

Geologischer Atlas der Schweiz Atlante geologico della Svizzera

1:25 000

Blatt

1277 Piz Bernina

Topografie: Landeskarte der Schweiz 1:25 000

(Atlasblatt 119)

Erläuterungen

verfasst von

PETER SPILLMANN und VOLKMAR TROMMSDORFF †

Mit 28 Textfiguren, 3 Tabellen und 1 Tafelbeilage

2007

Herausgegeben vom Bundesamt für Landestopografie swisstopo

Publicato dall'Ufficio federale di topografia swisstopo

Empfehlung für die Angabe in einem Literaturverzeichnis*Karte:*

SPILLMANN, P. & TROMMSDORFF, V. (2005): Blatt 1277 Piz Bernina. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte 119.

Erläuterungen:

SPILLMANN, P. & TROMMSDORFF, V. (2007): Blatt 1277 Piz Bernina. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 119.

© 2007, Bundesamt für Landestopografie, CH-3084 Wabern. – Alle Rechte vorbehalten. Übersetzungen und analoge oder digitale Vervielfältigungen dieses Dokuments oder von Teilen davon, die nicht ausschliesslich dem privaten Eigengebrauch dienen, sind nur mit Erlaubnis des Herausgebers gestattet.

Das Bundesamt für Landestopografie swisstopo ist ein Unternehmensbereich der armasuisse.

ISSN 1420-2913

ISBN 978-3-302-40013-6

INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort.....	4
Einleitung.....	5
Geographisch-geologische Übersicht.....	6
Petrographie und Stratigraphie.....	8
Oberpenninikum.....	8
Malenco-Forno-Lizun-Decke	8
Platta-Decke	12
Unterostalpin.....	19
Kristallin der Margna-Decke.....	20
Altkristallin.....	20
Spät- bis postvariskische Intrusivgesteine.....	29
Kristallin der Bernina-Decke s. I.....	34
Kristallin der Sella-Teildecke	34
Altkristallin.....	35
Spätvariskische Intrusivgesteine	38
Postvariskische Ganggesteine	42
Kristallin der Corvatsch-Teildecke und der Chastelets-Einheit.....	43
Altkristallin.....	43
Spätvariskische Intrusivgesteine	44
Spät- und postvariskische Gang- und Effusivgesteine.....	47
Kristallin der Bernina-Decke s. str.	49
Altkristallin.....	49
Spät- und postvariskische Intrusivgesteine.....	51
Postvariskische subvulkanische und vulkanische Gesteine	60
Mesozoische Sedimentbedeckung.....	63
Quartär	78
Tektonik.....	97
Tektonische Gliederung des Bernina-Massivs und angrenzender Gebiete.....	97
Überblick über die petrologisch-tektonische Entwicklung des Bernina-Gebirges	107
Rohstoffe	122
Hydrogeologie	123
Literaturverzeichnis	126
Publizierte geologische Karten.....	138

VORWORT

Das Atlasblatt Nr. 119 Piz Bernina ist das Resultat zahlreicher neuerer Forschungsarbeiten, die zwischen 1965 und 1994 ausgeführt worden sind, hauptsächlich durch bzw. unter der Leitung von Volkmar Trommsdorff, Professor an der ETH Zürich. Peter Spillmann führte im Auftrage der Landesgeologie die Kompilation der vorhandenen Teilkarten sowie einige lokale Ergänzungen und Revisionen durch. Im Laufe der redaktionellen Bearbeitung wurden dann auch die im vergangenen Jahrzehnt im Umfeld der stark zurückgeschmolzenen Gletscher neu zum Vorschein gekommenen Aufschlüsse nachkartiert. Diese Arbeit wurde ebenfalls von P. Spillmann ausgeführt.

Die wissenschaftliche Review des vorliegenden Kartenblattes und der dazugehörigen Erläuterungen wurde von der Schweizerischen Geologischen Kommission (Leitung Prof. A. Pfiffner) koordiniert und in verdankenswerter Weise von Prof. D. Bernoulli, Prof. O. Müntener und Prof. M. Maisch ausgeführt.

Den Geologen, die im vorliegenden, sehr anspruchsvollen Terrain eine Kartierung ausgeführt haben, aber auch allen übrigen Beteiligten, die in irgend einer Weise zum Gelingen des vorliegenden Kartenblattes beigetragen haben, sei unser wärmster Dank ausgesprochen. Ein besonderer Dank gilt aber auch Rudolf Staub, der mit seiner 1946 publizierten «Geologischen Karte der Bernina-Gruppe» (Geologische Spezialkarte Nr. 118, Massst. 1:50 000) in hohem Masse zur Kenntnis und zum Verständnis dieses Gebietes beigetragen hat. R. Staub fand denn auch seine letzte Ruhestätte im kleinen Bergfriedhof neben dem Kirchlein von Fex, inmitten seiner geliebten Bündner Berge.

V. Trommsdorff, der geistige Vater dieser Karte, hat die Fertigstellung seines Werkes leider nicht mehr erleben dürfen. Er verstarb am Tage des letzten Farbdurchganges.

September 2007

Bundesamt für Landestopografie
Geologische Landesaufnahme

EINLEITUNG

V. Trommsdorff begann 1965 mit der Kartierung im Gebiet des Atlasblattes Piz Bernina und legte gleichzeitig eine umfangreiche Handstücksammlung an. Zwischen 1970 und 1990 folgte eine Reihe von Diplomarbeiten: Die Kartierungen von SEGER (1971), WANNER (1971) und DIETRICH (1971) im Fextal wurden unter der Leitung von A. Gansser am Geologischen Institut der Univ. Zürich ausgeführt. Die weiteren verwendeten Arbeiten entstanden am Institut für Mineralogie und Petrographie der ETH-Zürich unter dem Referat von V. Trommsdorff: BUCHER (1972), PFEIFER (1972), AEMISSEGGER (1976) und RAZ (1977) arbeiteten im Malenco-Gebiet, während KÜNDIG (1982), STÄUBLI (1982), PHILIPP (1982a), MÜLLER (1982), MÜNGER (1982) und RAGETH (1982) im Oberengadin, im Bereich der Bernina-Decke s.l. und den Platta-Ophiolithen tätig waren. Ab 1985 lag das Schwergewicht auf der Bearbeitung der Margna-Decke, die von GUNTLI (1987), LINIGER (1987), SPILLMANN (1988), ZINGG (1988), HERMANN (1991) und MÜNTENER (1991) kartiert und untersucht wurde. Wertvolle Impulse lieferte im Weiteren die Arbeit von BÜCHI (1987) am Nordrand des vorliegenden Atlasblattes. In den Jahren 1989–1993 schliesslich bearbeitete P. Spillmann im Rahmen einer Dissertation die tektonische Entwicklung des penninisch-ostalpinen Grenzbereichs im Bernina-Gebirge (SPILLMANN 1993).

Alle diese Arbeiten bildeten die Grundlage für die Kompilation des vorliegenden Kartenblattes. Einige noch bestehende Kartierungslücken wurden in den Feldsommern 1993 und 1994 geschlossen. Ebenfalls wurde eine Überarbeitung des Quartärs vorgenommen. Dabei waren die Kontakte mit W. Häberli, D. Vonder Mühl und M. Hölzle, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Wasserbau der ETH-Zürich, und M. Maisch, Geographisches Institut der Universität Zürich, sowie die Hilfe von P. Nievergelt (ETH Zürich, Luftbilddauswertung) sehr wertvoll. Wegen des ab dem Ende der 1980er Jahre markant verstärkten Gletscherschwundes wurden 2002 Nachkartierungen ausgeführt. Diskussionen mit S. M. Schmid, A. Montrasio, H. Furrer, N. Froitzheim, G. Manatschal, P. Nievergelt und V. Dietrich lieferten ebenfalls wertvolle Impulse.

Verdankungen

Die Autoren möchten sich bei all denen bedanken, die in irgendeiner Art an der Entstehung des vorliegenden Atlasblattes mitgeholfen haben. Speziell seien hier die Freunde, Kollegen und Studenten erwähnt, die insbesondere als Seilpartner zahlreiche Begehungen erst ermöglicht haben. Zahlreiche Hüttenwarte, Hotelwirte, aber auch Steinbruchbetreiber und Sennen beidseits der Landesgrenze sorgten für kulinarische und gesellige Momente während der Feldarbeit.

R. Kündig und R. Vogler von der Schweizerischen Geotechnischen Kommission und der Firma Geotest AG sei herzlich gedankt für die zur Verfügung gestellte Infrastruktur. Ebenfalls gedankt sei dem Amt für Umwelt Graubünden, das Angaben zu Sondierungen und zur Hydrogeologie beisteuerte. Für die Unterstützung und die Geduld bei der Reinzeichnung des Atlasblattes bedanken wir uns bei den Herren H. Fischer und L. Jemelin, für die sorgfältige und engagierte, redaktionelle und kartographische Umsetzung bei Y. Gouffon und R. Trüssel der Landesgeologie (swisstopo). Die Karte und Erläuterungen haben zudem von der sorgfältigen und konstruktiven Begutachtung durch D. Bernoulli, M. Maisch, O. Müntener und A. Isler profitiert. Wertvolle Impulse lieferten ausserdem die Diskussionen mit Tj. Peters, der das benachbarte Blatt St. Moritz bearbeitete.

Leider ist V. Trommsdorff kurz vor der Fertigstellung des Blattes verstorben. P. Spillmann widmet diese Arbeit seinem Andenken.

