

# **Mehrphasige alpine Deformation und Metamorphose in der nördlichen Cima-Lunga-Einheit, Zentralalpen (Schweiz) = Polyphase Alpine deformation and metamorphism in the northern Cima Lunga unit, Central Alps (Switzerland)**

Autor(en): **Grond, Reto / Wahl, Felix / Pfiffner, Marcel**

Objektyp: **Article**

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

Band (Jahr): **75 (1995)**

Heft 3

PDF erstellt am: **21.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-57162>

## **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.

## Mehrphasige alpine Deformation und Metamorphose in der nördlichen Cima-Lunga-Einheit, Zentralalpen (Schweiz)

## Polyphase Alpine deformation and metamorphism in the northern Cima Lunga unit, Central Alps (Switzerland)

von *Reto Grond<sup>1</sup>, Felix Wahl<sup>1</sup> und Marcel Pfiffner<sup>1</sup>*

### Abstract

The Cima Lunga unit correlates tectonically with the middle Penninic Adula nappe. It consists mainly of pelitic and semipelitic gneisses, which contain a suite of basic and ultrabasic lenses. Some of these lenses contain mineral parageneses of an Eocene (45 to 40 Ma) high-pressure subduction metamorphism. No high-pressure relics have as yet been found in the surrounding gneisses. In all lithologies four phases of Alpine deformation ( $D_1$  to  $D_4$ ) have been recognized. The structural relationships indicate that these lithologies must have been juxtaposed pre- or at least syn- $D_1$ .

The first phase  $D_1$  is characterized by strong isoclinal folding, an axial plane foliation  $S_1$  and a stretching lineation  $L_1$  (ca. NNE–SSW) and can be related to the nappe stacking of the Cima Lunga unit over the underlying Simano nappe. Mineral inclusions in garnet-porphyroclasts in pelitic gneisses indicate a prograde, single-phase garnet growth under amphibolite facies conditions (6–8 kbar; 600–660 °C). The second phase  $D_2$  produced a series of flat-lying tight to isoclinal megafolds, an axial plane schistosity  $S_2$ , and a NNW–SSE oriented penetrative stretching lineation  $L_2$ .  $D_2$  fold axes are parallel to  $L_2$ . Shear bands, rotated porphyroclasts and asymmetric foliation boudinage indicate a top-to-the-SSE sense of shear.  $D_2$ , probably in combination with  $D_1$ , leads to strong boudinage of the mafic and ultramafic lenses in two directions (E–W and NNW–SSE). The amphibolite facies meso-Alpine regional metamorphism reached its peak syn- to post- $D_2$ . The third phase  $D_3$  developed more open folds with steep NW-SE-striking axial planes dipping to the SW and took place under amphibolite facies conditions. A fourth phase  $D_4$  produced a very local crenulation in mica-rich schists. The growth of chlorite in pressure shadows of garnet-porphyroclasts indicates greenschist facies conditions.

All four structural phases are also common to both the over- and underlying nappes of the Cima Lunga unit, however Eocene high-pressure metamorphism is unique to the Adula-Cima Lunga nappe system. Therefore the high-pressure metamorphism is considered to be pre- $D_1$ , whereas the amphibolite facies meso-Alpine regional metamorphism is common to all nappes and is syn-  $D_2$  to  $D_3$ . The geometry of the Cima Lunga unit largely represents a fold interference pattern as the result of the two almost coaxial deformation phases  $D_1$  and  $D_2$ .  $D_2$  produced a large fold closing to W. This explains why the Cima Lunga unit does not appear W of Val Verzasca. The boundary between the Simano nappe and the northern Cima Lunga unit is located in a horizon of carbonatic rocks, mafic and ultramafic lenses and appears to be folded by these deformations, too.

*Keywords:* boudinage, metapelites, structural evolution, meso-Alpine metamorphism, Cima Lunga unit, Penninic nappes, Central Alps, Ticino.

### Zusammenfassung

Die Cima-Lunga-Einheit wird tektonisch mit der mittelpenninischen Aduladecke korreliert. Sie wird hauptsächlich durch pelitische und semipelitische Gneise und Schiefer aufgebaut, welche zahlreiche basische und ultrabasische Linsen enthalten. Einige dieser Linsen weisen Mineralparagenesen einer eozänen Hochdruckmetamorphose

<sup>1</sup> Institut für Mineralogie und Petrographie, ETH-Zentrum, CH-8092 Zürich, Schweiz.  
e-mail: marcel@erdw.ethz.ch

(40–45 Ma) auf. In den Nebengesteinen wurden bis anhin keine eindeutigen Relikte einer Hochdruckmetamorphose gefunden. In allen Lithologien können vier alpine Faltungsphasen ( $D_1$ – $D_4$ ) unterschieden werden. Daraus konnte abgeleitet werden, dass diese Lithologien prä-, spätestens aber syn- $D_1$  miteinander verschuppt wurden.

Die erste Phase  $D_1$  wird durch isoklinale Falten, eine Achsenebenenschieferung  $S_1$  und ein Streckungslinear  $L_1$  (ca. NNE–SSW) charakterisiert und mit der Deckenüberschiebung der Cima-Lunga-Einheit über die Simanodecke korreliert. Mineraleinschlüsse in Granatporphyroklasten pelitischer Gneise zeigen ein progrades, einphasiges Granatwachstum unter amphibolitfaziellen Bedingungen (6–8 kbar; 600–660 °C) an. Die zweite Phase  $D_2$  bildet eine Serie von flachliegenden, engen bis isoklinalen Grossfalten, eine Achsenebenenschieferung  $S_2$  und ein NNW–SSE verlaufendes Streckungslinear  $L_2$  aus.  $D_2$ -Faltenachsen verlaufen parallel zu  $L_2$ . Scherbänder, rotierte Porphyroklasten und asymmetrische Boudinage weisen auf einen Schersinn "Top nach SSE".  $D_2$ , vermutlich in Kombination mit  $D_1$ , führt zu einer starken Schieferungsboudinage in den Gneisen und einer Boudinage der basischen und ultrabasischen Gesteine in zwei Richtungen (E–W und NNW–SSE). Die amphibolitfazielle meso-alpine Regionalmetamorphose erreicht ihren Höhepunkt syn- bis post- $D_2$ . Die dritte Phase  $D_3$  bildet offene Falten mit steilen, NW–SE-streichenden und nach SW einfallenden Achsenebenen. Während  $D_3$  haben amphibolitfazielle Bedingungen geherrscht. Eine vierte Phase  $D_4$  führt sehr lokal zu Kleinfältelung in glimmerreichen Gesteinen. In Zusammenhang mit dieser Phase steht auch das Wachstum von Chlorit in den Druckschatten der Granatporphyroklasten, was auf grünschieferfazielle Bedingungen schliessen lässt.

Alle vier Deformationsphasen sind den über und unter der Cima-Lunga-Einheit liegenden Decken der Zentralalpen gemeinsam, während die eozäne Hochdruckmetamorphose auf die Aduladecke und die Cima-Lunga-Einheit beschränkt ist. Deshalb wird diese Hochdruckmetamorphose als prä- $D_1$  betrachtet. Die amphibolitfazielle meso-alpine Regionalmetamorphose hingegen ist allen Decken gemeinsam und als syn- $D_2$  bis  $D_3$  anzusehen. Die Geometrie der Cima-Lunga-Einheit stellt ein Faltenüberprägungsmuster dar, das aus den beiden annähernd koaxial orientierten Deformationsphasen  $D_1$  und  $D_2$  hervorgeht. Durch  $D_2$  wird eine grosse, nach W schliessende Falte ausgebildet. Damit kann auch erklärt werden, warum die Cima-Lunga-Einheit westlich des Val Verzasca nicht mehr erscheint. Die Grenze zwischen Simanodecke und der nördlichen Cima-Lunga-Einheit verläuft entlang eines Horizonts von Karbonaten, basischen und ultrabasischen Linsen und wurde mit grosser Wahrscheinlichkeit mitverfaltet.

### Einleitung

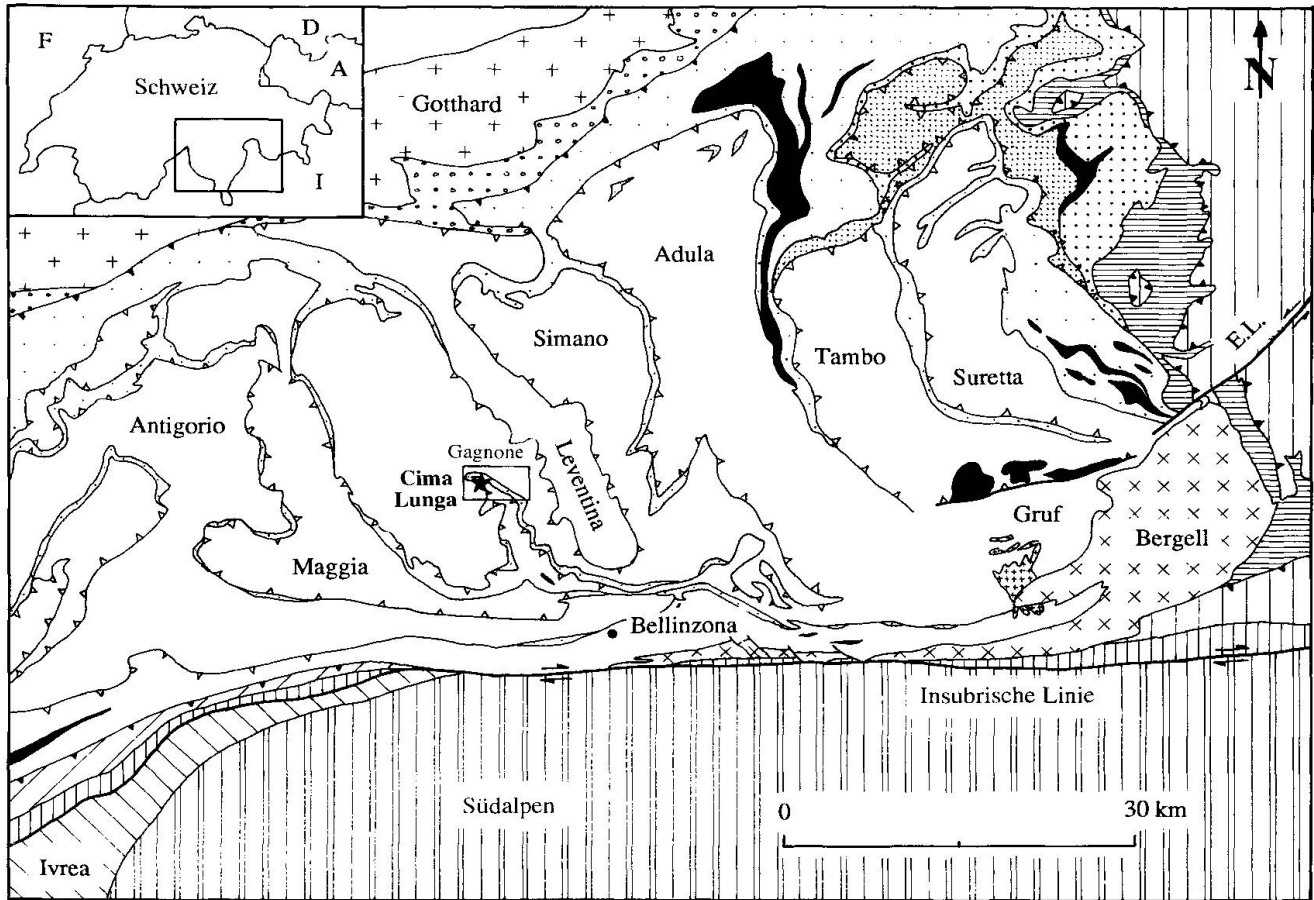
Das untersuchte Gebiet liegt im Kanton Tessin zwischen dem Val Verzasca und der Leventina. Es reicht vom Pizzo del Motto (2373 m ü. M.) im Süden bis zur Cima d'Efra (2577 m ü. M.) im Norden. Das Zentrum des Gebietes bildet die Cima di Gagnone (2518 m ü. M.) (Tafel 1).

