

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

**Band:** 74 (1994)

**Heft:** 2

**Artikel:** Strukturelle und petrographische Untersuchungen im Grenzbereich Penninikum-Unterostalpin am Südostrand des Bergell-Plutons (Val Masino, Italien) = Structural observations in the boundary zone between Penninic and Lower Austroalpine Nappes (Val Masino, I...

**Autor:** Pfiffner, Marcel / Weiss, Monika

**DOI:** <https://doi.org/10.5169/seals-56345>

### **Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

### **Conditions d'utilisation**

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. [Voir Informations légales.](#)

### **Terms of use**

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. [See Legal notice.](#)

**Download PDF:** 13.10.2024

**ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>**

## **Strukturelle und petrographische Untersuchungen im Grenzbereich Penninikum-Unterostalpin am Südostrand des Bergell-Plutons (Val Masino, Italien)**

### **Structural observations in the boundary zone between Penninic and Lower Austroalpine Nappes (Val Masino, Italy) at the southeastern margin of the Bergell/Bregaglia intrusion**

von *Marcel Pfiffner*<sup>1</sup> und *Monika Weiss*<sup>1</sup>

#### **Abstract**

Stratigraphic, structural and petrographic observations indicate that the Middle Penninic Suretta Nappe and the Lanzada-Scermendone Zone are connected by a subvertical syncline at the southeastern margin of the Bergell Alps. The relatively undeformed Penninic Malenco ultramafic complex overlies these two tectonic units. A thin band of Permo-Mesozoic sediments separates the Lower Austroalpine Margna Nappe from the Sella Nappe. The Bergell intrusion represents the youngest tectonic unit and lies concordant to the Suretta Nappe in the studied region.

The main Alpine deformation phases are summarized as follows:

A) The first deformation phase  $D_1$  of late Cretaceous age formed the nappe pile by isoclinal folding, an axial plane schistosity  $S_1$  and a stretching lineation  $L_1$ . Because of the identical structural evolution found in the Penninic units and in the Austroalpine nappes, one has to assume that the collision between the northern (Penninic) and the southeastern (Lower Austroalpine) continental margins of the South Penninic ocean took place before or during the first deformation phase. Furthermore,  $D_1$  isoclinally deforms the Permo-Mesozoic sediments. In sections parallel to the stretching lineation and perpendicular to the schistosity, a shearing sense "top to the east" is observed.

B) A second ductile deformation phase  $D_2$  also resulted in isoclinal folds and an axial plane schistosity  $S_2$ . However,  $S_2$  can only be distinguished from the main schistosity  $S_1$  where  $D_1/D_2$ -overprinting is clearly visible.  $D_2$  predates the Bergell intrusion and can be correlated to the first backfolding. The Lanzada-Scermendone Zone was folded into the Malenco ultramafic mass southeast of Sasso Arso during  $D_2$ .

C) A third deformation phase caused more open folds and locally a microscopic pressure solution schistosity. The Suretta Nappe and the Lanzada-Scermendone Zone are connected by a subvertical  $D_3$ -syncline.

D) The Bergell tonalite mass intruded the Alpine nappe pile during or possibly after  $D_3$ . During the intrusion process a schistosity parallel to the contact boundary and a steeply dipping lineation formed in the tonalite itself. Contact metamorphic minerals indicate that the contact metamorphism of the Bergell tonalite began to affect the surrounding rocks during  $D_3$ . However, mappable isogrades of contact metamorphism in the Malenco ultramafic complex are not overprinted by  $D_3$  deformation, but crosscut the folded lithologic boundaries.

*Keywords:* Suretta Nappe, Lanzada-Scermendone Zone, Malenco ultramafics, Penninic-Austroalpine boundary, Bergell/Bregaglia intrusion, contact metamorphism, structures.

#### **Zusammenfassung**

Stratigraphische, strukturgeologische und petrographische Beobachtungen bestätigen einen Zusammenhang zwischen der mittelpenninischen Surettadecke und der Lanzada-Scermendone-Zone am Südostrand des Bergells. Beide Einheiten sind durch eine subvertikale Synklinale verbunden. Über diesen Einheiten folgt der kaum deformierte Malenco-Ultramafitit. Die unterostalpine Margna- und Selladecke wird durch eine geringmächtige mesozoi-

<sup>1</sup> Institut für Mineralogie und Petrographie, ETH-Zentrum, CH-8092 Zürich.

sche Sedimentmulde von den penninischen Einheiten getrennt. Die jüngste Einheit ist die Bergeller Intrusion, die im untersuchten Terrain konkordant zu allen Einheiten liegt.

Die wichtigsten alpinen Deformationsphasen können wie folgt zusammengefasst werden:

A) Während einer ersten Deformationsphase  $D_1$  in der Oberkreide entstehen isoklinale Deckfalten, eine Achsenebenenschieferung  $S_1$  und eine Streckungslineation  $L_1$ . Da sowohl die penninischen Einheiten als auch die unterostalpinen Decken eine identische strukturelle Entwicklung zeigen, muss angenommen werden, dass die Kollision zwischen der nördlichen (Penninikum) und der südöstlichen Kontinentalscholle (Unterostalpin) *prä- bis syn- $D_1$*  stattgefunden hat. Zudem sind auch die mesozoischen Sedimente von dieser Isoklinalphase überprägt. In Schnitten parallel zum Linear und senkrecht zur Schieferung wird ein Schersinn «Top nach Osten» beobachtet.

B) Eine zweite duktile Deformationsphase bildet abermals isoklinale Falten und eine Achsenebenenschieferung  $S_2$  aus. Diese ist nur an Orten von  $D_1/D_2$ -Überprägungen eindeutig von der Hauptschieferung  $S_1$  zu trennen. Regionalgeologisch ist  $D_2$  mit der ersten Rückfaltung korrelierbar. Durch  $D_2$  wird zudem die Lanzada-Scermendone-Zone südöstlich des Sasso Arso in den Malenco-Körper eingefaltet. Das Alter von  $D_2$  ist auf jeden Fall *prä-bergellisch*.

C) Die dritte Deformationsphase  $D_3$  äussert sich in einer offenen Faltung. Stellenweise entwickelt sich mikroskopisch eine Drucklösungsschieferung. Über eine  $D_3$ -Synklinale hängen die Surettadecke und die Lanzada-Scermendone-Zone zusammen.

D) *Syn- bis post- $D_3$*  intrudiert der Bergeller Tonalit. Während der Intrusion entsteht im Tonalit eine kontaktparallele Schieferung sowie eine steilstehende Lineation. In Faltenscharnieren der dritten Deformationsphase wachsen kontaktmetamorphe Mineralien parallel zur  $AE_3$ . Gleichzeitig sind die kartierbaren Isograden der Kontaktmetamorphose im Ultramafitit aber nicht  $D_3$ -überprägt, sondern verlaufen über die verfalteten Lithologiegrenzen hinweg.

### Einleitung und regionale Geologie

Das untersuchte Gebiet befindet sich am Südfuss des Monte della Disgrazia, der mit seinen 3678 m ü.M. die höchste Erhebung der Region darstellt. Es umfasst das Nordost-Südwest-verlaufende Valle di Preda Rossa und das Ost-West streichende Valle di Scermendone, beides Seitentäler des Val Masino (Provinz Sondrio, N-Italien). Dieses Gebiet liegt im Grenzbereich der penninischen und unterostalpinen Decken (Abb. 1, Abb. 2) nahe an der Insubrischen Linie und ist aus den folgenden sechs grossen tektonischen Einheiten aufgebaut: Die Surettadecke und die Lanzada-Scermendone-Zone liegen tektonisch am tiefsten und bestehen aus kontinentaler Kruste und mesozoischer Sedimentbedeckung. Die nächsthöhere Einheit ist der Malenco-Körper, der sich vor allem aus ultramafischen Gesteinen zusammensetzt. Darüber folgen die Margna- und die Sella-decke, welche wiederum aus kontinentaler Kruste und mesozoischer Sedimentbedeckung aufgebaut sind. Dieser Deckenstapel wird von der Bergeller Intrusion diskordant durchschlagen.

Diese interessante Region war schon früh Gegenstand geologischer Untersuchungen. Beispielsweise wurde sie von THEOBALD (1866), BONARDI (1882), MELZI (1893), ZYNDEL (1912), CORNELIUS (1912, 1913, 1915 a und b, 1928), STEINMANN (1913) und STAUB (1918, 1949) beschrieben und von STAUB (1946) teilweise kartiert. In den siebziger Jahren war das Gebiet bereits Ziel einiger Diplomarbeiten, wobei der Schwerpunkt auf petrographische Aspekte gelegt wurde. ENGI (1973) beschrieb die Gesteine im Valle di Preda

Rossa, während sich MERCOLLI (1973) mit den Einheiten des Valle di Scermendone befasste. PIKA (1976) kartierte das im Osten angrenzende Valle Airale und das Valle di Postalesio.

Neuere Arbeiten in benachbarten Gebieten konzentrierten sich auf die Beschreibung der Margna- und Sella-decke (LINIGER, 1987; GUNTTLI, 1987; LINIGER und GUNTTLI, 1988; SPILLMANN, 1988, 1989; ZINGG, 1988; BENNING, 1990; SIDLER, 1990; SIDLER und BENNING, 1992; MÜNTENER, 1991; HERMANN, 1991; HERMANN und MÜNTENER, 1992), der Lanzada-Scermendone-Zone (MONTRASIO, 1984; BELTRAMI et al., 1974) und der Surettadecke (GIERÉ, 1985; PERETTI, 1985). Der Bergeller Tonalit wurde von REUSSER (1987) eingehend untersucht.

Die tektonischen Übersichtskarten (Abb. 1, Abb. 2) zeigen, dass im untersuchten Gebiet paläogeographisch unterschiedlichste Einheiten des Nord- und Südkontinents auf engem Raum zusammentreffen. Während die Surettadecke dem Penninikum (TRÜMPY, 1975, 1980; GIERÉ, 1985) und die Margna- und Sella-decke dem Unterostalpin (MONTRASIO und TROMMSDORFF, 1983; LINIGER und GUNTTLI, 1988; SPILLMANN, 1989; SIDLER und BENNING, 1992; HERMANN und MÜNTENER, 1992) zugeordnet werden, ist die paläogeographische Stellung der Lanzada-Scermendone-Zone noch immer umstritten: einerseits sollte sie nach MONTRASIO (1984) aufgrund lithologischer Ähnlichkeiten zur Surettadecke gezählt werden, andererseits könnte man sie zum Unterostalpin stellen (MONTRASIO und SCIESA, 1991).

Der Malenco-Körper gilt als strukturell höchste Einheit des Penninikums. Die im Osten

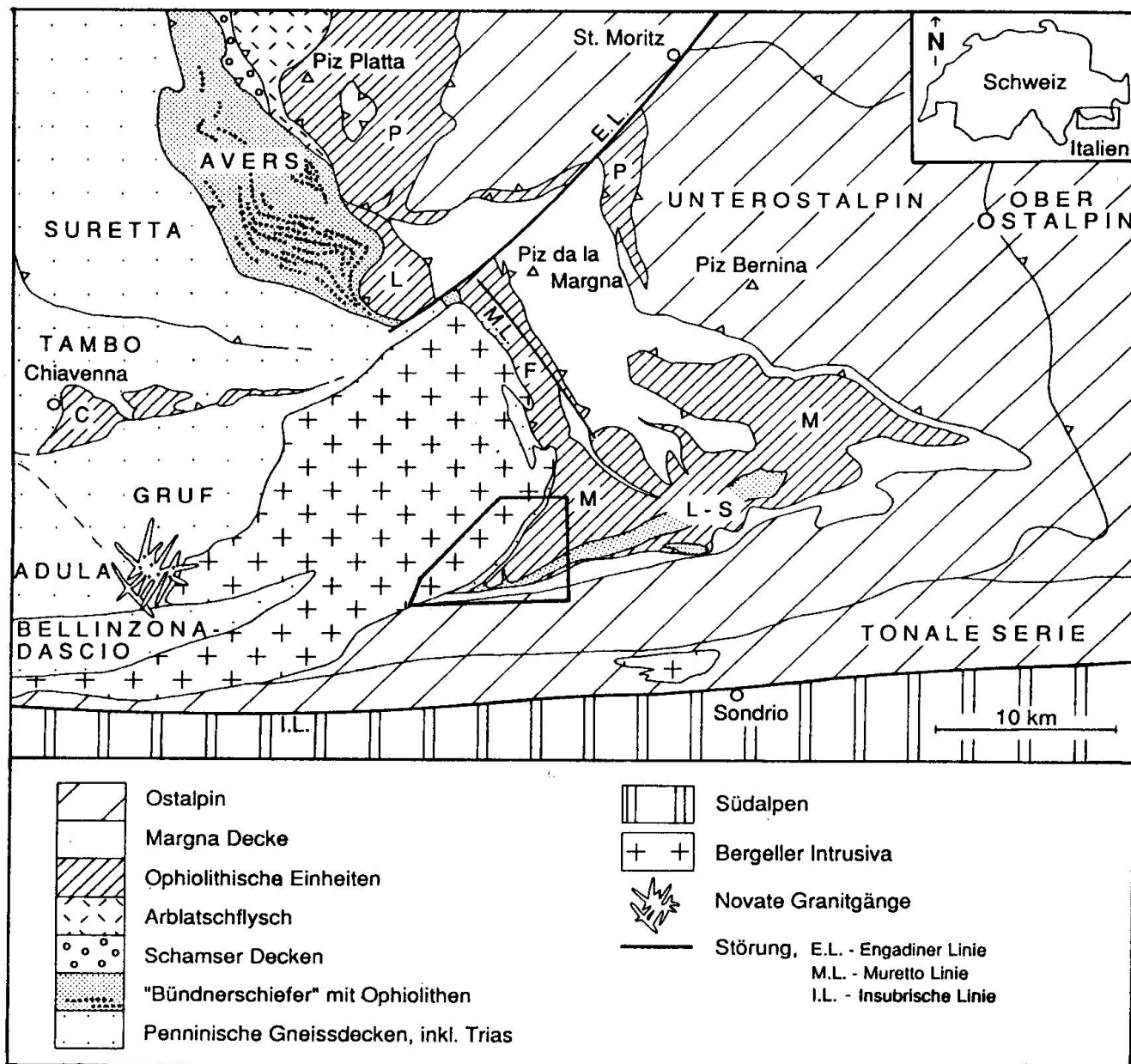


Abb. 1 Tektonische Übersichtsskizze nach GUNTLI und LINIGER (1989), STAUB (1946), TROMMSDORFF und NIEVERGELT (1983) und MONTRASIO (1984). C = Chiavenna-Ophiolithe, M = Malenco-Ultramafitkörper, F = Forno-Einheit, P = Platta-Decke, L-S = Lanzada-Scermendone-Zone, L = Lizun. Das untersuchte Gebiet ist eingegrenzt.

mächtige Masse scheint im Westen des untersuchten Gebietes zwischen Surettadecke und Lanzada-Scermendone-Zone zu enden (Abb. 1, Abb. 2). In ähnlicher Weise dünnt die Lanzada-Scermendone-Zone von Osten nach Westen stark aus (Abb. 1, Abb. 2; MONTRASIO, 1984). Auch die Surettadecke ist bedeutend geringermächtig als im Nordwesten der Bergeller Intrusion (Abb. 1).