GEOGRAPHISCH-GEOLOGISCHE ÜBERSICHT

Das Bernina-Gebirge liegt im Bereich der südöstlichen Zentralalpen. Sein Hauptkamm verläuft entlang der schweizerisch-italienischen Landesgrenze (Kanton Graubünden, Provinz Sondrio) und kulminiert im Piz Bernina (4048,6 m ü. M.). Der überwiegende Teil des Kartenblattes bedeckt hochalpines Gelände. Besiedeltes Gebiet findet sich einzig in der Gemeinde Sils/Segl im Nordwesten des Blattes. Die Täler Fedoz, Fex und Roseg sowie die italienischen Gebiete um die Alpe Fora (Val Forasco) und den Lago di Gera werden berglandwirtschaftlich genutzt. Die Gebiete Furtschellas-Corvatsch und die Diavolezza sind durch Seilbahnen touristisch erschlossen. Dem Besucher stehen zahlreiche Clubhütten des Schweizerischen Alpenclubs (SAC) und des Club Alpino Italiano (CAI) sowie etliche Berghotels zur Verfügung. Zahlreiche Gebiete im Hochgebirge sind aus alpinistischen Gründen und wegen der Gefährdung durch Stein- und Eisschlag nur erschwert oder nicht zugänglich. Eine direkte Beobachtung am Aufschluss ist daher in weiten Gebieten nicht möglich. Die gängigsten Routen sind im SAC-Clubführer «Bündner Alpen, Band V, Bernina-Gruppe» (GIULIANI 2007) beschrieben.

Tektonisch gesehen liegt das Bernina-Gebirge im südlichsten Abschnitt der Penninikum/Ostalpin-Grenze der östlichen Zentralalpen (Rhätische Alpen). Der Deckenstapel des Bernina-Gebirges umfasst oberpenninische und unterostalpine Einheiten. Entsprechend dem allgemeinen Einfallen der tektonischen Elemente nach NE sind die tektonisch tiefsten Einheiten im Westen und Süden des Kartenblattes aufgeschlossen. Im Bereich der Aufschlüsse der tiefsten unterostalpinen Decke, der Margna-Decke, sind zwischen Monte dell'Oro und Piz Tremoggia Gipfel zwischen 3000 und 3400 m anzutreffen. Die nächsthöhere tektonische

Einheit, die Sella-Teildecke, baut die Gipfelreihe der Sella-Gruppe mit Höhen um 3500 m auf. Die Corvatsch-Teildecke, die im Rosegtal (Val Roseg) auf die Sella-Teildecke sowie im Norden auf die Platta-Decke überschoben ist, ist am N-S-orientierten Grat zwischen Val Fex und Val Roseg aufgeschlossen.

Das Kerngebiet des Bernina-Massivs wird von Gesteinen der Bernina-Decke s. str. aufgebaut. Der Hauptkamm zwischen Piz Roseg und Piz Palü umfasst sieben über 3900 m hohe Gipfel. Der sich vom Piz Bernina über den Piz Morteratsch nach Norden erstreckende Grat gliedert das Bernina-Gebirge in die Täler Morteratsch und Roseg. Die hauptsächlich aus wenig deformierten, spät- und postvariskischen Intrusivgesteinen aufgebaute Bernina-Decke s. str. wird durch diese Täler weiträumig gegliedert und tief eingeschnitten. Eine etwas bescheidenere Ausführung dieser Szenerie wiederholt sich im westlichen Teil des Kartenblattes in der Gestalt der nach NNW entwässernden Täler Fex und Fedoz. Diese Talungen verlaufen in etwa parallel zum Streichen der alpin stark überprägten Schiefer und Gneise der Margna-Decke und geben einen guten Einblick in deren interne Struktur. Gegen Süden fällt der Hauptkamm des Bernina-Massivs steil in die Valmalenco ab. Unterbrochen wird dieser Steilabfall durch ausgedehnte Gletscherflächen, die zum Teil den Deckenstapel morphologisch nachzeichnen. So liegt z.B. die Vedretta di Scerscen inferiore im Niveau der Tremoggia-Mulde, welche als Deckentrenner zwischen Margna-Decke und Bernina-Decke s. l. fungiert und die Vedretta di Scerscen superiore folgt der Fortsetzung der mylonitischen Sedimentzonen der tieferen Bernina-Decke s. l., welche die Sella- und die Corvatsch-Teildecke abgrenzen.

Der Nordwesten des Kartenblattes umfasst bei Sils/Segl einen kurzen Abschnitt der Oberengadiner Seenplatte. Das breite Hochtal des Oberengadins folgt dem Streichen einer spätalpinen Bruchzone, der Engadiner Linie, und trennt das Bernina-Gebirge von der Err-Julier-Gruppe.

PETROGRAPHIE UND STRATIGRAPHIE

OBERPENNINIKUM

Oberpenninische Ophiolith-Einheiten treten im Gebiet des Bernina-Massivs auf zwei tektonischen Niveaus auf (siehe tekt. Übersichtskärtchen):

- Die *Malenco-Forno-Lizun-Decke* stellt die tektonisch tiefste Einheit der Bernina-Gruppe dar und liegt unter der unterostalpinen Margna-Decke.
- Die *Platta-Decke* bildet im Oberengadin das Hangende der Margna-Decke. Im Fextal keilt sie zwischen der Sella- und der Corvatsch-Teildecke (Bernina-Decke s. l.) aus.

In diesem Kapitel werden die basischen und die ultrabasischen Gesteine der Ophiolitheinheiten beschrieben. Die metamorphe Sedimentbedeckung (Mittlerer Jura bis Frühe Kreide) des ehemaligen Ozeanbodens wird gemeinsam mit den Metasedimenten der unterostalpinen Decken abgehandelt.

MALENCO-FORNO-LIZUN-DECKE

Die Malenco-Forno-Lizun-Decke ist das tektonisch tiefste Element, das im Gebiet des Atlasblattes aufgeschlossen ist. Sie gliedert sich in drei tektonisch-lithologische Einheiten:

- den Malenco-Serpentinit, welcher im südlichen Teil des Atlasblattes im Liegenden der Margna-Decke auftritt. Er ist Teil des über eine Fläche von ca. 130 km² aufgeschlossenen Ultramafitkörpers der Valmalenco.
- den Monte-del-Forno-Komplex, der ebenfalls im Liegenden der Margna-Decke auftritt und den Malenco-Serpentinit gegen Westen ablöst. Dieser ist nur im äussersten Südwesten des Kartenblattes vorhanden. Es handelt sich um einen Ophiolithkomplex, der aus einer vulkanischen Basis (Forno-Amphibolit) und einer spätjurassisch-kretazischen Sedimentbedeckung (Rossi- und Muretto-Formation) besteht.
- die Lizun-Grünschiefer. Diese bilden die Fortsetzung des Monte-del-Forno-Komplexes nördlich der Engadiner Linie (ausserhalb des Atlasblattes).

S_M Malenco-Serpentinit

Petrographisch besteht der Malenco-Serpentinit aus Chlorit und/oder Brucit führenden, magnetitreichen Antigoritschiefern mit wechselndem Gehalt an Diopsid und Olivin. Im Handstück handelt es sich um grüne bis rostrotbraun anwitternde Schiefer mit schwarzen, gelängten Erzaggregaten, die zur Hauptsache aus Magnetit bestehen. Dies kann zu starken Auslenkungen der Magnetnadel führen. Im Weiteren wurden die opaken Phasen Perovskit, Ilmenit, Pentlandit, Awaruit, Taenit, Heazlewoodit, Chalkopyrit sowie Kupferlegierungen beschrieben (PERETTI 1988).

Zahlreiche Vorkommen von idiomorphen, würfeligem Perovskitkristallen mit weiteren gut auskristallisierten Erzmineralien in kalzitischen Adern finden sich südlich der Cime di Musella (BEDOGNÉ et al. 1993). Östlich der Forcella d'Entova, auf ca. 2800 m, wurden idiomorphe Magnetite, würfeliges Perovskit, Chalkopyrit und selten Tremolit in Kalzitadern beobachtet (SIGISMUND 1949) und südwestlich der Sassa d'Entova, auf 2550 m unterhalb Pkt. 2608 m, sind grünblaue Chlorite (Klinochlor-Pennin), tafelige Ilmenitkristalle (bis 5 cm), Magnetitoktaeder und Titanklinohumit in Kalzitadern vorhanden (GRAMACCIOLI 1962).

Die Schieferungsflächen sind häufig verfault bis fein krenuliert. Z. T. interferieren zwei sehr feine Krenulationen miteinander. In stark deformierten Bereichen kann die Krenulation oder die Kleinfältelung eine neue Schieferung generieren. Die Längung der Erzaggregate in den Schieferungsflächen definiert eine Streckungslineation.

Die mikroskopisch erkennbare Mineralparagenese Antigorit, Diopsid und Olivin belegt eine alpine Regionalmetamorphose in oberer Grünschieferfazies (TROMMSDORFF & EVANS 1974). Im auf dem Atlasblatt dargestellten obersten Teil des Malenco-Serpentinites ist alpin gebildeter Olivin selten. Hingegen kann vereinzelt Brucit, ein Edukt olivinbildender Reaktionen, beobachtet werden. In den unteren Teilen der Serpentinitmasse (Valle di Scerscen, Alpe Fora) ist alpin gebildeter Olivin jedoch häufiger. Neben Antigorit wurde auch Chrysotil als weiteres gesteinsbildendes Serpentinmineral beobachtet (MELLINI et al. 1987, PERETTI 1988).

Vom ursprünglich peridotitischen Mineralbestand sind noch reliktsche Klinopyroxene erhalten. Klinopyroxen-, magnetit- und chloritreiche Lagen sind Ausdruck eines primären, magmatischen Lagenbaus.

MÜNTENER & HERMANN (1994) beschreiben idiomorphe Granate (Andradit, Melanit und Demantoid), Perovskit und Vesuvian in einer dieser Lagen bei 790.920/133.800 (südlich der Cime di Musella, knapp ausserhalb des Kartenblattes). BEDOGNÉ et al. (1993) interpretieren diese Vorkommen jedoch als Metarodingite.

Titanklinohumit, Titanklinohumitadern

Titanklinohumit tritt gesteinsbildend oder in Adern auf. Letztere enthalten 5–30 mm grosse Olivin- und Titanklinohumitkristalle sowie bis 10 cm lange, verbogene Chloritsäulen mit Durchmessern von 5–10 mm. Diese Adern sind älter

als die alpine Hauptschieferung. Durch die intensive Deformation sind sie häufig zu einzelnen Knollen zerrissen, die boudinartig in der Schieferung liegen. Besonders zahlreich sind Titanklinohumit-Olivin-Chloritknollen im Gebiet nordöstlich der Alpe Fora (SPILLMANN 1988). Beschreibungen der Mineralogie und der Petrographie dieser Adern sind in DE QUERVAIN (1938), SIGISMUND (1949), TROMMSDORFF & EVANS (1980) und WEISS (1997) publiziert.