Tektonisch liegt es im nördlichsten Teil der Cima-Lunga-Einheit, welche sich von Norden nach Süden über eine Distanz von 15 km erstreckt und im Norden eine Mächtigkeit von ca. 500 m aufweist (Abb. 1). Die Cima-Lunga-Einheit liegt auf der Simanodecke und nimmt eine tektonisch äquivalente Stellung zur weiter östlich gelegenen Aduladecke ein, ist räumlich aber von dieser getrennt. Sie wird vor allem aus kristallinem Basement, ultrabasischen und basischen Linsen und untergeordnet aus Kalksilikaten und Marmoren aufgebaut. Im Süden wird die Cima-Lunga-Einheit durch Marmorzüge von der Simanodecke abgetrennt, welchen ein mesozoisches Alter zugesprochen wird (MITTELHOLZER, 1936). Paläontologische Evidenzen für dieses Alter fehlen jedoch. Wo im Gebiet der Cima di Gagnone nach HEINRICH (1978) die Deckengrenze zwischen Simanodecke und Cima-Lunga-Einheit gezogen wird, fehlen solche Marmorzüge; karbonathaltige Gesteine treten jedoch lagenweise topographisch höher gelegen wiederholt auf. TROMMSDORFF (1990) interpretiert die

Gesteinsassoziation der Cima-Lunga-Einheit als «lithosphärische Mélange» und meint damit eine Gesteinsabfolge, die während der Subduktion durch Verschuppung von kontinentalem mit ozeanischem Material sowie Gesteinen aus dem Mantel entstanden ist.

Die tiefste Einheit des Untersuchungsgebietes ist die Simanodecke, die einst Teil des ultrahelvetischen Basements war. Die Aduladecke und somit auch die Cima-Lunga-Einheit bildeten nach SCHMID et al. (1990) Teile des Nordrandes des Walliser Troges. Paläogeographisch noch südlicher anzusiedeln sind die penninischen Decken, welche heute weiter östlich die Aduladecke überlagern (Tambo, Suretta; Abb. 1). Sie stellten nach Schmid et al. (1990) Teile der Briançonnais-Schwelle dar.

Bisherige Arbeiten haben sich neben der regionalen Geologie (PREISWERK, 1933; NIGGLI et al., 1936; WENK, 1943, 1955) vor allem mit der Petrographie der basischen und ultrabasischen Gesteinen auseinandergesetzt (DAL VESCO, 1953; WENK und KELLER, 1969; TROMMSDORFF und EVANS, 1969, 1974; TROMMSDORFF et al., 1975; EVANS und TROMMSDORFF, 1974, 1978; EVANS et al., 1979, 1981; HEINRICH, 1978, 1982, 1983, 1986; SCHLÄPFER, 1979; STÄUBLE, 1978; ZINGG, 1979; PFEIFER, 1978, 1979, 1981, 1987; FRÜH-GREEN, 1987; GUGGENBÜHL, 1994). So zeigen EVANS und TROMMSDORFF (1978) und HEINRICH (1982, 1986), dass gewisse Basica und Ultrabasica Re-



**LEGENDE**

- |  |  |
|--|--|
| <ul style="list-style-type: none"> <li> Ostalpine Decken</li> <li> Sesia Zone</li> <li> Ivrea Zone</li> <li> Südalpen</li> <li> Gotthard Massiv</li> <li> Mesozoische Bedeckung des Gotthard Massiv</li> </ul> | <p><u>Penninische Einheiten:</u></p> <ul style="list-style-type: none"> <li> Obere Penninische Ophiolithe</li> <li> Andere Ophiolithe</li> <li> Nordpenninischer Flysch (Tertiär)</li> <li> Schamserdecken (Mesozoische Sedimente)</li> <li> Mesozoische Bedeckung der kristallinen Grundgebirgsdecken und Bündnerschiefer</li> <li> Kristalline Grundgebirgsdecken</li> </ul> |
| <p><u>Tertiäre Intrusionen:</u></p> <ul style="list-style-type: none"> <li> Bergeller Intrusion (Tonalite/Granodiorite)</li> <li> Novate Granit</li> </ul>   | <p>E.L. Engadiner Linie</p>  |

Abb. 1 Tektonische Übersichtsskizze der Zentralalpen und des Unterostalpins, modifiziert nach EVANS et al. (1979), HEINRICH (1986) und TROMMSDORFF (1990). Das untersuchte Gebiet ist umrahmt. Die Cima di Gagnone ist mit einem Stern markiert.

likte einer Hochdruckmetamorphose enthalten. HEINRICH (1983) zeigt, dass diese Hochdruckmetamorphose auf eine südgerichtete Subduktion zurückzuführen ist, da die P/T-Werte in mafischen Linsen der Aduladecke und der Cima-Lunga-Einheit sukzessive von Norden nach Süden zunehmen. Altersbestimmungen von GEBAUER et al. (1992) und BECKER (1993) an Granat-Lherzolithen der Cima di Gagnone ergeben für die Hochdruckmetamorphose widersprüchliche Alter von 28,5 Mio. Jahren bzw. 40 Mio. Jahren. In den Nebengesteinen der Basica und Ultrabasica wurden bis heute noch keine eindeutigen Relikte einer Hochdruckmetamorphose nachgewiesen. Beobachtungen zur Strukturgeologie fehlen bisher weitgehend, abgesehen von WENK (1955).

Das Ziel der vorliegenden Arbeit, die auf den Diplomarbeiten von GROND (1994), WAHL (1994) und laufenden Untersuchungen von PFIFFNER basiert, ist es, anhand strukturgeologischer und petrographischer Untersuchungen die Beziehung zwischen Deformationsgeschichte und Metamorphoseverlauf in den Nebengesteinen der basischen und ultrabasischen Linsen wie auch in den Basica/Ultrabasica aufzuzeigen. Daraus ergeben sich folgende Fragen:

- Weisen die basischen/ultrabasischen Linsen und ihre Nebengesteine eine gemeinsame Deformationsgeschichte auf?
- Wie lässt sich die Hochdruckmetamorphose der Basica und Ultrabasica relativ zur Deformationsgeschichte einordnen?
- Zeigen die Nebengesteine der basischen und ultrabasischen Linsen ebenfalls Relikte einer Hochdruckmetamorphose?
- Wie verläuft die Deckengrenze zwischen der Cima-Lunga-Einheit und der Simanodecke?

### Lithologischer Aufbau des Gebietes

Die topographisch tiefsten Teile des Gebietes werden von leukokrater, über grössere Mächtigkeiten sehr homogenem Verzascagneis der Simanodecke aufgebaut.

Darauf folgen Gneise, Schiefer, Marmore, Kalksilikatfelse, Basica und Ultrabasica der Cima-Lunga-Einheit. Innerhalb der Cima-Lunga-Einheit dominieren hellbraun bis rotbraun anwitternde Glimmerschiefer, die stellenweise Disthen, Staurolith und Granat führen. Sie enthalten stark boudinierte Quarzitlagen und Quarzknuern mit grossen Disthen- und Andalusitkristallen (KLEIN, 1976; HEINRICH, 1978; STÄUBLE, 1978; SCHLÄPFER, 1979; KERRICK, 1988). Zwischen den Glimmerschiefern liegen Bänder leukokrater Gneise, die makroskopisch und mi-

roskopisch nicht vom Verzascagneis unterscheidbar sind. Die Glimmerschiefer wechsella-gern mit basischen Gesteinen, welche Boudins unterschiedlichster Dimensionen bilden und teilweise in direktem Kontakt zu ultrabasischen Linsen stehen. Unterscheidbar sind Eklogite, retrograd überprägte, feinkörnige Symplektit-Eklogite, Granat-Amphibolite, Amphibolite und Metarodingite. Letztere treten ausnahmslos als boudinierte Gänge in ultrabasischen Linsen auf. Eklogite sind nur noch randlich zu einigen ultrabasischen Linsen oder im Kern von Amphibolit-boudins erhalten. Meist sind sie jedoch während der meso-alpinen Metamorphose retrograd zu Symplektit-Eklogit oder gar Amphibolit umgewandelt worden (HEINRICH, 1978, 1982).

Innerhalb der Cima-Lunga-Einheit treten karbonathaltige Gesteine einerseits als Granat-Knotenschieferlagen (Kalkglimmerschiefer) oder Calcitmarmorlagen in den Glimmerschiefern und leukokraten Gneisen auf. Andererseits finden sich Kalksilikatfelse als boudinierte Bänder in meist leukokraten Gneisen oder direkt mit basischen und ultrabasischen Linsen assoziiert. Diese Kalksilikate sind meist relativ feinkörnig, kommen vereinzelt aber auch in einer grobkörnigen Varietät mit bis zu 10 cm langen Diopsidkristallen vor. Des weiteren sind Vorkommen von Grossular und Skapolith keine Seltenheit. Sämtliche karbonathaltigen Lagen und Linsen haben geringe Mächtigkeiten im cm- bis m-Bereich und sind zum Teil stark deformiert. Sie könnten zumindest teilweise mesozoischen Alters sein (MITTELHOLZER, 1936).

Ultrabasische Gesteine findet man in Form von Boudins mit Dimensionen im m- bis 100-m-Bereich. Sie treten einerseits isoliert, andererseits in langen, zusammenhängenden Boudinschnüren auf. Letztere verlaufen konkordant entlang bestimmter Horizonte im Glimmerschiefer. Meist sind die ultrabasischen Linsen in Boudinschnüren durch Kalksilikatfelse miteinander verbunden und zudem mit Metabasica sowie Calcitmarmoren assoziiert.

### Strukturgeologie

Im Untersuchungsgebiet können anhand von Überprägungen prä- und frühalpine sowie drei duktile und eine spröduktile alpine Deformationsphase unterschieden werden (Tab. 1). Mindestens die letzten vier dieser fünf Deformationen sind allen Lithologien gemeinsam. Dass die erste Phase D<sub>1</sub> die basischen und ultrabasischen Linsen sowie die Nebengesteine gemeinsam erfasst hat, lässt sich nur aufgrund vergleichbarer

Tab. 1 Tabellarische Darstellung der im bearbeiteten Gebiet ausgebildeten Strukturelemente und deren Unterscheidungsmerkmale. Angegeben sind die durchschnittlichen Orientierungen. Die Deformationsphasen sind mit D und einem Index bezeichnet. Strukturen, die nicht eindeutig einer Deformationsphase zugeordnet werden können, sind *kursiv* gedruckt.

	<b>Faltung</b>	<b>Schieferungen/ Flächen</b>	<b>Lineare/ Schersinn</b>	<b>Boudinage</b>
<b>Prä-D<sub>1</sub></b>		Layering in Ultrabasica, Hochdruckschieferung in Basica und Ultrabasica, Bänderung in Gneisen	Minerallinear in Ultrabasica und Basica	Boudinage von basischen Gängen in Ultrabasica (v.a. von Metaroddingiten)
<b>D<sub>1</sub></b>	Isoklinale Falten mit FA <sub>1</sub> ~ N/S	Achsenebenschieferung S <sub>1</sub>	Minerallinear L <sub>1</sub> L <sub>1</sub> ~ NNE/SSW	<i>Boudinage infolge E/W-Streckung</i>
<b>D<sub>2</sub></b>	Enge bis isoklinale Falten mit FA <sub>2</sub> = 160/07 FAE <sub>2</sub> = 125/09	Penetrative, flache Achsenebenschieferung S <sub>2</sub> = 153/06, zugleich Hauptschieferung	Minerallinear L <sub>2</sub> = 161/07; Schersinn «Top nach SSE»; Intersektionslinear S <sub>1</sub> /S <sub>2</sub> und Bänderung/S <sub>2</sub>	<i>Boudinage infolge N/S-Streckung</i>
<b>D<sub>3</sub></b>	Offene Falten mit steil nach SW einfallender FAE <sub>3</sub> und einer FA <sub>3</sub> = 149/09	Steile Achsenebenschieferung S <sub>3</sub> (nur mikroskopisch erkennbar)		
<b>D<sub>4</sub></b>	Krenulation von S <sub>2</sub> in Phylliten, Kinks			
<b>Post-D<sub>4</sub></b>		Klüfte, Steile Brüche	Rutschharnische auf Bruchflächen, Hebung der nördlichen Blöcke	

D<sub>1</sub>-Messungen in den Nebengesteinen und den Basica/Ultrabasica, des analogen Faltenstils von D<sub>1</sub> und den identischen Überprägungsmustern vermuten. Die beiden Lithologien sind jedoch nirgends offensichtlich durch D<sub>1</sub> miteinander verfault worden.

Die schwach ausgeprägte Schieferung, die unter Hochdruckbedingungen in Eklogiten und Ultrabasica entstanden ist, und ein Hochdruckminerallinear in Basica (gelängte Omphacite und Granate) und Ultrabasica können als eoän angesehen werden (40–45 Ma, BECKER, 1993).