Der Schwerpunkt der hier vorliegenden Arbeit, die auf unseren Diplomarbeiten basiert (PFIFFNER, 1992; WEISS, 1992), liegt auf der Struk-

turgeologie. In diesem Zusammenhang stellen sich die folgenden drei Hauptfragen:

1) Kann man strukturelle und petrographische Zusammenhänge zwischen der Surettadecke und der Lanzada-Scermendone-Zone nachweisen?

2) Wie kann man erklären, dass der Malenco-Körper zwischen Surettadecke und Lanzada-Scermendone-Zone endet und weiter westlich nicht wieder ansteht?

3) Besteht ein Zusammenhang zwischen den gefundenen Strukturen und dem Verlauf der Iso-

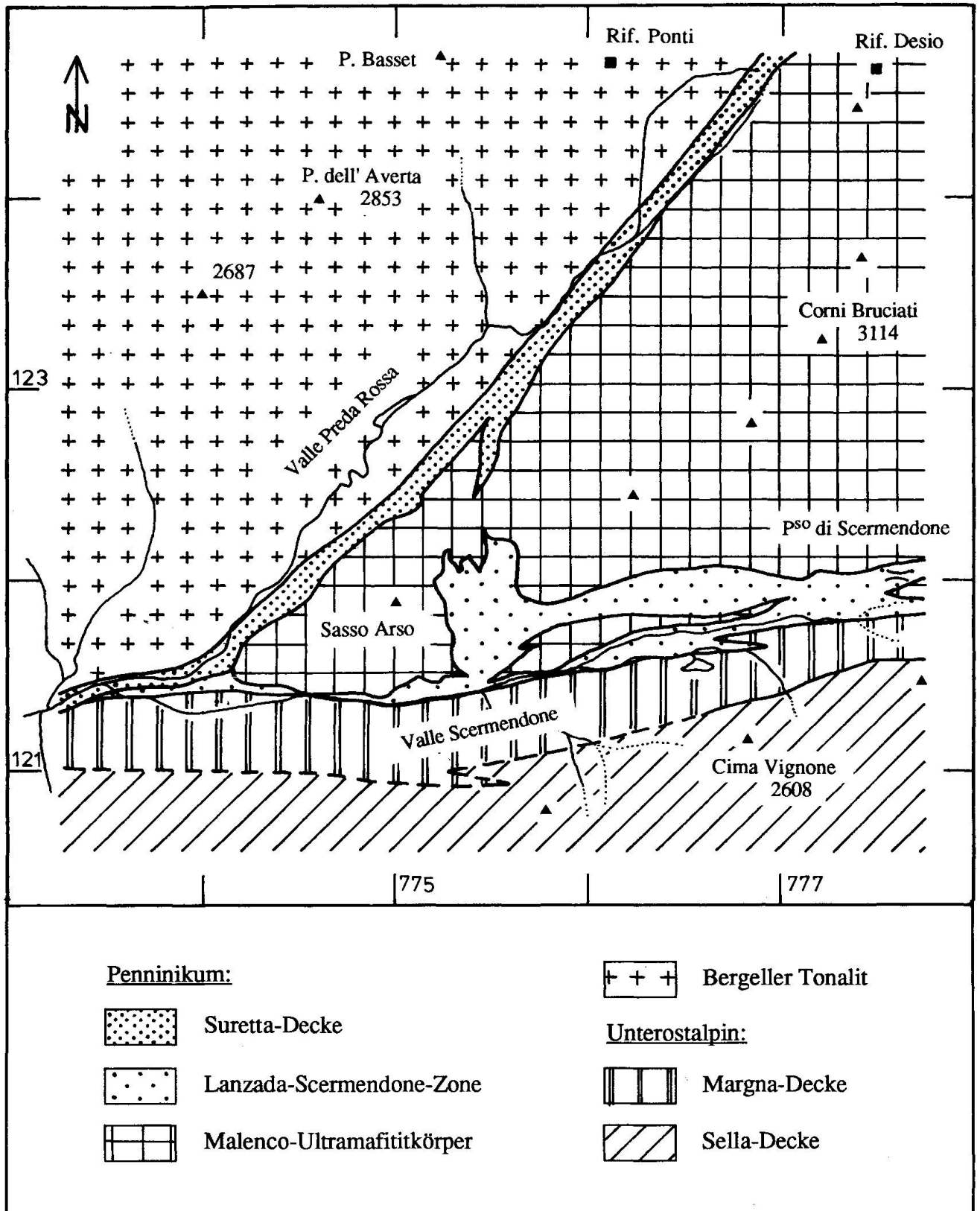


Abb. 2 Schematische tektonische Karte des untersuchten Gebietes.

graden der Kontaktmetamorphose im Malenco-Ultramafitit, welche durch die Intrusion des Bergeller Tonalits ausgelöst wird (TROMMSDORFF und EVANS, 1972, 1980; TROMMSDORFF und NIEVERGELT, 1983)? Wie verlaufen die Isograden in bezug auf die lithologischen Grenzen?

**Lithologischer Aufbau der Einheiten**

Es werden sechs Einheiten unterschieden: der Malenco-Ultramafitit, die Surettadecke (Basement und Mesozoikum), die Lanzada-Scermendone-Zone (Basement und Mesozoikum), die Margna- und die Selladecke (vorwiegend Basement) sowie der Bergeller Tonalit.

Der Malenco-Körper ist im Osten des untersuchten Gebietes noch etwa drei Kilometer mächtig, wird jedoch gegen Westen zunehmend dünner und verschwindet schliesslich vollständig

(Abb. 2, Tafel 1). Trotz der Kontaktmetamorphose lässt sich im Malenco-Ultramafitit chemisch ein ursprünglicher magmatischer Lagenbau aus Lherzoliten, Harzburgiten, Pyroxeniten und Olivinwebsteriten nachweisen (TROMMSDORFF und EVANS, 1974). Eine ehemalige Pyroxenit-Dunit-Wechselagerung im Meterbereich kann im Aufschluss direkt beobachtet werden.

Der Malenco-Körper besteht im Untersuchungsgebiet vorwiegend aus einem massigen Tremolit-(Talk-)Olivin- bis Talk-Olivin-Fels, was auf die starke kontaktmetamorphe Überprägung während der Intrusion des Tonalits zurückzuführen ist (TROMMSDORFF und EVANS, 1972, 1974, 1980; PERETTI, 1988). Nur in grösserer Entfernung vom Kontakt, am Passo di Scermendone, tritt ein Diopsid-Antigorit-Schiefer auf.

In den Kontaktbereichen des ultrabasischen Malenco-Körpers zur angrenzenden Surettadecke und der Lanzada-Scermendone-Zone kann

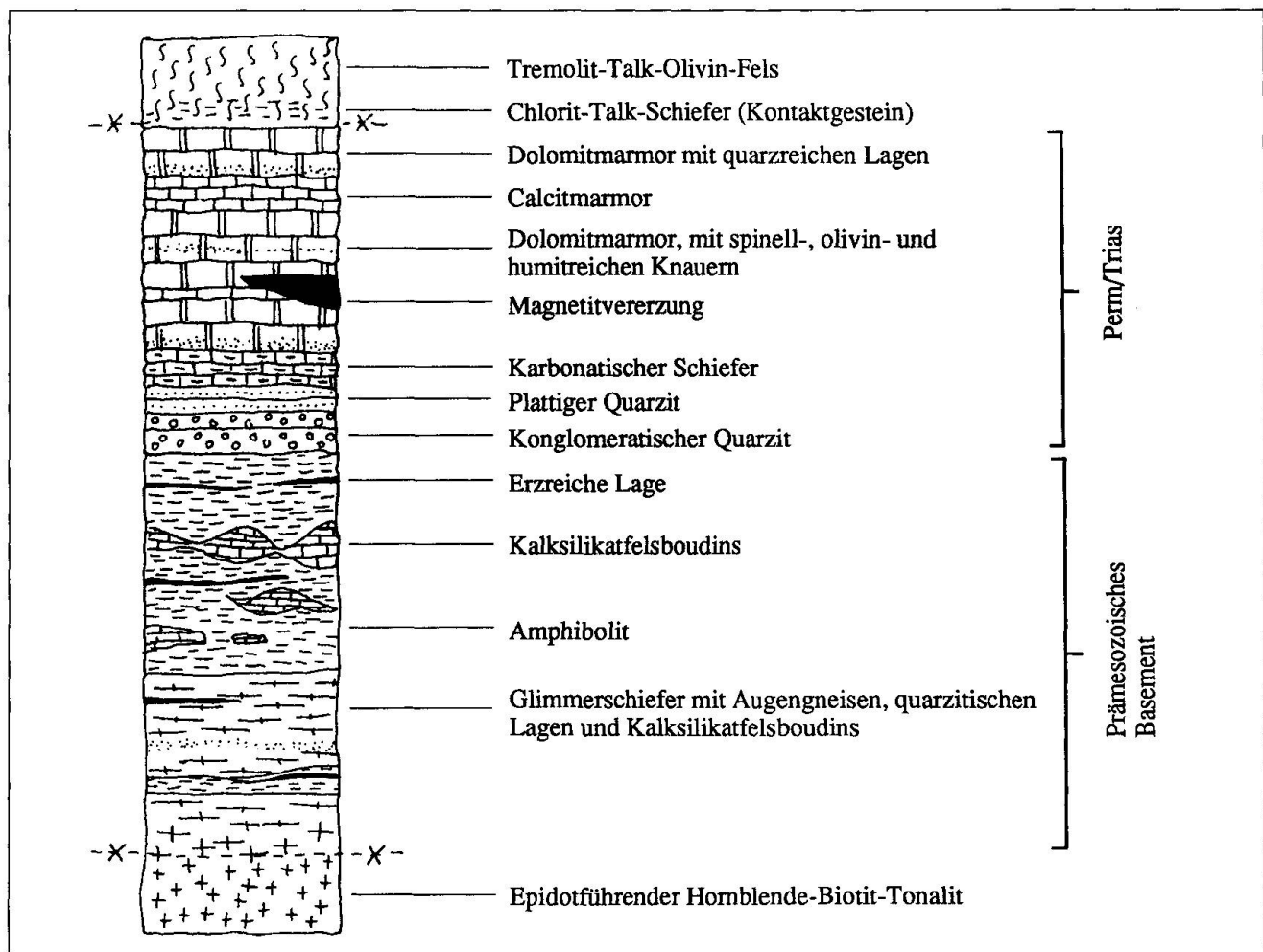


Abb. 3 Vereinfachte, schematische Lithostratigraphie der Surettadecke, z. T. nach GIERÉ (1985). Faltungsbedingte Verdoppelungen einzelner Lithologien sind nicht berücksichtigt worden. Sowohl im Liegenden zum Bergeller Tonalit als auch im Hangenden zum Malenco-Ultramafitit dürfte die Suretta-Decke durch Diskontinuitäten begrenzt sein, da besonders zwischen Tonalit und Suretta-Basement ein beträchtlicher Altersunterschied besteht.

man mit Hilfe von XRF-Analysen (WEISS, 1992) eine Anreicherung an Si und gleichzeitig eine Abnahme von Mg und Fe aufzeigen. Dies bedeutet, dass diese Elemente mobil sind und in Richtung des Konzentrationsgefälles wandern. Analoge Verhältnisse haben HERMANN und MÜNTENER (1992) am Kontakt zum Margna-Baseament festgestellt.

Besonders im Valle di Scermendone sind die ultramafischen Gesteine des Malenco-Körpers randlich von Ophikarbonaten begleitet, welche bis zu hundert Metern mächtig sind. Es handelt sich einerseits um gebankte Calcitmarmore, die stellenweise eine schwache Gradierung der feinen Antigorit-Serpentinit-Bruchstücke aufweisen. Dies weist auf eine sedimentäre Bildung hin. Andererseits findet man grobe Ophibrekzien, in welchen verschieden grosse Serpentinitbruchstücke in einer Matrix aus grobkörnigem Calcit schwimmen. Eine metasomatische Entstehung im Zusammenhang mit einer Zunahme des CO<sub>2</sub>-Gehaltes im Fluid vom Ultramafitit hin zur Lanzada-Scermendone-Zone kann hier nicht ausgeschlossen werden.