SPILLMANN (1988) beobachtete nördlich der Alpe Fora (782.180/134.600) auch eine undeformierte, diopsidhaltige Titanklinohumit-Olivin-Chloritader, die aus einer aderparallelen Felsplatte herauswittert. Diese 2–5 cm mächtige, steilstehende Ader verläuft diskordant zur flachliegenden, alpinen Hauptschieferung des umgebenden Serpentinits und wurde offensichtlich erst nach derselben gebildet.

Aktinolith-(Strahlstein-)Adern, späte Adern im Allgemeinen

Aktinolithadern sind im Serpentinitt nahe des Überschiebungskontaktes zur hangenden Margna-Decke häufig. Der Überschiebungskontakt selbst ist zwar selten aufgeschlossen, doch finden sich entlang desselben im Schutt grüne, gerundete Knollen, die aus grobstängeligen, strahligen Aktinolith bestehen. Neben der grobstängeligen Ausbildung als Strahlsteine treten seltener aktinolithreiche Schiefer auf, mit feinstängeligen, in die Schieferungsfläche eingeregeltten Aktinolithkristallen. In der Schieferungsfläche selbst sind sie unregelmäßig. Anstehende Aktinolithadern sind südlich des Pass dal Tremoggia, am SW-Grat der Sassa d'Ëntova sowie an der Forcella d'Ëntova gefunden worden.

Eine Zonierung der aktinolithreichen Adern wurde an einem Aufschluss südlich des Piz Tremoggia beobachtet (783.030/134.905; SPILLMANN 1988): Die max. 0,5 m mächtige Ader durchsetzt diskordant den geschieferten, leicht dolomithaltigen Serpentinitt. Der Aderrand besteht aus feinkörnigem Talk und Chlorit. Gegen das Innere der Ader folgt ein Bereich mit grobstängeligen, strahligen Aktinolithkristallen. Das Zentrum der Ader besteht aus einem groben, unregelmässigen Filz aus blättrigem Chlorit.

Gelbgrüner Edelserpentin und faseriger Chrysotilasbest kristallisierte in späten, spröde deformierten Adern, Scherzonen und Falten (Kinkzonen). HERMANN (1991) und MÜNTENER (1991) beschreiben im Weiteren Chlorit-Diopsidadern als späte Bildungen.

S_{Mk} Karbonathaltige Serpentinite, Ophikarbonate

Das Auftreten von Ophikarbonaten konzentriert sich im Gebiet des Atlasblattes auf stark deformierte Zonen nahe der Überschiebung der Margna-Decke. Bei den Karbonaten handelt es sich um Magnesit oder Dolomit, seltener Kalzit. Dieselben bilden gelängte, grobkörnige Aggregate in meist talkhaltigen Serpentinitten. Im Weiteren tritt Tremolit auf. Dolomit kommt bei Koord. 782.700/

134.530 auch als Klufthmineral in talkreichen Klüften vor. Diese Ophikarbonate werden aufgrund ihres Auftretens und ihres Gefüges als metasomatische Bildungen im Nahbereich der Überschiebung der Margna-Decke interpretiert.

Beim Aufschluss nordwestlich der Alpe Fellaria (792.960/134.200) handelt es sich um kalzitische Ophikarbonate. Der Karbonatgehalt dieser Gesteine ist variabel und generell höher als in den oben beschriebenen, metasomatisch gebildeten, karbonathaltigen Serpentiniten. Ähnliche kalzitische Ophikarbonate am Pass d'Ur (ausserhalb des Kartenblattes, siehe tekt. Übersichtskärtchen) wurden aufgrund von Analysen der Kohlenstoff- und Sauerstoff-Isotopenverhältnisse als marine Bildungen interpretiert (BENNING & SIDLER 1992). Marine Ophikarbonate treten im Malenco-Serpentinit auch bei Campo-Francia in der Val Scermendone und in der Val Ventina (ausserhalb des Atlasblattes) auf (TROMMSDORFF & EVANS 1977, MONTRASIO 1984, POZZORINI 1996, POZZORINI & FRUEH-GREEN 1996).

O_F Forno-Amphibolit

Aufschlüsse des Forno-Amphibolits finden sich ausschliesslich in der südwestlichsten Ecke des Atlasblattes. Der tektonische Kontakt zur überschobenen Margna-Decke ist nicht aufgeschlossen. Ebenso ist die im Talgrund der Val Muretto verlaufende Muretto-Störung von Schutt bedeckt.

Der Forno-Amphibolit stellt im vom Atlasblatt abgedeckten Gebiet einen getüpfelten Porphyroblasten-Amphibolit dar (GYR 1967, GAUTSCHI 1980, DIETHELM 1984, GIERÉ 1984, PERETTI 1985). Bei den am Handstück gut erkennbaren Porphyroblasten handelt es sich um 0,5–3 mm grosse, rundliche bis flaserige Plagioklase (Albit–Oligoklas), die metamorph gebildet wurden. Das Gestein ist infolge des variierenden Plagioklasgehaltes z. T. gebändert. Relikte von magmatischen Phänokristallen fehlen in diesen als Metabasalte interpretierten Amphiboliten. Hingegen sind lokal Pillowstrukturen und Hyaloklastite (MONTRASIO 1973) zu beobachten. Im Umfeld derselben sind netzartig verästelte und lateral auskeilende Epidotschlieren und Kalksilikatlagen («Interpillow-Sedimente») vorhanden. Der Chemismus bzw. der Spurenelementgehalt des Forno-Amphibolits (RIKLIN 1977, GAUTSCHI 1980, DE CAPITANI et al. 1981, PERETTI & KÖPPEL 1986, PUSCHNIG 1998, 2000) ist vergleichbar mit demjenigen vulkanischer Gesteine an mittelozeanischen Rücken (MORB – «Mid-Oceanic Ridge Basalts» – des T-Typs).

Die innerhalb des Atlasblattes gelegenen Aufschlüsse des Forno-Amphibolits liegen im äusseren Bereich der Kontaktaureole der Bergeller Intrusion. Die kontaktmetamorphe Überprägung der regionalmetamorphen Mineralparagenese äussert sich in einer Ummantelung der regionalmetamorphen, aktinolithischen Amphibole durch pargasitische Hornblende (GAUTSCHI 1980) und einer randlichen Zunahme des Anorthitgehaltes der Plagioklase (RIKLIN 1977, GAUTSCHI 1980).

Die Sedimentbedeckung des Forno-Amphibolits (FERRARIO & MONTRASIO 1976, PERETTI 1985) ist im südlichen Teil der Val Muretto, im Liegenden der Gneise der Margna-Decke, aufgeschlossen. Im Gebiet des Atlasblattes sind diese kalkhaltigen Glimmerschiefer von Hangschutt bedeckt.

PLATTA-DECKE

Die Platta-Decke besteht zur Hauptsache aus ophiolithischem Grundgebirge (Serpentinit, Gabbro, Metabasalte und Grünschiefer) sowie untergeordneten mitteljurassisch-kretazischen Sedimenten. Die Platta-Ophiolithe bilden keine kohärente Überschiebungsdecke, sondern zeigen eine starke Zergliederung in einzelne Schuppen, die z.T. auch nicht ophiolithisches Material (Kristallin, Kristallin-Brekzien, prä-mitteljurassische Sedimente) enthalten.

Beschreibungen der Platta-Ophiolithe finden sich in STAUB (1915b), CORNELIUS (1935), DIETRICH (1970), DIETRICH (1971), DE CAPITANI (1983), MANATSCHAL & NIEVERGELT (1997), DESMURS (2001), DESMURS et al. (2001), MÜNTENER & HERMANN (2001), SCHALTEGGER et al. (2002), BERNOULLI et al. (2003), DESMURS et al. (2003), MANATSCHAL et al. (2003) und MÜNTENER et al. (2004). Aus den neueren Arbeiten resultierte die Teilung der Platta-Ophiolithe in eine Obere und eine Untere Serpentinit-Einheit, welche sich bezüglich Struktur und Entwicklung der basischen und ultrabasischen Gesteine deutlich voneinander unterscheiden. Aufgrund der bestehenden Beschreibungen und der Dominanz basischer Gesteine sind die Aufschlüsse der Platta-Decke südlich der Engadiner Linie wohl zur Unteren Serpentinit-Einheit zu stellen (inkl. «Furtschellas-Grialetsch-Grat-Schuppe»; KÜNDIG 1982, STÄUBLI 1982).

Im vorderen Fextal sind die Platta-Ophiolithe mit Gesteinen der Margna-Decke und der Sella-Teildecke verschuppt. In Analogie zur Platta-Decke im Oberhalbstein (MANATSCHAL & NIEVERGELT 1997) könnte es sich dabei teilweise auch um abgescherte Teile des Kontinentalrandes handeln («extensional allochthons»). Gegen Süden keilen sie zwischen der Sella-Teildecke im Liegenden und der Corvatsch-Teildecke im Hangenden aus. Die Beschreibung der Lithologie der Platta-Ophiolithe folgt zur Hauptsache den Diplomarbeiten von KÜNDIG (1982; Ultramafitite) und STÄUBLI (1982; basische Gesteine).

Eine Exkursion durch das Gebiet der Platta-Ophiolithe ab der Mittelstation der Luftseilbahn Surlej–Silvapiana–Corvatsch (Corvatschbahn) bis zum Furtschellas-Grat ist in TROMMSDORFF et al. (1975) beschrieben.

S_p Serpentinit

Im Gelände sind die Serpentinataufschlüsse oft anhand der reduzierten Dichte der Vegetationsdecke zu erkennen.

