

Zeitschrift:	Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber:	Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band:	89 (1996)
Heft:	1
 Artikel:	Der penninisch-ostalpine Grenzbereich in Graubünden und in der Val Malenco
Autor:	Froitzheim, Nikolaus / Müntener, Othmar / Puschnig, André
DOI:	https://doi.org/10.5169/seals-167916

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. 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. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

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. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

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. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 14.01.2026

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

Der penninisch-ostalpine Grenzbereich in Graubünden und in der Val Malenco

Bericht über die gemeinsame Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft, der Schweizerischen Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft und der Schweizerischen Fachgruppe der Geophysiker vom 8. bis 10. September 1995

NIKOLAUS FROITZHEIM¹, OTHMAR MÜNTENER², ANDRÉ PUSCHNIG², STEFAN M. SCHMID¹
& VOLKMAR TROMMSDORFF²

Exkursionsteilnehmer:

G. Biino, Fribourg	R. Oberhauser, Götzis (A)
R. Brunner, Bad Feilnbach (D)	R. A. Price, Kingston (Canada)
R. Freeman, Zürich	C. Prosprt, Fribourg
M. Frey, Basel	A. Puschnig, Zürich
N. Froitzheim, Basel	J. Röthlisberger, Uerikon
H. Funk, Zürich	S. M. Schmid, Basel
M. Handy, Giessen (D)	D. Schmidt, Basel
P. Hayoz, Cordast	V. Trommsdorff, Zürich
D. Marquer, Neuchâtel	M. Van Baalen, Harvard (USA)
O. Müntener, Zürich	

ABSTRACT

New results on the tectonic and metamorphic evolution of the Penninic-Austroalpine boundary region in Graubünden and adjacent Northern Italy were presented on a three-days excursion between Chur and Val Malenco. The first day focused on Cretaceous and Tertiary deformation in the Austroalpine nappes in the region of the Albula pass, the second day on the structure and metamorphism of the Forno unit and the Margna nappe east of the Bergell intrusion. On the third day, the excursion visited a preserved, former crust-mantle transition in the Malenco unit. This report describes the visited outcrops.

Einführung

Das Thema der Exkursion war die tektonische und metamorphe Entwicklung der Alpen im Nord-Süd-Querschnitt zwischen Chur und der Val Malenco. Die Erforschung dieses Teils der Alpen (Fig. 1) hat in den letzten Jahren grosse Fortschritte gemacht, einerseits durch die Aufnahme seismischer Profile im Rahmen der Europäischen Geotraverse und des NFP 20, andererseits durch tektonische und petrologische Untersuchungen. Der erste Exkursionstag führte vom nordpenninischen Bündnerschiefer durch die ostalpine Sil-

¹ Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität, Bernoullistrasse 32, CH-4056 Basel

² Institut für Mineralogie und Petrographie, ETH-Zentrum, CH-8092 Zürich

vretta-, Ela- und Err-Carungas-Decke zum Albulapass und ins Engadin, wobei die Tektonik der ostalpinen Decken im Mittelpunkt des Interesses stand. Nach der Übernachtung in Maloja wurde am zweiten Exkursionstag der Passo del Muretto in die Val Malenco überschritten. Diese Wanderung bot Gelegenheit, Gesteine der Forno-Einheit, der Margna-Decke sowie der Bergell-Intrusion zu betrachten und ihre tektonische und metamorphe Entwicklung zu diskutieren. (Die Route folgt zum Teil der Exkursion von 1981, Finger et al. 1982.) Ein Teil der Exkursionsgesellschaft sparte sich den Schlussanstieg zum Passo del Muretto und kehrte vom Plan Canin nach Maloja zurück, um von dort mit den Fahrzeugen über Chiavenna und Sondrio das Malenco zu erreichen, wobei verschiedene Aufschlüsse im Bergell und im Meratal besichtigt wurden. Zum Nachtessen traf die Exkursionsgesellschaft im Rifugio Ventina bei Chiareggio wieder zusammen. Am dritten Exkursionstag stiegen wir zum Lago Pirola auf, um dort die Gesteine eines ehemaligen Kruste-Mantel-Übergangsbereichs zu studieren. Die Exkursion endete in Chiareggio. Von kurzen Schauern abgesehen, war die Exkursion vom Wetter begünstigt.

Freitag, 8. September 1995: Tektonik der nord- und mittelpenninischen Einheiten sowie der ostalpinen Decken

Route: St. Gallen – Chur – Thusis – Tiefencastel – Bergün – Albulapass – Samedan – Maloja.

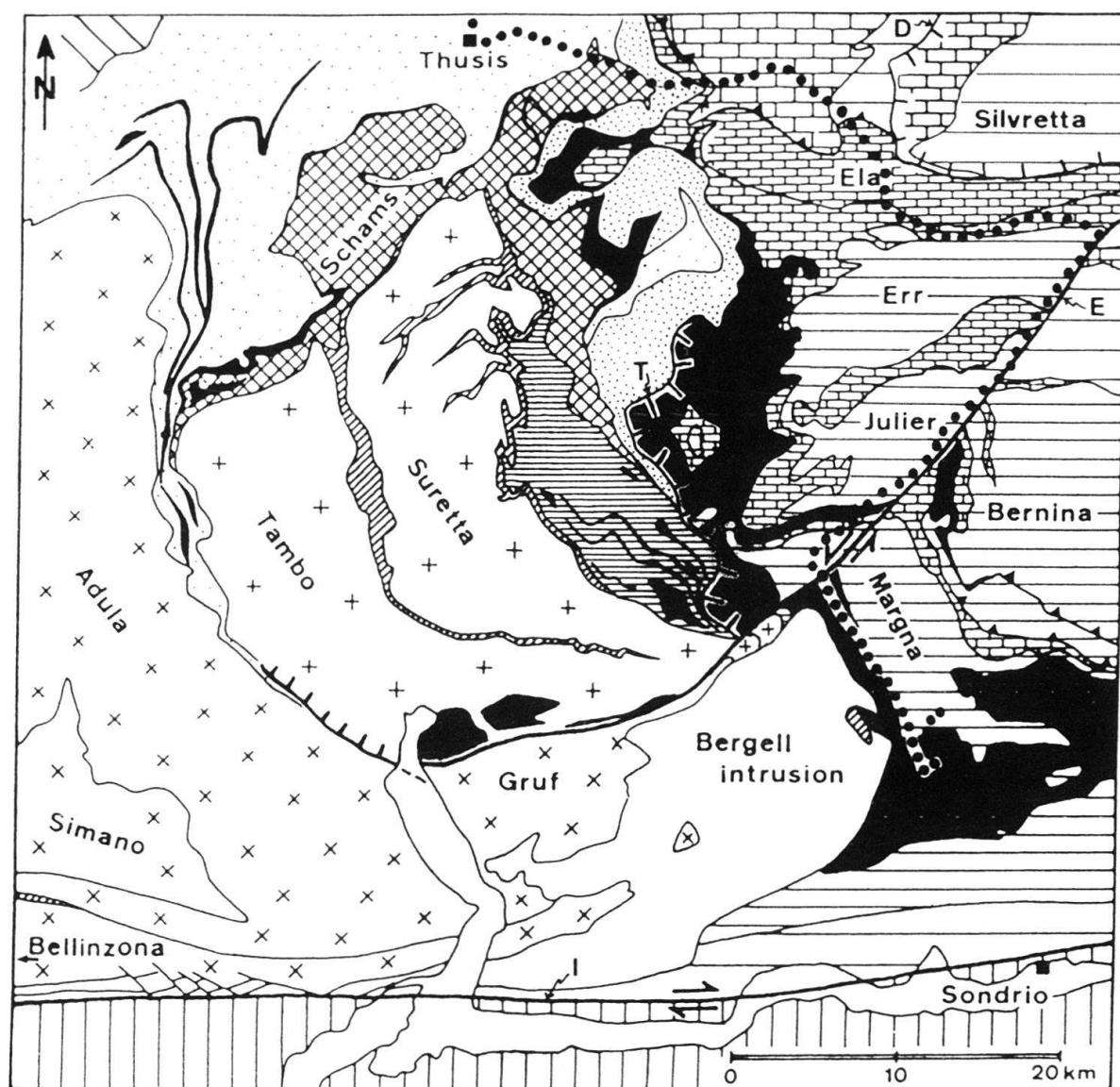
Führung: N. Froitzheim, S. Schmid.

Topographische Karten: Landeskarte der Schweiz 1:50 000, Blätter 257 (Safiental) und 258 (Bergün), Landeskarte der Schweiz 1:25 000, Blatt 1237 (Albulapass).

Weitere Aufschlüsse und zusätzliche Informationen zur Exkursionsroute des ersten Tages finden sich in Trümpy (1980, Excursion No. IV) und Furrer (1985).