Die Surettadecke ist im untersuchten Gebiet stark deformiert und kontaktmetamorph überprägt. Sie weist eine Mächtigkeit von nur 100 bis 150 Metern auf (Tafel 1). Abbildung 3 zeigt die ermittelte stratigraphische Abfolge der Lithologien, wobei faltungsbedingte Verdoppelungen in Analogie zu GIERÉ (1985) ausgeschieden worden sind.

Das Suretta-Baseament setzt sich aus Glimmerschiefern grosser Variabilität und Amphiboliten wechselnder Mächtigkeit zusammen. In den Glimmerschiefern sind Augengneise, Quarzite und Kalksilikatfelse eingelagert. Teilweise findet man kontaktmetamorph gewachsenen Cordierit, Sillimanit, Andalusit und idiomorphen Turmalin. Mancherorts beobachtete Migmatite und Myrmekite weisen auf eine Teilaufschmelzung des Suretta-Baseaments infolge der Tonalitintrusion hin. Gut gerundete detritische Zirkone und geochemische Untersuchungen (WEISS, 1992) belegen eine sedimentäre Entstehung der Glimmerschiefer.

Bei den amphibolitischen Gesteinen handelt es sich hauptsächlich um einen Chlorit-Epidot-Amphibol-Schiefer mit Einlagerungen von gabbroiden Linsen (Albit-Diopsid-Felse, sog. «Spilite» nach ENGI, 1973) und Kalksilikatfelsen (Abb. 3). Zudem kann man einige erzeiche Zonen finden, die auffällig rostbraun anwittern.

Die Basis der permo-mesozoischen Sedimentbedeckung der Surettadecke bilden konglomeratische und plattige Quarzite (Abb. 3). Darüber folgt eine dünne, maximal 30 Zentimeter dicke

Lage von karbonatischen Schiefern. Auf diesen liegt eine bis zu 10 Meter mächtige Einheit aus unterschiedlich reinen Calcit- und Dolomitmarmoren, in welchen eine über einen Meter breite Magnetit-Vererzung ansteht (Abb. 3). Während der Kontaktmetamorphose wachsen in den Dolomitmarmoren Spinell, Humitminerale, Olivin und teilweise auch Grossular, Vesuvian, Wollastonit und Skapolith.

Die hier festgehaltene lithologische Abfolge (Abb. 3) kann dank der guten Korrelation mit den entsprechenden Einheiten an der Cima di Vazzeda, im Val Forno und nördlich Val Bregaglia eindeutig als Surettadecke identifiziert werden (GIERÉ, 1985).

Die Lanzada-Scermendone-Zone ist am Passo di Scermendone noch über 300 Meter mächtig, wird gegen Westen jedoch zusehends dünner und misst gerade noch 50 Meter südlich des Sasso Arso (Tafel 1, Abb. 2). Tektonisch liegt sie unterhalb des Malenco-Ultramafitits und wird dem Penninikum zugeordnet (MONTRASIO, 1984). Das Baseament setzt sich aus Biotit-Hellglimmerschiefern, Ortho-Augengneisen, Quarzschiefern und Amphiboliten (Biotit-Amphibol-Schiefern) zusammen und wird von Meta-Pegmatiten geringer Dicke durchzogen (Abb. 4). In den Biotitschiefern können alte Granatrelikte nachgewiesen werden, die auf eine präalpine amphibolitfazielle Metamorphose hindeuten.

Die Basis des Mesozoikums der Lanzada-Scermendone-Zone wird wie jene der Surettadecke durch Quarzite des oberen Perms bis Untertrias gebildet (Abb. 4). Darauf folgen eine Rauhwacke, graue und weiss-gelbe Dolomitmarmore der Trias und gebänderte Kieselkalkmarmore, die am ehesten Ablagerungen der Obertrias bis Mitteljura repräsentieren. Der darüber liegende Paraschiefer stellt einen Meta-Radiolarit dar. Schliesslich folgt ein Feldspat-Diopsid-«Gabbro», der eventuell in Oberjura und Unterkreide als Basalt bei der Öffnung des Tethys-Ozeans entstanden ist (DE CAPITANI et al., 1981; Montrasio, 1984).

Die Amphibolite der Lanzada-Scermendone-Zone und der Surettadecke sind magmatischer Herkunft und folgen einem tholeiitischen Differentiationstrend. Sie zeigen in diesen beiden Einheiten eine sehr grosse chemische Ähnlichkeit, unterscheiden sich jedoch deutlich von den Amphiboliten des Unterostalpins (WEISS, 1992).

Eine Trennung der unterostalpinen Margna-von der Selladecke ist nur im Südosten des untersuchten Gebietes mit Sicherheit möglich (Tafel 1). Dort tritt eine sehr dünne, maximal fünf Meter mächtige mesozoische Sedimentserie aus Calcit-Dolomit-Marmoren, vereinzelt Quarziten und Rauhwacken auf.



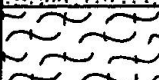



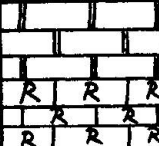

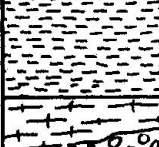
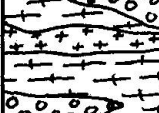
	Lithologie	Ursprüngliche Lithologie	Alter
	Feldspat-Diopsid-Gabbro	Basalt und/oder Gabbro	?
	Quarzschiefer		
	Feldspat-Aktinolith-Schiefer		
	Quarzschiefer	Radiolarit	oberer Jura - untere Kreide
	Kieselkalkmarmor	Flachwasserkarbonate (mit zunehmender Wassertiefe nach oben)	mittlere Trias (Ladin) bis mittlerer Jura
	Dolomitmarmor		
	Rauhwanke		
	Quarzit	Arenite oder Quarzitkonglomerate	Oberperm - Untertrias (Skyth - Anis)
	Amphibolit	Basement aus Ortho- und Paragesteinen	paläozoisch (prä-triadisch)
	Biotit-Hellglimmerschiefer mit Linsen von Ortho-Augengneisen und Meta-Pegmatiten		

Abb. 4 Vereinfachte, schematische Lithostratigraphie der Lanzada-Scermendone-Zone. Das Profil kann mit den Arbeiten von DE CAPITANI et al. (1981) und MONTRASIO (1984) verglichen werden.

Das Basement der Margnadecke setzt sich einerseits aus gebänderten Glimmerschiefern zusammen, in welchen Meta-Pegmatite, Amphibolite, Quarzite sowie Calcitmarmore und Kalksilikatfelse eingelagert sind. Einige dieser Gesteine enthalten Relikte einer präalpinen, amphibolitfazialen Metamorphose wie z.B. Granat und Turmalin (Glimmerschiefer) oder Diopsid (Kalksilikatfelse, Marmore). Andererseits kommen Amphibol-Glimmerschiefer und Granatamphibolite vor, die eine Mächtigkeit von bis zu 300 Metern aufweisen können (Tafel 1). Chemische Analysen zeigen (WEISS, 1992), dass es sich hier nicht um Fedozer Gabbro handelt (vgl. dazu GAUTSCHI, 1980; BENNING, 1990; BENNING und SIDLER, 1992).

Die Glimmerschiefer des Sella-Basements sind jenen der Margnadecke ähnlich, was eine Unterscheidung der beiden Einheiten überall

dort verunmöglicht, wo die mesozoischen Karbonate fehlen (Tafel 1). Daneben tritt ein über 100 Meter mächtiger, allanitführender Feldspat-Augengneis auf. Das meist relativ massige Gestein ist nur randlich etwas stärker geschiefert und weist keine Relikte einer präalpinen Metamorphose oder Deformation auf. Es ist aus einem kalkalkalischen Magma differenziert und entspricht dem bei HERMANN und MÜNTENER (1992) weiter östlich beschriebenen Musella-Granit. Chemisch kann der Augengneis als Meta-Quarzmonzonit bis Meta-Granodiorit identifiziert werden. Eine eingehende Beschreibung der Sella-decke findet sich bei HERMANN (1991), MÜNTENER (1991), HERMANN und MÜNTENER (1992) und SPILLMANN (1993).

Die jüngste lithologische Einheit im untersuchten Gebiet stellt der Bergeller Tonalit dar.



Die neuesten Datierungen ergeben ein Intrusionsalter von  $31,9 \pm 0,9$  Ma (VON BLANKENBURG, 1990). Dieser epidotführende Hornblende-Biotit-Tonalit ist sehr homogen, massig und meist nur leicht geschiefert. Die Schieferungsintensität nimmt in Kontaktnähe zur Surettadecke stark zu, wobei der Hornblendegehalt im Gestein abnimmt. Im Tonalit finden sich zonenweise Schwärme von intramagmatischen Xenolithen sowie einige Einschlüsse von Suretta-Basement, die während der Intrusion in die Schmelze abgesunken sind (Tafel 1). Pegmatit- und Aplitgänge durchschlagen den Tonalit diskordant. Die Diorit-Xenolithe, der Tonalit und die Pegmatit- und Aplitgänge repräsentieren verschiedene Stadien einer kalkalkalischen Differentiationsabfolge (REUSSER, 1987).

### Strukturen

Anhand von Überprägungen können im untersuchten Gebiet präalpine sowie drei duktile und zwei spröde alpine Deformationsphasen voneinander unterschieden werden.

Ältere Strukturen lassen sich in den kompetenten Gesteinen wie Dolomitmarmoren und Gneisen finden, während in den inkompetenten Schiefen und Amphiboliten die jüngeren, schwächer ausgebildeten Deformationsphasen zusätzlich erkennbar sind. Durch die Kontaktmetamorphose der Bergeller Intrusion können ältere Deformationen ausgelöscht oder inkompetente Gesteine wie Diopsid-Antigorit-Schiefer in kompetente, massige Tremolit-Talk-Olivin-Felse umgewandelt werden. Zusammenfassend zeigen Tabelle 1 und Tabelle 2 die Ausbildungsformen und Unterscheidungskriterien der Strukturen in den verschiedenen tektonischen Einheiten.

### PRÄALPINE STRUKTUREN

Strukturen, welche von der ersten Deformationsphase überprägt werden, sind präalpin entstanden.

Im Malenco-Serpentinit findet man ein magmatisches Layering, welches bei der Kristallisation und Differentiation einer Schmelze in der Unterkruste oder im oberen Erdmantel entstand. In den angrenzenden Ophikarbonaten ist eine Gradierung (fining upward cycle) der brekzierten Serpentinbruchstücke zu erkennen. Die Bildung der sedimentären Brekzie hängt mit der jurassischen Extensionsphase zusammen, wobei Mantelmaterial entweder entlang von Störungssystemen an die Oberfläche kommt oder als Serpentin-Protusion

aufsteigt und dabei entstehende Spalten durch Schüttungen aufgefüllt werden (FROITZHEIM und EBERLI, 1990; TROMMSDORFF et al., 1993).

Ausserdem finden sich im Basement der peninischen und unterostalpinen Decken Relikte von zersetzten Granaten und Amphibolen, die von den Schieferungen  $S_1$  und  $S_2$  ( $S_1$  parallel  $S_2$ ) umflossen werden. Radiometrische Altersbestimmungen von MCDOWELL (1968 a, b) im Morbegnogneis ergaben kaledonische Alter (390–440 Ma). BELTRAMI et al. (1974) ordneten chloritisierete, MnO-arme Granatrelikte aus Metapeliten der Lanzada-Zone aufgrund von Gefügebeziehungen der variskischen Metamorphose zu.

### DEFORMATIONSPHASE $D_1$

Die erste alpine Deformationsphase  $D_1$  bildet grossräumige, isoklinale Falten mit einer heute steilstehenden Achsenebenenschieferung  $S_1$  und einer ebenfalls steilen Streckungslineation  $L_1$  aus. Die Schieferung  $S_1$  bildet in allen tektonischen Einheiten die Hauptschieferung (Ausnahme: Bergeller Intrusion). Sie ist nur dann von der zu ihr vollkommen parallelen Schieferung  $S_2$  unterscheidbar, wenn im Aufschluss direkt  $D_1$ - $D_2$ -Überprägungen beobachtet werden können (Abb. 5). Im Valle di Scermendone streicht die Schieferung  $S_1$  Ost-West ( $\emptyset$ - $S_1 = 347/86$ ), während sie im Valle di Preda Rossa Nordost-Südwest verläuft ( $\emptyset$ - $S_1 = 141/79$ ).

Die Streckungslineation  $L_1$  verläuft parallel zur Faltenachse  $FA_1$  und tritt besonders in quarzreicheren Gesteinen wie Augengneisen, Glimmerschiefern und Quarziten auf. Im Valle di Scermendone fallen die Lineare steil gegen Osten bis Nordosten ( $\emptyset$ - $L_1 = 85/69$  auf  $\emptyset$ - $S_1 = 347/86$ ). Im Valle di Preda Rossa dagegen fallen sie gegen Süden bis Südwesten ein ( $\emptyset$ - $L_1 = 176/75$  auf  $\emptyset$ - $S_1 = 141/79$ ). Rotiert man diese Lineation aus ihrer steilen in die ursprünglich horizontale Lage zurück, so ergibt sich in Schnitten parallel zu  $L_1$  und senkrecht zu  $S_1$  ein Schersinn «Top nach Osten». Dieser kann anhand von mikroskopischen Scherbändern, rotierten Klasten und der bevorzugten Orientierung der Quarz-c-Achsen bestimmt werden (WEISS, 1992, PFIFFNER 1992).