Bei den Serpentiniten handelt es sich mehrheitlich um Antigoritserpentinite. Reine Antigoritfelse finden sich im Gebiet zwischen Ils Homins und Ils Lejins. Die Serpentinite am Lej da Silvaplauna sowie im Gebiet Grialetsch-Furtschellas dagegen enthalten neben Antigorit auch Chrysotil (bis 55 %) als Serpentinmineral. Lizardit konnte nirgends eindeutig nachgewiesen werden (KÜNDIG 1982). In den Serpentiniten mit erhöhtem Chrysotilanteil sind oft Relikte des ursprünglichen, peridotitischen Mineralbestandes zu beobachten (Klinopyroxene, Pseudomorphosen nach Orthopyroxen und Olivin).

Die antigoritreichen Serpentinite sind dicht, homogen und massig ausgebildet und von sehr dunkler, schwarzgrüner Farbe. Grün-schwarz glänzende Rutschharnische zerteilen das Gestein in grobe Blöcke.

Die dunkelgrünen, chrysotil- und antigorithaltigen Serpentinite zeigen makroskopisch erkennbare, flaschengrün bis milchigweiss schillernde Klinopyroxenkristalle (Augit). Mikroskopisch sind Relikte von primären Orthopyroxenen sowie Maschenstrukturen (pseudomorph nach Olivin) zu beobachten. Die zahlreichen Rutschharnische sind von hellgrünem Chrysotil (sog. Edelserpentin) überzogen.

Ein leichter Karbonatgehalt ist typisch für stark verwitterte Serpentinite. Das Karbonat ist dispers verteilt oder tritt in Form feinsten Äderchen auf. Diese Gesteine finden sich in Kontakt mit Ophikarbonaten und zeigen fließende Übergänge zu diesen.

Die Serpentinite in der Nachbarschaft der zwischen Grialetsch und Furtschellas gelegenen Diabasintrusionen sind stark vertalkt. Der Talk ist dispers verteilt oder tritt in Schlieren auf. Es bestehen Übergänge zu eigentlichen Talk-schiefern.

Als alpine Mineralneubildungen sind neben Serpentinmineralien Amphibole (Tremolit, Aktinolith), Karbonate und sehr selten Diopsid vorhanden. Die Entstehung der Amphibole ist an Kalzit oder Dolomit führende Serpentinite gebunden. Dolomithaltige Serpentinite sind meistens vertalkt. Magnesit wurde nicht festgestellt. Ebenso konnte Olivin weder als Relikt des ursprünglichen Mineralbestandes noch als alpine Bildung erkannt werden. In stark vertalkten Serpentiniten tritt untergeordnet Titanit auf. In talkfreien, antigoritreichen Serpentiniten sind sehr selten geringe Mengen von Brucit nachweisbar.

Der Erzgehalt der Serpentinite ist relativ hoch (bis 15 %). An oxidischen und sulfidischen Erzmineralien wurden bestimmt: Magnetit, Hämatit, Ilmenit, Pyrit, Pentlandit, Kupferkies sowie braune Chromspinelle mit Magnetitrand. Die Erzkörner sind häufig von Chlorit umgeben.

Grössere sulfidische Vererzungen sind an den folgenden Lokalitäten zu beobachten: Ils Lejins (781.350/144.000), Sattel westlich Furtshellas (781.420/142.780, bis 1 cm grosse Pyritwürfel), nördlich Furtshellas (781.750/143.220), westlich Margun Surlej (782.000/145.900, Pyritwürfel und Pyritadern). Am Grialetsch-Grat (z.B. bei 780.500/143.120) tritt Pyrit mit Kupferkies in Klüften auf, zusammen mit Kalzit, Chlorit und Periklin. Der Kupfergehalt ist durch Malachitüberzüge angezeigt.

Bei den braunen Spinellen (Chrom-Aluminium-Eisenspinell) mit opakem Magnetitrand handelt es sich um Relikte des ursprünglichen, peridotitischen Mineralbestandes. Der Magnetitrand ist Ausdruck der alpinen Überprägung.

Harnische, Adern

Auf den Rutschharnischflächen kristallisierte gewöhnlich eine erzfreie, feine, gelblichgrünliche Chrysotilschicht. Die Harnischflächen zeigen keine einheitliche Orientierung. Chrysotil tritt aber auch in jungen Adern auf, wo er faserig dicht oder feinfaserig (Asbest) ausgebildet ist. Vereinzelt durchziehen dm-breite Adern aus Chrysotilasbest die Serpentine (bei Prugnieu, 780.400/145.000; Ils Homins, 780.700/144.350; Curtinella, 782.170/144.920).

Neben den Chrysotiladern ist auch Kluffantigorit zu beobachten. Diese Kluffüllungen sind älter als die Chrysotiladern. Eine spezielle Ausbildung von Kluffantigorit in Rosettenform ist bei Ils Lejins (781.350/144.040) und Ils Homins (780.700/144.300) zu beobachten.

Die Grösse der Serpentinbruchstücke in den Schutthalde unterhalb der Aufschlüsse gibt Auskunft über die Dichte der Rutschharnische und Adern im anstehenden Fels.

Nephrit

STAUB (1915b) beschreibt anstehendes Nephritmaterial am Kontakt zum überschobenen Corvatsch-Kristallin beim Furtshellas-Sattel. KÜNDIG (1982) bestätigt diese Diagnose nicht, beschreibt jedoch Nephritfunde im Blockschutt des Grialetsch-Furtshellas-Grates (780.500/143.160, 781.220/142.760). Es handelt sich dabei um zähe, scharfkantig brechende Aggregate aus Aktinolith-Tremolit. Südlich Curtinella (781.760/144.140) ist sehr feinkörniger Nephrit mit Fuchsit-Blättchen zu beobachten.

S_{pk} Ophikarbonat

Bei den als Ophikarbonate kartierten Gesteinen handelt es sich um stark karbonatisch durchaderte Serpentine oder um brekzienartige Gesteine.

Die stark durchaderten Ophikarbonate enthalten neben Kalzit untergeordnet auch Dolomit. Die Mächtigkeit der Adern variiert zwischen 0,5 mm und 3 cm. Daneben sind Karbonate auch dispers im Gestein verteilt.

Die brekziösen Gesteine sind ausschliesslich ophikalzitisch. Die Komponenten sind eckig und nicht sortiert. Die karbonatischen Bereiche sind grünlich-weiss und verwittern bräunlich. In der kalzitischen Grundmasse ist die Neubildung von Na-Tremolit zu beobachten (KÜNDIG 1982).

S_{Pr} Rodingit

Rodingite wurden an zwei Lokalitäten kartiert: oberhalb Prugnieu (780.440/144.950) und bei Ils Lejins (781.060/143.850).

Bei den Rodingiten von Prugnieu handelt es sich um mehrere Meter mächtige Linsen von feinkörnigem, hellem, Kalzit führendem Vesuvian-Grossular-Diopsidfels, mit akzessorischem Epidot und Chlorit sowie opaken Mineralien. Die feinkörnige Grundmasse der Rodingite besteht aus Granat (Hydrogrossular), Vesuvian und Chlorit und ist von verschiedenen Adergenerationen durchsetzt. In der Reihenfolge ihrer Entstehung sind dies: rötlichbraune Hydrogrossularadern, feinkörnige Kalzitadern mit Tremolit, olivgrüne Vesuvian-Diopsidadern, hellgrüne Vesuvian-Grossularadern sowie Kalzitadern als jüngste Bildungen.

Die Rodingite bei Ils Lejins sind teilweise unter Sprengschutt der Skipiste begraben. Die Kontakte zum Nebengestein sind nicht aufgeschlossen. Die hellgelblich bis flaschengrünen, dichten Gesteine sind stark durchadert und bestehen aus Epidot, Albit (Periklin in Klüften), Aktinolith, Titanit und Diopsid. Selten tritt bis 5 mm grosser Skapolith in Klüften auf.

O_p Grünschiefer i. Allg., Metapillowbrekzie, Metahyaloklastit

Die als *Grünschiefer i. Allg.* kartierten Gesteine werden als alpin überprägte, basische Effusivgesteine interpretiert (STÄUBLI 1982). Der effusive Charakter dieser Gesteine ist durch Pillowstrukturen (Kissenlaven) und hyaloklastische Lagen angezeigt. Die alpine Metamorphose und Deformation führten zu einer fast vollständigen Rekristallisation des präalpinen Mineralbestandes. Der neugebildete, alpine Mineralbestand ist einheitlich. Die charakteristische Paragenese besteht aus Albit, Chlorit, Epidot, Aktinolith und Quarz. Dazu kommen Serizit, Kalzit, opake Minerale (Pyrit, Hämatit, Ilmenit) sowie akzessorisch Titanit und Apatit. Kalzit tritt gesteinsbildend oder in jüngeren Adern auf.

Die Plagioklase sind überwiegend zu isometrischen, leicht gelängten Albitkörnern rekristallisiert. Vereinzelt sind jedoch grössere, stark saussuritisierte und serizitisierte, polysynthetisch verzwilligte Plagioklase zu erkennen. Diese können als magmatische Phänokristalle interpretiert werden. In einer der nachfolgend beschriebenen Ausbildungsarten der Grünschiefer sind Klinopyroxene zu beobachten, welche ebenfalls Relikte des magmatischen Mineralbestandes darstellen.

Aufgrund makroskopischer Merkmale können die Grünschiefer weiter unterteilt werden (STÄUBLI 1982) in:

Metapillowbrekzie, Metahyaloklastit: In diesen sehr inhomogenen Grünschiefern lassen sich Pillowfragmente als dunkelgrüne, variolenreiche, eckige Komponenten ausmachen. Die Matrix ist geschiefert und chloritreich. Die Komponenten sind z.T. auch schlierig und gelängt. Mikroskopisch zeigen sich leukoxen-, chlorit- und albitreiche Zonen, ähnlich dem Material, das in den Pillowlaven zwischen den Pillows angetroffen wird.

Klinopyroxen führender Grünschiefer: In diesen wenig geschieferten, massigen Grünschiefern treten schwarzgrüne, isometrische Klinopyroxene (bis 0,5 mm) auf. Gut zu erkennen sind diese Klinopyroxenkristalle auf angewitterten Schieferungsflächen. Diese Gesteine ähneln den intrusiven Diabasen am Grialetsch. Sie werden als Lagergänge oder grössere Lavaflüsse interpretiert. Randlich zeigen die Vorkommen dieses Typs Übergänge zu hyaloklastischer Ausbildung.