Die Exkursionsroute vermittelte einen Einblick in den Bau der penninischen und ostalpinen Decken. Die nordpenninischen Bündnerschiefer und mittelpenninischen Schamser Decken (Stop 1 bzw. 2) weisen wahrscheinlich ausschliesslich tertiäre Deformation auf, und zwar nordgerichtete Deckenüberschiebungen und isoklinale Falten (Ferrera-Phase, ca. 50–35 Ma), liegende «Rückfalten», assoziiert mit ostgerichteter extensionaler Scherung (Niemet-Beverin-Phase, ca. 35–30 Ma), sowie aufrechte, ENE-streichende Falten (Domleschg-Phase, ca. 30–25 Ma; Bezeichnungen und Alter nach Schmid et al., in press). Im Gegensatz dazu wurden die überlagernden ostalpinen Decken sowie ein Teil der südpenninischen Einheiten (Platta, Malenco, Forno, Lizun) von kretazischer und tertiärer Tektonik betroffen: west- bis nordwestgerichtete Deckenüberschiebungen (Trupchun-Phase, ca. 100–80 Ma), extensionaler Kollaps mit ost- bis südostgerichteten Abschiebungen (Ducan-Ela-Phase, ca. 80–67 Ma), nordgerichtete Überschiebung des kreidezeitlichen Deckenstapels *en bloc* und interne Verfaltung um ESE-streichende Ach-

Fig. 1. Tektonische Übersichtskarte der südöstlichen Schweiz und des angrenzenden Italien, mit eingezeichnete Exkursionsroute.



- | | | | |
|--------------------|---|------------------|---|
| [Brick pattern] | Oberostalpine Sedimente | [Dotted pattern] | Nordpenninische Bündnerschiefer und Flysch (Kreide) |
| [Horizontal lines] | Oberostalpines Kristallin | [Dotted pattern] | Nordpenninischer Flysch (Tertiär) |
| [Vertical lines] | Südalpen | [Plus signs] | Kristallin der Tambo- und Suretta-Decke |
| [Horizontal lines] | Unterostalpine Sedimente | [Crosses] | Tiefere penninische Decken |
| [Horizontal lines] | Unterostalpines Kristallin und Margna-Decke | [Diagonal lines] | Mesozoische Bedeckung des Gotthard-“Massivs” |
| [Solid black box] | Ophiolithe und ophiolith-führende Mélanges | | |
| [Vertical lines] | Averser Bündnerschiefer (südpenninisch) | D | Ducan-Abschiebung |
| [Cross-hatch] | Abgescherte mittelpenninische Sedimente | E | Engadiner Linie |
| [Diagonal lines] | Mesozoische Bedeckung der penninischen Decken | I | Insubrische Linie |
| | | T | Turba-Abschiebung |

sen (Blaisun-Phase, ca. 50–35 Ma, möglicherweise früher beginnend). Anschliessend bildete sich die ostgerichtete Turba-Abschiebung an der Basis des südpenninisch-ostalpinen Deckenstapels (Turba-Phase, ca. 35–30 Ma), und schliesslich wurde auch der ostalpine Deckenstapel in der Domleschg-Phase (siehe oben) schwach verfaltet (Bezeichnungen und Alter der Phasen nach Froitzheim et al. 1994). Die jüngste Grossstruktur der ostalpinen Decken ist die Engadiner Linie, die vermutlich im späten Oligozän oder frühen Miozän entstand (um 20 Ma?).

Stop 1: Bündnerschiefer in der Via-Mala-Schlucht bei Thusis (Koord. 753.100 / 173.000).

Von Thusis folgt man der alten Strasse in die Via Mala bis zu den ersten guten Aufschlüssen entlang der Strasse. Es handelt sich um die Nollaton-Formation in den nordpenninischen Bündnerschiefern. Diese repräsentiert nach Steinmann (1994) das «mittelkretazische» anoxische Ereignis. Die Aufschlüsse gehören zur Tomül-Decke, welche die höchste, direkt unter den Schamser Decken liegende und normal gelagerte Digitation der grösstenteils kretazischen Bündnerschiefer darstellt. Die grosse Felswand auf der westlichen Seite des Hinterrheins, auf der die Ruine Hohenrätien steht, weist liegende Falten auf, welche der zweiten Deformationsphase angehören (Niemet-Beverin-Phase). Die Vergenz der Falten zeigt an, dass sie Parasitärfalten im Liegenden der Niemet-Beverin-Grossfalte sind. Diese verfaltet die Schamser Decken und die nordpenninischen Bündnerschiefer um die Stirn von Suretta- und Tambodecke. Interessanterweise liegen die Serien im Verkehrtschenkel dieser Grossfalte grösstenteils normal (Schmid et al. 1990, Schreurs in press).

Stop 2: Übersicht über die Geologie der Gegend von Tiefencastel, von der ersten Kehre der Julierpassstrasse, P. 916 (Koord. 763.815 / 169.630).

Von hier bietet sich ein guter Blick auf die Basis der ostalpinen Decken (Rothorndecke, Eladecke, Silvrettadecke), die darunterliegenden Ophiolith- und Flyscheinheiten, sowie die durch die Gelbhorn-Einheit vertretenen Schamser Decken. Die starke Ausdünnung der Deckeneinheiten östlich von Tiefencastel, vor allem die Eladecke und die Aroser Zone betreffend, ist vermutlich auf die in diesem Niveau verlaufende Turba-Abschiebung zurückzuführen.

Ein anschliessender Einkaufs- und Kaffeestop in Tiefencastel wurde mit einer kurzen Besichtigung der Tiefencasteler Brekzie (Nisellas-Serie der Gelbhorn-Einheit, wahrscheinlich Dogger, siehe Schmid 1965) verbunden, welche am Parkplatz des Posthotels Julier, nördlich der AlbulaBrücke, aufgeschlossen ist.

Stop 3: Deformation in der Kössen-Formation der Eladecke bei Bergün (Koord. 776.325 / 167.400).

Der Aufschluss befindet sich an der AlbulaPassstrasse, wo diese den offenen Talboden von Bergün erreicht, und zeigt eine auffallende Falte links (bergseitig) der Strasse, rechts neben dem Portal eines Eisenbahntunnels. Man überschreitet die Bahngeleise auf einem Wanderweg etwas weiter südöstlich und gelangt von dort nach NW zum Aufschluss. Achtung auf Eisenbahnverkehr!

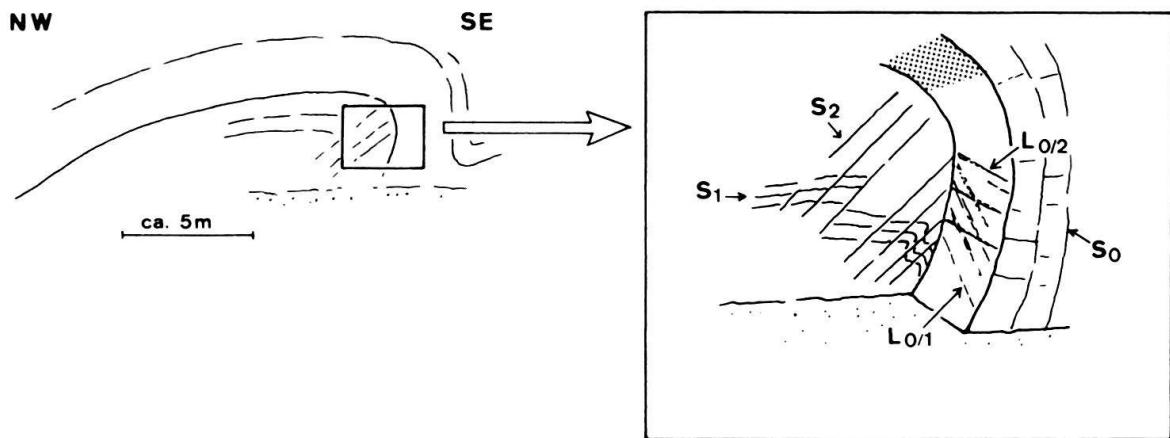


Fig. 2. Südvergente F2-Falte in der Kössen-Formation der Ela-Decke bei Bergün (siehe Stop 3). S₀: Schichtung, S₁: erste Schieferung, S₂: zweite Schieferung, L_{0/1}: Intersektionslinear zwischen S₀ und S₁, L_{0/2}: entsprechend für S₀ und S₂.

Der Aufschluss besteht aus Karbonaten und mergeligen Schiefern der Kössen-Formation. Wir befinden uns im Südflügel der grossen Antiklinale des Bergüner Steins (Igl Crap), in deren Hauptdolomitkern die spektakuläre, vorher passierte Schlucht eingeschnitten ist. Die Antiklinale des Bergüner Steins ist eine F1-Struktur (Trupchun-Phase, Froitzheim et al. 1994). Die hier aufgeschlossene, südvergente Falte ist hingegen eine F2-Struktur (Ducan-Ela-Phase). Im steilen Südschenkel der Falte lassen sich die erste und zweite Schieferung sowie die dazugehörigen Lineationen studieren (Fig. 2).

Stop 4: Überblick über den Talkessel von Bergün (Koord. 776.100 / 166.500).

In Bergün zweigt von der Hauptstrasse gegenüber des Hotels Ela eine kleine Strasse nach rechts ab und überquert die Albula. Von ihrem Ende steigt man zu Fuss den Weg in Richtung Chamonas d'Ela etwa 10 bis 20 Min. auf, bis sich ein guter Überblick bietet.