Die Streckung parallel  $L_1$  kann anhand zerrissener Granat- und Amphibolklasten auf mindestens 300% geschätzt werden. Mit der Streckung geht eine starke Mylonitisierung einher, welche hauptsächlich in den Gesteinen der Lanzada-Zone und untergeordnet auch in jenen der unterostalpinen Decken auftritt.

Boudinage findet in jedem Massstabsbereich statt. Grossräumig werden Kalksilikate und Dolo-



Tab. 2 Unterscheidungsmerkmale der verschiedenen Strukturelemente der einzelnen Deformationsphasen.

	Schieferung	Faltung, Brüche	Lineare/Schersinn
D <sub>1</sub>	Hauptschieferung S <sub>1</sub> , oft starke Mylonitisierung	isoklinale Falten, nur grossräumig, subvertikale FAE	Lineation L <sub>1</sub> , Top nach E
D <sub>2</sub>	Schieferung S <sub>2</sub> , subparallel zu S <sub>1</sub> → Unterscheidungsprobleme	enge bis isoklinale Falten, verfaltet S <sub>1</sub> , FAE <sub>2</sub> parallel S <sub>2</sub> (subvertikal)	Lineation L <sub>2</sub>
D <sub>3</sub>	Drucklösungsschieferung, Einregelung von Quarz-c-Achsen	offene bis enge Falten mit subvertikaler FAE <sub>3</sub> , verfaltet S <sub>1</sub> und S <sub>2</sub> .	–
D <sub>4</sub>		Kinkfalten im Tonalit? subvertikale Brüche, konjugierte Bruchsysteme (v. a. im Tonalit)	Rutschharnische auf Bruchflächen im Tonalit
post-D <sub>4</sub>		konjugierte Kluftsysteme, Entlastungsklüfte	–

mitmarmore aufgrund ihrer hohen Kompetenz im Valle di Scermendone parallel zu L<sub>1</sub>, im Valle di Preda Rossa parallel zu L<sub>1</sub> und zur Streichrichtung von S<sub>1</sub> boudiniert. Die Extensionsrichtung der Boudinage kann als Senkrechte zu den Boudinhälsen in den Schieferungsflächen liegend angenommen werden. Da im Valle di Scermendone die Boudinhäse mit 20 bis 40° gegen Westen einfallen, bedeutet dies, dass die Streckung tatsächlich parallel zu den Linearen L<sub>1</sub> verläuft. Im Gegensatz dazu beobachtet man im Valle di Preda Rossa sowohl subhorizontale, mit 20° gegen Süden einfallende, wie auch subvertikale (Fallwinkel 80°) Boudinhäse. Ersteres deutet auf eine Streckung parallel zum Linear L<sub>1</sub>, letzteres auf eine zur Streichrichtung von S<sub>1</sub> parallelen Extensionsrichtung hin. Im Valle di Preda Rossa entstehen somit «chocolate table structures» (RAMSAY und HUBER, 1983, p. 65/66) mit Extension in zwei Richtungen und Kompression in der dritten.

D<sub>1</sub> legt grosse isoklinale Deckfalten an, die zu Verdoppelungen der Lithologien führen (Tafel 1). Geringmächtige mesozoische Sedimente (≤ 5 m) figurieren als Deckentrenner. Die mit der Faltung einhergehende Streckung boudiniert vor allem die kompetenten mesozoischen Dolomite, so dass die Deckentrenner stellenweise nur reliktsch vorhanden sind (Tafel 1).

Auffallend ist, dass die mesozoischen Sedimente von der Isoklinaphase D<sub>1</sub> überprägt werden. Sie zeigen eine identische strukturelle Entwicklung wie das angrenzende Basement der verschiedenen tektonischen Einheiten.

#### DEFORMATIONSPHASE D<sub>2</sub>

Eine zweite alpine Deformationsphase bildet erneut isoklinale Falten mit heute subvertikal stehender, nach Norden oder Süden einfallender Achsenebenenschieferung S<sub>2</sub> aus, welche parallel zu S<sub>1</sub> verläuft. Da zudem auch die Streckungslineationen L<sub>1</sub> und L<sub>2</sub> parallel sind, kann man eine allenfalls auftretende D<sub>2</sub>-Boudinage nur schwer von der älteren D<sub>1</sub>-Boudinage unterscheiden.

Die Deformationsphase D<sub>2</sub> verfaltet die lithologische Grenze zwischen dem Malenco-Ultramafitit und der Lanzada-Scermendone-Zone isoklinal (Abb. 6). Dabei wird die Lanzada-Scermendone-Zone östlich des Sasso Arso in den Malenco-Ultramafitit eingefaltet (Abb. 2, Abb. 6a: prä-D<sub>3</sub>).

Die Faltenvergenzen der zweiten Deformationsphase sind in allen lithologischen Einheiten konstant und weisen auf eine D<sub>2</sub>-Grossfalte im Nordosten des untersuchten Gebietes hin (Abb. 8; SPILLMANN, 1993).

#### DEFORMATIONSPHASE D<sub>3</sub>

Eine dritte Deformationsphase D<sub>3</sub> stellt das letzte grosse Faltungsereignis im untersuchten Gebiet dar, welches alle tektonischen Einheiten erfasst. D<sub>3</sub> zeigt offene Falten und lässt sich gut von den älteren isoklinalen Deformationsphasen D<sub>1</sub> und D<sub>2</sub> unterscheiden (Abb. 5, Abb. 7).

Die dritte Deformation weist wiederum steile Faltenachsen FA<sub>3</sub> auf (FA<sub>3</sub> = 75/45 bis 160/85), die

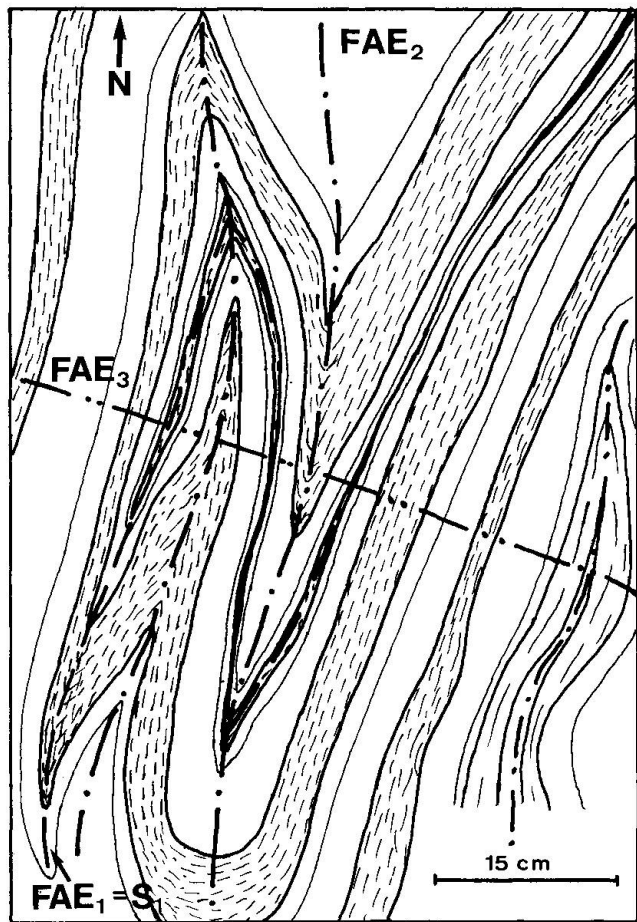


Abb. 5 Schematische Skizze von überprägten Falten ( $D_1$ ,  $D_2$  und  $D_3$ ) im Suretta-Basement. Eine Wechsellaagerung zwischen einem Zweiglimmerschiefer und einem Amphibolit (gestrichelt) wird von  $D_1$  isoklinal verfault, wobei eine Achsenebenenschieferung  $S_1$  parallel zu  $FAE_1$  gebildet wird. Die spätere Phase  $D_2$  überprägt diese Struktur isoklinal, während sich  $D_3$  lediglich in einer leichten Wellung äussert. Das Interferenzmuster entsteht durch die Parallelität der Faltenachsen der drei Faltungphasen. Koord.: 776 880/124 720.

in den ebenfalls steilen, zum Teil nach Norden, zum Teil nach Süden einfallenden Achsenebenen ( $\emptyset$ - $AE_3 = 150/77$ ) in ihrer Orientierung variieren. Die Achsenebenen sind fächerförmig angeordnet. Bei der im Vergleich zu  $D_1$  und  $D_2$  schwachen dritten Deformationsphase  $D_3$  wird makroskopisch keine Schieferung  $S_3$  ausgebildet (Abb. 7). Mikroskopisch lassen sich eine zonenhafte Drucklösungsschieferung und eine Einregelung von Quarz-c-Achsen in  $D_3$ -Faltenscharnieren erkennen.  $D_3$ -Lineare werden keine beobachtet.

Die Deformationsphase  $D_3$  überprägt die durch  $D_2$  hervorgebrachte Einfaltung der Lanzada-Scermendone-Zone in den Malenco-Ultramafit, indem sie diese in eine Serie von offenen Falten legt (Abb. 6b: post- $D_3$ ). Auf diese Weise

lässt sich die östlich des Sasso Arso auftretende komplexe Struktur (vgl. Abb. 2 und Tafel 1) mittels einer einfachen Überprägung zwischen den Deformationsphasen  $D_2$  und  $D_3$  erklären.

Folgende Beobachtungen belegen einen strukturellen Zusammenhang zwischen der penninischen Surettadecke und der Lanzada-Scermendone-Zone, deren tektonische Stellung noch immer umstritten ist:

– Die Schieferungen  $S_1$  und  $S_2$  aus der Surettadecke (Valle di Preda Rossa) und der Lanzada-Scermendone-Zone (Valle di Scermendone) laufen direkt aufeinander zu (Abb. 8), Intersektionen lassen sich jedoch keine beobachten.

In Abbildung 9 sind sowohl die  $\emptyset$ - $S_{1/2}$  aus dem Valle di Scermendone als auch die  $\emptyset$ - $S_{1/2}$  aus dem Valle di Preda Rossa zusammen mit den  $\emptyset$ - $AE_3$  in einem Stereogramm als Grosskreise eingezeichnet. Die  $\emptyset$ - $AE_3$  liegt näher bei der  $\emptyset$ - $S_{1/2}$  aus dem Valle di Preda Rossa, was auf eine Asymmetrie der  $D_3$ -Falte schliessen lässt. Die  $\emptyset$ - $FA_3$  und die aus allen  $S_{1/2}$ -Daten berechnete  $FA_3$  liegen auf dem Schnittpunkt dieser Grosskreise.

– Schersinnbestimmungen an steilstehenden  $L_1$ -Linearen ergeben im Valle di Scermendone eine Abschiebung des nördlichen Blocks gegenüber dem südlichen, während im Valle di Preda Rossa eine Hebung des Nordteils gegenüber dem Südteil resultiert (Abb. 8). Dies deutet auf eine Verstellung der  $L_1$ -Lineare durch eine jüngere Deformationsphase –  $D_2$  oder  $D_3$  – hin, da davor alle  $L_1$ -Lineare gleiche Bewegungsrichtungen anzeigen mussten.

– Parasitäre Falten der zweiten Deformationsphase besitzen im ganzen Gebiet gleichbleibende Vergenzen, während sich die Vergenzen der dritten Phase ändern (Abb. 8). Überdies treten im Scharnierbereich der  $D_3$ -Grossfalte m-Falten auf (Abb. 7).

– Makroskopische und mikroskopische Ähnlichkeiten aller Lithologien deuten auf gleiche tektonische Einheiten hin. Ausserdem lassen sich die Lithologien der Surettadecke (GIERÉ, 1985) stratigraphisch mit jenen der Lanzada-Scermendone-Zone (MONTRASIO, 1984) korrelieren.

– Geochemische Analysen der Amphibolite beider Einheiten zeigen gleichen tholeiitischen Ursprung an.

Die Surettadecke hängt strukturell mit der Lanzada-Scermendone-Zone über eine  $D_3$ -Synklinale zusammen. Da die Surettadecke eindeutig penninisch ist, muss somit die Lanzada-Scermendone-Zone ebenfalls dem Penninikum angehören (MONTRASIO, 1984; DE CAPITANI et al., 1981).