Metapillowlava: Deutliche Pillowstrukturen sind im Gebiet zwischen Ils Lejins (780.950/144.050), Ils Homins und Curtinella zu beobachten. Die alpine Deformation führte zu einer starken Plättung der ursprünglich relativ isometrischen Pillows in Richtung der Schieferung sowie zu einer Streckung in Richtung der Streckungslineation. Die ursprünglich glasige Randpartie der Pillows bildet eine 3–7 cm mächtige Zone mit gelblichgrünen Variolen und einem flaschengrünen Abschreckungsrand, bestehend aus Chlorit und Leukoxenschlieren mit Epidot sowie albitreichen Zonen. Die ursprünglich runden, glasigen Variolen sind ebenfalls stark geplättet und gelängt. Ihre Zahl nimmt gegen aussen ab. Das ursprüngliche Glas ist sehr feinkörnig rekristallisiert zu Albit, Epidot und wenig Aktinolith. Zwischen den Pillows können hyaloklastische Bereiche und sehr variolenreiches Material beobachtet werden.

Gebänderter Grünschiefer, Grünschiefer i. Allg., Prasinit: Unter diesem Begriff werden die Grünschiefer, die nicht eindeutig einer der oben beschriebenen Ausbildungsarten entsprechen, zusammengefasst. Die primären Gefüge sind stark überprägt. Die in den gebänderten Grünschiefern z.T. vorhandenen variolenreichen Lagen dürften auf stark geplättete Pillowstrukturen oder Hyaloklastite zurückgehen. Ein grosser Teil der Grünschiefer ist homogen, ohne erkennbare Strukturen. Die Variation der grünlichen Farbtonung ist durch wechselnde Epidot-, Chlorit- und Aktinolithgehalte bedingt. Adern und Linsen aus Kalzit, seltener Albit, sind häufig. Verbreitet sind auch bis 5 mm grosse Pyritwürfel.

γα Metagabbro
δβ Diabas

Das Auftreten von Intrusivgesteinen der Platta-Decke ist innerhalb des Kartenblattes auf das Gebiet zwischen Grialetsch und Furtschellas beschränkt. Zusammen mit den Serpentiniten, in die sie eingedrungen sind, bilden sie die tektonisch höchste Schuppe der Platta-Ophiolithe («Furtschellas-Grialetsch-Grat-Schuppe»; KÜNDIG 1982, STÄUBLI 1982). Diese Schuppe unterscheidet sich von den unterliegenden, stark deformierten Teilen der Platta-Ophiolithe durch das praktisch vollständige Fehlen einer penetrativen, alpintektonischen Überprägung. Der ursprüngliche Mineralbestand ist, entsprechend dem Grad der alpinen Metamorphose, statisch als grünschieferfazielle Paragenese rekristallisiert. Wegen der fehlenden Deformation ist das magmatische Gefüge mehrheitlich noch erkennbar.

Die Figur 1 zeigt den verfalteten Kontakt zwischen den mylonitischen Grünschiefern und Metasedimenten der Sella-Teildecke und der Platta-Decke und den wenig deformierten Serpentiniten und Diabasintrusionen der obersten Schuppe der Platta-Ophiolithe.

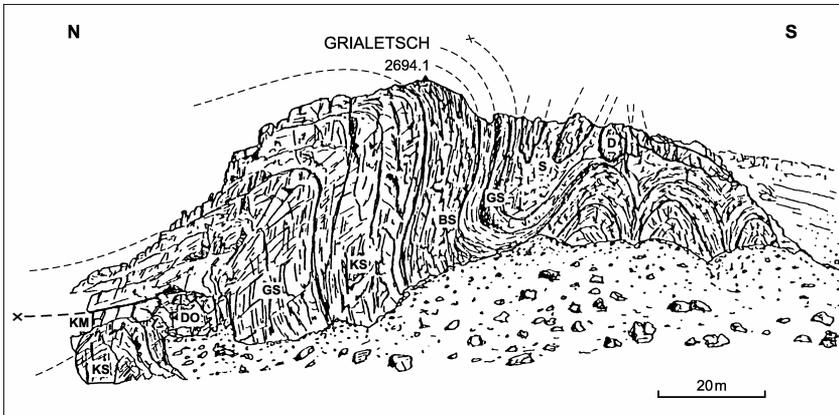


Fig. 1: Ansicht der Grialetsch-Westwand (780.500/143.140). Verfalteter Kontakt zwischen mylonitischen Grünschiefern und Metasedimenten der obersten, schwach deformierten Platta-Decke, bestehend aus Serpentin, der von Diabasgängen durchschlagen wird; BS: Kalkschiefer, D: Diabas, GS: Grünschiefer, KS: Kieselschiefer, S: Serpentin. Unten links: Sedimente der Sella-Teildecke; DO: Dolomit, KM: Kalkmarmor (aus STÄUBLI 1982 und KÜNDIG 1982).

Die porphyrischen Diabase enthalten idiomorphe Plagioklaskristalle (2,5 x 5 mm) als frühe Phänokristalle. Die makroskopisch gut erkennbaren Kristalle zeigen mikroskopisch eine starke Saussuritisierung mit Bildung von Epidot und Kalzit. Die Saussuritisierung der xeno- bis hypidiomorphen Plagioklase der Metagabbros ist dagegen weniger ausgeprägt.

Die Klinopyroxene (Augit) wurden von magmatisch gebildeter brauner Hornblende durchwachsen und verdrängt und von alpin gebildetem Aktinolith ummantelt. Die Pyroxenrelikte sind von Titanit, Leukoxen und Ilmenit durchsetzt. Entlang von Spaltrissen bildete sich Chlorit. In sehr grossen Pyroxenen können Orthopyroxenlamellen (Diallag) beobachtet werden. Einige Gabbros und Diabase enthalten als sekundäre Bildung (DESMURS et al. 2001) grünen bis rötlichgrauen Biotit in kleinen Plättchen (bis 0,5 mm).

Die *Diabase* können in zwei Varietäten gegliedert werden:

- Feinkörnige, gleichkörnige Diabase treten in schmalen, bis 50 cm mächtigen Gängen oder als Randfazies von grösseren Diabasmassen auf. Die dichten, dunkelgrünen Gesteine sind leicht geschiefert. Im Dünnschliff ist ein leicht fluidales bis massig richtungslose Gefüge zu erkennen. Im Übergang zu gröberporphyrischen Diabasen treten feine Plagioklasleisten auf. Phänokristalle sind makroskopisch keine zu erkennen.

Modalbestand: Plagioklas 40–50 %, Epidot-Klinozoisit 20–25 %, Amphibol 10–15 %, Klinopyroxen 5–20 %, Chlorit 7–10 %, Ti-Phasen 5 %.

- Die grobporphyrischen Diabase enthalten bis 1 cm lange, unregelmäßige, teilweise fluidal angeordnete, grünliche Plagioklaskristalle in einer feinkörnigen Grundmasse. Pyroxene sind nur selten makroskopisch erkennbar.

Modalbestand der Grundmasse: Epidot 30 %, Amphibol 15–20 %, Chlorit 10–15 %, Augit 10–20 %, Ti-Phasen 7–10 %.

Die mittel- bis grobkörnigen *Metagabbros* sind dunkelgrün-weissgelblich gefleckt. Die Textur ist meistens schiefrig bis flaserig, selten massig. Makroskopisch sind dunkle, bis 8 mm grosse Pyroxene und Amphibole und hypidiomorphe Plagioklase erkennbar.

Modalbestand: Plagioklas 35–40 %, Amphibol 30–35 %, Epidot-Klinozoisit 15–20 %, Chlorit 5–7 %, Augit 3–10 %, Ti-Phasen 4–7 %, Kalzit 1–3 %.

Kontaktverhältnisse, Geochemie, Abfolge der Intrusiva und Altersdaten

KÜNDIG (1982) und STÄUBLI (1982) zeigten, dass zuerst die Metagabbros in das ultrabasische Rahmengestein intrudiert sind. Diese wurden ihrerseits von den jüngeren, max. 50 cm breiten, feinkörnigen Diabasgängen durchschlagen, die mit feinen, cm-breiten Apophysen in die Metagabbros eingedrungen sind und Xenolithe von Gabbro aufweisen. Die grobporphyrischen, bis 5 m mächtigen Diabas-

gänge besitzen einen feinkörnig–mikroporpyrischen Reaktionssaum, der belegt, dass sie jünger als die umgebenden Serpentine sind. Mehrfachintrusionen von Diabas in Diabas sind häufig.

Die Orientierung der gangartigen Intrusionen ist sehr unregelmässig und entspricht keineswegs einem einheitlich ausgerichteten, parallelen Gangschwarm («sheeted dyke complex»).

Chemische Gesamtgesteinsanalysen der Grünschiefer, Diabase und Gabbros ergaben eine nahe Verwandtschaft mit rezenten Tholeiiten des Ozeanbodens (STÄUBLI 1982).

Die Chemie und Petrographie der basischen Gesteine der Platta-Decke ist im Detail in DESMURS et al. (2002) beschrieben. SCHALTEGGER et al. (2002) datierten Gabbros und ein Albitbruchstück aus einer Pillowbrekzie aus der Unteren Serpentin-Einheit im Oberhalbstein (U/Pb-Alter an Zirkon). Die Alter gruppieren sich um 161 ± 1 Ma (Dogger/Malm-Grenze).

UNTEROSTALPIN

Das Unterostalpin gliedert sich in das präalpine, variskisch geprägte Kristallin (Grundgebirge, «basement») und dessen postvariskische, mesozoische Sedi-mentbedeckung (Deckgebirge).