#### PRÄ- UND FRÜHALPINE STRUKTUREN

Als präalpin anzusehen sind sicher der Lagenbau in den Ultrabasica und die Stoffbänderung in den Gneisen, die sowohl sedimentären als auch metamorphen Ursprungs sein kann. Die Boudinage basischer, rodingitisierter Gänge oder Lagen in gewissen ultrabasischen Linsen ist spätestens frühalpin entstanden. Die Blackwallbildung (TROMMSDORFF und EVANS, 1974; PFEIFER 1978, 1979, 1981, 1987) muss nach der Boudinage erfolgt sein, da innerhalb der Blackwall isolierte Rodingitboudins auftreten. Die Amphibole der Blackwalls sind nicht orientiert gewachsen, was eine synkinematische Entstehung der Blackwall bezüglich D<sub>1</sub> und D<sub>2</sub> ausschliesst.

#### DEFORMATIONSPHASE D<sub>1</sub>

Die erste meso-alpine Deformationsphase D<sub>1</sub> kann im untersuchten Gebiet nur an wenigen Stellen nachgewiesen werden. Sie bildet isoklinale Falten mit einer Achsenebenschieferung S<sub>1</sub> und einem selten erkennbaren Minerallinear L<sub>1</sub> (zirka NE–SW) aus. D<sub>1</sub>-Falten lassen sich am eindeutigsten dort erkennen, wo sie von der jüngeren Phase D<sub>2</sub> überprägt werden. Dabei entstehen Faltenüberprägungen des Typs 3 (RAMSAY und HUBER, 1987), welche auf annähernd koaxiale Orientierung von D<sub>1</sub> und D<sub>2</sub> schliessen lassen (Abb. 2). In Abbildung 3a ist erkennbar, dass S<sub>1</sub>-Messungen aus den basischen und ultrabasischen Linsen vergleichbar mit S<sub>1</sub>-Messungen aus

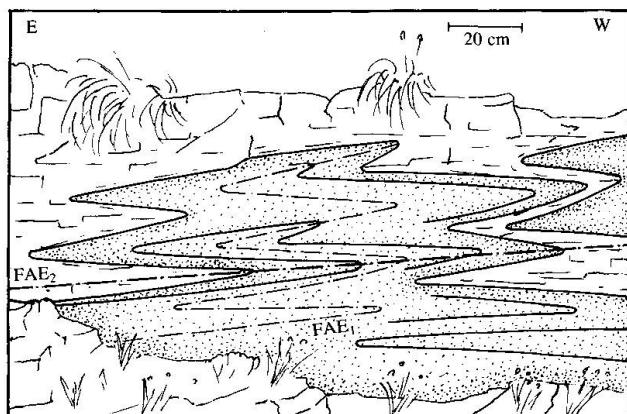


Abb. 2 Skizze einer durch  $D_2$  überprägten  $D_1$ -Falte im Calcitmarmor (gepunktet) der Cima-Lunga-Einheit (Koord. 707°775/130°025). Nach RAMSAY und HUBER (1987) entspricht dieses Überprägungsmuster dem Typ 3 (annähernd koaxiale Überprägung).

den Umgebungsgesteinen sind. Da die ultrabasischen Linsen die gleichen  $D_1/D_2$ -Falteninterferenzmuster aufweisen wie die Nebengesteine und die  $S_1$ -Messungen in basischen und ultrabasischen Gesteinen sowie den Nebengesteinen vergleichbar sind, kann angenommen werden, dass die Deformationsphase  $D_1$  in den Nebengesteinen und den ultrabasischen Linsen gleich gerichtet und somit identisch war. Der direkte Beweis einer  $D_1$ -Verfaltung der Ultrabasica mit den umgebenden Gneisen konnte im Feld bisher nicht erbracht werden. Die Achsenebenenschieferung  $S_1$  verläuft annähernd parallel zur Bänderung und kann nur im Scharnierbereich der  $D_2$ -Falten von der jüngeren Schieferung  $S_2$  unterschieden werden, da  $S_1$  hier verfaltet wird (Abb. 2). Mikroskopisch betrachtet, ist  $S_1$  als in Granatporphyroklasten eingeschlossene Schieferung erkennbar. Sie ist älter als die Schieferung  $S_2$ , welche diskordant zu  $S_1$  verläuft und die Klasten umfließt. Ultrabasische Gesteine zeigen in analoger Weise Enstatite, die eine ältere Schieferung überwachsen (TROMMSDORFF und EVANS, 1974). Anhand der Polverteilung der  $S_1$ - und Bänderungsmessungen in einer stereographischen Projektion kann gezeigt werden, dass die Schieferung  $S_1$  und die Bänderung von einer späteren Deformationsphase  $D_2$  überprägt worden sind (Abb. 3a).

#### DEFORMATIONSPHASE $D_2$

Die zweite Deformationsphase  $D_2$  stellt die in allen Lithologien der Cima-Lunga-Einheit und der oberen Simanodecke dominierende Deformationsphase dar. Ältere Strukturen wurden durch

$D_2$  fast vollständig überprägt, jüngere sind im untersuchten Gebiet weitgehend schwach ausgebildet.

Die Morphologie des untersuchten Gebietes wird massgebend vom Charakter der  $D_2$ -Verfaltung der Cima-Lunga-Einheit geprägt. So stösst man im Val Mött und Val d'Efra oft auf Terrassen, die von unterschiedlich hohen, steil abfallenden Felsabbrüchen begrenzt sind. Dabei stellen die Terrassen in der Regel Schenkelbereiche, die Abbrüche jeweils Scharniere von flachliegenden  $D_2$ -Isoklinalfalten dar. Grossfalten mit Amplituden von 100–1000 m sind nur an einzelnen Stellen direkt erkennbar und wurden darum aufgrund ihrer cm- bis m-grossen Parastäralfalten und Schieferungs-Bänderungs-Intersektionen im Massstab 1 : 5000 auskartiert. In Abbildung 4 ist der Verlauf des auskartierten  $D_2$ -Faltenstapels in einer Ansichtsskizze der Cima di Gagnone eingezeichnet. Die Schenkel der beobachteten Falten schliessen einen Winkel zwischen  $5^\circ$  und  $30^\circ$  ein und können als isoklinale bis kongruente Falten klassifiziert werden (Class 1C- bis Class 2-Folds nach RAMSAY und HUBER, 1987).

Die Faltenachse  $FA_2$  fällt flach nach SSE ein (160/07; Abb. 3a), die Faltenachsebene  $FAE_2$  ist leicht nach SE geneigt (125/09). Infolge der starken Verfaltung bildet sich eine deutliche, das ganze Gebiet dominierende Achsenebenenschieferung  $S_2$  aus (153/06; Abb. 3b), die zugleich Hauptschieferung ist. Die ältere Schieferung  $S_1$  wird vor allem in  $D_2$ -Faltenschenkeln von  $S_2$  vollständig überprägt. Nur in  $D_2$ -Scharnieren ist ein Umbiegen von  $S_1$ -parallelen, plattigen Mineralen erkennbar. Die aus diesen  $S_1$ -Messungen konstruierte Faltenachse  $FA_2$  entspricht genau den  $FA_2$ -Feldmessungen (Abb. 3a). Damit muss  $D_2$  diejenige Phase sein, die  $S_1$  überprägt. Die  $S_2$ -Messungen stellen in der Projektion eine dichte Punktansammlung dar. Deren Konturlinien verlaufen fast konzentrisch und weisen auf nur untergeordnete Überprägungseffekte durch jüngere Deformationen hin (Abb. 3b).

In fast allen Lithologien der Cima-Lunga-Einheit und der oberen Simanodecke ist eine mässig bis sehr stark ausgeprägte Streckungslination  $L_2$  erkennbar. Sie fällt parallel zu  $FA_2$  flach in Richtung SSE ein (161/07; Abb. 3b). Die Parallelität von  $L_2$  und  $FA_2$  (Abb. 3) wird als Folge einer Rotation der  $FA_2$  in die Streckungsrichtung  $L_2$  interpretiert (mögliche Sheathfoldbildung, vereinzelt beobachtet). Neben diesem Streckungslinear findet sich in Scharniernähe zusätzlich ein Intersektionslinear mit derselben Orientierung. Scherbänder, als  $\sigma$ - oder vereinzelt  $\delta$ -Klasten ausgebildete Granatkörner, Quarz- und Feldspat-Augen (Abb. 5a), sowie eine asymmetrische Schiefe-

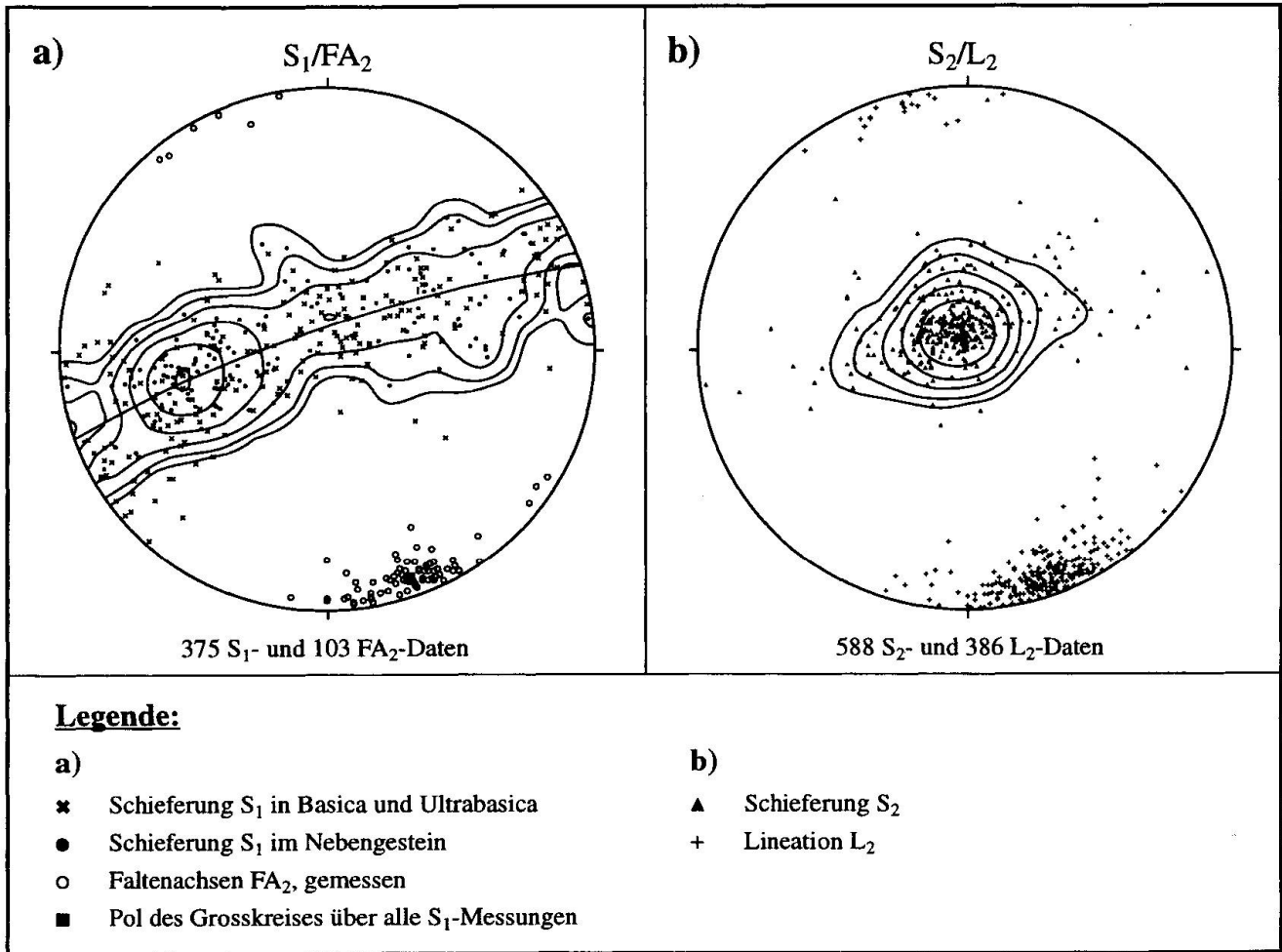


Abb. 3 Flächentreue stereographische Projektionen auf die untere Halbkugel.  
 a) Die Schieferung S<sub>1</sub> in den Basica/Ultrabasica entspricht S<sub>1</sub> in den Nebengesteinen. Die gemessenen Faltenachsen FA<sub>2</sub> fallen mit dem konstruierten Best fit von S<sub>1</sub> zusammen.  
 b) Eine Konturierung der S<sub>2</sub>-Daten zeigt keine markante Streuung, da S<sub>2</sub> durch die Deformationsphase D<sub>3</sub> nur schwach überprägt wurde. Die Lineation L<sub>2</sub> verläuft parallel zu FA<sub>2</sub> (Bildung von Sheathfolds).

rungs-boudinage (Abb. 5c) ergeben einen einheitlichen, über alle Schenkel hinweg konstant bleibenden Schersinn «Top nach SSE».