Betrachtet man weiter die Schieferung ( $\emptyset$ - $S_T = 144/72$ ) und die Lineation ( $\emptyset$ - $L_T = 185/70$ ) im Tonalit, so stellt man eine Parallelität dieser

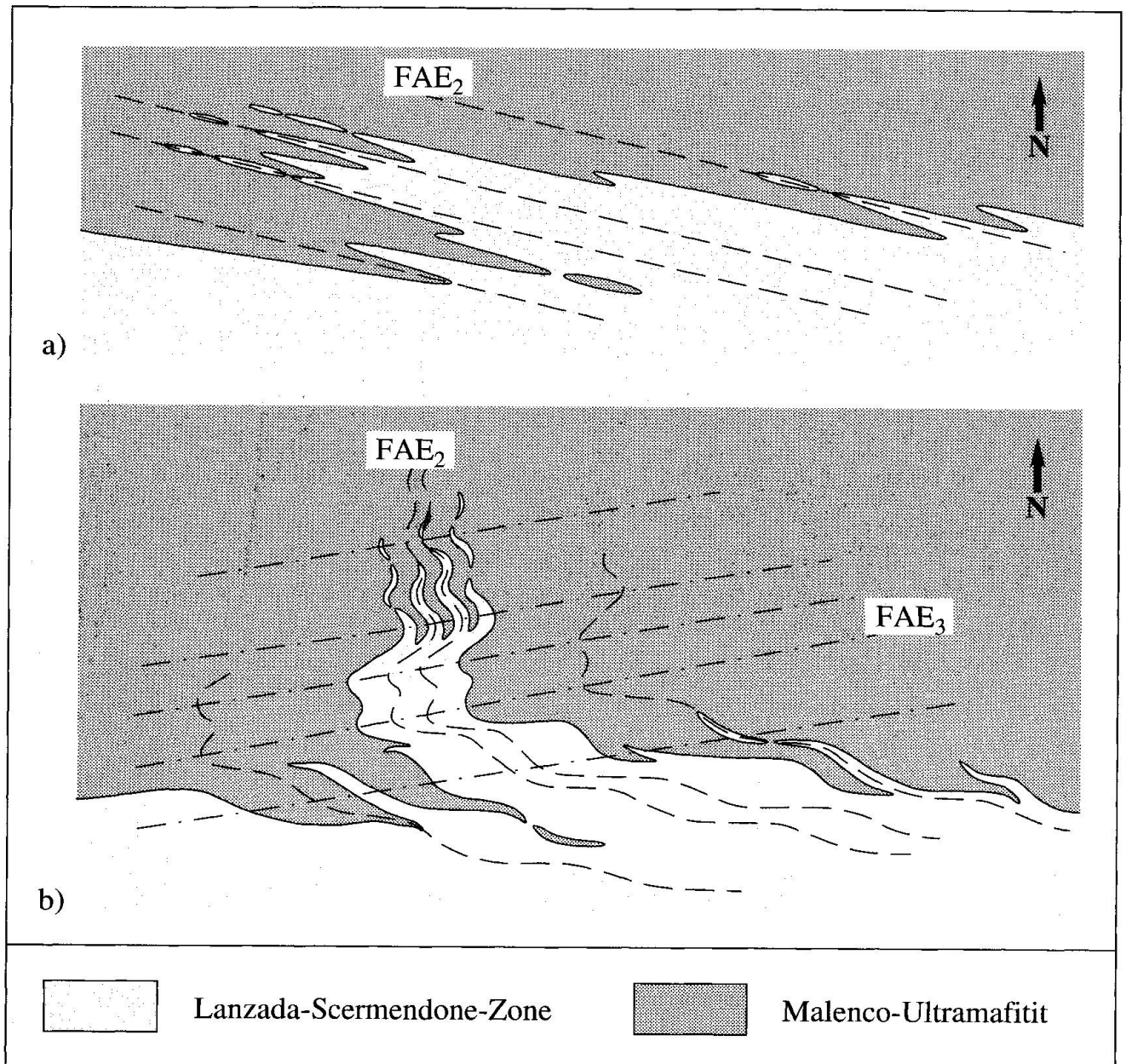


Abb. 6 Schematisches Modell zur Entstehung der Einfaltung der Lanzada-Scermendone-Zone in den Malenco-Ultramafitit östlich des Sasso Arso (Valle di Scermendone, vgl. auch Abb. 2 und Tafel 1).

a) *Situation prä-D<sub>3</sub>*: Die Grenze zwischen Lanzada-Zone und Malenco-Ultramafitit wird von D<sub>2</sub> isoklinal verformt. Die dabei gebildete Schieferung S<sub>2</sub> verläuft parallel zur Faltenachsebene FAE<sub>2</sub> und zieht über die tektonische Grenze zwischen den beiden Einheiten hinweg.

b) *Situation post-D<sub>3</sub>*: Die älteren Isoklinalfalten werden von der jüngeren Phase D<sub>3</sub> überprägt, wobei die heute kartierbare Grossstruktur entsteht.

Strukturen zu jenen der Deformationsphasen D<sub>1</sub> und D<sub>2</sub> in der Surettadecke fest. Scherbewegungen entlang des Intrusionskontaktes könnten für diese Tonalitstrukturen verantwortlich gemacht werden.

Das Basement der Surettadecke wird durch die Tonalitintrusion migmatisiert, wobei die dabei entstehenden Leukosome und Melanosome erst

Deformationen der dritten Faltungsphase zeigen. Die D<sub>1</sub>/D<sub>2</sub>-Quarzgefüge sind zum Teil ausgetempert.

Im Malenco-Ultramafitit findet man in Faltschnarrien der dritten Deformationsphase kontaktmetamorph gewachsenen Olivin und Talk, die zum Teil zwar deformiert werden, meist jedoch über die D<sub>3</sub>-Strukturen hinwegwachsen.

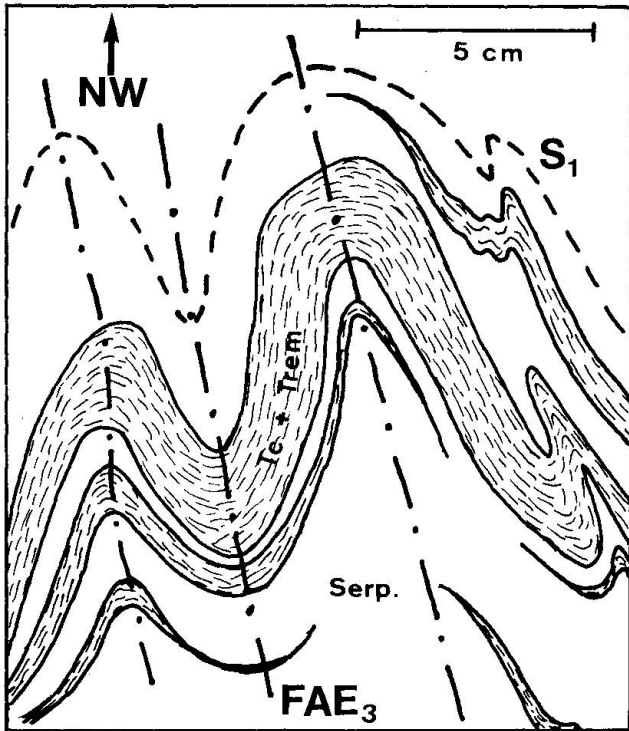


Abb. 7 Schematische Skizze von D<sub>3</sub>-m-Falten im Malenco-Ultramafitit. Sowohl die Schieferung als auch helle Talk-Tremolitadern werden von der Deformationsphase D<sub>3</sub> offen verfaultet. Dabei entsteht keine neue Achsenebenenschieferung S<sub>3</sub>. Koord.: 775 340/122 720.

Betrachtet man zudem die Mineralisograden der Kontaktmetamorphose (TROMMSDORFF und EVANS, 1972; PFIFFNER, 1992), so stellt man fest, dass diese von D<sub>3</sub> nicht verfaultet werden, sondern über lithologische Grenzen hinwegziehen (Abb. 10). Der Bergeller Tonalit muss demnach syn- bis post-D<sub>3</sub> intrudiert sein; die Kontaktmetamorphose überdauert D<sub>3</sub> auf alle Fälle. Radiometrische Altersbestimmungen ergeben Tonalitalter um 32 Ma (GRÜNENFELDER und STERN, 1960; JÄGER, 1973; DEUTSCH und STEIGER, 1985; VON BLANKENBURG, 1990; VILLA und VON BLANKENBURG, 1991). Die dritte Deformationsphase dürfte somit etwa gleiches Alter aufweisen.

DEFORMATIONS PHASE D<sub>4</sub>

Die Deformationsphase D<sub>4</sub> umfasst mit Ausnahme von Klüftungen alle Strukturen, die nach D<sub>3</sub> unter zunehmend sprödduktilen bis spröden Bedingungen entstanden sind. Es handelt sich vorwiegend um Adern und Brüche, letztere mit Rutschharnischen auf den Bruchflächen versehen. Ost-West streichende Brüche können vor allem im Valle di Scermendone kartiert werden, wobei die Lithologien an den steilstehenden Brü-

chen kaum versetzt werden (MERCOLLI, 1973; PIKA, 1976).

Auf den nach Südwesten einfallenden Rutschharnischflächen (Ø-Harnischfläche = 256/77) im Tonalit sind häufig Lineare aus faserig gewachsenem Quarz anzutreffen. Die Längsachsen dieser Mineralien geben die Bewegungsrichtung (Ø-L<sub>4</sub> = 193/56) an, die treppenförmige Ausbildung den Bewegungssinn. An allen betrachteten Rutschharnischflächen geht relativ gesehen der südwestliche Teil hinunter, der nordöstliche hinauf. Abschiebungen gegen Südwesten bedeuten eine relative Extensionsrichtung Nordost-Südwest, welche auch von SIDLER und BENNING (1992) sowie HERMANN und MÜNTENER (1992) in umliegenden Terrains beobachtet wurde. Hauptspannungsachsen lassen sich keine konstruieren, da kaum konjugierte Bruchsysteme vorhanden sind.

POST-D<sub>4</sub>

Die Westseite des Valle di Preda Rossa besitzt eine markante Morphologie. Die mit 70° gegen Südwesten einfallenden, dominant ausgebildeten Klüftflächen eines konjugierten Systems von Abschiebungen (normal faults) prägen das Aussehen der spitzen Tonalit-Bergketten. Diese Klüftung ist die jüngste, beobachtbare Struktur im untersuchten Gebiet, da sie Schieferungen, Falten und Adern aller älteren Phasen überprägt. Grossräumig betrachtet, sind «normal faults» im Bergell

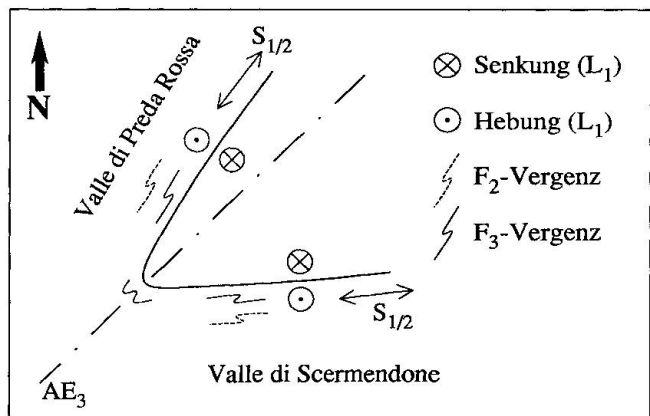


Abb. 8 Schematische Darstellung der verschiedenen Strukturelemente, welche die Existenz einer D<sub>3</sub>-Grossfalte im untersuchten Gebiet belegen. Parasitäre D<sub>2</sub>-Falten zeigen im ganzen Gebiet gleiche Vergenzen an, während sich die Geometrie der D<sub>3</sub>-Faltenvergenzen ändert. Im Scharnierbereich können m-Falten gefunden werden (Abb. 7). Zudem ergeben Schersinnbestimmungen an D<sub>1</sub>-Linearen unterschiedliche Bewegungsrichtungen im Valle di Preda Rossa und im Valle di Scermendone.

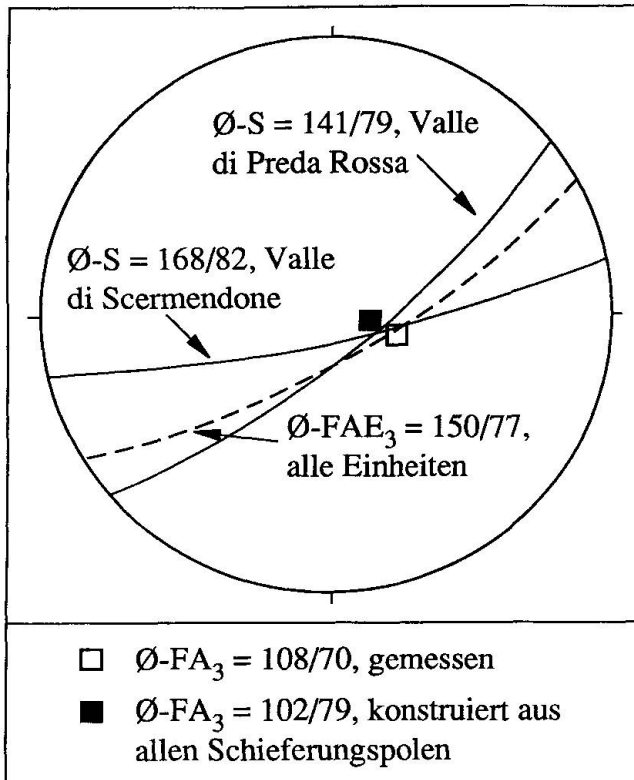


Abb. 9 Flächentreue stereographische Projektion, untere Halbkugel. Der Schnittpunkt der Grosskreise für die Schieferungen aus beiden Tälern entspricht der theoretischen  $FA_3$ . Er fällt mit der aus allen Schieferungspolen berechneten  $FA_3$  und der  $\emptyset-FA_3$  aus direkten Messungen im Feld zusammen. Die  $\emptyset-FAE_3$  liegt näher bei dem  $\emptyset-S$  aus dem Valle di Preda Rossa, was auf eine Asymmetrie der  $D_3$ -Falte hinweist.

nur untergeordnet vorhanden (PASSERINI et al., 1991), da «strike slip faults» und «oblique slip faults» dominieren.

Auch den Malenco-Ultramafitkörper erfasst die Klüftung stark. Es bilden sich subvertikale, säulenartige Strukturen aus, die den Serpentinigrat vom Sasso Arso über die Corni Brucati bis zum Monte Disgrazia in einzelne, grosse Blöcke zerlegen.