Von hier aus sieht man die bedeutende spätkretazische Ducan-Abschiebung (Ducan-Ela-Phase), die am Büelenhorn und am Cuolm da Latsch die Trias-Abfolge der Ducan-Synklinale vom darunterliegenden Silvretta-Kristallin trennt. Vom Cuolm da Latsch zieht die Abschiebung nach S in die Val Tuors herunter, wo sie die Überschiebung der Silvretta- über die Eladecke schneidet. Die geometrischen Verhältnisse sind in Froitzheim et al. (1994) diskutiert (siehe auch Eugster 1923 und Eichenberger 1986).

Stop 5: Aptychenkalk und Radiolarit der Err-Carungas-Decke bei Punt Ota südlich Bergün (Koord. 777.662 / 163.350).

Parkmöglichkeit besteht bei Punt Ota (P. 1646), nach der Brücke über die Albula. In einer Wiese gleich östlich der Brücke, links der Strasse, ist Aptychenkalk als Gletscherschliff aufgeschlossen. Von hier geht man am besten zu Fuss bis zur nächsten Eisenbahnbrücke (der dritten nach Bergün) über die Strasse. Der Radiolaritaufschluss befindet sich

unter der Brücke und ist auf einem Pfad, der direkt vom Brückenpfeiler nach rechts abzweigt, zu erreichen. Er zeigt die Überprägung einer aufrechten F1-Synform (Trupchun-Phase) durch liegende «Kollapsfalten» der Ducan-Ela-Phase (Weh 1992, Fig. 9 b in Froitzheim et al. 1994).

Stop 6: Polymikte Brekzie und Albula-Granit bei Crap Alv (Koord. 780.650 / 161.100).

Etwa 600 m südlich von Crap Alv (Weissenstein) zweigt bei einer Brücke (P. 2077) ein Wanderweg nach Süden von der Albula-Passstrasse ab. Man folgt diesem Wanderweg wenige Minuten bis auf eine kleine Hochebene auf etwa 2120 m, überschreitet diese nach Norden und gelangt in das E-W verlaufende Tälchen südlich von P. 2174. Ein erster Aufschluss von Brekzien findet sich auf der Südseite des Tälchens bei Koord. 780.950 / 161.075; grössere Aufschlüsse erreicht man, indem man dem Tälchen nach Westen folgt, ebenfalls auf der südlichen Talseite.

Die Aufschlüsse gehören zum von Stöcklin (1949) so benannten «Salamun-Keil». Hier sind polymikte Brekzien von vermutlich Dogger-Alter in einem steilstehenden, E-W-verlaufenden Zwickel zwischen zwei Blöcken von Albula-Granit (auffallend vergrünter, spätvariszischer Granit, siehe Cornelius 1935) eingeklemmt. Solche steilstehenden Zwickel sind typisch für die «Albula-Steilzone», eine sinistral-transpressive E-W-Zone, die über den Albulapass verläuft und bereits in der spätkretazischen Trupchun-Phase entstand (Froitzheim et al. 1994). Die polymikten Brekzien wurden im Zuge der jurassischen Dehnungstektonik submarin geschüttet. Das Fehlen von Trias zwischen Granit und Brekzie dürfte, wie in der Err-Carungas-Decke häufig zu beobachten ist, bereits auf die jurassische Dehnung zurückgehen (Manatschal 1995), wenngleich die heutigen Kontakte alpintektonisch überprägt sind.

Stop 7: Basis-Überschiebung der Ela-Decke an der Albula-Passhöhe (Koord. 783.850 / 161.825).

Direkt auf der Passhöhe steht Rauhwacke der Raibler Schichten (Karn) an, welche den basalen Abscherhorizont der Ela-Decke bildet. Wenige Meter südwestlich der Passhöhe ist an der Strasse der Kontakt zwischen der Rauhwacke und den darunterliegenden, unterkretazischen Palombini-Kalkschiefern der Err-Carungas-Decke aufgeschlossen. Von der Passhöhe hat man auch einen guten Blick auf die Falten der Ducan-Ela-Phase in der Südostflanke von Igl Compass (siehe Froitzheim et al. 1994, Fig. 11). Diese Falten entstanden gleichzeitig mit der Ducan-Abschiebung (Stop 4) und sind in einem späten Stadium ihrer Bildung von kleinen Abschiebungen zerschert worden.

Stop 8: Alv-Brekzie östlich der Albula-Passhöhe (Koord. 784.925 / 162.150).

Die jurassische Alv-Brekzie ist an der Nordseite des Hügels P. 2316.8 aufgeschlossen. Die Karbonatbrekzie weist Klasten von Hauptdolomit und Kössen-Formation sowie verschiedene Generationen von jurassischen Zementen und Spaltenfüllungen auf. Solche Brekzien werden als Produkte von Dehnungstektonik und submariner Verkarstung in Schwellenbereichen interpretiert. Nördlich der Strasse sind am Piz Blaisun die mächtigen, unter- bis mitteljurassischen Beckenablagerungen der Allgäu-Formation mit Turbi-

diten und Brekzienschüttungen zu sehen (siehe Eberli 1988 und Furrer 1985). Eine genauere Beschreibung des Aufschlusses findet sich in Furrer (1985).

Stop 9: Aussicht von der Albulastrasse oberhalb La Punt auf Languard-Decke und Mezzaun-Murtiröl-Halbfenster (Koord. 790.100 / 162.100).

Der erste Exkursionstag endete bei einsetzendem Nieselregen mit einer Diskussion über die Bewegungen an der Engadiner Linie und die Deckengeometrie zu beiden Seiten der Linie. Der von uns gewählte Aussichtspunkt erwies sich wegen einiger störender Bäume als nicht ideal, besser ist die Aussicht etwa von P. 1813 der Albulastrasse (oben angegebene Koordinaten).

Samstag, 9. September 1995: Der penninisch-ostalpine Grenzbereich am Bergell-Ostrand

Route: Maloja – Lägh da Cavloc – Plan Canin – Passo del Muretto – Val Ventina – Rifugio Ventina.

Führung: A. Puschnig, V. Trommsdorff, S. Schmid, N. Froitzheim.

Topographische Karten: Landeskarte der Schweiz 1:25 000, Blatt 1276 (Val Bregaglia), Landeskarte der Schweiz 1:50 000, Blatt 268 (Julierpass), Blatt 278 (Monte Disgrazia).

Stop 10: Maloja, Aussichtspunkt auf der Felskanzel beim Hotel Maloja Kulm, P. 1805 (Koord. 773.462 / 140.950).

Bei kaltem Wind, aber guter Sicht begann der zweite Exkursionstag mit einem Überblick über die Tektonik des Oberengadins und der Val Bregaglia. Am Aussichtspunkt steht, wie am Stop 11, Maloja-Gneis der Margna-Decke mit WSW-ENE-orientierten Streckungslinearen an (siehe unten).

Stop 11: Gneis der Margna-Decke am Weg in die Val Forno bei Orden, Nähe P. 1807 (Koord. 773.500 / 140.512).

Der in diesem Bereich aufgeschlossene Plagioklasgneis (Maloja-Gneis) gehört zur Margna-Decke und zeigt die alpine Mylonitisierung spätvariszischer Intrusiva. Die Aufschlüsse an der Wegböschung weisen ein deutliches Mylonitgefüge mit WSW-streichendem, flachliegendem Streckungslinear auf. Gut ausgebildete Schersinnskriterien wie Scherbänder und asymmetrische Porphyroklasten-Systeme zeigen einen WSW-gerichteten Transport bei der kretazischen Deckenstapelung und Isoklinalfaltung an (Liniger & Nievergelt 1990, Liniger 1992). Vereinzelte Sprödverwerfungen sind auf die Nähe der Engadiner Linie zurückzuführen (Stop 12).

Stop 12: Engadiner Linie bei Orden (Koord. 774.137 / 140.125).

