie dokumentieren eine bis in den Zentimeter-Bereich wirksame interne Pufferung der fluiden Phase.

Auftretende Paragenesen: Tc-A-M-Tr, Tc-A-M-Do, Tr-A-Do-Tc, Tr-Cc-Di-A.

(Topologie, Daten und Bezeichnung der Kurven nach TROMMSDORFF und EVANS, 1977. 4c: $\text{Di} + \text{Do} = \text{A} + \text{Cc}$; 11*: $\text{Tr} + \text{Do} = \text{A} + \text{Di}$; 13*: $\text{Tr} + \text{Cc} = \text{A} + \text{Di}$; 15c: $\text{Tr} + \text{Cc} = \text{Di} + \text{Do}$).

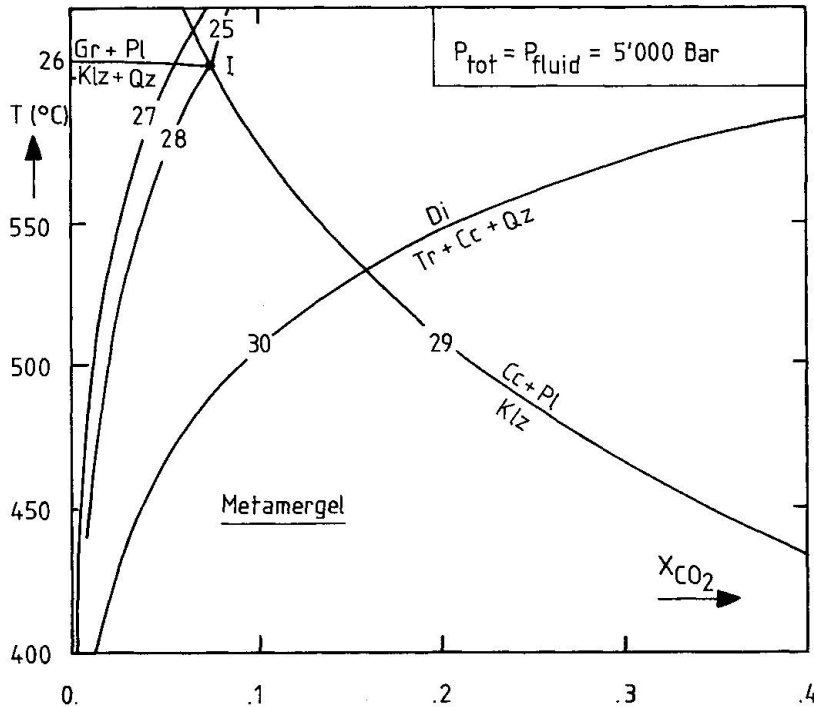


Fig. 12 Metamergel. Die Kurven wurden für ideales Mischen der Fluidkomponenten und den Thermodaten nach HELGESON et al. (1978) unter Berücksichtigung der analysierten Mineralchemismen (Tab. 3) errechnet. Die isobar invariante Paragenese Cc-Qz-Klz-Pl-Di-Tr ist im Schnittpunkt der Kurven 29 und 30 stabil. ($a_{Pl}^n = .14$; $a_{Ep}^{Klz} = .55$; $a_{Ga}^{Gr} = .94$).

$p_{solid} = 5$ kb eine Temperatur zwischen 473 und 533 °C, was mit den restlichen univarianten Paragenesen (Fig. 11) verträglich ist. Alle Paragenesen wurden innerhalb weniger Zentimeter im Gebiet der Alp de Confin gefunden. Die Fluid-Zusammensetzung ändert somit lokal zwischen $X_{CO_2} = 0,03$ bis 0,17.

Mergel

Am Kontakt zu Metabasiten werden Kalzitmarmore metasomatisch in mergelige Granat-Diopsid-Marmore umgewandelt. Ihr Mikrogefüge kann zeitlich nicht eindeutig fixiert werden, eine Zuordnung zur frühalpinen oder mesoalpinen Metamorphose ist möglich.