Ein im Untersuchungsgebiet häufig auftretendes Phänomen ist die Boudinage. Einerseits werden basische und ultrabasische Gesteine in den Glimmerschiefern aufgrund des hohen Kompetenzkontrastes boudiniert, andererseits beobachtet man eine gleich orientierte Schieferungsboudinage in leukokraten Gneisen und Glimmerschiefern. Bei den Boudins handelt es sich meist um isolierte, kissenförmige Körper, was auf zwei verschiedene Streckungsrichtungen hinweist, zum einen parallel zu L<sub>2</sub> in NNW-SSE-Richtung, zum andern etwa in E-W-Richtung. Zusammenhängende «chocolate-tablet-structures» lassen sich jedoch nicht finden. Auch ist unklar, ob es sich hier um einen reinen D<sub>2</sub>-Effekt oder aber um eine Kombination zwischen D<sub>1</sub> und D<sub>2</sub> handelt.

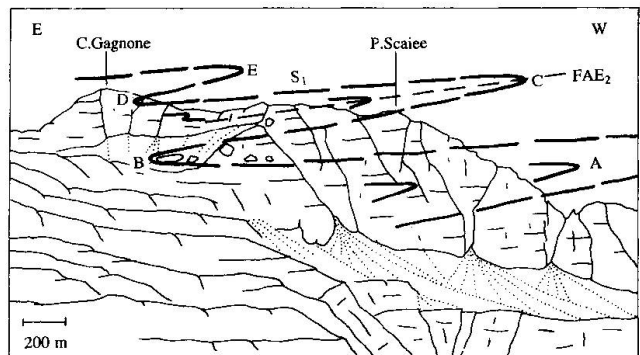


Abb. 4 Ansichtsskizze von der Capanna d'Efra aus in Richtung Cima di Gagnone (Blickrichtung S). In Faltencharnieren treten oft ultrabasische Linsen auf (geschlossene Formen in der Skizze). A = Basisfalte, B = Scaieefalte, C = Ambralfalte, D = Gagnonefalte, E = Gagnonegipffalte



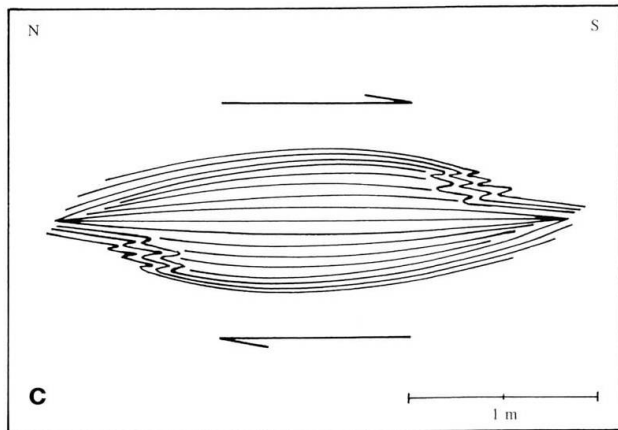
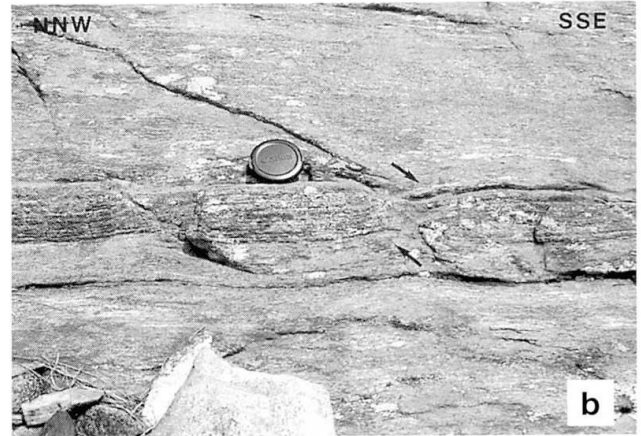
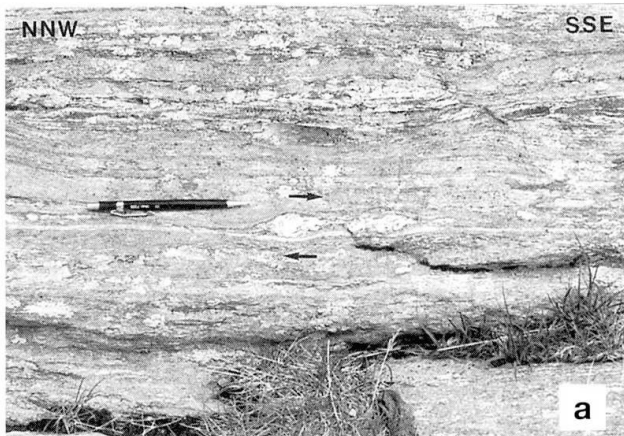


Abb. 5 a/b) Ein  $\sigma$ -Klast (5a) sowie in  $L_2$ -Richtung versetzte Amphibolitboudins (5b) im Glimmerschiefer zeigen eine  $D_2$ -Scherbewegung «Top nach SSE» (Koord. 5a: 708'400/130'900, 5b: 708'050/131'160, Blickrichtungen: ENE).

c) Schematische Darstellung der  $D_2$ -Kleinfaltenbildung in Zonen von Kompression, verursacht durch Schieferungsboudinagen und eine gleichzeitige dextrale Scherbewegung (Koord. 708'075/131'050).

Die Streckung in boudinierten Lagen mit hohem Kompetenzkontrast kann bis zu 500% betragen, bei niedrigerem Kompetenzkontrast entwickelt sich eine leichte «pinch and swell»-Struktur. Anhand versetzter Boudinkörper (Abb. 5b) kann man wiederum einen Schersinn «Top nach SSE» in  $L_2$ -Richtung feststellen.

Die meisten Deformationserscheinungen sind auch im Dünnschliff erkennbar. Die Schieferung  $S_2$  wird durch plattige und stengelige Minerale gebildet. Zahlreiche Granat-Porphyrklasten in Glimmergneisen und Granat-Knotenschiefern weisen eine rotierte interne Schieferung auf. Die Hauptschieferung  $S_2$  umfließt die Klasten, interne und externe Schieferungen verlaufen jedoch meist diskordant zueinander. Der Granat rotiert also nach abgeschlossenem Wachstum weiter. Zudem ist er häufig als  $\sigma$ - oder  $\delta$ -Klast ausgebildet und weist erneut auf die Scherbewegung «Top nach SSE» hin. Beide Phänomene stehen miteinander in Zusammenhang und stellen  $D_2$ -Ereignisse dar. Die gerade verlaufende, zu  $S_2$  diskordante Internschieferung in anderen, von der Hauptschieferung umflossenen Klasten geben hingegen keinen Anlass, eine  $D_2$ -Struktur anzunehmen. Prä- $D_2$  gewachsene, asymmetrische Hellglimmerfische, mikroskopisch sichtbare

Scherbänder und Untersuchungen an Quarzgefügen aus dünnen Quarzitlagen in Glimmerschiefern bestätigen die makroskopisch sichtbare Streckungslineation  $L_2$  und eine SSE-gerichtete Scherung.

#### DEFORMATIONSPHASE $D_3$

Die Deformationsphase  $D_3$  ist im untersuchten Gebiet nur schwach ausgebildet. Die dabei entstandenen offenen Falten besitzen steil nach SW einfallende Faltenachsebenen  $F_{AE3}$  (230/70) und flache NW-SE-streichende Faltenachsen  $F_{A3}$  (149/09). Die Deformationsphase  $D_3$  verfaltet die Hauptschieferung  $S_2$ . Makroskopisch ist keine neue Achsenebenenschieferung  $S_3$  erkennbar, im Dünnschliff hingegen wurde in einem Amphibolit eine solche durch Biotit nachgezeichnet. Am deutlichsten erkennt man  $D_3$ -Falten in ultrabasischen Gesteinen in der Nähe des Kontaktes zu angrenzenden Gneisen (Zone mit hohem Kompetenzkontrast). Faltenüberprägungen zeigen, dass es sich bei der Falte in der Linse Mg 31 (Abb. 6, Koord. 708'340/131'900) um eine  $D_3$ -Falte handeln muss. Auf einem ihrer Schenkel wird die Schieferung  $S_1$  durch eine isoklinale

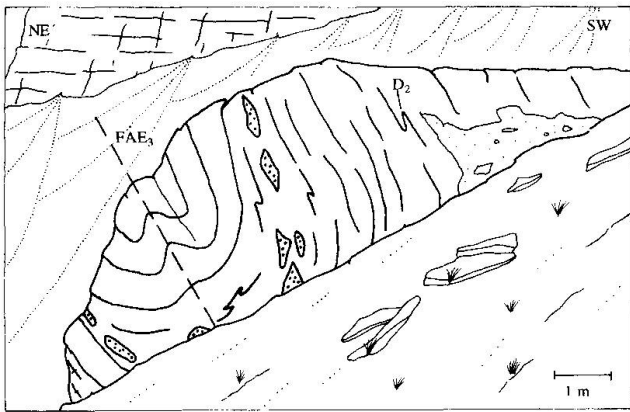


Abb. 6 Skizze der  $D_3$ -Falte in der ultrabasischen Linse Mg 31 (Koord. 708°340/131°900). Die Faltenachsen-ebene fällt steil nach SW ein. Die Faltenachse streicht in Richtung 150° und entspricht ungefähr der Blickrichtung. Man beachte die  $D_2$ -Antivergenzen (bezüglich  $D_3$ ), welche die Schieferung  $S_1$  verfallen. Fett gepunktet sind Metarodingitboudins.

$D_2$ -Falte deformiert. Diese wiederum stellt eine Antivergenz bezüglich der grossen  $D_3$ -Falte dar. Die Gneise und Glimmerschiefer reagieren vor allem durch leichte Wellung mit sehr grosser Wellenlänge und kleiner Amplitude sowie Schichtverdickung auf  $D_3$ .

DEFORMATIONS PHASE  $D_4$

Die vierte Deformationsphase läuft unter abnehmenden, spröduktile PT-Bedingungen ab. Die einzige makroskopisch erkennbare  $D_4$ -Struktur stellt eine Kleinfältelung in einem geringmächtigen, glimmerreichen Band im Val Mött dar (Koord. 707°250/131°450). Mikroskopische Hinweise auf  $D_4$  sind jedoch auch in anderen Lithologien zu finden. Im Druckschatten einiger Granatklaster wächst Chlorit, daneben beobachtet man in grossen Hellglimmerporphyroklasten Kinkbänder.

POST- $D_4$ -STRUKTUREN

Die letzte nachweisbare Deformation in der nördlichen Cima-Lunga-Einheit und der darunterliegenden Simanodecke ist spröde. Grossräumige Störungen wie auch lokal auftretende Brüche mit kleinen Versetzungsbeträgen sind im ganzen Gebiet zu beobachten. Die meisten Störungssysteme verlaufen in WSW-ENE/WNW-ESE-Richtung. Deren Bruchflächen fallen mit 70–90° ungefähr nach Süden ein. Daneben kommen

auch E-W-streichende Brüche vor. Anhand versetzter Rutschharnische und Bänderungen erkennt man, dass sich der südliche Block relativ zum nördlichen absenkt. Man beobachtet somit ähnliche Störungssysteme, wie sie in den südlichen Zentralalpen weit verbreitet sind (STECK, 1968).