Die Abgrenzungen der unterostalpinen Decken im Bernina-Gebirge sind durch die mesozoischen Sedimente, die die Grundgebirgskörper der einzelnen tektonischen Elemente voneinander trennen, definiert. Die mächtigsten Vorkommen von mesozoischen Sedimenten innerhalb des Kartenblattes finden sich in der Fex-Schuppenzone und in deren südlicher Fortsetzung, der Tremoggia-Mulde. Die als Synklinale ausgebildete Tremoggia-Mulde trennt das Kristallin der Margna-Decke vom Kristallin der Bernina-Decke s. l.

Das unterostalpine Kristallin besteht aus

- altkristallinen Schiefen und Gneisen (präalpin und alpin überprägt) und
- spät- und postvariskischen, magmatischen Gesteinen (nur alpin überprägt).

Die altkristallinen Gneise und Schiefer bilden die Rahmengesteine der spät- und postvariskischen Intrusivgesteine. Sie zeigen, neben der alpinen Überprägung, eine präalpine Deformation und Metamorphose. Die spät- und postvariskischen Intrusivgesteine sind, analog zu den oberpenninischen Ophiolithgesteinen und zur mesozoischen Sedimentbedeckung, ausschliesslich alpin überprägt. Eine stratigraphische Zwischenstellung zwischen Kristallin und Sedimentbedeckung nehmen postvariskische, rhyolithische Gesteine ein.

KRISTALLIN DER MARGNA-DECKE

Das Kristallin der Margna-Decke lässt sich in vier lithologische Einheiten gliedern (SPILLMANN 1993, SPILLMANN & BÜCHI 1993):

- Maloja-Formation (Altkristallin, präalpin metamorph)
- Fedoz-Formation (Altkristallin, präalpin metamorph, granulitisch)
- Orthogneise (Fora- und Maloja-Gneise, spätvariskische Intrusiva)
- Fedoz-Metagabbro (postvariskische Intrusiva, granulitisch)

Eine Übersicht über die in der Literatur verwendete Nomenklatur und Gliederung des Kristallins der Margna-Decke ist in SPILLMANN (1993) tabellarisch dargestellt. Die hier verwendete Gliederung lehnt sich an die Arbeiten von CORNELIUS (1912) und STAUB (1914, 1915b, 1917b) an. Die von STAUB (1946) in der Legende zu seiner Bernina-Karte verwendete Gliederung konnte lediglich teilweise nachvollzogen werden.

Die Hauptschieferung in den altkristallinen Schiefen ist alpinen Alters, da sie mit der Schieferung in der mesozoischen Sedimentbedeckung identisch ist. Durch diese homogene, penetrative, alpine Verschieferung und Mylonitisierung der Margna-Decke ist die Definition der altkristallinen Lithologie erschwert. Die Spuren einer präalpinen Überprägung des Altkristallins sind nur reliktilsch vorhanden. Die Intrusivkontakte zwischen den spätvariskischen Intrusiva und den altkristallinen Einheiten sind durch die alpine Schieferung weitgehend überprägt und parallelisiert worden. Ursprüngliche Diskordanzen sind daher nur selten zu beobachten. Die Abgrenzung der Metasedimente der altkristallinen Maloja-Formation von den untertriadischen Schiefen an der Basis der mesozoischen Sedimentbedeckung ist wegen der starken alpinen Schieferung nicht exakt definierbar. In der stark verschuppten Fex-Schuppenzone wurden deshalb die detritische Basis der Sedimentbedeckung und die obersten Teile des Margna-Kristallins zusammengefasst als «Schiefer der Fex-Schuppenzone» auskartiert.

Gegen Osten dünnt die Margna-Decke sehr stark aus. Östlich der Valle di Scerscen ist das Altkristallin dieser Decke nur noch wenig mächtig und intensiv und mehrphasig deformiert. Es wird in diesem Bereich der Margna-Decke als Maloja-Formation bezeichnet. Eine klare Abgrenzung der altkristallinen Fedoz-Formation von den Orthogneisen oder vom Fedoz-Metagabbro ist aber nicht immer möglich.

ALTKRISTALLIN

Eine Unterscheidung der altkristallinen Gesteine der Maloja- und Fedoz-Formation («Maloja-Serie» und «Fedoz-Serie» von SPILLMANN 1993) ist am isolierten Handstück nur bedingt möglich. Die Kartierung erfordert die Beurteilung eines grösseren Gesteinsverbandes.

P_M Maloja-Formation

Die Aufschlüsse der Maloja-Formation in der mittleren Val Fex und am Grat zwischen Piz Led und Muott' Ota gehören zur Maloja-Teildecke, der höheren der beiden Teildecken der Margna-Decke (vgl. tekt. Übersichtskärtchen, Maloja-Kristallin), während die Schiefer in der hintersten Val Fex und in der Val Malenco der tieferen Fora-Teildecke (Fora-Kristallin) zugerechnet werden.

Die Schiefer der Maloja-Formation umfassen gebänderte, braungrau-rostig anwitternde, häufig flaserige Chlorit-Glimmerschiefer und Granat-Chlorit-Glimmerschiefer (Fig. 2a). Neben diesen Metapeliten treten basische und untergeordnet karbonatische Lagen auf.

Bei den basischen Gesteinen handelt es sich um massige, boudinierte Granatamphibolit-Körper oder um bänderungskonkordante Lagen von Epidotamphibolit, die kontinuierlich über epidot- und amphibolhaltige Glimmerschiefer in die metapelitischen Glimmerschiefer übergehen.

Bei den karbonatischen Lagen handelt es sich um geringmächtige (0,2–1 m), grobkörnige Kalzitmarmore. Seltener treten in der Maloja-Formation auch Epidotfelse oder Kalksilikatfelse auf.

Sehr untergeordnet finden sich zudem leukokrate, quarz- und feldspatreiche, metapegmatitische Lagen, die konkordant in die Schiefer eingeschaltet sind (Pass dal Tremoggia, Piz Led, Muott' Ota).

Die Metasedimente der Maloja-Formation sind alpin penetrativ verschiefert und mylonitisiert. Die alpine Schieferung ist in der Regel parallel zur sedimentären Bänderung orientiert. Die Achsenebenen der isoklinal verfalteten Quarzschlieren verlaufen parallel zur alpinen Schieferung, die als Achsenebenenschieferung ausgebildet ist. In der Schieferung ist z. T. ein Streckungslinear ausgebildet. Spätere Deformationen führten zu einer Verfaltung und Krenulation dieser Schieferung. Abgesehen von der metasedimentären Bänderung sind präalpine Strukturen nur sehr selten. Zuweilen können doppelt isoklinal verfaltete Quarzschlieren beobachtet werden, deren erste Verfaltung als präalpin betrachtet wird.

Die *metapelitischen Schiefer*, welche die Hauptmasse der Maloja-Formation ausmachen, zeigen einen beinahe ausschliesslich alpinen Mineralbestand: Granat, Chlorit, Phengit, Quarz, teilweise Biotit und selten Stilpnomelan. Akzessorisch tritt Albit, Epidot, Titanit, Ilmenit und Rutil auf. Die Schieferung wird gebildet von Chlorit und Phengit, der z. T. mit Biotit verwachsen ist. Untergeordnet treten postkinematisch gebildete Chlorit- und Phengitleisten auf, die quer zur Schieferung gewachsen sind. Der modale Glimmergehalt in den Schiefnern der Maloja-Formation beträgt 40–50%. Die alpin gebildeten Granate sind idiomorph, feinkörnig (0,1–0,5 mm) und in parallel zur Schieferung orientierten Bahnen konzentriert (Fig. 2a). Häufig ist eine postkinematische Zersetzung der alpin gebildeten Granate zu beobachten (Fig. 2b).

Vom präalpinen Mineralbestand sind in den Metapeliten der Maloja-Formation nur vereinzelt grobkörnige (0,5–1,5 mm), xenomorphe Granate erhalten. Diese Granatklasten sind präkinematisch bezüglich der alpinen Hauptschieferung.

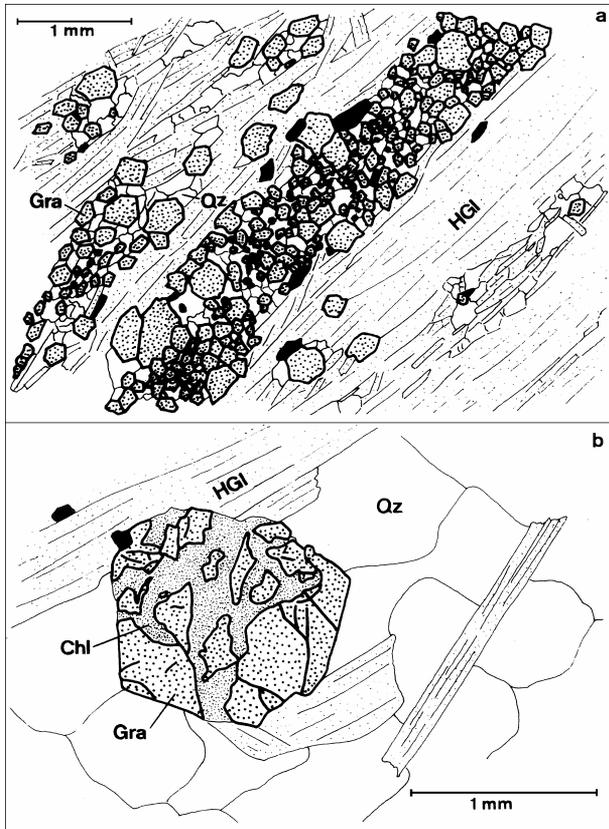


Fig. 2: Alpine Metamorphose der altkristallinen Metapelite in der Maloja-Formation (nach SPILLMANN 1989): a) Feinkörnige, idiomorphe Granate in der alpinen Schieferung. b) Postkinematische Zersetzung eines alpinen Granates. Chl: Chlorit, Gra: Granat, HGl: Hellglimmer, Qz: Quarz.