Die Paragenese Cc + Klz + Qz + Pl + Di + Tr ist im System CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O-CO₂ isobar invariant. Aus dem T-X_{CO₂}-Diagramm, berechnet für 5 kb, ist ersichtlich, dass diese Paragenese eine Gleichgewichtstemperatur von 530 °C verlangt (Fig. 12). Hierbei wurden die in Tab. 3 aufgeführten Sondendaten berücksichtigt und ideales Mischverhalten der Phasen Gr und Ep angenommen. Die An-Aktivität des Plagioklases wurde nach OTTERDOM (1979) berechnet.

	1	2	3	4	5	6
Andr	1.7	1.5	2.2	1.4	1.4	.9
Alm	9.9	9.9	8.9	-	-	-
Gr	86.2	87.8	95.9	96.0	97.4	97.9
Pyr	1.4	1.0	1.2	1.8	.3	.3
Spess	.8	.8	.7	.8	.3	.3
	1	2	3	4		
Klz	52.2	55.7	53.2	60.2		
Pis	46.3	43.9	46.8	39.3		
Pie	1.5	.5	-	.5		
	1	2	3	4	5	6
Ab	85.1	84.7	83.1	85.0	85.0	87.8
An	14.4	14.3	15.9	14.0	14.5	11.7
Or	.5	1.	1.	1.	.5	.5

Tab. 3 Mikrosonden-Analyse von Granat, Epidot und Plagioklas der Metamergel. Probe LB 51w.

Kieselige Marmore

Im Untersuchungsgebiet treten Kalzit-Marmore mit der Paragenese Phl + Kfs + Hgl + Qz + Cc und Kalzit-Dolomit-Marmore mit Phl + Hgl + Qz + Cc + Do (+ in einer Probe Tc) auf.

Phlogopit bildet sich nach der von RICE (1977) vorgeschlagenen Reaktion:

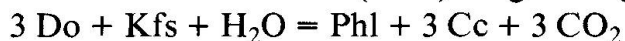


Fig. 13 zeigt ein T-X_{CO₂}-Diagramm für 5 kb Fluid-Druck, berechnet nach RICE (1977) und SKIPPEN (1974).