Von der Brücke über die Orlegna, P. 1793, folgt man dem Nordufer der Orlegna nach Osten, flussaufwärts. Nach etwa 180 m steigt man ins Bachbett hinunter. Hier ist die En-

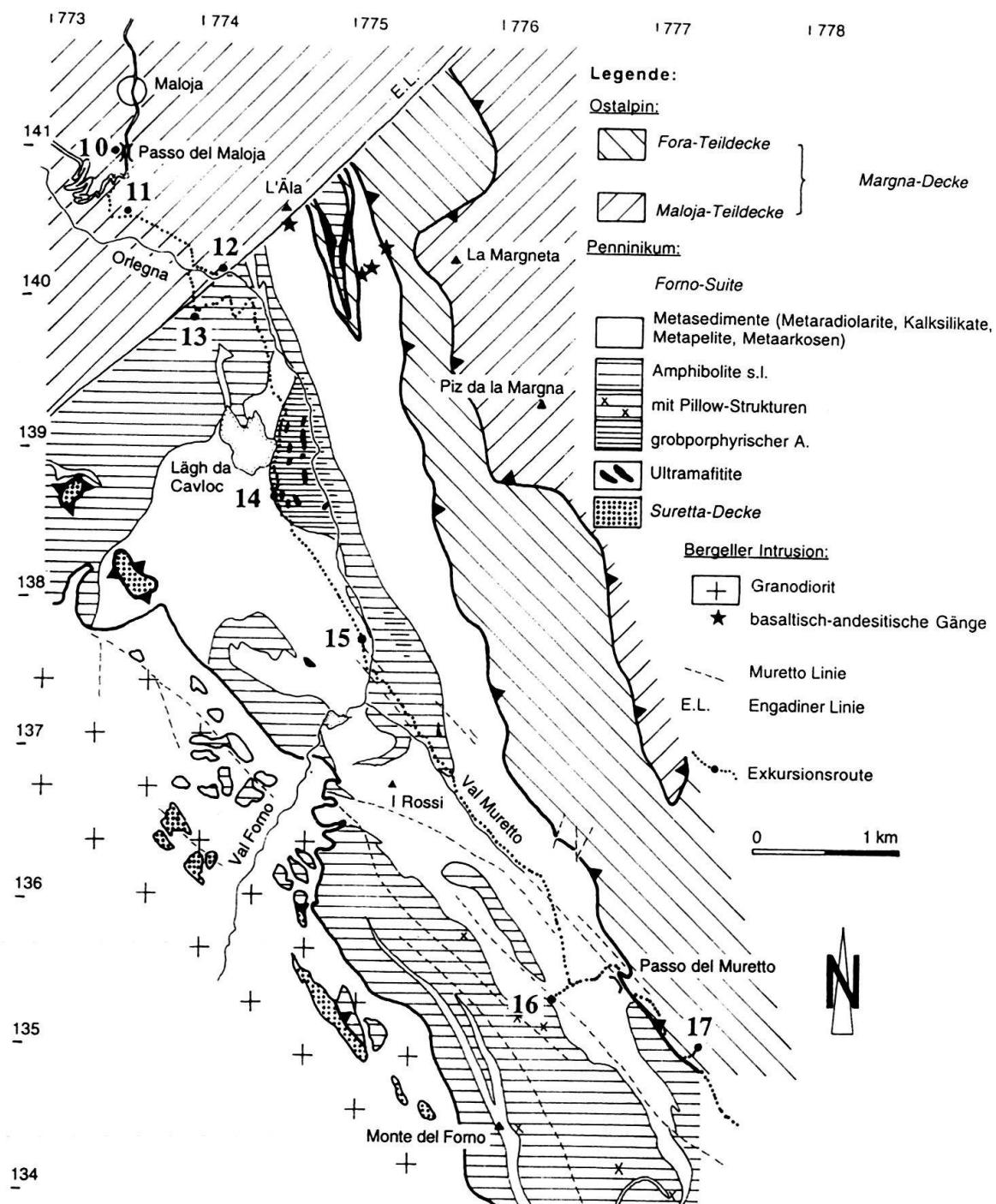


Fig. 3. Geologische Übersichtskarte des Nordostrand des Bergeller Intrusion mit Exkursionsroute.

gadiner Linie als subvertikale Verwerfungsfläche mit Kataklastit zwischen Margna-Gneis im NW und Forno-Amphibolit im SE aufgeschlossen. Der Bewegungssinn ist hier sinistral, gekoppelt mit einer Anhebung des südöstlichen Blockes (Schmid & Froitzheim 1993). Die Bewegungen an der Engadiner Linie erfolgten nach der Intrusion des Bergell-Körpers, denn die Linie schneidet die Kontaktareole der Intrusion ab.

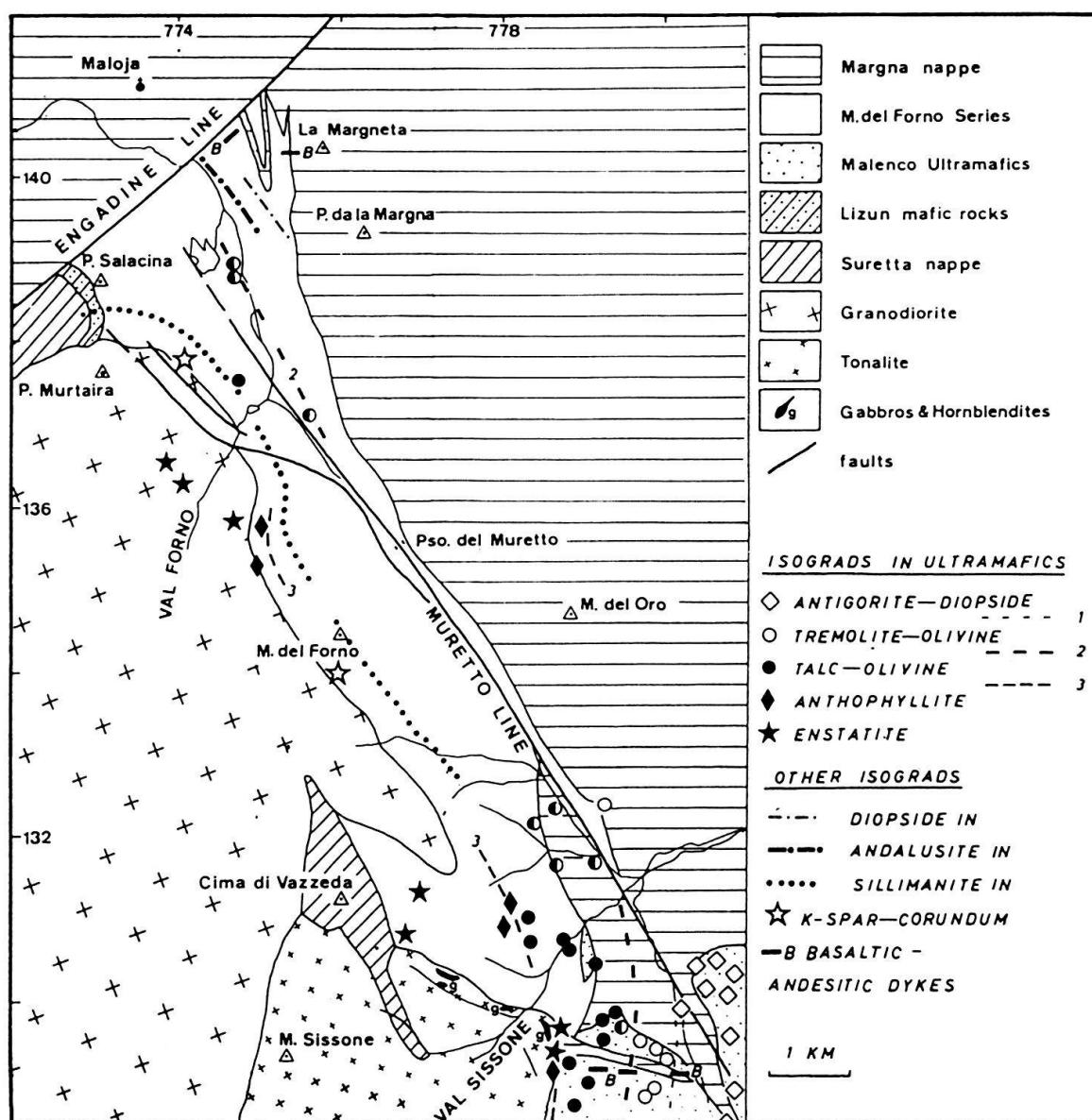


Fig. 4. Der Nordostrand der Bergeller Intrusion und seine Kontakttaureole (Ausschnitt aus Fig. 4 von Trommsdorff & Nievergelt 1983).

Stop 13: P. 1830 auf dem Weg zum Lägh da Cavloc (Koord. 773.970 / 139.900).

Bei Blick nach Osten gibt die Morphologie zwischen L'Äla und La Margneta (siehe Fig. 3) einen guten Eindruck über den Verlauf der Engadiner Linie: Ein gerade verlaufender Taleinschnitt trennt bei L'Äla Augengneise der ostalpinen Margna-Decke vom südlich der Engadiner Linie liegenden Deckenkontakt zwischen der Margna-Decke im Hangenden und der südpenninischen Forno-Einheit im Liegenden.

Die Margna-Decke ist aufgebaut aus zwei liegenden Deckfalten, der höheren Maloja- und der tieferen Fora-Teildecke. Die Teildecken bestehen im Kern aus der sogenannten Fedoz-Serie, mit Kalksilikaten, Metapeliten, Amphiboliten und gebänderten Gneisen, die noch Relikte einer präalpinen Hochtemperaturmetamorphose enthalten (Guntli &

Liniger 1989) und dem sogenannten Fedozer Gabbro. Umhüllt wird dieser Kern von spätvariszischen Intrusiva. Metamorphe triadische Sedimente bilden Deckentrenner, die als helle Partien in der La-Margneta-Westwand die liegende, W-schliessende Teildeckenstruktur der Margna-Decke andeuten, die bei einem spätkretazischen Westschub der ostalpinen Einheiten auf die südpenninische Forno-Einheit entstanden ist.