### Metamorphose

Die Gesteine des Malenco-Körpers, der Lanzada-Scermendone-Zone, der Surettadecke und der Margna- und Selladecke sind mehrphasig alpin metamorph überprägt. Präalpine Metamorphosen lassen sich nur noch im Altkristallin des Basements nachweisen. Die alpine Hauptmetamorphose, deren Mineralbestand am ausführlichsten dokumentiert ist, erfasst alle tektonischen Einheiten mit Ausnahme der Bergeller Intrusion.

Spätere alpine Metamorphosen ändern den Mineralbestand kaum und äussern sich nur in retrograden Mineralneubildungen in Schieferungen, Faltenscharnieren, Adern und Klüften. Die durch den Tonalit der Bergeller Intrusion ausgelöste Kontaktmetamorphose verwischt zum Teil ältere Metamorphosen vollständig. Die kontaktmetamorphenen Mineralparagenesen gleichen sich mit zunehmender Distanz zur Intrusion immer mehr den regionalmetamorphenen an (Abb. 10).

Präalpine Mineralrelikte der variskischen Metamorphose sind präkinematisch zu  $S_1$  gewachsen und können nur noch in den Lithologien des Unterostalpins (Margna- und Selladecke) und in der Lanzada-Scermendone-Zone nachgewiesen werden. Granate und bestäubte Amphibolkerne in den Metabasika, Granate in den Metapeliten sowie Grossulare und Diopside in den Metakarbonaten (Basement-Marmore) zeugen von einer präalpinen Metamorphose in mittlerer bis oberer Amphibolitfazies. Analoge präalpine Mineralparagenesen aus der Margna- und Selladecke sind auch aus dem Oberengadin, wo zusätzlich präalpine Granat- und Glimmer-Pseudomorphosen nach Staurolith und/oder Andalusit beschrieben sind (STAUB, 1921; GUNTILI und LINIGER, 1989), und dem Malenco-Gebiet bekannt (SPILLMANN und BÜCHI, 1993; SIDLER und BENNING, 1992; BENNING und SIDLER, 1992; HERMANN und MÜNTENER, 1992). Die Surettadecke zeigt keinen präalpinen Mineralbestand mehr, da dieser durch die Kontaktmetamorphose vollständig ausgelöscht wurde. Die Mineralrelikte im Malenco-Körper (Augite, Olivine, Magnetite) entsprechen dem ursprünglichen, magmatischen Mineralbestand.

Mit Hilfe des empirisch kalibrierten Hornblende-Geobarometers von HAMMARSTROM und ZEN (1986) beziehungsweise HOLLISTER et al. (1987) ist der Druck berechnet worden, der während der Intrusion und Kristallisation der Schmelze auf den Tonalit gewirkt hat (vgl. dazu auch REUSSER, 1987). Dieser Druck dürfte in etwa die regionalen Druckbedingungen zu dieser Zeit widerspiegeln und ist somit ein wichtiger Anhaltspunkt für die Metamorphoseverhältnisse in den benachbarten Einheiten des kartierten Gebietes. Während der Abkühlung des Tonalits nimmt der Druck ab, so dass der Druck im Nebengestein um  $P = 3-5,5$  kbar betragen könnte. Der an Tonalithornblenden berechnete Druck liegt bei  $5,5 \pm 3$  kbar (nach HAMMARSTROM und ZEN, 1986) bzw.  $5,5 \pm 1$  kbar (nach HOLLISTER et al., 1987) und ist identisch mit dem von REUSSER (1987) berechneten Druck für Hornblenden im Valle di Preda Rossa. Als Kontrolle kann auch der in der Tonalitparagenese auftretende magma-

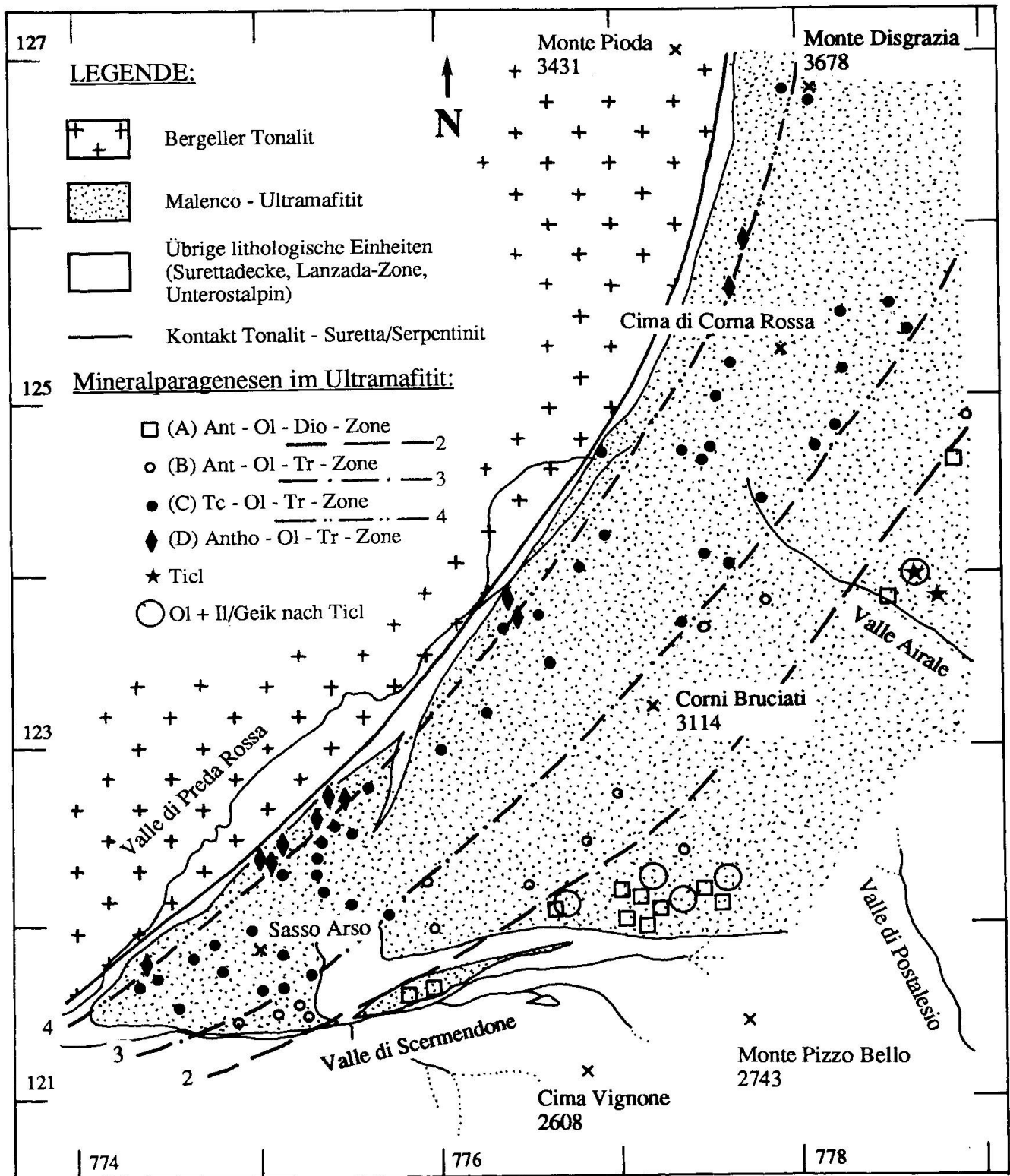


Abb. 10 Verteilung der Indexparagenesen der Bergeller Kontaktmetamorphose im Malenco-Ultramafitit südlich des Monte Disgrazia, modifiziert nach TROMMSDORFF und EVANS (1972, 1980) und TROMMSDORFF und NIERVERGELT (1983). Isograde 2 repräsentiert das Erstauftreten von Tremolit + Olivin, 3 das Erstauftreten von Talk + Olivin und 4 das Erstauftreten von Anthophyllit. Diese Isograden überprägen die dritte Deformationsphase D<sub>3</sub>.



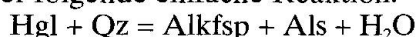
tische Epidot verwendet werden, der erst bei Drücken von 5–6 kbar beobachtet werden kann (ZEN und HAMMARSTROM, 1984; NANEY, 1983).

Elektronen-Mikrosonde-Untersuchungen an zonierten Amphibolen in den Metabasika der Surettadecke, der Lanzada-Scermendone-Zone und der unterostalpinen Einheiten zeigen, dass der Amphibolkern aktinolithisch, die Anwachs-ränder pargasitisch bis tschermakitisch sind. Nach HAMMARSTROM und ZEN (1986) und HOLLISTER et al. (1987) ist die «tschermaks»-Substitution in Amphibolen stark druckabhängig (Einbau von  $Al^{VI}$ ), während die «edenit»-Substitution (Einbau von  $Al^{IV}$ ) stärker temperaturabhängig ist. Mit den Diagrammen von LAIRD und ALBEE (1981 a, b) können rudimentäre P-T-Abschätzungen vorgenommen werden. Aktinolithkerne liegen immer im mittel-P-T- oder hoch-P/tief-T-Bereich und stammen somit aus einer Regionalmetamorphose, während die pargasitischen bis tschermakitischen Ränder vorwiegend ins tief-P/hoch-T-Feld fallen. Diese zeigen eine Hochtemperatur-Tiefdruck-Metamorphose, die Bergeller Kontaktmetamorphose, an (GAUTSCHI, 1980). Die Amphibole der Surettadecke besitzen nur noch relik-tische Aktinolithkerne und setzen sich haupt-sächlich aus Pargasit und/oder Tschermakit zusammen, während mit zunehmender Distanz zur Intrusion die Pargasitränder dünner werden und im obersten Valle di Scermendone ganz verschwinden. Parallel dazu nimmt der Anorthitgehalt in den Plagioklasen ab. Die in den unterostalpinen Einheiten ermittelte Paragenese Akt, Ab, Ep/Klz, Chl, Tit, Erz,  $\pm$  Plag,  $\pm$  Qz,  $\pm$  Bi repräsentiert ungefähr das Maximalstadium der Regionalmetamorphose und ist charakteristisch für die zwischen Grünschiefer- und Amphibolit-fazies liegende, sogenannte Epidot-Amphibolit-fazies. Die Mineralparagenese ergibt Drücke von 5,5–7 kbar (GUNTLI und LINIGER, 1989: 4–7 kbar; BENNING und SIDLER, 1992:  $5 \pm 2$  kbar; Hermann und MÜNTENER, 1992: 3–7 kbar) und Temperaturen zwischen 450 und 500 °C.

In calcit- und dolomitführenden Gesteinen dient der  $MgCO_3$ -Gehalt im Calcit als Basis eines Geothermometers (ESSÈNE, 1983; ANOVITZ und ESSÈNE, 1987; RICE, 1977a und 1977b). Der  $MgCO_3$ -Gehalt ist unabhängig von der Fluidzusammensetzung und nur wenig abhängig vom Druck (GOLDSMITH und NEWTON, 1969). Für die regionalmetamorphe Paragenese (Do, Cc, Trem, Hgl, Erz) in der Lanzada-Zone erhält man eine Minimaltemperatur von  $450 \pm 30$  °C, was gut ins regionale Bild passt (PETERS et al., 1978; MELLINI et al., 1987; BENNING und SIDLER, 1992; HERMANN und MÜNTENER, 1992). Die durch die Calcit-Dolomit-Thermometrie erhaltene Temperatur von

$540 \pm 30$  °C in den kontaktmetamorphen Marmoren (Paragenese: Do, Cc, Khu, Sp, Ol, Chl, Erz) der Surettadecke liegt zu tief. Eine spätere Re-equilibrierung oder Entmischung des Calcits muss hier angenommen werden.

Teile des Suretta-Basements sowie der Basement-Xenolithe im Bergeller Tonalit zeichnen sich durch die pelitische Paragenese Qz, Alkfsp, Cord, Sill, Hgl, Bi, And,  $\pm$  Gr,  $\pm$  Chl,  $\pm$  Plag aus. Sie weist auf eine temperaturbetonte Metamorphose hin. Der Zusammenbruch der Schichtsilikate führt zur Neubildung von Alumosilikaten über folgende einfache Reaktion:



Über das Phasendiagramm der Alumosilikate (RICHARDSON et al., 1969) können bei Annahme eines Druckes von 5,2 kbar Sillimanit und Andalusit bei einer Temperatur von 640 bis 650 °C koexistieren. Es ist aber zu bedenken, dass die Lage des Tripelpunktes im P-T-Diagramm sehr umstritten ist.

Am besten dokumentiert ist die Kontaktmetamorphose der Bergeller Intrusion aber im Malenco-Ultramafitit-Körper. In den massigen Gesteinen können mit abnehmender Entfernung zur Intrusion die folgenden, kartierbaren Mineralparagenesen beobachtet werden (Abb. 10):

- (A) Antigorit-Olivin-Diopsid-Zone
- (B) Antigorit-Olivin-Tremolit-Zone
- (C) Talk-Olivin-Tremolit-Zone
- (D) Anthophyllit-Tremolit-Olivin-Zone

Die Übergänge zwischen den vier Zonen sind durch die nachstehenden Entwässerungsreaktionen im System  $CaO-MgO-SiO_2-H_2O$  charakterisiert und stellen vier Isograden dar (TROMMSDORFF und EVANS, 1972, 1974, 1980; TROMMSDORFF und CONNOLLY, 1990):

- (1) Antigorit + Brucit = 2 Olivin + 3  $H_2O$   
Titanklinohumit = Olivin + Geikielit
- (2) 5 Antigorit + 2 Diopsid =  
Tremolit + 6 Olivin + 9  $H_2O$
- (3) 5 Antigorit = 6 Olivin + Talk + 9  $H_2O$
- (4) 9 Talk + 4 Olivin = 5 Anthophyllit + 4  $H_2O$
- (5) Anthophyllit + Olivin = 9 Enstatit +  $H_2O$

Im untersuchten Gebiet wurde weder Brucit noch Enstatit gefunden. Ersterer ist aber weiter östlich im Val Malenco in ultrabasischen Gesteinen als typisches regionalmetamorphes Indexmineral bekannt (PERETTI, 1988; BENNING und SIDLER, 1992; HERMANN und MÜNTENER, 1992), letzterer wurde nördlich des Monte Disgrazia im Valle Sissone und im Val Forno gefunden (TROMMSDORFF und EVANS, 1972; TROMMSDORFF und NIEVERGELT, 1983).