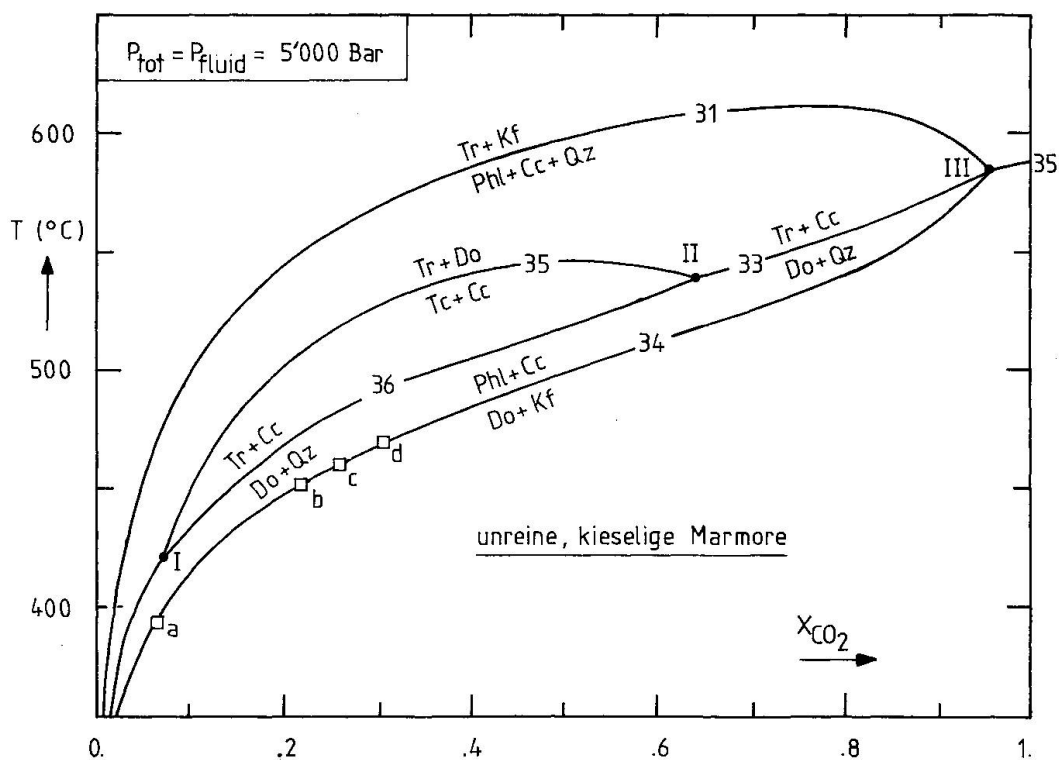


Fig. 13 Unreine, kieselige Marmore. Die Vierecke a, b, c, d markieren diejenigen Temperatur- und X_{CO₂}-Werte, bei welchen vier verschiedene, heute dolomitfreie Kalzitmarmore die Reaktionskurve nach Aufbrauchen des Dolomites verliessen. (Topologie nach RICE, 1977.)

Die Kalzite wurden röntgenographisch auf ihren MgCO_3 -Gehalt untersucht. Dabei zeigte sich erstaunlicherweise, dass Kalzite der dolomitfreien Kalzit-Marmore einen höheren MgCO_3 -Gehalt aufweisen als diejenigen der Kalzit-Dolomit-Marmore. Dies scheint dadurch bedingt zu sein, dass der MgCO_2 -Gehalt in den Kalzit-Marmoren *prograd* beim Verlassen der Kurve 34 (Fig. 13), d. h. beim Verschwinden des Dolomites, zwischen 400 und 470°C eingefroren wird, wohingegen die Kalzite der Kalzit-Dolomit-Marmore entlang des retrograden Astes bei tieferen Temperaturen reequilibrieren.

Mesoalpine Metamorphosebedingungen

Obige Resultate erlauben, unter der Annahme von $P_{\text{fluid}} = P_{\text{tot}} = 5 \text{ kb}$, die mesoalpine Metamorphosetemperatur im Gebiet der Alp de Confin auf 530°C festzulegen. Die grosse Variabilität der Fluid-Zusammensetzung in den Ophi-karbonaten im Zentimeter-Bereich sowie die hohen X_{CO_2} -Werte der kieseligen Marmore implizieren eine interne Pufferung des Fluids.

D. LETZTE ÜBERPRÄGUNG

Syn- und post-D3 vergrünen die granitoiden Gneise: Chlorit verdrängt Biotit, Feldspat wird saussuritisiert. In Peliten sprosst auf S3-Flächen Chlorit. Die Kalzit-Dolomit-Temperaturen der Kalzit-Dolomit-Marmore frieren zwischen 400 und 200°C ein.