Die Forno-Einheit besteht aus metabasaltischen Gesteinen, mit lokal auftretenden Pillow- und Metahyaloklastitstrukturen (Montrasio 1973) und einer dazugehörenden Sedimentbedeckung. Hauptelement- und Spurenelementchemie (Gautschi 1980) sowie Pb-Isotopensignaturen (Peretti & Köppel 1986) von nicht-alterierten Amphiboliten zeigen eine MORB-Charakteristik. Die Sedimentsequenz besteht aus quarzitischen Lagen, interpretiert als metamorphe Radiolarite, mit lokal auftretenden metamorphen Mn-Vererzungen (Peters et al. 1973, Ferrario & Montrasio 1976, Peretti 1983, 1985). Die Quarzite werden von Kalksilikaten und Calcitmarmoren überlagert, die als metamorphe Aptychenkalke betrachtet werden können. Darüber folgen Metapelite und Metasandsteine mit dünnen pelitischen und karbonatischen Einschaltungen. Obwohl kein stratigraphisches Alter für die Sedimentsequenz vorliegt, kann aufgrund von lithostratigraphischem Vergleich mit anderen Ophiolithsequenzen des Südpenninikums eine Sedimentation vom Mittleren Jura bis in die Frühe Kreide angenommen werden (Weissert & Bernoulli 1985).

Eine mehrfache Repetition von Gesteinen der Margna-Decke und der Forno-Einheit bei La Margneta kann durch eine Verfaltung des Deckenkontaktes nach der Deckenbildung erklärt werden (Fig. 3, F₂ nach Trommsdorff & Nievergelt 1983 und Mützenberg 1986). Subvertikal stehende basaltisch-andesitische Gänge durchschlagen den verfalteten Deckenkontakt (siehe Trommsdorff & Nievergelt 1983, Fig. 3, Profil A; Mützenberg 1986).

Stop 14: Alp da Cavloc, P. 1911 (Koord. 774.580 / 138.710).

Um die Alp da Cavloc treten grössere grobporphyroblastische Ultramafitlinsen in einer Masse von grobporphyrischen Amphiboliten auf (Fig. 3). Bei den ersteren handelt es sich um kontaktmetamorphe Olivin-Talk-Felse. Sie sind von retrograden Serpentin-Adern durchzogen, die auch zu einer Serpentinisierung von Olivin führen, was sehr schön auf verwitterten Flächen ersichtlich wird. Kontaktmetamorphe Paragenesen in den Ultramafiten (Fig. 4) variieren von Talk+Olivin über Anthophyllit+Olivin zu Enstatit+Olivin am Kontakt zur Bergeller Intrusion und in Xenolithen (Trommsdorff & Evans 1972, Trommsdorff & Nievergelt 1983). In den grobporphyrischen Amphiboliten (Chlorit-Epidot-Aktinolith-Plagioklas-Schiefer) sind die teilweise cm-grossen, ehemals magmatischen Plagioklase durch mikrokristalline Aggregate von Plagioklas ersetzt worden. Die kontaktmetamorphe Überprägung ist dokumentiert durch pargasitische Anwachsränder um aktinolithische Amphibolkerne (Gautschi & Montrasio 1978, Gautschi 1980).

An der ersten charakteristischen Felsrippe hinter der Alphütte können intrusive Beziehungen zwischen Ultramafit und basischen Gesteinen, die jetzt als Amphibolite vorliegen, studiert werden. Ein circa 1 m breiter, fast vertikal stehender basaltischer Gang durchschlägt den Ultramafit. Die Intrusivkontakte sind während einer ozeanischen Metamorphose und bei gleichzeitiger Serpentinisierung des Ultramafits metasomatisch verändert worden (Rodingitisierung). Die ehemalige Randzonierung des Ultramafits ist durch eine dm-breite Zone eines Chlorit-Serpentin-Tremolit-Hornfelses dokumentiert.

Der metabasaltische Gang besteht aus der Metarodingit-Paragenese Epidot+Aktinolith+Titanit±Chlorit.

Stop 15: Plan Canin, P. 1982 (Koord. 775.100 / 137.630).

Auf dem Weg vom ehemaligen Grenzwächterhaus beim P. 1982 Richtung Val Forno überquert man den stratigraphischen Übergang von Metapeliten zu Metasandsteinen.

In den kontaktmetamorphen Andalusit-Granat-Biotit-Schiefern sind Strukturen ersichtlich, welche die Hauptschieferung S_1 verfalten. Die Falten mit leicht nach SE fallenden Faltenachsen und steil nach NE einfallenden Achsenebenen deuten auf eine Antiform in südwestlicher Richtung, die bei Blick nach S bei I Rossi ersichtlich wird (sog. Rossi-Antiform nach Kubli 1983; F_2 von Kubli 1983 und Peretti 1983, 1985). Makroskopisch erkennbare Andalusite wachsen postkinematisch zu diesen Kleinfalten. Analoges wurde von Cornelius (1925) vom Lägh da Cavloc beschrieben (Fig. 5). Zunehmender Grad der Kontaktmetamorphose (Fig. 4) führt in den Metapeliten von der weitverbreiteten Paragenese Andalusit-Granat-Biotit zum Neuauftreten von Cordierit und Sillimanit (Fibrolith, 200–400 m vom Intrusionsrand entfernt).

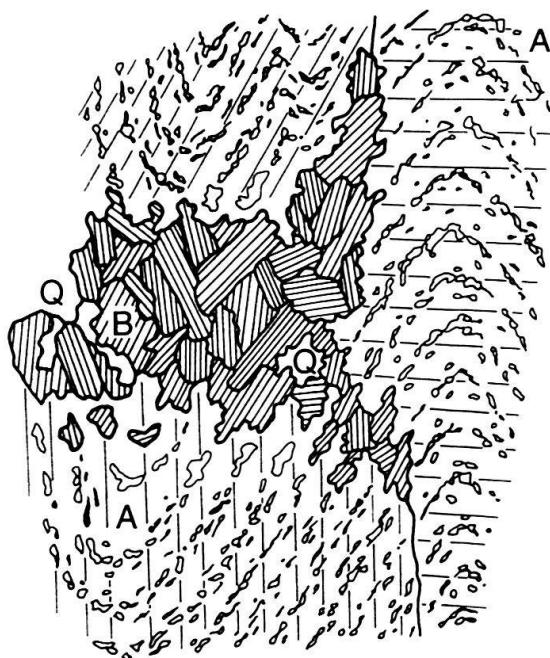


Fig. 5. Postkinematisches Wachstum von Andalusit (A) und Biotit (B) in Metapeliten vom Lägh da Cavloc. Eine Krenulation wird abgebildet durch Einschlüsse von Biotit, Quarz (Q) und Eisenoxid (Zeichnung modifiziert nach Cornelius 1925).

Fünfzig Meter südlich des ehemaligen Grenzwächterhauses kann man eine zu den Metapeliten analoge Struktur in Metasandsteinen (Diopsid-Plagioklas-Quarz-Gneis) mit karbonatischen und pelitischen Einschaltungen beobachten. Diese Kleinfalte wird von einem Aplit der Bergeller Intrusion durchschlagen.

Zwanzig Meter südlich der Verzweigung, wo sich die Wege in die Val Forno und die Val Muretto trennen, sind im ausgewaschenen Bachbett der Orlegna mehrere Äste der Muretto-Linie zu sehen. In diesem Aufschluss ist die Störung als vertikal stehender Sprödbruch mit steil einfallendem Rutschharnisch ausgebildet. Typisch ist die rostrote Anwitterung der Bruchzone, herrührend von einer hydrothermalen Imprägnierung des Nebengesteins und Ausfällung von Fe-haltigen Dolomiten und Fe-Cu-Zn-(Pb-As)-Ver-

erzungen in Bruchbrekzien (Peretti 1983). Die Murettolinie ist jünger als die Bergeller Intrusion, da die Störung auch die Intrusion durchschlägt (Fig. 3). Nach Spillmann (1993) fand an der Muretto-Linie eine Blockrotation statt, bei welcher der westliche Block um etwa 10° nach Süden gekippt wurde. Aus dieser Bewegung resultiert am Murettopass eine relative Anhebung des westlichen Blockes um 200 m. Ring (1994) sieht die Störung als dextrale Schrägabschiebung mit einem maximalen Versatz von 200–270 m an. Berger & Gieré (1995) zeigten, dass am Murettopass auch eine Flexur vorliegt, welche mit der Bergeller Intrusion im Zusammenhang steht. Die Sprödverwerfungen („Muretto-Linie“) überprägen gemäss diesen Autoren lediglich die früher angelegte Flexur.

Im Bachbett der Orlegna können typische Gesteine der Bergell-Intrusion, vor allem Granodiorite und Tonalite, studiert werden.

Stop 16: Passo del Muretto (Höhe 2660 m, Koord. 776.220 / 135.340).

Vom Passo del Muretto hat man einen prächtigen Blick nach W in das Kar nordöstlich des Monte del Forno, bestehend vor allem aus Forno-Amphiboliten und Metasedimenten (F1-Synform, Gieré 1984), die von Apliten und Pegmatiten der Bergeller Intrusion durchschlagen werden.