Amphibolite

Besser erhalten ist der präalpine Mineralbestand in den boudinierten massigen Amphibolitkörpern. Die Paragenese Granat, Hornblende und Plagioklas belegt Metamorphosebedingungen der Amphibolitfazies, ein Metamorphosegrad, der bei der alpinen Metamorphose der Margna-Decke nicht erreicht wurde. Die alpine Überprägung des präalpinen Mineralbestandes führte in den Metabasika zur Zersetzung der Granate zu Aggregaten von Albit, Klinozoisit und Chlorit. Die präalpinen Hornblendens zeigen regionalmetamorphe, aktinolithische Anwachs-ränder (GAUTSCHI 1980, GUNTLI 1987). GUNTLI & LINIGER (1989) beschreiben die Variation des Chemismus der alpin gebildeten Amphibole in der vorderen Val Fedoz. Die mit der alpinen Hauptschieferung gebildeten, zonierten, blaugrünen Amphibole zeigen einen barroisitischen Chemismus im Kern, der gegen den Rand zunehmend aktinolithisch wird. Die Glaukophankomponente in den alpin gebildeten Amphibolen ist ein Hinweis auf eine eher druckbetonte, kretazische Regionalmetamorphose. Typischerweise sind die alpin nicht umgewandelten Granatamphibolite als massive, boudinierte Körper erhalten, während die Epidot-amphibolite und Grünschiefer gebändert sind und kontinuierliche Übergänge zu den metapelitischen Bereichen zeigen. Kartographisch ausgeschieden wurden nur die massigen Granatamphibolite.

Typischer Modalbestand eines massigen Granatamphibolits: Amphibol 50–55 %, Granat 15 %, Epidot 10 %, Chlorit 10 %, Titanit 5 %, Albit–Oligoklas 5 %, Ilmenit akz.

Marmore, selten Kalksilikatfelse

Bei den Marmorlagen der Maloja-Formation handelt es sich in der Regel um reine, grobkörnige Kalzitmarmore, die z. T. randlich einen grünen Aktinolithsaum aufweisen. Relikte präalpiner Paragenesen in Marmoren und Kalksilikatfelsen der Maloja-Formation wurden einzig an der Bochetta delle Forbici beschrieben (HERMANN 1991, MÜNTENER 1991). Diese entsprechen den Metakarbonaten der Fedoz-Formation (siehe unten).

Metapegmatitische Lagen

Diese sehr leukokraten Gesteine bilden konkordante Lagen (0,5–2 m) in den gebänderten Schiefern der Maloja-Formation. Die Ausbildung ist massig, entsprechend dem geringen Phengitgehalt (10–15%). Der Phengit bildet eine schwach ausgeprägte Schieferung ab. Die grobkörnigen, xenomorphen Kalifeldspäte (ca. 20%) sind perthitisch entmisch. Die ebenfalls grobkörnigen Albitkristalle (ca. 20%) sind polysynthetisch verzwillingt, wobei die Zwillingslamellen stark verbogen sind. Quarz (ca. 45%) ist dynamisch rekristallisiert. Akzessorisch treten Epidot, Granat und Turmalin auf.

Eine auffällige, sehr turmalin- und muskovitreiche, metapegmatitische Lage tritt im Sattel südlich des Pkt. 2458 m am Grat der Muott'Ota auf (778.600/

140.875). Die kurzprismatischen (bis 2 cm), schwarzen Turmaline sind idiomorph mit gut ausgebildeten Endflächen. Daneben treten verformte, grobe Muskovitblätter auf. Die massige, grobkörnige Matrix ist quarz- und feldspatreich. LAREIDA (1981) beschreibt ausserdem andalusithaltige Pegmatite in der Val Fedoz.

Bei diesen metapegmatitischen Lagen handelt es sich vermutlich um pegmatitische Gänge präalpinen Alters, die durch die alpine oder bereits durch präalpine Deformationen mit der Bänderung der Maloja-Formation parallelisiert wurden. Nur vereinzelt sind noch ursprüngliche Diskordanzen erkennbar.

Tektonische Brekzie («Ur-Brekzie»)

Die eindrücklichsten Aufschlüsse von «Ur-Brekzie» im Gebiet des Atlasblattes sind südlich der Forcella d'Èntova (786.150/134.100) zu beobachten. Die Typlokalität dieser am Kontakt zwischen der Margna-Decke und dem Malenco-Serpentinit auftretenden «tektonischen Brekzie» liegt am Pass d'Ur (797.140/131.550, ausserhalb des Atlasblattes) und wurde von GERBER (1966), PFEIFER (1972), SIDLER (1990) und SIDLER & BENNING (1992) beschrieben.

Die Matrix dieser «Ur-Brekzie» ist eine an Chlorit und Titanit/Rutil reiche Varietät der Maloja-Formation. In diese Matrix sind gelängte, cm bis dm grosse Knollen eingebettet. Diese stellen metasomatisch umgewandelte Relikte von ultrabasischen (Talk-Aktinolithfelse), basischen (talkhaltige Amphibolite) oder sauren (titanitreiche Chlorit-Glimmerschiefer) Gesteinen dar. Typisch für die «Ur-Brekzie» ist eine intensive Albitblastese.

Gemäss SIDLER & BENNING (1992) dokumentiert die «Ur-Brekzie» eine mehrphasige tektonische Aktivität mit gleichzeitiger Metasomatose am Margna/Malenco-Kontakt (vgl. Kapitel zur Tektonik und TROMMSDORFF et al. 1993).

MONTRASIO et al. (2004) stellen einen Teil der Aufschlüsse der «Ur-Brekzie» zum Malenco-Serpentinit (z. B. an der Forcella d'Èntova) und sehen in diesen Vorkommen einen Beleg für einen präalpinen Kontakt zwischen Mantelgesteinen und unterostalpinen Kruste am äussersten Kontinentalrand der adriatischen Platte.

Albitblastese

Typisch für die Maloja-Formation ist eine ausgeprägte, postkinematische Albitblastese. Die Albitblastese ist in der Fora-Teildecke generell und in Kontaktnähe zum Liegenden Malenco-Serpentinit speziell stark ausgeprägt. In Kontaktnähe zum Serpentinit ist zudem ein verstärktes Wachstum von Chloritleisten quer zur Schieferung zu beobachten. Albitblastese und Chloritwachstum können mit einem metasomatischen Austausch zwischen dem ultrabasischen Malenco-Serpentinit und den sauren Schiefen der Margna-Decke in Zusammenhang gebracht werden.

G_M Fedoz-Formation

Die Fedoz-Formation wurde von STAUB (1917a), aufgrund von Untersuchungen in der Val Fedoz, erstmals beschrieben und dokumentiert. In späteren Arbeiten (z.B. STAUB 1921) verwendete er die Ausdrücke «Fedoz-Valpelline-Serie» oder gar «Valpelline-Serie», um auf die lithologische Ähnlichkeit des Margna-Kristallins mit dem Kristallin der Dent-Blanche-Decke der Westalpen hinzuweisen.

Die grössten Aufschlüsse der Fedoz-Formation finden sich in der hinteren Val Fedoz und in der SE- und S-Wand des Piz Fora. Im Kern der frontalen Umbiegung der Fora-Teildecke verfangert sich die Fedoz-Formation mit dem Fedoz-Metagabbro (vgl. Profile 1–3, Tafelbeilage). Gegen Osten nimmt die Mächtigkeit der Fedoz-Formation ab. Wie die Profile zeigen, bilden die Gesteine der Fedoz-Formation die internen Bereiche der Fora-Teildecke. Sie quert das Fextal bei der Plaun Vadret und streicht dann über die Steilstufe der Curunellas in den mittleren Teil der SW-Wand der Tremoggia-Gruppe, um schliesslich in den Schiefen der Maloja-Formation auszuweichen.

Bei den Gesteinen der Fedoz-Formation handelt es sich um braunrot-rostig anwitternde, meist feinkörnige, massige Bändergneise und Schiefer. Die Bänderung variiert im Bereich von 0,1–1 m. Darin sind zahlreiche, 0,1–10 m mächtige, grobkörnige Kalzitmarmore, Kalksilikatfelse und Epidotfelse eingeschaltet. Lokal (v.a. in der Tremoggia-Gruppe) treten zahlreiche metapegmatitische, quarz- und feldspatreiche Lagen auf. Eine postkinematische Albitblastese ist nur selten zu beobachten.

Der Glimmergehalt der Gneise der Fedoz-Formation ist mit 10–25 % vergleichsweise tief, was zu einer massigen Ausbildung der Bändergneise führte. Dies steht im Gegensatz zu den flaserigen, glimmerreichen Schiefen der Maloja-Formation. Typisch für die Bändergneise der Fedoz-Formation ist das gehäufte Auftreten von grobkörnigen, 0,5–1,5 cm grossen Granaten (Modalbestand 20–30 %, Fig. 3a), die präkinematisch gebildete, xenomorphe Klaster darstellen. Die aufgrund des geringen Glimmergehaltes wenig ausgeprägte Schieferung wird durch feine Biotit-, Chlorit- und Phengitplättchen markiert, welche die grobkörnigen Granatklaster umfassen. Im Weiteren kristallisierten in der Schieferung feinkörnige Epidot- und Albitkörner. Untergeordnet tritt Kalifeldspat auf. Quarz ist dynamisch rekristallisiert und bildet parallel zur Schieferung gelängte Aggregate. Diese bilden die ursprünglich grobkörnigen Quarzkristalle ab. Quarzeinschlüsse innerhalb der Granatklaster zeigen keine dynamische Rekristallisation und sind, im Gegensatz zu den rekristallisierten Quarzen der Matrix, reich an nadeligen Rutileinschlüssen.

Granatgneise: Der geringe Gehalt an Glimmermineralien, die zudem vorwiegend alpin gebildet wurden, sowie der hohe Gehalt an Granat und dessen

grobkörnige Ausbildung sind Anzeichen, dass es sich bei den Ursprungsgesteinen dieser Granatgneise um granoblastische, ultrametamorphe Gesteine (Granofelse) gehandelt hat. Die Rutilnadeln in den undeformierten Quarzeinschlüssen der Granatklasten weisen auf die Entmischung einer ursprünglich bei sehr hohen Temperaturen im Quarz gelösten Ti-Komponente hin.