Zone (A) entspricht ungefähr der regionalmetamorphen Paragenese des Malenco-Gebietes (Ant + Ol + Di + Chl + Magn + andere Erze + Ticl).

Im untersuchten Gebiet ist Titanklinohumit nicht stabil, Olivin und Geikielit bilden Pseudomorphosen nach Titanklinohumit. Die Breakdown-Reaktion für Titanklinohumit läuft bei Temperaturen von  $\sim 450^\circ\text{C}$ , gerade vor Reaktion (2) ab. Zeichnet man den an den tonalitischen Hornblenden berechneten durchschnittlichen Druck der Intrusion von 5,5 kbar (REUSSER, 1987; PFIFFNER, 1992) in das P-T-Diagramm von TROMMSDORFF und EVANS (1972) ein und berücksichtigt gleichzeitig die Druckabnahme infolge der Exhumation des Bergells auf  $\sim 3$  kbar, so lassen sich die folgenden Temperaturen für die kontaktmetamorphen Reaktionen (2) bis (4) ablesen:

– Das Erstaufreten von Tremolit und das gleichzeitige Verschwinden von Diopsid (Reaktion (2)) findet bei ca.  $460^\circ\text{C}$  statt (TROMMSDORFF und CONNOLLY, 1990:  $T \sim 490^\circ\text{C}$ ).

– Das Erstaufreten von Talk und das Verschwinden von Antigorit (Reaktion (3)) liegt bei Temperaturen von ungefähr  $470\text{--}500^\circ\text{C}$  (TROMMSDORFF und CONNOLLY, 1990:  $T \sim 520^\circ\text{C}$ ).

– Der Anthophyllit (Reaktion (4)) taucht bei Temperaturen von  $\sim 680^\circ\text{C}$  auf (TROMMSDORFF und CONNOLLY, 1990:  $T \sim 600^\circ\text{C}$ ).

Die Temperaturen der Regionalmetamorphose liegen somit unter  $460^\circ\text{C}$  (Cc-Do-Thermometrie:  $450 \pm 30^\circ\text{C}$ ), die Maximaltemperatur der Kontaktmetamorphose bei  $650^\circ\text{C}$  (Reaktion  $\text{Hgl} + \text{Qz} = \text{Alkfsp} + \text{Als} + \text{H}_2\text{O}$ :  $T = 640\text{--}650^\circ\text{C}$ , nach RICHARDSON et al., 1969). Für die zwei Kilometer breite Kontaktaureole der Bergeller Intrusion ergibt sich ein Temperaturgradient von ungefähr  $80$  bis  $110^\circ\text{C}/\text{km}$ .

### Diskussion

Ein grosses Problem stellt die allgemeine Steilstellung aller Strukturen am Bergeller Südostrand im Valle di Preda Rossa und im Valle di Scermendone dar. Hierbei ist unklar, ob die Strukturen primär steil angelegt oder erst später steilgestellt worden sind. Es ist jedoch eher unwahrscheinlich, dass besonders die älteren Strukturen hier primär steil entstanden sind, während sie im restlichen Malenco-Gebiet flach liegen (HERMANN, 1991; MÜNTENER, 1991; HERMANN und MÜNTENER, 1992; SIDLER und BENNING, 1992). Daher kann man annehmen, dass sich  $D_1$ -,  $D_2$ - und eventuell auch  $D_3$ -Strukturen zunächst in subhorizontaler Lage entwickelt haben und erst dann steilgestellt worden sind. Die Steilstellung könnte im Zusammenhang mit vertikalen Bewegungen an der Insubrischen Linie stehen, die sich nur etwa drei Kilometer südlich befindet, oder mit dem Intrusionsprozess des Bergeller Tonalits einhergegangen sein. Um die in dieser Arbeit be-

handelten Strukturen mit jenen des Malenco-Gebietes vergleichen zu können, müssen sie somit zuerst in eine subhorizontale Lage rotiert werden, was natürlich mit grossen Unsicherheiten behaftet ist.

Während der Oberkreide entstehen durch kompressive Ost-West-Bewegungen Deckfalten, die durch symmetrisch aufgebaute, mesozoische Sedimentmulden voneinander getrennt sind. Gleichzeitig entwickeln sich in allen Einheiten eine ausgeprägte Hauptschieferung  $S_1$  und eine Streckungslineation  $L_1$ . Auffällig ist, dass diese Strukturen sowohl in den penninischen Einheiten (Surettadecke, Lanzada-Scermendone-Zone) wie auch in den unterostalpinen Decken (Margna- und Selladecke) identische Orientierung aufweisen. Sollte  $D_1$  tatsächlich der Deckenüberschiebung entsprechen, so muss im untersuchten Gebiet die Kollision zwischen dem nördlichen (Briançonnais-Schwelle) und dem südöstlichen Kontinentalblock (adriatischer Subkontinent) vor oder während der ersten beobachtbaren Deformationsphase  $D_1$  abgelaufen sein, so dass Penninikum (nördlicher Block) und Ostalpin (südöstlicher Block) eine gemeinsame strukturelle Entwicklung erleben konnten.

Anhand der  $D_1$ -Streckungslineare kann man einen Schersinn «Top nach Osten» aufzeigen. Sie können mit den Abschiebungslinaren im Osten (HERMANN und MÜNTENER, 1992; FROITZHEIM et al., 1991; LINIGER, 1992) korreliert und tektonisch als Zergleiten der durch die Deckenbildung verdickten Kruste interpretiert werden. Die mit  $D_1$  einhergehende Regionalmetamorphose erreicht obere Grünschiefer- bis untere Amphibolitfazies.

Die nächsten beobachtbaren Strukturen, die den Deckenstapel überprägen, sind durch Nord-Süd-Kompression erzeugte, isoklinale Falten. Die Strukturen *der ersten und der zweiten Deformationsphase* sind parallel zueinander und können ausser bei  $D_1/D_2$ -Überprägungen (Abb. 5) nicht unterschieden werden. Während  $D_2$  wird die Lanzada-Scermendone-Zone östlich des Sasso Arso in den Malenco-Ultramafitit eingefaltet. Die  $D_2$  begleitende Metamorphose erreicht mittlere bis obere Grünschieferfazies. Regionalgeologisch könnte diese zweite Deformationsphase am ehesten mit der ersten Rückfaltung im Malenco-Gebiet verglichen werden (HERMANN und MÜNTENER, 1992; BENNING und SIDLER, 1992; SPILLMANN, 1993).  $D_1$  und  $D_2$  sind auf jeden Fall präbergelisch, da diese Deformationsphasen besonders in der Surettadecke und im Malenco-Ultramafitit von der Kontaktmetamorphose der Bergeller Intrusion überprägt werden.

Die dritte Deformationsphase zeichnet sich im Gegensatz zu  $D_1$  und  $D_2$  durch offene Falten aus.

Makroskopisch bildet sich keine neue Schieferung aus, mikroskopisch ist eine zonenhafte Drucklösungsschieferung und eine schwache Ausrichtung von Quarz-c-Achsen in Faltscharnieren feststellbar. Die Lanzada-Scermendone-Zone hängt über eine steilstehende Synklinale der dritten Deformationsphase mit der Surettadecke zusammen (Abb. 8). Da die Surettadecke zu den penninischen Einheiten zählt, muss die Lanzada-Scermendone-Zone ebenfalls dem Penninikum angehören. Dies steht im Widerspruch zu MONTRASIO und SCIESA (1991), wo die Lanzada-Scermendone-Zone aufgrund lithologischer Vergleiche zum Unterostalpin gestellt wird. Chemische Analysen basischer Gesteine (WEISS, 1992) zeigen aber, dass die Amphibolite der Surettadecke und jene der Lanzada-Scermendone-Zone dem gleichen tholeiitischen Differentiationstrend (MORB) folgen und sich klar von den Metabasika des Unterostalpins unterscheiden.

Syn- bis post-D<sub>3</sub> intrudiert der Bergeller Tonalit den Deckenstapel im untersuchten Gebiet konkordant (WEISS, 1992; PFIFFNER, 1992), weiter nördlich respektive südlich jedoch diskordant (STEINMANN, 1913; CORNELIUS, 1913; STAUB, 1918). Infolge der Kontaktmetamorphose kristallisierende Mineralien wie Olivin und Talk werden im Malenco-Ultramafitit durch D<sub>3</sub> zwar teilweise deformiert oder regeln sich in der Faltenachsebene ein, überwachsen aber auch oftmals alle erkennbaren D<sub>3</sub>-Strukturen. Die Isograden der Kontaktmetamorphose werden von D<sub>3</sub> jedoch nicht verfaltet, sondern ziehen über die lithologischen Grenzen hinweg (Abb. 10). Migmatisierte Bereiche in Surettagneisen werden von der dritten Deformationsphase erfasst und zeigen die typischen offenen D<sub>3</sub>-Falten. Da absolute Altersdatierungen an Tonalithornblendes Alter von  $31,9 \pm 0,9$  Ma ergeben (VON BLANKENBURG, 1990; VILLA und VON BLANKENBURG, 1991), muss die Deformationsphase D<sub>3</sub> folglich etwa gleiches absolutes Alter aufweisen.

Regional kann man D<sub>3</sub> am ehesten mit der zweiten Rückfaltung im Malenco-Gebiet korrelieren (HERMANN und MÜNTENER, 1992; BENNING und SIDLER, 1992; SPILLMANN, 1993), aber mangels der eindeutigen südvergenten Falten bleibt auch diese Zuordnung eine Spekulation.

#### Verdankungen

Prof. V. Trommsdorff und Dr. N. Mancktelow haben uns während der Diplomarbeit betreut. Diskussionen mit P. Spillmann, M. Liniger, J. Hermann, O. Müntener, E. Reusser und weiteren Angehörigen des Institutes für Mineralogie und Petrographie der ETH Zürich haben

uns sehr geholfen. Ihnen allen möchten wir an dieser Stelle herzlich danken. Spezieller Dank geht an Prof. V. Trommsdorff, J. Hermann und O. Müntener für die Durchsicht früherer Fassungen der hier vorliegenden Arbeit. Zudem danken wir N. Froitzheim und E. Klaper für die konstruktive Kritik bei der Durchsicht dieses Manuskriptes.

#### Literaturverzeichnis

- ANOVITZ, L.M. und ESSÈNE, E.J. (1987): Phase Equilibria in the System CaCO<sub>3</sub>-MgCO<sub>3</sub>-FeCO<sub>3</sub>. *Journal of Petrology* 28, 389-414.
- BELTRAMI, G., LIBORIO, G., MONTRASIO, A. und MOTTANA, A. (1974): La «finestra» di Lanzada (Val Malenco, Sondrio). *Soc. Ital. Mineral. Petrol.*, Milano, Vol. XXX (2), 839-853.
- BENNING, L. (1990): Metamorphose und Strukturen im Malenco-Serpentinit und in der Margna- und Sella-Decke zwischen Pass d'Ur und Pizzo Scalino (Val Malenco, Prov. di Sondrio, Italien), Teil 2. Unpubl. Diplomarbeit ETH Zürich.
- BENNING, L.G. und SIDLER, D.M. (1992): Petrographie der Margna- und der Sella-Decke und des Malenco-Serpentinites zwischen Pass d'Ur und Pizzo Scalino, Val Malenco (Provincia di Sondrio). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 72, 213-224.
- BONARDI, E. (1882): Il gruppo cristallino dell'Albigna e della Disgrazia. *Rendiconti del Istituto Lombardo di scienza e lettere, Serie II, Vol. XV.*
- CORNELIUS, H.P. (1912): Über die rhätische Decke im Oberengadin und den südlich benachbarten Gegenden. Separat-Abdruck aus dem Zentralblatt für Mineral., Geol. und Paläontol. Nr. 20, 632-638.
- CORNELIUS, H.P. (1913): Geologische Beobachtungen im Gebiete des Fornogletschers (Engadin). Separat-Abdruck aus dem Zentralblatt für Mineral., Geol. und Paläontol. Nr. 8, 246-252.
- CORNELIUS, H.P. (1915a): Geologische Beobachtungen in den italienischen Teilen des Albigna-Disgraziamaassivs. Sonderdruck aus: «Geologische Rundschau», Bd. VI, Heft 3, 166-177.
- CORNELIUS, H.P. (1915b): Zur Kenntnis der Wurzelregion im unteren Veltlin. Separat-Abdruck aus dem neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Bd. XL, 253-363.
- CORNELIUS, H.P. (1928): Zur Altersbestimmung der Adamello- und Bergeller Intrusion. Aus den Sitzungsberichten der Akademie der Wissenschaften in Wien, Mathem.-naturw. Klasse, Abt. I, Bd. 137, Heft 8, 541-562.
- DE CAPITANI, C., FERRARIO, A. und MONTRASIO, A. (1981): Metallogeny of the Val Malenco meta-ophiolitic complex, Central Alps. *Ophioliti* 6/1, 87-100.
- DEUTSCH, A. und STEIGER, R.H. (1985): Hornblende K-Ar ages and the climax of Tertiary metamorphism in the Lepontine Alps (south-central Switzerland): an old problem reassessed. *Earth and Planetary Sci. Letters* 72, 175-189.
- ENGI, M. (1973): Strukturen und Metamorphose im Kontaktbereich des südwestlichen Malenco. Unpubl. Diplomarbeit ETH Zürich.
- ESSÈNE, E.J. (1983): Solid Solutions and Solvi among metamorphic carbonates with applications to geologic thermobarometry. In: REEDER, R.G. (ed.). *Carbonates: Mineralogy and Chemistry. MSA Reviews in Mineralogy* 11, 77-96.
- FROITZHEIM, N. und EBERLI, G.P. (1990): Extensional