Der hier vorgestellte Aufschluss westlich des Passo del Muretto zeigt einen vertikal stehenden stratigraphischen Kontakt von Vulkaniten zu Metasedimenten. Die Vulkanite bestehen aus Epidotschlieren-Amphiboliten, mit lokal erhaltenen, deformierten, m-großen Pillowstrukturen, die in den Pillowwickeln grobkörnigen Kalzit führen. Darüber folgt ein m-mächtiger Metahyaloklastit-Horizont mit dm-großen, durch Deformation leicht gelängten Pillowbrekzien. Erste Sedimente über diesem Horizont bilden Granat- und Magnetit-führende Quarzite (Metaradiolarite).

Nordöstlich des stratigraphischen Kontaktes auf der Höhe 2620 m (Koord. 776.310 / 135.370) erkennt man ein leichtes Überwellen der vertikal stehenden stratigraphischen Kontakte. Diese Deformation ist gekennzeichnet durch eine Wellenlänge von mehreren Zehnern von Metern. Charakteristisch bei dieser Faltung sind, neben den leicht nach SE einfallenden Faltenachsen, die fast horizontal liegenden Achsenebenen. In den inkompetenten Metapeliten bildet diese Deformation eine Krenulation aus, die von makroskopisch erkennbaren Andalusiten überwachsen wird.

Stop 17: Südlich des Passo del Muretto (Höhe 2380 m, Koord. 777.280 / 134.950).

Dieser Aufschluss befindet sich an der ersten NE-SW streichenden Felsrippe östlich des Weges nach Chiareggio (Val Malenco). In Gneisen der Margna-Decke stecken zwei rund 10 m breite Züge von Basika, die lateral ausdünnen. Bei diesen Basika handelt es sich um Epidotschlieren-Amphibolite mit Plagioklas-Blastese, die makro- und mikroskopisch den Forno-Amphiboliten entsprechen. Der Kontakt ist präalpin, denn D₁-Isoklinalfalten mit penetrativer Achsenebenen-Foliation S₁ überprägen den Kontakt zwischen spätvariszischen Intrusiva der Margna-Decke und den Amphiboliten. Ob es sich bei diesen zwei Basika-Zügen um basaltische Gänge oder D₁-Einfaltungen handelt, werden laufende Untersuchungen zeigen (Diplomarbeit Th. Bissig, ETH Zürich, in Vorbereitung).

Auf dem Weg in die Val Ventina sind schöne Fallblöcke des Fedozer Gabbros aus der Margna-Decke sichtbar. Es lassen sich verschiedene Gabbro-Varietäten beobachten: (1) feinkörnige, laminierte und (2) grobflaserige Gabbros mit Übergängen von (2) zu (1).

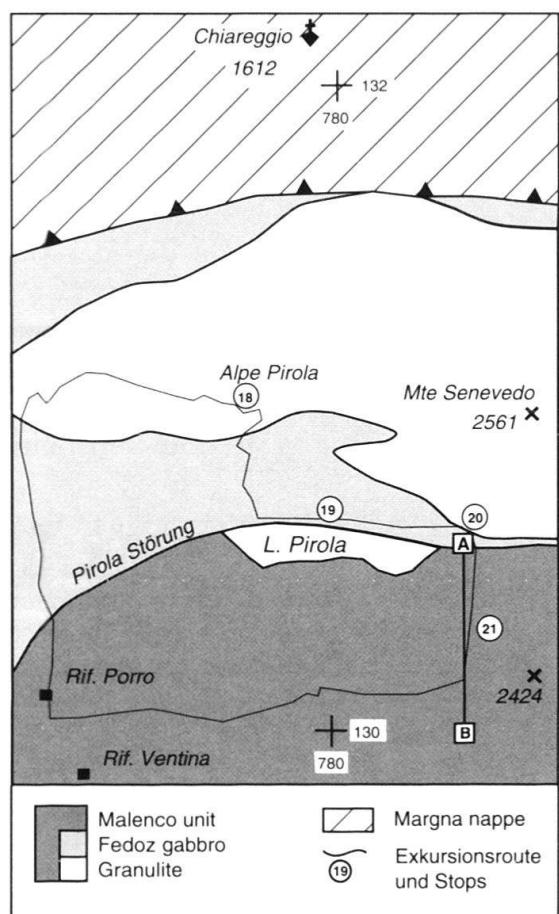


Fig. 6. Schematische Übersichtskarte der Geologie im Bereich Chiareggio – Val Ventina – Lago Pirola mit Exkursionsroute. (Profil A-B siehe Fig. 7).

Sonntag, 10. September 1995: Präalpine Relikte in einem Unterkrusten-Mantel Komplex (Malenco-Decke)

Route: Rifugio Ventina – Alpe Pirola – Lago Pirola – Rifugio Ventina – Chiareggio.

Führung: O. Müntener und V. Trommsdorff.

Topographische Karte: Landeskarte der Schweiz 1:50 000, Blatt 278 (Monte Disgrazia).

Die Malenco-Decke ist vorwiegend aus Antigorit-Serpentiniten aufgebaut (Trommsdorff & Evans 1972, Montrasio & Trommsdorff 1983). Nordwestlich des Mte. Braccia findet man schwach serpentinisierte Peridotite, Fedozer Gabbro sowie zusätzlich karbonatische und pelitische Granulite. Intrusive Kontakte zwischen dem Fedozer Gabbro und granulitischen Gesteinen einerseits und Fedozer Gabbro und Ultramafititen andererseits beweisen, dass der Malenco-Ultramafitit zur Zeit der Gabbro-Intrusion (270 +6 – 4 Ma, Hansmann et al. 1995) das Substrat der Granulite war (Trommsdorff et al. 1993, Hermann et al. 1995, Müntener et al. 1995), und demzufolge einen Teil des präalpinen subkontinentalen lithosphärischen Mantels darstellt. Diese fossile Krusten-Mantel Grenze wurde präalpin exhumiert und von einer «extensionalen Metamorphose» überprägt (Granulit- bis untere Grünschieferfazies, Müntener et al. 1995). Die Exhumation in die Nähe des Ozeanbodens der Tethys ist belegt durch Ophikarbonatbildung, Rodingitisierung basischer Gesteine und starke bis vollständige Serpentinisierung der Ultramafitite. Die Beobach-

tung, dass die Malenco-Einheit auch krustales Material enthält, bedingt eine neue Interpretation des Verlaufs der alpinen Deckengrenze zwischen Margna- und Malenco-Decke (Fig. 6; Hermann & Müntener in prep).

Im Gebiet des Monte Braccia – Lago Pirola sind relikтив Spinell-Peridotite und Amphibol-Chlorit-Peridotite aufgeschlossen, die von der alpinen Deformation und Metamorphose nur teilweise erfasst wurden (Müntener et al. 1995). Ein primärer Lagenbau sowie verbreitete Vorkommen von Metaharzburgiten und Duniten belegen, dass der Malenco-Ultramafit in diesem Gebiet lithologisch sehr inhomogen ist.

Die Ultramafite zeigen verschiedene Generationen präalpiner Deformation. Eine Hochtemperatur-Deformation ist penetrativ und führt zu einer Einregelung von Spinell und Pyroxen, sowie zu typischen Hoch-T-Olivengefügen. Während der Exhumation wird die Deformation mehr und mehr lokalisiert, was zu porphyroklastischen bis mylonitischen Zonen führt.

Der Fedozer Gabbro ist im Gebiet von Lago Pirola vollständig von der alpinen Metamorphose (Obere Grünschieferfazies: Albit-Epidot-Chlorit-Aktinolith) überprägt, zeigt jedoch einen präalpinen Mineralbestand sowie präalpine Gefüge in der südöstlichen Fortsetzung auf Alpe Braccia (Gautschi 1980). Obwohl stark deformiert und umgewandelt, lassen sich primitivere Mg-Gabbros und höher differenzierte Fe-Gabbros nachweisen.

Die ehemals granulitischen Gesteine rund um den Monte Senevedo bestehen aus metapelitischen und metakarbonatischen Gesteinen, mit dazwischengeschalteten basischen Lagen. Lokal treten pegmatoide Gesteine auf, die konkordant oder diskordant zur präalpinen Stoffänderung verlaufen und als partielle Schmelzen der Pelite interpretiert werden (Ulrich 1995).

Stop 18: Alpe Pirola (Höhe 2100 m, Koord. 780.630 / 131.000).

Auf dem Weg vom Rifugio Ventina zum Lago Pirola sind auf Alpe Pirola grosse Blöcke von hochgradig metamorphen Marmoren und Kalksilikatgesteinen zu finden. Die sehr grobkörnigen Calcitmarmore enthalten Diopsid, Olivin, Klinohumit, Wollastonit, Phlogopit oder Amphibol in verschiedenen Assoziationen, in Abhängigkeit vom Chemismus. Kalksilikatfelse bestehen vorwiegend aus Granat, Diopsid, Epidot, Amphibol und Calcit. Die Paragenesen sind während der alpinen Metamorphose teilweise zu grünschieferfaziellen Paragenesen umgewandelt worden (Tremolit, Quarz, Epidot/Klinozoisit, Titanit).

Stop 19: Felsrippe an der N-Seite des Lago Pirola (Höhe 2310 m, Koord. 780.980 / 130.670).