Metamorphose

Die Glimmerschiefer im Gebiet der Cima di Gagnone sind im Gegensatz zu den basischen

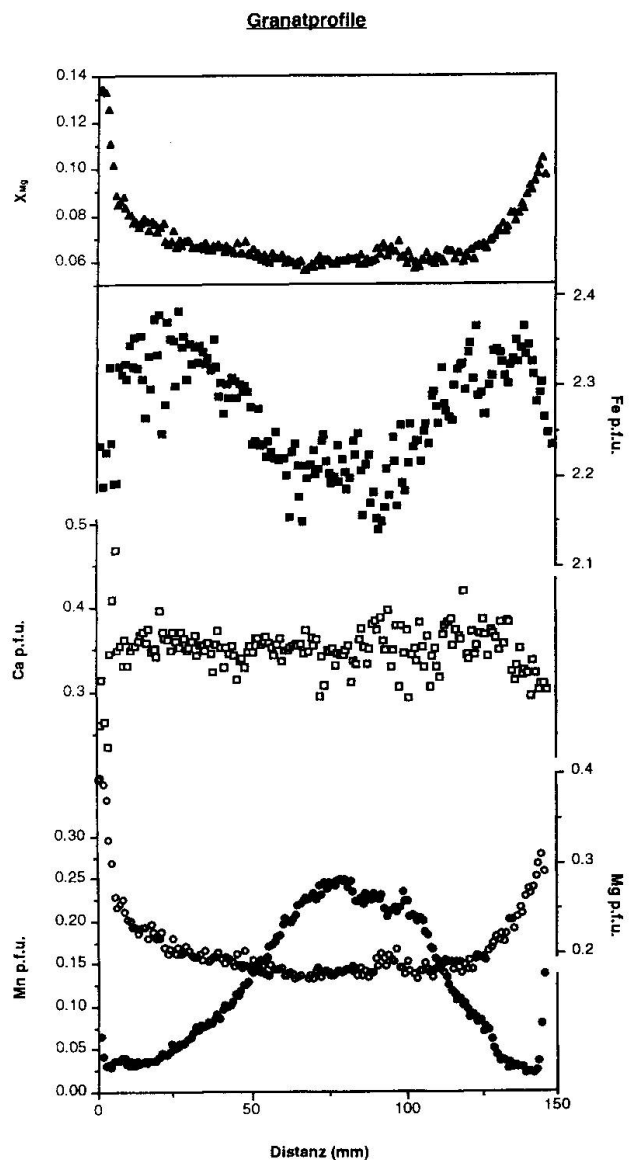


Abb. 7 Mn-, Mg-, Fe-, Ca- und  $X_{Mg}$ -Profile durch das Zentrum eines Granats (HS 1) gemessen (GROND, 1994). Die Fe-Zunahme vom Kern zum Rand hin ist auf die Mn-Abnahme im selben Bereich zurückzuführen. Der linke und rechte Rand des Diagramms entsprechen dem Rand des Granats.

Tab. 2 EMS-Messungen der für die Geothermobarometrie verwendeten Minerale der Proben HS 1 (GROND, 1994) und HO 2.1 (Minerale der invarianten Paragenese Ky-Zo-Qz-Mrg-An; WAHL, 1994). Die Analysen, die in der zweiten Zeile mit entsprechenden Kleinbuchstaben bezeichnet sind, wurden miteinander für die Druckberechnungen benutzt. An = Anorthit, Ga = Granat, Gt = Granat, Ilm = Ilmenit, Klz = Klinozoisit, Mrg = Margarit, Zo = Zoisit.

Probe HS1 (Disthen-Staurolith-Glimmerschiefer)												
Analyse	Ga83	Ga93	Ga99	Ga102	Ilm7rim	Ilm8	Ilm9	Ilm10	Plag9	Margarit	Paragonit	Muskowit
	a	b	c	d	a	b	c	d	d			
SiO <sub>2</sub>	37.56	37.09	37.02	37.60	0.09	0.06	0.12	0.05	61.40	41.04	46.12	44.80
TiO <sub>2</sub>	0.14	0.23	0.21	0.04	54.44	53.54	53.10	54.62	0.00	0.04	0.07	0.40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.10	21.11	21.33	21.47	0.04	0.01	0.04	0.01	24.43	43.25	39.80	36.86
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.03	0.03	0.02	0.00	0.00	0.04	0.00	0.04	0.00	0.00	0.02	0.08
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.36	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.27	0.00	0.00	0.00
FeO	32.89	32.65	32.88	33.32	45.62	45.60	46.18	46.27	0.00	0.58	0.72	1.85
MnO	3.32	3.6	3.29	3.45	0.81	0.61	0.87	0.97	0.00	0.00	0.01	0.03
ZnO	0.00	0.00	0.01	0.00	0.08	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.09
MgO	1.50	1.47	1.45	1.51	0.09	0.30	0.05	0.02	0.02	0.05	0.04	0.21
CaO	4.22	3.97	4.21	3.90	0.00	0.03	0.02	0.01	5.72	3.49	0.43	0.06
Na <sub>2</sub> O	0.03	0.03	0.05	0.04	0.03	0.04	0.01	0.02	8.78	5.59	7.13	1.36
K <sub>2</sub> O	0.01	0.01	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.10	0.47	0.54	9.13
H <sub>2</sub> O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4.60	4.66	4.49
<b>Total</b>	<b>100.79</b>	<b>100.21</b>	<b>100.86</b>	<b>101.36</b>	<b>101.22</b>	<b>100.25</b>	<b>100.40</b>	<b>102.00</b>	<b>100.75</b>	<b>99.12</b>	<b>99.53</b>	<b>99.35</b>
Normierung auf der Basis von 7 KATIONEN und 24 LADUNGEN (Gt)												
2 KATIONEN und 6 LADUNGEN (Ilm)												
5 KATIONEN und 16 LADUNGEN (Plag)												
11 SAUERSTOFFEN und alle Fe = Fe <sup>2+</sup> (Hellglimmer)												
Si	3.0143	2.9956	2.9717	3.0001	0.0023	0.0014	0.0030	0.0013	2.6995	2.6770	2.9647	2.9936
Ti	0.0083	0.0140	0.0124	0.0023	1.0209	1.0119	1.0036	1.0173	0.0000	0.0020	0.0035	0.0201
Al	1.9954	2.0097	2.0169	2.0193	0.0012	0.0003	0.0012	0.0002	1.2661	3.3253	3.0154	2.9030
Cr	0.0018	0.0021	0.0015	0.0001	0.0000	0.0008	0.0000	0.0008	0.0000	0.0000	0.0011	0.0043
Fe <sup>3+</sup>	0.0000	0.0000	0.0220	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0090	0.0000	0.0000	0.0000
Fe <sup>2+</sup>	2.2073	2.2051	2.2064	2.2232	0.9515	0.9584	0.9706	0.9584	0.0000	0.0318	0.0386	0.1032
Mn	0.2256	0.2464	0.2239	0.2332	0.0172	0.0129	0.0186	0.0203	0.0000	0.0000	0.0004	0.0020
Zn	0.0003	0.0000	0.0007	0.0000	0.0014	0.0003	0.0000	0.0000	0.0006	0.0000	0.0000	0.0045
Mg	0.1789	0.1774	0.1737	0.1796	0.0033	0.0113	0.0020	0.0007	0.0013	0.0053	0.0041	0.0205
Ca	0.3626	0.3433	0.3623	0.3332	0.0001	0.0009	0.0006	0.0001	0.2693	0.2440	0.0295	0.0041
Na	0.0042	0.0051	0.0084	0.0063	0.0016	0.0018	0.0003	0.0010	0.7485	0.7067	0.8885	0.1759
K	0.0015	0.0011	0.0001	0.0027	0.0005	0.0000	0.0001	0.0000	0.0058	0.0394	0.0441	0.7786
H	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2.0000	2.0000	2.0000

und ultrabasischen Gesteinen nur wenig untersucht. Basische und ultrabasische Linsen enthalten Relikte einer vermutlich eoazänen Hochdruckmetamorphose; in den Nebengesteinen wurden hingegen bis heute keine solchen gefunden. EVANS und TROMMSDORFF (1978) haben für den Granat-Lherzolithkörper im Val Mütt PT-Bedingungen von  $800 \pm 50$  °C und 20 kbar bestimmt. HEINRICH (1983) erhält für die Eklogite  $650 - 750$  °C und 17–27 kbar. In den Arbeiten von GROND (1994) und WAHL (1994) sind vor allem Einschlüsse in Granatporphyroklasten aus den Nebengesteinen mit der Elektronenmikrosonde untersucht worden, da die Wahrscheinlichkeit am grössten ist, darin Relikte einer älteren Meta-

morphose zu finden. Im folgenden werden die untersuchten Proben erläutert.

Ein von der Schieferung S<sub>2</sub> umflossener, einschliessreicher Granat von 1,5 cm Durchmesser aus einem pelitischen Gneis wurde mit der Elektronenmikrosonde untersucht (GROND, 1994; Skizze und Profilsur: siehe Diplomarbeit). Im Granat eingeschlossen sind Staurolith, Muskowit, Paragonit, Margarit, Plagioklas, Disthen, Kalzit, Quarz, Rutil und Ilmenit. Der Granat ist bezüglich Mangan, Magnesium, Eisen und Kalzium kontinuierlich zoniert (Abb. 7). Die Mg- und Fe-Gehalte nehmen vom Kern zum Rand hin zu; der Fe-Gehalt fällt randlich markant ab. Das Mn-Profil bildet eine glockenförmige Kurve, die vom

Tab. 2 (Fortsetzung)

Probe HO 2.1 (Granat-Knotenschiefer)									
Analyse	Gt	Klz1	Klz2	Klz3	Zo1	Zo2	Zo3	Mrg	An
SiO <sub>2</sub>	37.24	38.18	38.50	38.28	38.83	39.26	38.66	30.80	46.45
TiO <sub>2</sub>	0.11	0.12	0.06	0.07	0.03	0.02	0.07	0.19	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.77	29.87	30.68	29.84	33.03	32.62	32.39	51.10	35.09
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.01	0.02	0.10	0.00	0.03	0.04	0.00	0.00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.40	5.26	4.31	5.76	1.42	1.48	2.11	–	0.19
FeO	28.63	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.51	0.00
MnO	2.01	0.06	0.11	0.13	0.04	0.03	0.09	0.04	0.03
ZnO	0.00	0.00	0.00	0.11	0.00	0.03	0.00	0.18	0.17
MgO	2.61	0.02	0.11	0.13	0.06	0.03	0.02	0.16	0.00
CaO	7.12	24.12	23.74	22.46	24.90	24.55	24.60	12.52	18.01
Na <sub>2</sub> O	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	1.03	1.47
K <sub>2</sub> O	0.04	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.06	0.00
H <sub>2</sub> O	–	1.93	1.94	1.93	1.97	1.97	1.96	4.57	–
<b>Total</b>	<b>101.94</b>	<b>99.59</b>	<b>99.49</b>	<b>98.81</b>	<b>100.31</b>	<b>100.10</b>	<b>99.97</b>	<b>101.16</b>	<b>101.20</b>
Normierung auf der Basis von 7 KATIONEN und 24 LADUNGEN (Gt) KATIONEN berechnet auf 12 Sauerstoffe/1 OH-Gruppe (Zo/Klz) 5 KATIONEN und 16 LADUNGEN (An) KATIONEN berechnet auf 12 Sauerstoffe, Fe = Fe <sup>2+</sup> (Mrg)									
Si	2.9198	2.9599	2.9717	2.9806	2.9493	2.9842	2.9535	2.0226	2.1013
Ti	0.0062	0.0069	0.0037	0.0043	0.0019	0.0012	0.0039	0.0094	0.0000
Al	2.0119	2.7291	2.7905	2.7384	2.9567	2.9221	2.9159	3.9549	1.8795
Cr	0.0000	0.0007	0.0013	0.0063	0.0000	0.0017	0.0024	0.0002	0.0001
Fe <sup>3+</sup>	0.1417	0.3067	0.2502	0.3374	0.0809	0.0849	0.1212	–	0.0064
Fe <sup>2+</sup>	1.8777	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0278	0.0000
Mn	0.1338	0.0033	0.0063	0.0075	0.0025	0.0020	0.0055	0.0021	0.0010
Zn	0.0000	0.0000	0.0000	0.0063	0.0000	0.0021	0.0002	0.0086	0.0057
Mg	0.3048	0.0019	0.0132	0.0152	0.0069	0.0038	0.0028	0.0161	0.0000
Ca	0.5986	2.0037	1.9632	1.8735	2.0265	1.9995	2.0136	0.8808	0.8768
Na	0.0018	0.0006	0.0000	0.0016	0.0000	0.0018	0.0020	0.1315	0.1292
K	0.0037	0.0014	0.0008	0.0000	0.0000	0.0009	0.0000	0.0046	0.0000
H	–	1.0000	1.0000	1.0000	0.9985	0.9990	0.9995	2.0000	–

Kern zum Rand hin abfällt und ganz aussen nochmals ansteigt. Die Fe-Zunahme vom Kern zum Rand hin ist auf die Mn-Abnahme im gleichen Bereich zurückzuführen.