Verdankungen

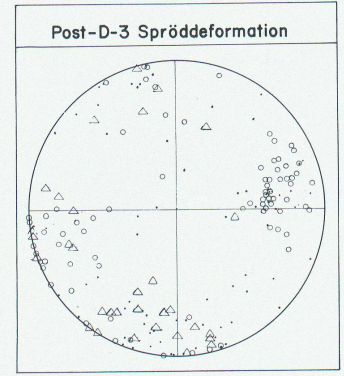
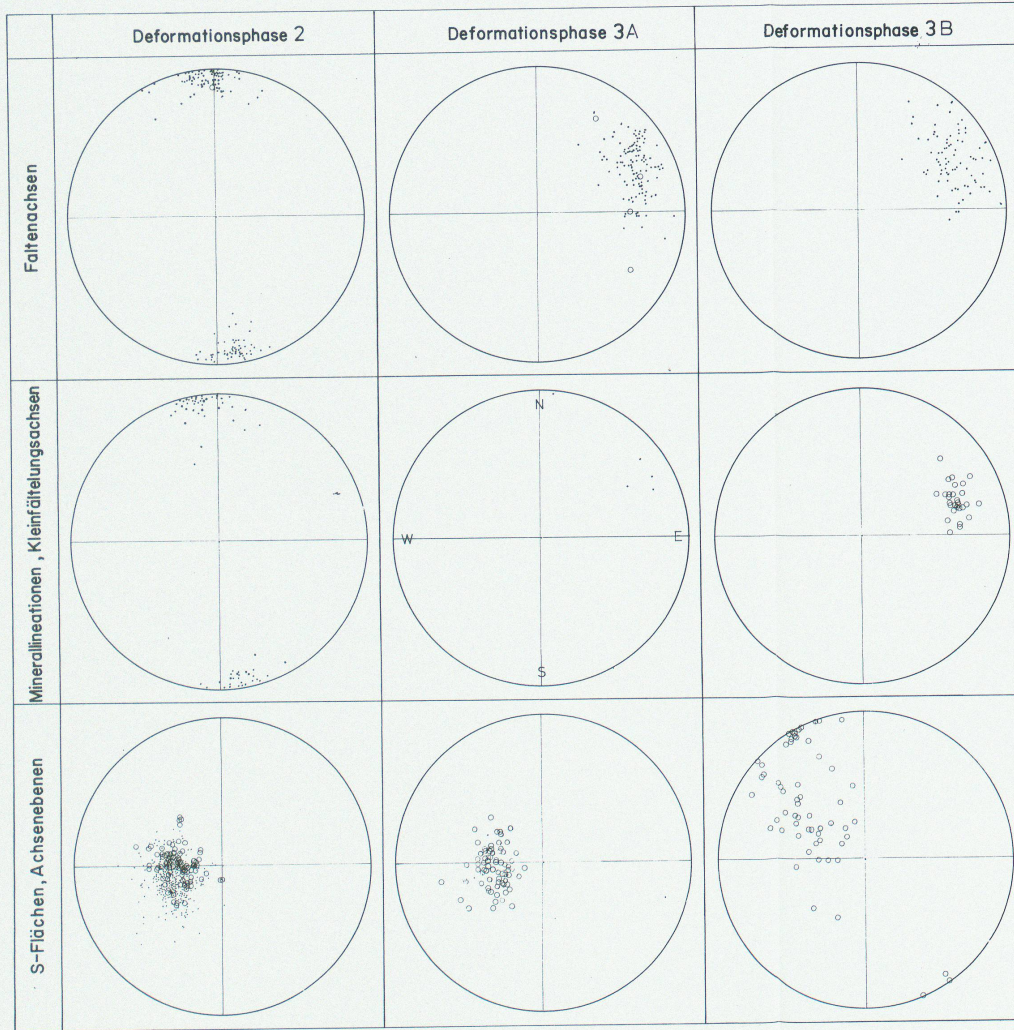
Herrn Prof. M. Frey, Dr. K. Bucher, sowie Dr. A. Zingg sei für die stete Unterstützung unserer Arbeit herzlich gedankt. Für die Mikrosonden-Analysen danken wir den Herren Dr. E. Frank und Prof. Dr. H. Schwander, sowie Herrn Dr. C. Heinrich für die Durchsicht einer früheren Fassung dieses Artikels.

Literatur

- BELL, A. M. (1981): Vergence: an evaluation. *J. struct. Geol.* 3, 197-202.
CODONI, A. (1981): Geologia e petrographia della regione del Pizzo di Claro. Diss. ETH Zürich.
EVANS, B. W., TROMMSDORFF, V. and RICHTER, W. (1979): Petrology of an eclogite-metarodingite suite at Cima di Gagnone, Ticino, Switzerland. *Amer. Mineralogist* 64, 15-31.
FREY, M., JAEGER, E., NIGGLI, E. (1976): Gesteinsmetamorphose im Bereich der Geotraverse Basel-Chiasso. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 56, 649-659.
FREY, M., BUCHER, K., FRANK, E., MULLIS, J. (1980): Alpine metamorphism along the geotraverse Basel-Chiasso. A review. *Eclogae geol. Helv.* 73/2, 527-546.