- detachment faulting in the evolution of a Tethys passive continental margin, Eastern Alps, Switzerland. *Geol. Soc. Am. Bull.* 102, 1297–1308.
- FROITZHEIM, N., SCHMID, S.M. und CONTI, P. (1991): Deckenverfaltungen und alpinktonische Extensionsbrüche am Westrand der Silvretta-Decke (Ostalpin, Graubünden). Abstract, 8. Schweizerisches Tektonikertreffen, Bern.
- GAUTSCHI, A. (1980): Metamorphose und Geochemie der basischen Gesteine des Bergeller Ostrand. Dissertation ETH Zürich.
- GIERÉ, R. (1985): Metasedimente der Suretta-Decke am Ost- und Südostrand der Bergeller Intrusion: Lithostratigraphische Korrelation und Metamorphose. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 65, 57–78.
- GOLDSMITH, J.R. und NEWTON, R.C. (1969): P-T-X relations in the system  $\text{CaCO}_3\text{--MgCO}_3$  at high temperatures and pressures. *Amer. J. Sci.* 267-A, 160–190.
- GRÜNENFELDER, M. und STERN, T.W. (1960): Das Zirkon-Alter des Bergeller Massivs. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 40, 253–259.
- GUNTTLI, P. (1987): Geologische und petrographische Untersuchungen der Margna südlich des Silsersees, Oberengadin, Teil II: Fedoz. Unpubl. Diplomarbeit Universität Zürich.
- GUNTTLI, P. und LINIGER, M. (1989): Metamorphose in der Margnadecke im Bereich Piz de la Margna und Piz Fedoz (Oberengadin). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 69, 289–301.
- HAMMARSTROM, J.M. und ZEN, E.-an (1986): Aluminium in hornblende: An empirical igneous geobarometer. *Amer. Mineralogist* 71, 1297–1313.
- HERMANN, J. (1991): Geologische Untersuchungen südlich der Berninagruppe, Oberstes Val Malenco, Prov. Sondrio, N-Italien, Teil 1. Unpubl. Diplomarbeit ETH Zürich.
- HERMANN, J. und MÜNTENER, O. (1992): Strukturelle Entwicklung im Grenzbereich zwischen dem penninischen Malenco-Serpentinitt und dem Unterostalpin (Margna- und Sella-Decke). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 72, 225–240.
- HOLLISTER, L.S., GRISSOM, G.C., PETERS, E.K., STOWELL, H.H. und SISSON, V.B. (1987): Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *Amer. Mineralogist* 72, 231–239.
- JÄGER, E. (1973): Die alpine Orogenese im Lichte der radiometrischen Altersbestimmung. *Eclogae geol. Helv.* 66/1, 11–21.
- LAIRD, J. und ALBEE, A.L. (1981a): Pressure, temperature and time indicators in mafic schists: Their application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont. *Amer. J. Sci.* 281, 127–175.
- LAIRD, J. und ALBEE, A.L. (1981b): High-pressure metamorphism in mafic schists from Northern Vermont. *Amer. J. Sci.* 281, 97–126.
- LINIGER, M. (1987): Geologie und Petrographie der Margna südlich des Silsersees, Oberengadin, Teil I: Margna. Unpubl. Diplomarbeit ETH Zürich.
- LINIGER, M. (1992): Der ostalpin-penninische Grenzbe- reich im Gebiet der nördlichen Margna-Decke (Graubünden, Schweiz). Diss. ETH Zürich, No. 9769.
- LINIGER, M. und GUNTTLI, P. (1988): Bau und Geschichte des zentralen Teils der Margna-Decke. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 68, 41–54.
- MCDOWELL, F.W. (1968a): Potassium-argon ages from the Ceneri Zone of southern Switzerland. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 48/1, 211–212.
- MCDOWELL, F.W. (1968b): Potassium-argon ages from the Valle d'Ossola section of the Ivrea-Verbano Zone (northern Italy). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 48/1, 205–210.
- MELLINI, M., TROMMSDORFF, V. und COMPAGNONI, R. (1987): Antigorite polysomatism: behaviour during progressive metamorphism. *Contr. Mineral. Petrol.* 97, 147–155.
- MELZI, G. (1893): Ricerche geologiche e petrographiche sulla Valle del Masino. *Giorn. di Min.* IV.
- MERCOLLI, I. (1973): Il margine sud-occidentale delle Serpentinitti delle Valle Malenco. Unpubl. Diplomarbeit ETH Zürich.
- MONTRASIO, A. (1984): The «Lanzada-Scermendone Zone»: An ophiolitic unit of continental affinity in the Southern Rhaetic Alps (Prov. Sondrio, Italy). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 66/3, 466–472.
- MONTRASIO, A. und SCIESA, E. (1991): I Metacherts della Zona Lanzada-Scermendone (Val Masino-Val Malenco; Alpi Centrali): Revisione della litostratigrafia e nuova interpretazione strutturale.
- MONTRASIO, A. und TROMMSDORFF, V. (1983): Guida all'escursione del massiccio di Val Masino, Bregaglia, Val Malenco occidentale, Sondrio. *Mem. Soc. Geol. It.* 26, 421–434.
- MÜNTENER, O. (1991): Geologische Untersuchungen südlich der Berninagruppe, Oberstes Val Malenco, Prov. Sondrio, N-Italien, Teil 2. Unpubl. Diplomarbeit ETH Zürich.
- NANEY, M.T. (1983): Phase equilibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granitic systems. *Amer. J. Sci.* 283, 993–1033.
- PASSERINI, P., SGUAZZONI, G. und MARCUCCI, M. (1991): Mesoscopic faults in the Bregaglia (Bergell) massif, Central Alps. *Tectonophysics* 198, 53–72.
- PERETTI, A. (1985): Der Monte-del-Forno-Komplex am Bergell-Ostrand: Seine Lithostratigraphie, alpine Tektonik und Metamorphose. *Eclogae geol. Helv.* 78, 23–48.
- PERETTI, A. (1988): Occurrence and stabilities of opaque minerals in the Malenco serpentinite (Sondrio, Northern Italy). Dissertation ETH Zürich.
- PETERS, T., TROMMSDORFF, V. und SOMMERAUER, J. (1978): Manganese pyroxenoids and carbonates: Critical phase relation in metamorphic assemblages from the Alps. *Contr. Mineral. Petrogr.* 66, 383–388.
- PIFFNER, M. (1992): Geologische Untersuchungen südlich und südwestlich des Monte Disgrazia im Valle di Preda Rossa und im Valle di Scermendone, Val Masino, Prov. Sondrio, Italien; Teil I. Unpubl. Diplomarbeit ETH Zürich.
- PIKA, J. (1976): Geologisch-petrographische Untersuchungen am südwestlichen Kontakt des Malenco-serpentinins. Unpubl. Diplomarbeit ETH Zürich.
- RAMSAY, J.G. und HUBER, M.J. (1983): The techniques of modern structural geology. Vol. 1: Strain Analysis. Academic Press.
- REUSSER, C.E. (1987): Phasenbeziehungen im Tonalit der Bergeller Intrusion (Graubünden, Schweiz/ Provinz Sondrio, Italien). Dissertation ETH Zürich.
- RICE, J.M. (1977a): Progressive metamorphism of impure dolomitic limestone in the Marysville aureole, Montana. *Amer. J. Sci.* 277, 1–24.
- RICE, J.M. (1977b): Contact metamorphism of impure dolomitic limestone in the Boulder aureole, Montana. *Contrib. Mineral. Petrol.* 59, 237–259.
- RICHARDSON, S.W., GILBERT, M.C. und BELL, P.M. (1969): Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria; the aluminum silicate triple point. *Amer. J. Sci.* 267, 259–272.
- SIDLER, D. (1990): Strukturen und Metamorphose in der Margna- und Sella-Decke und im Malenco-Serpen-

- tinit zwischen Pass d'Ur und Pizzo Scalino (Prov. di Sondrio, Italien), Teil 1. Unpubl. Diplomarbeit Universität Zürich.
- SIDLER, D.M. und BENNING, L.G. (1992): Strukturen im Südosten der Margna-Decke und im Malenco-Serpentinit (Val Malenco, Italien). Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 72, 57–69.
- SPILLMANN, P. (1988): Struktur und Metamorphose in der Margna-Decke und im Malenco-Serpentinit im oberen Val Malenco. Unpubl. Diplomarbeit ETH Zürich.
- SPILLMANN, P. (1989): Struktur und Metamorphose der Margna-Decke im obersten Valmalenco. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 69, 147–150.
- SPILLMANN, P. und BÜCHI, H. (1993): The prealpine basement of the lower austroalpine nappes in the Bernina-Massiv (Grison, Switzerland, Valtellina, Italy). In: J.F. VON RAUMER und F. NEUBAUER (eds): The premesozoic geology in the Alps. Springer Verlag.
- SPILLMANN, P. (1993): Die Geologie des penninisch-ostalpinen Grenzbereichs im südlichen Berninagebirge. Diss. ETH Zürich.
- STAUB, R. (1918): Geologische Beobachtungen am Bergellermassiv. Sonderabdruck der Vierteljahresschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich, Jahrgang 63 (1918), 1–18.
- STAUB, R. (1921): Zur Tektonik der penninischen Decken im Val Malenco. Jahresbericht der Naturforschenden Gesellschaft des Kantons Graubünden. 60. Jahrg., 113–137.
- STAUB, R. (1946): Geologische Karte der Berninagruppe 1 : 50'000. Schweiz. Geol. Komm., spez. Karte Nr. 118.
- STAUB, R. (1949): Betrachtungen über den Bau der Südalpen. *Eclogae geol. Helv.* 42, 215–408.
- STEINMANN, G. (1913): Die Bedeutung der jüngeren Granite in den Alpen. *Geol. Rundschau*.
- THEOBALD, G. (1866): Die südöstlichen Gebirge von Graubünden. *Beitr. Geol. Karte der Schweiz*, Lfg. III.
- TROMMSDORFF, V. und CONNOLLY, J. (1990): Constraints on phase diagram topology for the system CaO–MgO–SiO<sub>2</sub>–CO<sub>2</sub>–H<sub>2</sub>O. *Contr. Mineral. Petrogr.* 104/1, 1–7.
- TROMMSDORFF, V. und EVANS, B.W. (1972): Progressive metamorphism of antigorite schist in the Bergell tonalite aureole (Italy). *Amer. J. Sci.* 272, 423–437.
- TROMMSDORFF, V. und EVANS, B.W. (1974): Alpine metamorphism of peridotitic rocks. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 54, 333–352.
- TROMMSDORFF, V. und EVANS, B.W. (1980): Titanian hydroxyl-clinohumite: formation and breakdown in antigorite rocks (Malenco, Italy). *Contr. Mineral. Petrogr.* 72, 229–242.
- TROMMSDORFF, V. und NIEVERGELT, P. (1983): The Bregaglia (Bergell) Iorio intrusive and its field relations. *Mem. Soc. Geol. It.* 26, 55–68.
- TROMMSDORFF, V., PICCARDO, G.B. und MONTRASIO, A. (1993): From magmatism through metamorphism to sea floor emplacement of subcontinental Adria lithosphere during pre-Alpine rifting (Malenco, Italy). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 73, 191–203.
- TRÜMPY, R. (1975): Penninic-Austroalpine Boundary in the Swiss Alps: A presumed former continental margin and its problems. *Am. Jour. Sci.* 275, 209–238.
- TRÜMPY, R. (1980): *Geology of Switzerland. A guidebook. Part A: An outline of the geology of Switzerland.* Schweiz. Geol. Komm., Wepf & Co. Publishers, Basel-New York.
- VILLA, I.M. und VON BLANKENBURG, F. (1991): A hornblende <sup>39</sup>Ar–<sup>40</sup>Ar age traverse of the Bregaglia tonalite (southeast Central Alps). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 71, 73–87.
- VON BLANKENBURG, F. (1990): Isotope geochemical and geochronological case studies of Alpine magmatism and metamorphism: the Bergell intrusion and Tauern window. Dissertation ETH Zürich.
- WEISS, M. (1992): Geologische Untersuchungen südlich und südwestlich des Monte Disgrazia im Valle di Preda Rossa und im Valle di Scermendone, Val Masino, Prov. Sondrio, Italien; Teil II. Unpubl. Diplomarbeit ETH Zürich.
- ZEN, E.-AN und HAMMARSTROM, J.M. (1984): Magmatic epidote and its petrologic significance. *Geology* 12, 515–518.
- ZINGG, H.-P. (1988): Struktur und Metamorphose in der Margna-Decke und im Malenco-Serpentinit im oberen Val Malenco. Unpubl. Diplomarbeit ETH Zürich.
- ZYNDEL, F. (1912): Über den Gebirgsbau Mittelbündens. *Beitr. Geol. Karte der Schweiz*, Lfg. 41, Teil 1.

Manuskript eingegangen 15. Oktober 1993; überarbeitetes Manuskript angenommen 28. April 1994.