Anhand von Elektronenmikrosonden-Analysen ist festgestellt worden, dass in Granat drei Hellglimmerspezies (Margarit, Paragonit, Muskowit) auftreten (Tab. 2), in der Matrix hingegen nur noch Muskowit. Nun liegt die Vermutung nahe, dass Margarit und Paragonit in der Matrix zerstört wurden, während sie als Einschluss dank der Schutzwirkung des Granats erhalten blieben. Der Zerfall von Margarit und Paragonit ist die Folge einer Temperaturzunahme (CHATTERJEE, 1976; Abb. 8). Diese kann auch mittels  $X_{Mg}$ -Werten von Granat und Staurolith bestätigt werden. Das  $X_{Mg}$  der Matrix-Staurolithe liegt um zirka 4% höher als dasjenige der Einschluss-Staurolithe, was die Folge der kontinuierlichen Reaktion

3 Staurolith + 5 Quarz → 11 Disthen + 2 Granat + 3 H<sub>2</sub>O sein könnte, durch die sowohl Granat (Abb. 7) als auch Staurolith mit zunehmender Temperatur magnesiumreicher werden (THOMPSON, 1976). Diese beiden Beobachtungen und die kontinuierliche Zonierung bezüglich Mn, Fe, Ca und Mg widerspiegeln ein einphasiges, progrades Wachstum des Granats (HOLLISTER, 1966; THOMPSON et al., 1977).

Die Zusammensetzungen von Ilmenit/Granat-Paaren ergeben nach dem Geothermometer von POWNCEBY et al. (1987) Werte von 635 ± 30 °C. Da sich alle diese gemessenen Paare im Zentrum des Granats befinden, entsprechen die berechneten Temperaturen Bedingungen, welche während eines frühen Stadiums des Granatwachstums geherrscht haben. Aufgrund des Zerfalls von Margarit und Paragonit und des  $X_{Mg}$ -Anstiegs vom Kern zum Rand des Granats wird

angenommen, dass die Temperaturen mit fortwährendem Granatwachstum angestiegen sind.

Mit Hilfe der Zusammensetzung verschiedener Einschlussminerale (Tab. 2) und Geobarometern wurden Druckbestimmungen durchgeführt. Ilmenit-Granat-Disthen-Quarz-Rutil (BOHLEN et al., 1983) und Ilmenit-Anorthit-Quarz-Granat-Rutil (BOHLEN und LIOTTA, 1986) ergeben Drücke von 6–8 kbar bei einer Temperatur von 635 °C.

WAHL (1994) untersuchte vor allem Proben aus den Granat-Knotenschiefern. Die  $Al_2Fe^{3+}$ -Verteilung in koexistierenden Zoisiten und Klinozoisiten widerspiegelt die Druckverhältnisse bei der Entstehung. Die beiden  $Al_2Fe^{3+}$ -Werte divergieren stark bei hohen und deutlich schwächer bei mittleren bis niedrigen Drücken (FRANZ und SELVERSTONE, 1992). Zoisit- und Klinozoisit-Einschlüsse in einem von der Hauptschieferung umwachsenen Granat einer Elektronenmikrosonden-Probe aus dem Granat-Knotenschiefer deuten auf Druckbedingungen von 4–8 kbar.

Die Paragenese Disthen-Zoisit-Quarz (WAHL, 1994), die von einem Granatporphyroklasten eingeschlossen wird, ist theoretisch bis zu eklogitfaziellen Bedingungen stabil und somit

eine potentielle Hochdruckparagenese (Abb. 8). Durch retrograde Reaktionen zwischen den drei Phasen werden einerseits Anorthit und andererseits feinste Margaritleiten produziert ( $Ky + Zo + H_2O \rightarrow Mrg + Qz$  /  $Ky + Zo + Qz \rightarrow An + H_2O$ ). Die Vergesellschaftung Disthen-Zoisit-Quarz-Anorthit-Margarit, die ebenfalls in Granat eingeschlossen ist, stellt im CASH-System einen invarianten Punkt dar. Anhand von Elektronenmikrosonden-Analysen der besagten Phasen berechnet man eine Temperatur von 650 °C und einen Druck von 8.8 kbar für den invarianten Punkt (CONNOLLY, 1990; HOLLAND und POWELL, 1990, rev. 1994). Dieses PT-Paar ergibt also die Minimalbedingungen für die Paragenese Disthen-Zoisit-Quarz.

Die Zonierungsmuster der Granate in den Granat-Knotenschiefern (WAHL, 1994) sind analog zu denen der Granate in den Glimmerschiefern (GROND, 1994; Abb. 7) und zeigen somit ebenfalls ein einphasiges, progrades Wachstum der Porphyroklasten (HOLLISTER, 1966; THOMPSON et al., 1977).

Koexistierende Skapolith-Anorthit-Paare (Anorthit + Calcit  $\leftrightarrow$   $CO_3$ -Skapolith) der umgebenden Matrix zeigen in einer weiteren Probe (WAHL, 1994) derselben Lithologie eine Temperatur von zirka 640 °C (HUCKENHOLZ und SEIBERL, 1989).

In Quarzknuern findet man des öfters retrograd gewachsene Andalusitkristalle, die manchmal Disthene ummanteln, was als Anzeichen einer raschen Hebung interpretiert wird (KLEIN, 1976; HEINRICH, 1978; STÄUBLE, 1978; SCHLÄPFER, 1979 und KERRICK, 1988).

Ebenfalls retrograd bildet sich Chlorit in Druckschatten von Granatporphyroklasten in Glimmerschiefern. Sehr häufig treten auch Kluftminerale wie Quarz, Adular, Prehnit, Epidot, Titanit, Albit und Chloritrosetten auf, die alle unter grünschieferfaziellen Bedingungen entstanden sind.

Abschliessend kann festgehalten werden, dass sowohl in Granatporphyroklasten als auch in der Matrix der Nebengesteine nur Anzeichen der prograden, amphibolitfaziellen Metamorphose während  $D_1$  und  $D_2$  und der anschliessenden retrograden, nach  $D_3$  ablaufenden, grünschieferfaziellen Metamorphose gefunden wurden. Nur die Paragenese Disthen-Zoisit-Quarz könnte als Relikt einer Hochdruckmetamorphose interpretiert werden, ist aber auch keine direkte Evidenz für eine Hochdruckmetamorphose in den Nebengesteinen.

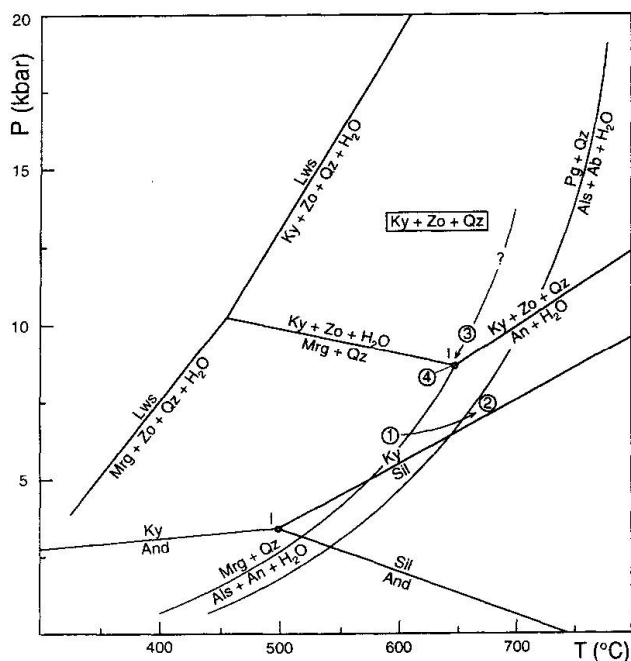


Abb. 8 PT-Diagramm mit ausgewählten Reaktionskurven im CASH-System nach CONOLLY (1990) und CHATTERJEE et al. (1984). (1) → (2): Zersetzung von Margarit und Paragonit durch prograde Metamorphose, (3) → (4): Kyanit, Zoisit und Quarz reagieren retrograd zu Margarit und Anorthit (invariante Paragenese).

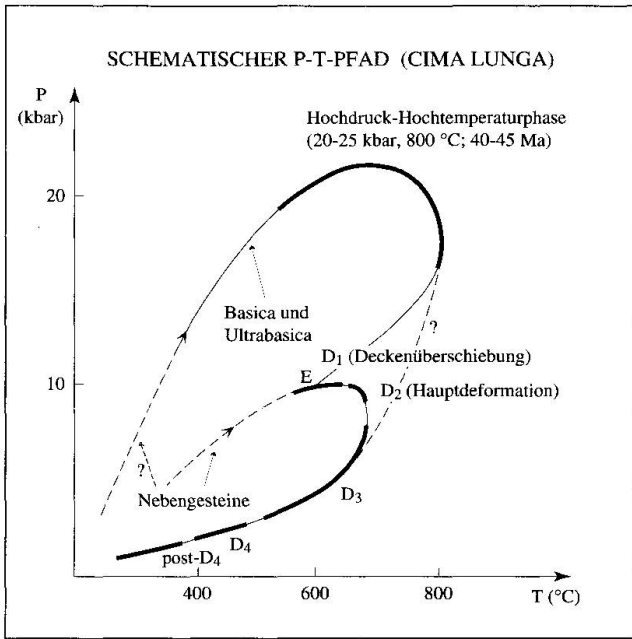


Abb. 9 Schematischer PT-Pfad, der auf strukturellen Beobachtungen, Geobarometrie- und Geothermometriedaten basiert. Die Basica/Ultrabasica und die Nebengesteine werden prä-, spätestens syn-D<sub>1</sub> miteinander verschuppt (E = Einschuppung). Die Hochdruckmetamorphose der Basica/Ultrabasica erfolgte vor dieser Verschuppung. Der Höhepunkt der lepontinischen Regionalmetamorphose ist syn- bis post-D<sub>2</sub> erreicht worden.

**Diskussion**

Vier alpine Deformationsphasen (D<sub>1</sub>-D<sub>4</sub>) sind allen Lithologien gemeinsam. Die Basica/Ultrabasica wurden also spätestens syn-D<sub>1</sub> mit den Nebengesteinen verschuppt. Ab D<sub>1</sub> kann somit von einer gemeinsamen Deformationsgeschichte aller Lithologien ausgegangen werden.

EVANS und TROMMSDORFF (1978) haben für den Granat-Lherzololith im Val Mött PT-Bedingungen von 800 ± 50 °C und 20 kbar berechnet. HEINRICH (1983) hat für die Eklogite der Cima di Gagnone 650-750 °C und 17-27 kbar bestimmt. In den Nebengesteinen der Basica und Ultrabasica wurden jedoch nur Mineralparagenesen gefunden, die auf mittlere bis höhere amphibolitfazielle Bedingungen deuten (GUGGENBÜHL, 1994;

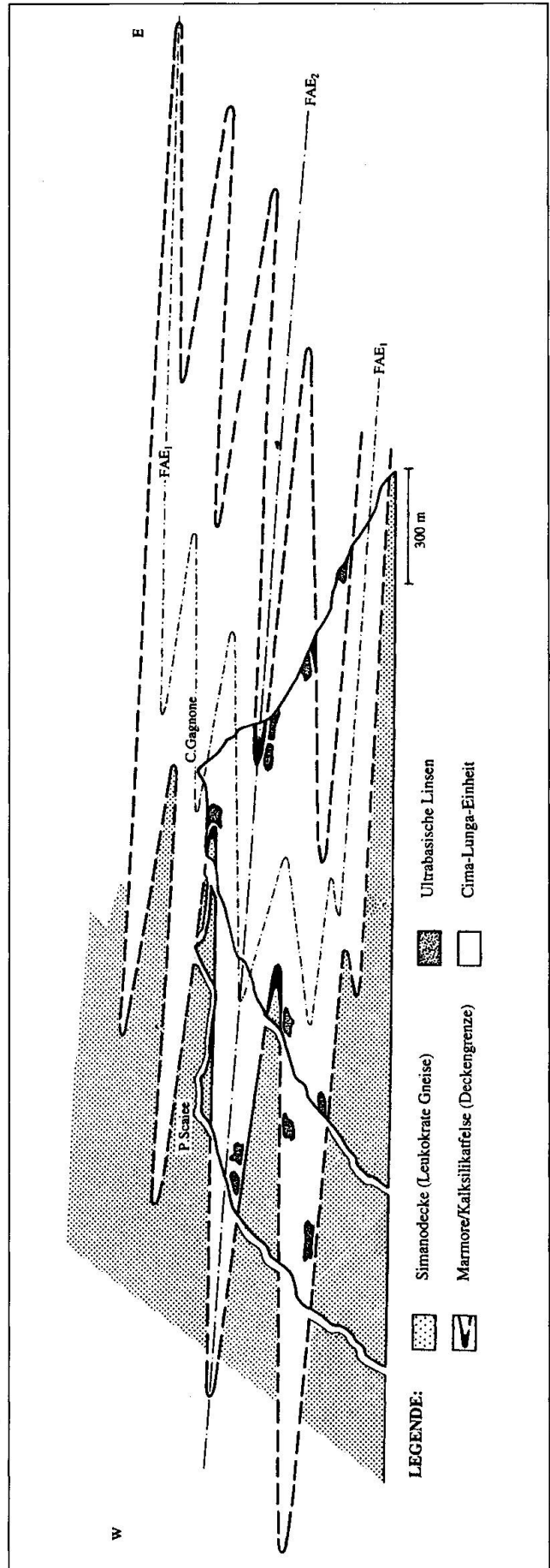


Abb. 10 Schematisch interpretatives Modell der Cima-Lunga-Einheit. Gesteine der Simanodecke werden durch D<sub>2</sub> in die Cima-Lunga-Einheit eingefaltet. Diese selbst stellt eine nach Westen geschlossene D<sub>2</sub>-Grossfalte dar, welche eine D<sub>1</sub>-Struktur überprägt. Die Deckengrenze verläuft in diesem Modell entlang den Vorkommen von Karbonaten und Basica/Ultrabasica.