- GANSSE, A. (1937): Der Nordrand der Tambodecke. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 17, 291–522.
- HAENNY, R., GRAUERT, B., SOPTRAJANOVA, G. (1975): Paleozoic migmatites affected by high-grade tertiary metamorphism in the Central Alps (Valle Bodengo, Italy). A geochronological study. Contrib. Mineral. Petrol. 51, 173–196.
- HEINRICH, C. A. (1982): Kyanite-eclogite to amphibolite facies evolution of hydrous mafic and pelitic rocks, Adula nappe, Central Alps. Contrib. Mineral. Petrol. 81, 30–38.
- HEINRICH, C. A. (1983): Die regionale Hochdruckmetamorphose der Aduladecke, Zentralalpen, Schweiz. Diss. ETH Zürich.
- HELGESON, H. C., DELANY, J. M., NESBITT, H. W., BIRD, D. K. (1978): Summary and critique of the thermodynamic properties of rock-forming minerals. Amer. J. Sci. 278–A, 1–229.
- JAEGER, E., NIGGLI, E., WENK, E. (1967): Rb-Sr-Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen. Beitr. geol. Karte Schweiz NF 134.
- JAEGER, E., HUNZIKER, J. C., GRAUERT, B., GRÜNEFELDER, M. (1969): Geochronology of phanerozoic organic belts. Guide book, field trips, Switzerland. Unveröff.
- JENNY, H., FRISCHKNECHT, G., KOPP, J. (1923): Geologie der Adula. Beitr. geol. Karte Schweiz NF 51.
- KOCH, E. (1982): Mineralogie und plurifazielle Metamorphose der Pelite in der Adula-Decke (Zentralalpen). Diss. Basel.
- MASSONNE, A. (1981): Phengite: eine experimentelle Untersuchung ihres Druck-Temperatur-Verhaltens im System K_2O - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O . Diss. Univ. Bochum.
- OTTERDOOM, W. H. (1979): Plagioclase-scapolite-calcite phase relations in high metamorphic argillaceous limestones. Schweiz. miner. petrogr. Mitt. 59, 417–421.
- PROBST, P. (1980): Regional-geologische Untersuchungen der Bündnerschiefer im nördlichen Penninikum, zwischen Valsertal und Paso di San Giacomo. Beitr. geol. Karte Schweiz NF 153.
- RICE, J. M. (1977): Progressive metamorphism of impure dolomitic limestone in the Marysville Aureole, Montana. Amer. J. Sci. 277, 1–24.
- TEUTSCH, R. (1979): Mineralogisch-petrographische Untersuchungen an Gesteinen der Adula-Decke im Gebiet der Alp d'Arbeola (Mesocco/GR). Lizentiatsarbeit Univ. Bern.
- THOMPSON, P. H. (1976): Isograd patterns and pressure-temperature distributions during regional metamorphism. Contrib. mineral. petrol. 57, 277–295.
- TROMMSDORFF, V., EVANS, B. W. (1977): Antigorite-ophicarbonates: phase relations in a portion of the system CaO - MgO - SiO_2 - H_2O - CO_2 . Contrib. Mineral. Petrol. 60, 39–56.
- VELDE, B. (1967): Si^{+4} content of natural phengites. Contrib. Mineral. Petrol. 14, 250–258.
- VOLL, G. (1976): Structural studies of the Valsler Rhine Vally and Lukmanier region and their importance for the nappe structure of the Central Swiss Alps. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 56, 619–626.
- WEBER, W. (1966): Zur Geologie zwischen Chiavenna und Mesocco. Diss. ETH Zürich.

Manuskript erhalten 30. Juni 1983.



STRUKTURDIAGRAMME CONFIN-PASSIT

Schmidtsches Netz,
Untere Halbkugel

LEGENDE

FALTENACHSEN

- in Gneisen und Schiefen
- in Marmoren

MINERALLINEATIONEN, KLEINFÄTELUNGS-
ACHSEN

- Minerallineation
- Kleinfältelungsachse (AE senkrecht S1)

SCHIEFERUNGSFLÄCHEN, ACHSENEBENEN (AE)

- Pol Schieferungsfläche
- Pol Achsenebene

POST-D-3 SPRÖDDEFORMIATIONEN

- Pol Klufitfläche
- Pol Quarzgang
- △ Pol Bruch, Scherzone

Alles direkte Messwerte mesoskopischer Gefügeelemente.