Auf dem Weg von Alpe Pirola zum Lago Pirola überquert man den Kontakt zwischen den Granuliten und alpin stark deformiertem und umgewandeltem Fedozer Gabbro. Die Fedozer Metagabbros bestehen hier aus alpin grünschieferfaziellen Paragenesen mit Chlorit, Albit, Klinozoisit und Aktinolith/Barroisit. Auf der Krete an der Nordseite des Lago Pirola sind die Metagabbros in spektakuläre Falten gelegt worden. Nach Reber (1995) und Ulrich (1995) handelt es sich um Dom-Becken-Strukturen, die durch Interferenz zweier Rückfaltungen (mit N-fallender Faltenachsenebene) und einer Querphase (mit steil W-fallenden Faltenachsenebenen) entstanden sind.

Von hier aus hat man einen guten Überblick über den alpinen Deckenbau der westlichen Val Malenco. Im Norden, am Fusse der Tremoggiagruppe, ist der Übergang von der Malenco-Decke in die Margna-Decke am Basismesozoikum oberhalb des Rifugio Longoni erkennbar (Longoni-Sedimente, siehe Spillmann 1993). Die Gipfel der Tremoggiagruppe (von West nach Ost: Piz Tremoggia, Pizzo Malenco und Sassa d'Entova) sind aus mesozoischen Sedimenten aufgebaut und bilden eine Synklinale zwischen Margna- und Sella-Decke (Hermann & Müntener 1992, Spillmann 1993).

Vom gleichen Punkt aus hat man einen guten Überblick über die Mantelgesteine am Lago Pirola (Fig. 7). Sie sind alpin fast undeformiert und bilden eine Antiform, die von Schumacher (1975) und Reber (1995) auskartierte wurde. Gut erkennbar sind rostrot anwitternde Metaharzburgite und Dunite, die über Kilometer verfolgbar sind und teilweise diskordant zur Antiform verlaufen.

Stop 20: Fuss des Mte. Senevedo (Höhe 2310 m, Koord. 781.410 / 130.640).

Dem Weg nach Osten folgend, überschreitet man den deformierten Kontakt zwischen Fedozer Metagabbro und den Granuliten des Mte. Senevedo. Innerhalb der Granulite können intrusive Beziehungen zwischen den Metagabbros und Granatgneisen studiert werden. Ein ca. 20 m langer und bis 2 m breiter dunkler, vertikaler Gang durchschlägt die Granatgneise. Dieser Gang wurde vollständig in Amphibolit umgewandelt, ist chemisch aber mit höher differenzierten Fedozer Gabbros identisch.

Das Rahmengestein besteht aus grobkörnigen Granatgneisen und wenigen Bändern von Metakarbonaten. Obwohl die Granatgneise stark alpin umgewandelt wurden, sind verschiedene präalpine Relikte erhalten geblieben. Auffallend sind die bis 2 cm grossen Granatporphyroklasten, die teilweise bis vollständig alpin chloritiert wurden, sowie grössere Knauern von Blauquarz, die mikroskopisch feine Einschlüsse von TiO_2 führen. Hellglimmerpseudomorphosen nach Disthen sind in der Stoffbänderung eingeregelt, jedoch undeformiert, was auf eine statische Überprägung der ehemaligen Disthene hinweist. Leukokrate Gänge aus Plagioklas und Quarz, die konkordant und diskordant zur Stoffbänderung verlaufen, sind von Ulrich (1995) als partielle Schmelzen der Pelite interpretiert worden.

Stop 21: Gletscherpolierte Aufschlüsse von Ultramafititen (Höhe 2360 m, Koord. 781.470 / 130.320).

Von Stop 20 nach Süden gehend, überschreitet man den Kontakt zwischen den Granuliten und den Ultramafititen. Dieser Kontakt ist hier durch die Pirola-Störung überprägt. Der südliche Teil wurde um einen geringen Betrag gehoben (Reber 1995). Im Nordteil des Profils (Fig. 7) fällt der Lagenbau der Ultramafitite zunächst nach Nordosten, weiter gegen Süden nach Südwesten ein, im Kern der Antiform ist der Lagenbau leicht nordfälzend. Im zentralen Teil des Profils ist die Heterogenität der Malenco-Ultramafitite am besten dokumentiert. Die Hauptmasse besteht aus massigen, statisch serpentinisierten Lherzoliten, die gut erkennbare gestreckte Spinelle enthalten, welche auf eine präalpine Hochtemperatur-Deformation hinweisen. Auf gletscherpolierten Aufschläissen sind die Lherzolite an den grauweissen Klinopyroxenen gut erkennbar. Mikroskopisch bestehen diese Gesteine aus Klinopyroxen, Magnetit, Chlorit, Antigorit, Olivin und vereinzelt Ti-

tanklinohumit. Untergeordnet treten Sulfide (Heazlewoodit, Pentlandit, Awaruwit) auf. Lokal sehr häufig sind cm- bis dm-dicke pyroxenitische Zonen, die ehemalige Websterite darstellen. Diese Websterite charakterisieren den weitverbreiteten Lagenbau innerhalb der Malenco-Ultramafitite.

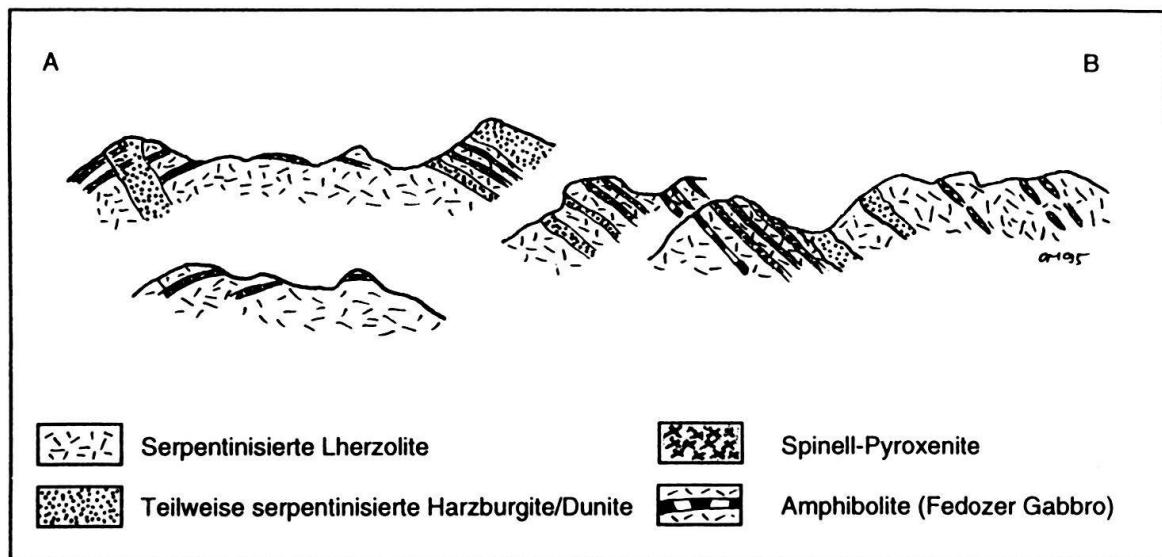


Fig. 7. Schematisches Profil durch die Malenco-Ultramafitite südöstlich des Lago Pirola. (Profilspur siehe Fig. 6).

Zum Lagenbau konkordant und (selten) diskordant sind Metaharzburgite und Dunite. Diese Gesteine bestehen vorwiegend aus radial gewachsenem alpinem Antigorit und/oder präalpinem Olivin und wenig Spinell. Sie sind präalpin deformiert, teilweise boudiniert und zeigen mylonitische Gefüge. Subparallel zu den Websteriten (Fig. 7) ist ein pyroxenitischer Gangschwarm (Dicke ca. 2 m) intrudiert, der jetzt als Klinopyroxen-führender Amphibolit vorliegt. Diese Gänge enthalten Relikte einer granulitischen Überprägung (Granoblasten von Klinopyroxen) und sind randlich teilweise rodingitisiert worden (Bildung von Vesuvian und Granat). Die Chemie der Klinopyroxene ist mit den Klinopyroxenen des Fedozer Gabbro fast identisch, weshalb diese Gänge zum Fedozer Gabbro gestellt werden. Der südlichste Teil des Profils (Fig. 7) ist von präalpiner Deformation viel stärker erfasst worden, so dass die Heterogenität der Ultramafitite nur noch relikтив erkennbar ist.