GROND, 1994; WAHL, 1994). Mineraleinschlüsse in Granatporphyroklasten aus pelitischen Gneisen zeigen Drücke von 6–8 kbar (BOHLEN et al., 1983; BOHLEN und LIOTTA, 1986) und Temperaturen von 600–660 °C (POWNCBEY et al., 1987). Im selben Gestein kann anhand einer kontinuierlichen Granatzonierung bezüglich Mn, Mg, Fe und Ca und anhand verschiedener Hellglimmereinschlüsse ein einphasiges, progrades Granatwachstum unter amphibolitfaziellen Bedingungen postuliert werden (CHATTERJEE, 1976; HOLLISTER, 1966; THOMPSON et al., 1977). Die in Granat eingeschlossene, sich retrograd bildende invariante Paragenese Disthen-Zoisit-Quarz-Anorthit-Margarit im Granat-Knotenschiefer bildet mit 8.8 kbar bei 650 °C (CONNOLLY, 1990; HOLLAND und POWELL, 1990, rev. 1994) einen Minimalwert für den Druck; die ebenfalls existierende Paragenese Disthen-Zoisit-Quarz wäre bis zu eklogitfaziellen Bedingungen stabil (Abb. 8).

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass die Hochdruckmetamorphose vor  $D_1$  (Deckenbildung) erfolgt sein muss, da:

(i) in den Nebengesteinen der basischen und ultrabasischen Linsen keine eindeutigen Relikte einer Hochdruckmetamorphose gefunden worden sind;

(ii) die Deformationsphasen  $D_1$  bis  $D_4$  den Ultrabasica, Basica und Nebengesteinen gemeinsam sind, jedoch alle nur unter amphibolit- bis grünschieferfaziellen Bedingungen stattgefunden haben;

(iii) weder die Decken im Liegenden noch jene im Hangenden der Cima-Lunga-Einheit und der Aduladecke eozän hochdruckmetamorphe Gesteine aufweisen, all diese Decken jedoch vergleichbare Deformationsphasen zeigen, die  $D_1$  bis  $D_4$  des untersuchten Gebietes entsprechen.

Abbildung 9 zeigt die Versenkung und anschließende Hebung der Basica und Ultrabasica. Bei der Überschiebung der Cima-Lunga-Einheit über die Simanodecke während  $D_1$  findet die Einschuppung dieser eklogitfaziellen basischen und ultrabasischen Gesteine in die Nebengesteine statt. Allen Gesteinen gemeinsam ist nun die darauffolgende prograde Metamorphose unter amphibolitfaziellen Bedingungen (mesoalpine Metamorphose). Im Zusammenhang mit Hebung und Abkühlung findet während  $D_3$  und  $D_4$  eine retrograde, amphibolit- bis grünschieferfazielle Metamorphose statt.

An dieser Stelle soll aber auch erwähnt werden, dass die Absenz von Hochdruckrelikten in den Nebengesteinen kein eigentlicher Beweis für die Nichtexistenz einer Hochdruckmetamorphose ist (vgl. HEINRICH, 1983). Darum kann ein zweiter, allen Lithologien gemeinsamer PT-Pfad

nicht ausgeschlossen werden (strichlierte Linie in Abb. 9).

Für die Auskartierung des Faltenstapels konnten lithologische Kriterien nur in Einzelfällen verwendet werden. Trotz einer Abfolge sich ständig wiederholender Lithologien kann man tendenziell sagen, dass im Bereich der Basis- und Scaiefalte vermehrt amphibolführende, im Bereich Scaiee- bis Ambrafalte oft staurolith- und disthenführende und oberhalb der Ambrafalte vorwiegend feldspatugenreiche Glimmerschiefer auftreten (vgl. Abb. 4 für Benennung). Zwischendurch erscheinen immer wieder leukokrate Gneise. Aufgrund der besagten lithologischen Beobachtungen, die schon aus den Kartierungen von HEINRICH (1978), STÄUBLE (1978), SCHLÄPFER (1979) und ZINGG (1979) hervorgehen, und dem Verlauf der neu auskartierten Grossfalten ist es plausibel, die Cima-Lunga-Einheit als einen sich nach W schliessenden Faltenstapel zu betrachten (Abb. 10). So kann erklärt werden, dass man im Profil von der Basisfalte bis zur Gagnonefalte im Val Mött langsam in andere lithologische Niveaus gelangt.

Der Verlauf der Grenze zwischen der Cima-Lunga-Einheit und der Simanodecke wurde von HEINRICH (1983) definiert, ist im Feld aber schwierig zu erkennen. Da mesozoische Karbonate, klassische Deckentrenner, zwischen Verzascagneis und den Glimmerschiefern gänzlich fehlen (vgl. Tafel 1, Anhang), keine strukturellen Anzeichen eines Überschiebungshorizontes zwischen dem Verzascagneis (Simanodecke) und den Glimmerschiefern (Cima-Lunga-Einheit) zu erkennen sind und mächtigere, leukokrate Gneisvorkommen in der Cima-Lunga-Einheit weder makroskopisch, mikroskopisch noch anhand von Gesamtgesteinsanalysen (XRF) von Verzascagneisen der Simanodecke unterscheidbar sind, scheint die Korrektur der Deckengrenze zu den Horizonten der Basica/Ultrabasica gerechtfertigt (vgl. PREISWERK, 1933). Aufgrund dieser Überlegungen, strukturgeologischer Beobachtungen und einer geologischen Kartierung (Tafel 1) wird folgendes Modell vorgeschlagen (Abb. 10):

Analog zu den kleinmassstäbigen  $D_1/D_2$ -Faltenüberprägungen (Abb. 2) stellt auch die Geometrie der nördlichen Cima-Lunga-Einheit eine solche Struktur dar: Eine im Westen schliessende  $D_2$ -Grossfalte, die eine  $D_1$ -Struktur überprägt (Abb. 10). Der Horizont der stellenweise mit Metakarbonaten vergesellschafteten Basica und Ultrabasica, die spätestens syn- $D_1$  an der Deckengrenze eingeschuppt worden sind und jetzt die Deckengrenze bilden, zeichnet heute die Form einer  $D_1/D_2$ -Faltenüberprägung des Typs 3 (annähernd koaxiale Überprägung) nach. Die Verfal-

tung von Deckengrenzen durch  $D_2$  wird auch in benachbarten Gebieten beobachtet (Literaturangaben in GRUJIC, 1992).

Aus diesem Modell wird ersichtlich, dass auf gleicher topographischer Höhe Metakarbonate, Basica und Ultrabasica auftreten, die in einiger Entfernung voneinander senkrecht zur  $D_2$ -Fallenachse liegen (vgl. Abb. 10). Andererseits bietet das Modell eine plausible Erklärung, wo (Deckengrenze) und zu welchem Zeitpunkt (Deckenbildung) hochdruckmetamorphe Basica und Ultrabasica haben eingeschuppt werden können. Das vorgeschlagene Modell, eine nach Westen schliessende  $D_2$ -Grossfalte, erklärt zudem, warum die Cima-Lunga-Einheit westlich des Val Verzasca nicht mehr erscheint.

### Verdankungen

Wir danken V. Trommsdorff und N. Mancktelow für die Betreuung während der Diplomarbeit bzw. Dissertation. Diskussionen mit O. Müntener, J. Konzett, J. Hermann und J. Connolly haben zum Gelingen der Arbeit Wesentliches beigetragen. Für die Durchsicht früherer Fassungen der vorliegenden Arbeit danken wir O. Müntener, V. Trommsdorff und N. Mancktelow. E.M. Klaper und H.-R. Pfeifer sei für die konstruktive Kritik bei der Durchsicht der Manuskripte gedankt.

### Literaturverzeichnis

- BECKER, H. (1993): Garnet peridotite and eclogite Sm-Nd mineral ages from the Lepontine dome (Swiss Alps): New evidence for Eocene high-pressure metamorphism in the Central Alps. *Geology* 21, 599–602.
- BOHLEN, S.R. und LIOTTA, J.J. (1986): A Barometer for Garnet Amphibolites and Garnet Granulites. *J. Petrol.* 27, 1025–1034.
- BOHLEN, S.R., WALL, V.J. und BOETTCHER, A.L. (1983): Experimental investigations and geological applications of equilibria in the system  $FeO-TiO_2-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ . *Am. Mineral.* 68, 1049–1058.
- CHATTERJEE, N.D. (1976): Margarite stability and compatibility relations in the system  $CaO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$  as a pressure-temperature indicator. *Am. Mineral.* 61, 699–709.
- CHATTERJEE, N.D., JOHANNES, W., LEISTNER, H. (1984): The system  $CaO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ : new phase equilibria data, calculated phase relations, and their petrological applications. *Contr. Mineral. Petrol.* 88, 1–13.
- CONNOLLY, J.A.D. (1990): Calculation of multivariable phase diagrams: An algorithm based on generalized thermodynamics. *Am. J. Sci.* 290, 666–718.
- DAL VESCO, E. (1953): Genesi e metamorfosi delle rocce basiche e ultrabasiche nell'ambiente mesozonale dell'orogene penninico. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 33, 173–480.
- EVANS, B.W. und TROMMSDORFF, V. (1974): Stability of Enstatite + Talc, and CO-Metasomatism of Metaperidotite, Val d'Éfra, Lepontine Alps. *Am. J. Sci.* 274, 274–296.
- EVANS, B.W. und TROMMSDORFF, V. (1978): Petrogenesis of garnet lherzolite, Cima di Gagnone, Lepontine Alps. *Earth Planet. Sci. Lett.* 40, 333–348.
- EVANS, B.W., TROMMSDORFF, V. und RICHTER, W. (1979): Petrology of an eclogite-metaroddingite suite at Cima di Gagnone, Ticino, Switzerland. *Am. Mineral.* 64, 15–31.
- EVANS, B.W., TROMMSDORFF, V. und GOLES, G. (1981): Geochemistry of high-grade eclogites and metaroddingites from the Central Alps. *Contr. Mineral. Petrol.* 76, 301–311.
- FRANZ, G. und SELVERSTONE, J. (1992): An empirical phase diagram for the clinozoisite-zoisite transformation in the system  $Ca_2Al_3Si_3O_{12}(OH)-Ca_2Al_2Fe^{3+}Si_3O_{12}(OH)$ . *Am. Mineral.* 77, 631–642.
- FRÜH-GREEN, G.L. (1987): Stable isotope investigations of fluid-rock interaction during metamorphism and exhumation of eclogite facies rocks: case studies from the Swiss and Italian Alps. Ph.D. diss. No. 8283, ETH Zürich.
- GEBAUER, D., GRÜNENFELDER, M., TILTON, G., TROMMSDORFF, V. und SCHMID, S. (1992): The geodynamic evolution of garnet-peridotites, garnet-pyroxenites and eclogites of Alpe Arami and Cima di Gagnone (Central Alps) from Early Proterozoic to Oligocene. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 72, 107–111.
- GROND, R. (1994): Beitrag zur Geologie der Cima-Lunga, Val Verzasca-Leventina, Ticino; Teil I. Unpubl. Diplomarbeit an der Universität Zürich.
- GRUJIC, D. (1992): Superposed folding: Analogue models and comparison with natural examples from the Maggia Nappe (Pennine Zone, Switzerland). Ph.D. diss. No. 9762, ETH Zürich.
- GUGGENBUHL, E. (1994): Stabilität von Talk, Forsterit und Enstatit im Feld und im Experiment. Diplomarbeit an der Universität Zürich.
- HEINRICH, C.H. (1978): Metamorphose und Strukturen der Cima-Lunga-Serie: Cima di Gagnone – Val Motto. Diplomarbeit an der ETH Zürich.
- HEINRICH, C.H. (1982): Kyanite-eclogite to amphibolite facies evolution of hydrous mafic and pelitic rocks, Adula nappe, Central Alps. *Contr. Mineral. Petrol.* 81, 30–38.
- HEINRICH, C.H. (1983): Die regionale Hochdruckmetamorphose der Adula-Decke, Zentralalpen (Schweiz). Doktorarbeit 7282, ETH Zürich.
- HEINRICH, C.H. (1986): Eclogite Facies Regional Metamorphism of Hydrous Mafic Rocks in the Central Alpine Adula Nappe. *J. of Petrol.* 27, 123–154.
- HOLLAND, T.J.B. und POWELL, R. (1990, rev. 1994): An enlarged and updated internally consistent dataset with uncertainties and correlations: The system  $K_2O-Na_2O-CaO-MgO-MnO-FeO-Fe_2O_3-Al_2O_3-TiO_2-SiO_2-C-H_2O_2$ . *J. Metam. Geol.* 8, 89–124.
- HOLLISTER, L.S. (1966): Garnet Zoning: An Interpretation Based on the Rayleigh Fractionation Model. *Sci.* 154, 1647–1651.
- HUCKENHOLZ, H.G. und SEIBERL, W. (1989): Occurrence of carbonate scapolites and their bearing on geothermometry of rocks of (high temperature) granulite facies. 28<sup>th</sup> Int. Geol. Cong. Abstr., Vol. 2, 78–80.
- KERRICK, D.M. (1988):  $Al_2SiO_5$ -bearing segregations in the Lepontin Alps, Switzerland: aluminium mobility in metapelites. *Geology* 16, 636–640.
- KLEIN, H.-H. (1976): Alumosilikatführende Knauern im Lepontin. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 56, 435–456.
- MITTELHOLZER, A.E. (1936): Beitrag zur Kenntnis der Metamorphose in der Tessiner Wurzelzone mit be-



- sonderer Berücksichtigung des Castionezuges. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 16, 19–182.
- NIGGLI, P., PREISWERK, H., GRUETTER, O., BOSSHARD, L. und KUENDIG, E. (1936): Geologische Beschreibung der Tessiner Alpen zwischen Maggia- und Bleniotal. Beitr. zur Geol. Karte der Schweiz NF, 71, 190.
- PFEIFER, H.-R. (1978): Hydrothermal alpine metamorphism in metaperidotite rocks of the Cima Lunga Zone, Valle Verzasca, Switzerland. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 58, 400–405.
- PFEIFER, H.-R. (1979): Fluid-Gesteins-Interaktion in metamorphen Ultramafititen der Zentralalpen. Doktorarbeit No. 6379, ETH Zürich.
- PFEIFER, H.-R. (1981): A model for fluids in metamorphosed rocks: III. Mass transfer under amphibolite facies conditions in olivine-enstatite rocks of the Central Alps, Switzerland. Bull. Minéral. 104, 834–847.
- PFEIFER, H.-R. (1987): A model for fluids in metamorphosed rocks: IV. Metasomatic veins in metaharzburgites of Cima di Gagnone, Valle Verzasca, Switzerland. In: HELGESON, H.C. (ed.): Chemical Transport in Metasomatic Processes, 1987, 591–632.
- PREISWERK, H. (1933): Tafel 5 in Beitrag zur geologischen Karte der Schweiz, N.F., 71, 1936.
- POWNCHEY, M.I., WALL, V.J. und O'NEILL, H.S.T.C. (1987): Fe–Mn partitioning between garnet and ilmenite: experimental calibration and applications. Contr. Mineral. Petrol. 97, 116–126.
- RAMSAY, J.G. und HUBER, M.J. (1987): The techniques of modern structural geology. Vol. 2: Folds and Fractures. Academic Press.
- SCHLÄPFER, E. (1979): Metamorphose und Strukturen der Cima-Lunga-Serie: Lago d'Efra – Val Gagnone. Diplomarbeit an der ETH Zürich.
- SCHMID, S.M., RÜCK, PH. und SCHREURS, G. (1990): The significance of the Schams nappe for the reconstruction of the paleotectonic and orogenic evolution of the Penninic zone along the NFP-20 East-traverse (Grisons, eastern Switzerland). Deep structures of the Alps. Vol. 1. 248–263.
- STÄUBLE, J. (1978): Metamorphose und Strukturen der Cima-Lunga-Serie: Val d'Agro. Diplomarbeit an der ETH Zürich.
- STECK, A. (1968): Junge Bruchsysteme in den Zentralalpen. Eclogae geol. Helv. 61/2, 387–393.
- THOMPSON, A.B. (1976): Mineral reactions in pelitic rocks: 1. Prediction of P-T-X (Fe–Mg) phase relations. Am. J. Sci. 276, 401–424.
- THOMPSON, A.B., TRACY, R.J., LITTLE, P.T. und THOMPSON, J.B. JR. (1977): Prograde reactions histories deduced from compositional zonation and mineral inclusions in garnet from the Gassetts schists, Vermont. Am. J. Sci. 277, 1152–1167.
- TROMMSDORFF, V. und EVANS, B.W. (1969): The Stable Association Enstatite-Forsterite-Chlorite in Amphibolite Facies Ultramafics of the Lepontine Alps. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 49, 325–332.
- TROMMSDORFF, V. und EVANS, B.W. (1974): Alpine Metamorphism of Peridotitic Rocks. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 54, 334–354.
- TROMMSDORFF, V., EVANS, B.W. und RICHTER, W. (1975): Eklogit/Rodingit-Übergänge in Ultramafititen der Cima-Lunga-Serie. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 55, 572–574.
- TROMMSDORFF, V. (1990): Metamorphism and tectonics in the Central Alps: The alpine lithospheric mélange of Cima Lunga and Adula. Mem. Soc. Geol. It. 45, 39–49.
- WAHL, F. (1994): Beitrag zur Geologie der Cima-Lunga, Val Verzasca-Leventina, Ticino; Teil II. Unpubl. Diplomarbeit an der Universität Zürich.
- WENK, E. (1943): Ergebnisse und Probleme von Gefügeuntersuchungen im Verzascatal (Tessin). Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 23, 265–294.
- WENK, E. (1955): Eine Strukturkarte der Tessiner Alpen. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 35, 311–319.
- WENK, E. und KELLER, F. (1969): Isograde in Amphibolitserien der Zentralalpen. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 49, 157–198.
- ZINGG, A. (1979): Metamorphose und Strukturen der Cima-Lunga-Serie: Val d'Efra. Diplomarbeit an der ETH Zürich.

Manuskript erhalten 14. August 1995; Überarbeitung angenommen 25. September 1995.







# GEOLOGISCHE KARTE

## LEGENDE



### LITHOLOGIEN

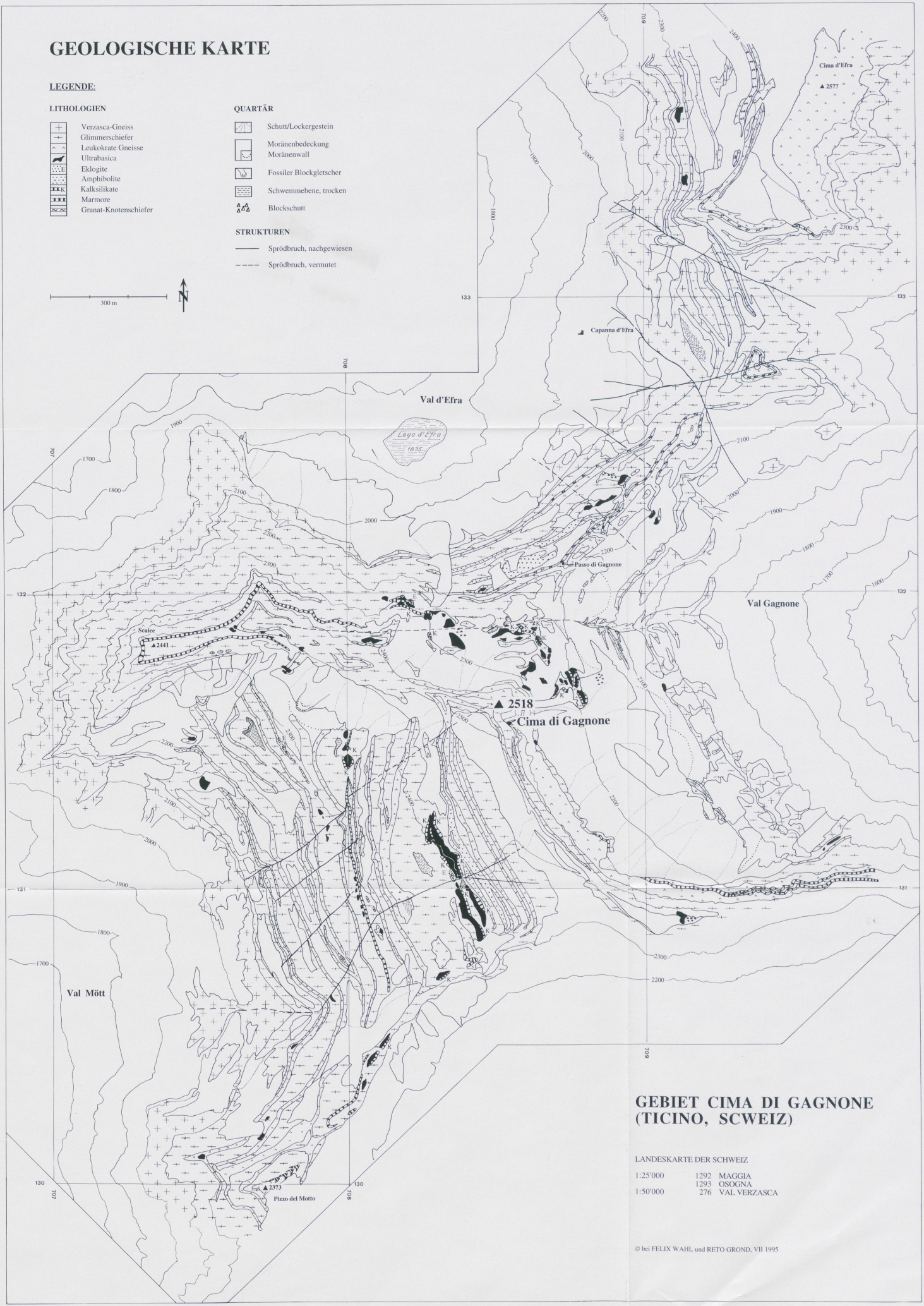
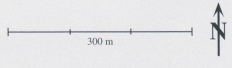
-  Verzasca-Gneiss
-  Glimmerschiefer
-  Leukokrate Gneisse
-  Ultrabasica
-  Eklogite
-  Amphibolite
-  Kalksilikate
-  Marmore
-  Granat-Knotenschiefer

### QUARTÄR

-  Schutt/Lockergestein
-  Moränenbedeckung
-  Moränenwall
-  Fossiler Blockgletscher
-  Schwemmebene, trocken
-  Blockschutt

### STRUKTUREN

-  Sprödbbruch, nachgewiesen
-  Sprödbbruch, vermutet



## GEBIET CIMA DI GAGNONE (TICINO, SCHWEIZ)

LANDESKARTE DER SCHWEIZ  
 1:25'000 1292 MAGGIA  
 1:50'000 1293 OSOGNINA  
 276 VAL VERZASCA

Leere Seite  
Blank page  
Page vide