LITERATURVERZEICHNIS

- BERGER, A. & GIERÉ, R. 1995: Structural observations at the eastern contact of the Bergell Pluton. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 75, 241–258.
- CORNELIUS, H. P. 1925: Über einige Gesteine der 'Fedozerie' aus dem Disgraziagebiet (Rhätische Alpen). *N. Jb. Mineral. Geol. Paläont.*, Beilbd. LII, Abteil. A, 1–50.
- 1935: Geologie der Err-Julier-Gruppe: Das Baumaterial. *Beitr. geol. Karte Schweiz N.F.* 70/1, 1–321.
- EBERLI, G. P. 1988: The evolution of the southern continental margin of the Jurassic Tethys ocean as recorded in the Allgäu Formation of the Austroalpine nappes of Graubünden (Switzerland). *Eclogae geol. Helv.* 81, 175–214.
- EICHENBERGER, U. 1986: Die Mitteltrias der Silvretta-Decke (Ducankette und Landwassertal, Ostalpin). *Mitt. Geol. Inst. Univ. u. ETH Zürich N.F.* 252, 1–196.
- EUGSTER, H. 1923: Geologie der Ducangruppe. *Beitr. geol. Karte Schweiz N.F.* 49/3, 1–134.
- FERRARIO, A. & MONTRASIO, A. 1976: Manganese Ore deposits of Monte del Forno. Its Stratigraphic and Structural Implications. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 56, 377–385.
- FINGER, W., MERCOLLI, I., KÜNDIG, R., STÄUBLE, A., DE CAPITANI, C., NIEVERGELT, P., PETERS, T. & TROMMSDORFF, V. 1982: Bericht über die gemeinsame Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft und der Schweizerischen Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft ins Oberengadin vom 21. bis 24. September 1981. *Eclogae geol. Helv.* 75, 199–222.
- FROITZHEIM, N., SCHMID, S. M. & CONTI, P. 1994: Repeated change from crustal shortening to orogen-parallel extension in the Austroalpine units of Graubünden. *Eclogae geol. Helv.* 87, 559–612.
- FURRER, H. (ed.) 1985: Field workshop on Triassic and Jurassic sediments in the Eastern Alps of Switzerland. *Mitt. Geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich N.F.* 248, 1–81.
- GAUTSCHI, A. 1980: Metamorphose und Geochemie der basischen Gesteine des Bergeller Ostrand (Graubünden, Schweiz / Provinz Sondrio, Norditalien). *Diss. ETH Zürich Nr. 6672*.
- GAUTSCHI, A. & MONTRASIO, A. 1978: Die andesitisch-basaltischen Gänge des Bergeller Ostrand und ihre Beziehungen zur Regional- und Kontaktmetamorphose. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 58, 329–343.
- GIERÉ, R. 1984: Geologie und Petrographie des Bergell-Ostrand I. Unpubl. Diplomarbeit ETH Zürich.
- GUNTLI, P. & LINIGER, M. 1989: Metamorphose in der Margna-Decke im Bereich Piz da la Margna und Piz Fedoz (Oberengadin). *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 69, 289–301.
- HANSMANN, W., HERMANN, J., MÜNTENER, O. & TROMMSDORFF, V. 1995: U-Pb dating of single zircons from a gabbroic intrusion at the crust-mantle boundary (Val Malenco, Italy). *Terra abstracts, abstract suppl. No. 1 to Terra nova* 7, 352.
- HERMANN, J. & MÜNTENER, O. 1992: Strukturelle Entwicklung im Grenzbereich zwischen dem penninischen Malenco-Ultramafit und dem Unterostalpin (Margna- und Sella-Decke). *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 72, 225–240.
- HERMANN, J., MÜNTENER, O. & TROMMSDORFF, V. 1995: A fossile continuous crust-mantle section in the Alps. *Terra abstracts, abstract suppl. No. 1 to Terra nova* 7, 271.
- KUBLI, T. 1983: Geologie und Petrographie der Fornoserie im unteren Val Forno. Unpubl. Diplomarbeit ETH Zürich.
- LINIGER, M. H. 1992: Der ostalpin-penninische Grenzbereich im Gebiet der nördlichen Margna-Decke (Graubünden, Schweiz). *Diss. ETH Zürich Nr. 9769*.
- LINIGER, M. H. & NIEVERGELT, P. 1990: Stockwerk-Tektonik im südlichen Graubünden. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 70, 95–101.
- MANATSCHAL, G. 1995: Jurassic rifting and formation of a passive continental margin (Platta and Err nappes, Eastern Switzerland): geometry, kinematics and geochemistry of fault rocks and a comparison with the Galicia margin. *Diss. ETH Zürich Nr. 11188*.
- MONTRASIO, A. 1973: Strutture a pillow nelle anfiboliti del M. Forno (Penninico medio-Alpi Retichi). *Rend. Accad. Naz. Lincei, Cl. Sci. Fis. Mat. Nat.* 54, 114–123.
- MONTRASIO, A. & TROMMSDORFF, V. 1983: Guida all'escursione del Massiccio di Val Masino-Bregaglia, Val Malenco Occidentale, Sondrio (Chiareggio, 16–18 luglio 1983). *Mem. Soc. geol. It.* 26, 421–434.
- MÜNTENER, O., HERMANN, J. & TROMMSDORFF, V. 1995: Extensional metamorphism and exhumation of granulites, mantle-crust section (Malenco, Central Alps). *Terra abstracts, abstract suppl. No. 1 to Terra nova* 7, 314.
- MÜTZENBERG, S. 1986: Petrographische und strukturelle Untersuchungen am Bergell-Ostrand, südlich Maloja. Unpubl. Diplomarbeit ETH Zürich.

- PERETTI, A. 1983: Geologie und Petrographie der Forno-Serie. Piz dei Rossi. Unpubl. Diplomarbeit Univ. Zürich.
- 1985: Der Monte-del-Forno-Komplex am Bergell-Ostrand: Seine Lithostratigraphie, alpine Tektonik und Metamorphose. *Eclogae geol. Helv.* 78, 23–48.
- PERETTI, A. & KÖPPEL, V. 1986: Geochemical and lead isotope evidence for a mid-ocean ridge type mineralization within a polymetamorphic ophiolite complex (Monte del Forno, Northern Italy / Switzerland). *Earth and planet. Sci. Lett.* 80, 252–264.
- PETERS, T., SCHWANDER, H. & TROMMSDORFF, V. 1973: Assemblages among Tephroite, Pyroxmangite, Rhodochrosite, Quartz: Experimental Data and Occurrences in the Rhetic Alps. *Contr. Mineral. Petrol.* 42, 325–332.
- REBER, D. 1995: Petrographische und strukturelle Untersuchungen im oberen Val Malenco. Teil III. Unpubl. Diplomarbeit, ETH Zürich.
- RING, U. 1994: The kinematics of the late Alpine Muretto fault and its relation to dextral transpression across the Periadriatic line. *Eclogae geol. Helv.* 87, 811–831.
- SCHMID, F. 1965: Zur Geologie der Umgebung von Tiefencastel (Kanton Graubünden). Diss. Univ. Zürich.
- SCHMID, S. M., & FROITZHEIM, N. 1993: Oblique slip and block rotation along the Engadine line. *Eclogae geol. Helv.* 86, 569–593.
- SCHMID, S. M., FROITZHEIM, N., PFIFFNER, O. A., SCHÖNBORN, G. & KISLING, E. in press: Geophysical-geological transect and tectonic evolution of the Swiss-Italian Alps. *Tectonics*.
- SCHMID, S. M., RÜCK, P. & SCHREURS, G. 1990: The significance of the Schams nappes for the reconstruction of the paleotectonic and orogenic evolution of the Pennine zone along the NFP-20 East traverse (Grisons, eastern Switzerland). *Mém. Soc. géol. France* 156, 263–287.
- SCHREURS, G. in press: The Schams nappes, part 2. Structural analysis of the Schams nappes and adjacent tectonic units in the Pennine zone. *Beitr. geol. Karte Schweiz N.F.* 167.
- SCHUMACHER, T. 1975: Geologisch-petrographische Untersuchungen des Malenco-Serpentinit und der Margnagesteine bei Chiareggio. Unpubl. Diplomarbeit ETH Zürich.
- SPILLMANN, P. 1993: Die Geologie des penninisch-ostalpinen Grenzbereichs im südlichen Berninagebirge. Diss. ETH Zürich Nr. 10175.
- STEINMANN, M. 1994: Ein Beckenmodell für das Nordpenninikum der Ostschweiz. *Jb. geol. Bundesanst.* (Wien) 137, 675–721.
- STÖCKLIN, J. 1949: Zur Geologie der nördlichen Err-Gruppe zwischen Val d'Err und Weissenstein (Graubünden). Diss. Univ. Zürich.
- TROMMSDORFF, V. & EVANS B.W. 1972: Progressive metamorphism of antigorite schists in the Bergell tonalite aureole (Italy). *Amer. J. Sci.* 272, 423–437.
- TROMMSDORFF, V. & NIEVERGELT, P. 1983: The Bregaglia (Bergell) Iorio Intrusive and its field relations. *Mem. Soc. geol. It.* 26, 55–68.
- TROMMSDORFF, V., PICCARDO, G.B. & 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. 1980: Geology of Switzerland; a guide-book. Wepf & Co., Basel.
- ULRICH, T. 1995: Petrographische Untersuchungen im oberen Val Malenco. Teil I. Unpubl. Diplomarbeit ETH Zürich.
- WEH, M. 1992: Struktureogeologische und stratigraphische Untersuchung der Albula-Zone (Ostalpin) im Raum Preda, Kanton Graubünden. Unpubl. Diplomarbeit Univ. Zürich.
- WEISSERT, H.J. & BERNOLLI, D. 1985: A transform margin in the Mesozoic Tethys: evidence from the Swiss Alps. *Geol. Rdsch.* 74, 665–679.