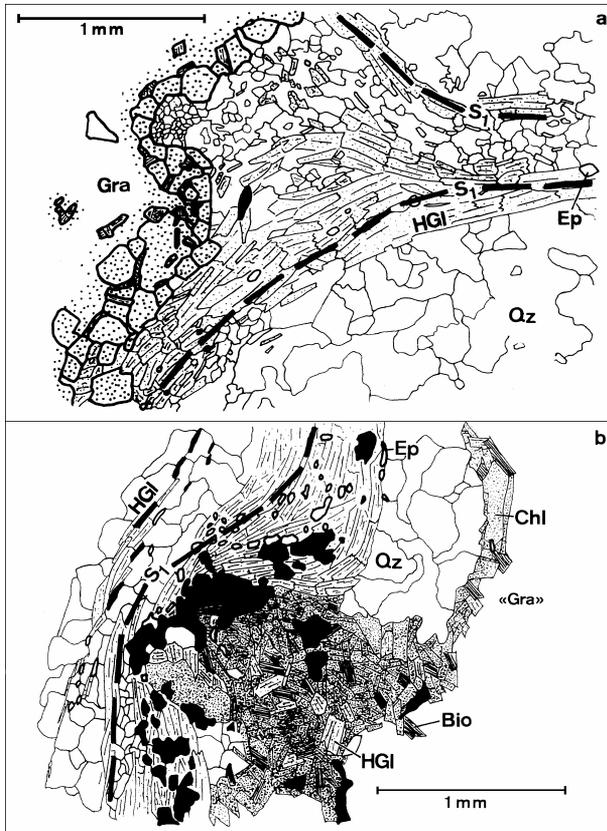


Fig. 3: Alpine Metamorphose der altkristallinen Metapelite in der Fedoz-Formation (nach SPILLMANN 1989): a) Präalpinen, präkinematischer Granatklast und alpine Schieferung. b) Postkinematische Zersetzung eines präalpinen Granatklasten. Bio: Biotit, Chl: Chlorit, Ep: Epidot, Gra: Granat, HGI: Hellglimmer, Qz: Quarz.

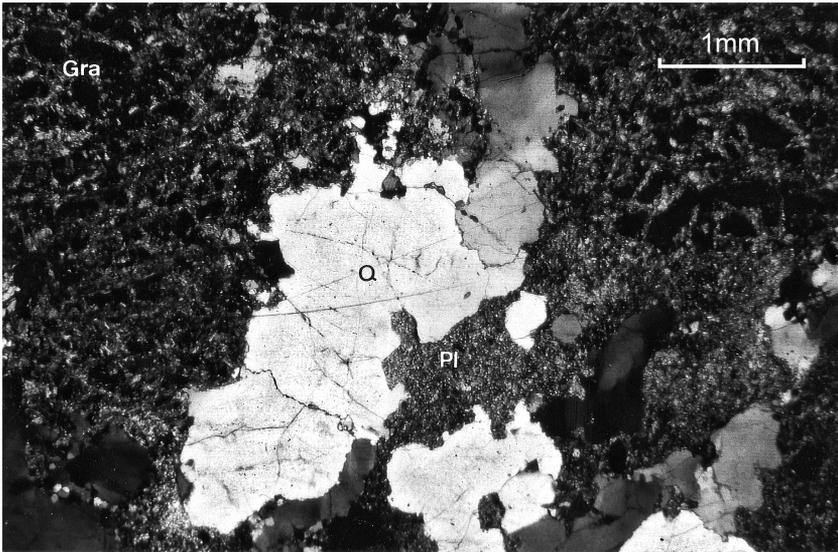


Fig. 4: Granoblastisches Gefüge in den Granatgneisen der Fedoz-Formation (779.180/133.715); Kalifeldspat führender Granat-Plagioklas-Quarzfels. Gra: Granat, Pl: Plagioklas, Q: Quarz.

Neben der synkinematischen Zerstörung des präalpinen Mineralbestandes während der Ausbildung der alpinen Schieferung ist in gewissen Bereichen der Fedoz-Formation eine ausgeprägte postkinematische, statische Überprägung der Granatklasten zu beobachten. Diese Rekristallisation bewirkte eine vollständige Zersetzung der Granate zu unregelmäßigen Aggregaten, bestehend aus feinschuppigen Chlorit-, Biotit- und Phengitleisten sowie opaken Mineralen (Fig. 3b).

Granulite: Südlich der Furcela da Fedoz, in Kontaktnähe zum Fedoz-Metagabbro, wurden in den Bändergneisen der Fedoz-Formation reliktsche, granoblastische Gefüge beobachtet (Fig. 4). Die entsprechenden Gesteine zeigen keine mylonitische, alpine Überprägung des Gefüges, doch ist der präalpine Mineralbestand durch statische Rekristallisation stark verändert.

Makroskopisch sind in diesen massigen Gesteinen bis 1,5 cm grosse, teilweise idiomorphe Granate, gelblichweiße Feldspäte sowie klare, bläuliche Quarze zu erkennen. Der Bruch dieser harten Gesteine ist splittrig.

Mikroskopisch ist ein gleichkörniges, granoblastisches Gefüge zu beobachten, mit etwa gleich viel Granat, Plagioklas und Quarz. Die almandinreichen

Granate sind mindestens hälftig bis vollständig in unregelmäßige Aggregate aus feinen Chlorit-, Biotit- und Phengitplättchen umgewandelt. Die Plagioklase sind stark saussuritisert und serizitisert. Z.T. ist schwach eine polysynthetische Verzwilligung (Schachbrettalbit) zu erkennen. Die Quarzkristalle zeigen eine stark undulöse Auslöschung. An Kornkontakten zu benachbarten Quarzkristallen ist die Bildung von Subkörnern (Mörtelquarz) zu beobachten. Daneben finden sich aber auch stark gebuchtete, amöboide Korngrenzen, die auf eine dynamische Rekristallisation hinweisen. Die Quarzkristalle sind Teil des präalpinen Mineralbestandes, also nicht alpin rekristallisiert. Das zeigt sich auch in den zahlreichen, eingeschlossenen Rutilnadeln, die für die makroskopisch erkennbare Blaufärbung (Blauquarz) verantwortlich sind. Der Quarz zeigt zudem myrmekitische Verwachsungen mit Plagioklas.

Kalifeldspat tritt nur untergeordnet auf. Akzessorisch sind Apatit, Zirkon, Rutil und opake Phasen vertreten.

Das granoblastische Gefüge, die myrmekitischen Verwachsungen und die Rutileinschlüsse in den Quarzen sind Indizien für eine präalpine, sehr hochgradige, granulitfazielle Überprägung der Bändergneise der Fedoz-Formation. Die präalpinen Gefüge und Mineralparagenesen sind aber wegen der alpinen Überprägung nur reliktsch erhalten. Präalpine Paragenesen mit Cordierit oder Pyroxen (Hypersthen) wurden in der Fedoz-Formation der Margna-Decke nicht nachgewiesen. Sehr selten, in alpin wenig deformierten Bereichen, treten stängelige Aggregate mit Muskovit, Paragonit, Quarz und Ilmenit auf (STAUB 1921, SCHUMACHER 1975, GUNTLI & LINIGER 1989), welche als Pseudomorphosen nach Alumosilikaten oder Staurolith gedeutet werden können. BISSIG & HERMANN (1999) fanden in einer Probe, die beim Dosso Calvo (südlich der Furcela da Fedoz) aufgesammelt wurde, reliktschen Disthen in einer Matrix aus Paragonit.

In analogen Gesteinen der Malenco-Forno-Lizun-Decke umfasst der Mineralbestand der pelitischen Granulite Granat, Quarz, Biotit, Plagioklas, Disthen und Ilmenit. Eine erste retrograde Überprägung erfolgte bereits präalpin während der jurassischen Heraushebung der Unterkrusten- und Mantelgesteine und führte zur Bildung von Rutil, Staurolith, Chloritoid, Paragonit, Clinozoisit, Albit, Phengit, Muskovit und Chlorit. Alpin bildeten sich nebst Clinozoisit, Albit, Phengit, Muskovit und Chlorit noch Stilpnomelan, Titanit und Fe-Oxid (MÜNTENER et al. 2000).

Marmore, Kalksilikatfelse

Im Gegensatz zu den relativ reinen, kalzitischen Marmoren der Malojo-Formation waren die Metakarbonate der Fedoz-Formation ursprünglich nicht rein kalzitisch, was zur Ausbildung von Ca-Mg-Al-Silikaten führte. Verbreitet sind diopsidhaltige Paragenesen. Die grobkörnigen (0,2–0,7 mm), grauschwarzen

Diopsidkristalle bilden zusammen mit grobkörnigem Kalzit gelängte Klasten, die in eine alpin rekristallisierte Matrix aus Epidot-Klinozoisit oder Zoisit, Kalzit und Plagioklas eingebettet sind. Weitere Mineralparagenesen, die auf hohe Metamorphosebedingungen hinweisen, sind in Form von Antigorit- und Chloritaggregaten erhalten, die pseudomorph ursprünglich vorhandenen Olivin resp. Spinell abbilden. Ebenfalls typisch sind sehr dichte, harte, relativ reine Epidotfelslagen. Rosa-rote Lagen enthalten Mn-reiche Epidote (Thulit).

Mineralien der Humitgruppe wurden u.a. in den mächtigen Marmoraufschlüssen SSW des Piz Tremoggia (ca. 2850 m) gefunden (BENETTI 1984, BEDOGNÈ et al. 1993). Stark verbreitet sind Marmore mit kompakten, feinschuppigen Serpentinlagen. Der Antigoritgehalt stammt aus deformierten Antigorit-pseudomorphosen nach Olivin. Nach BENETTI (1984) bestehen diese «Edelserpentinlagen» aus der Serpentinvarietät Lizardit. Im Weiteren werden bis 15 mm grosse, idiomorphe Phlogopitblätter sowie Klinochlor beschrieben.

Neben diesen Mg-betonten Metakarbonaten enthalten die Marmore der Fedoz-Formation auch zahlreiche Al-haltige Kalksilikatmineralien. In den schon erwähnten Aufschlüssen am Piz Tremoggia (BENETTI 1984, BEDOGNÈ et al. 1993) sind viele Mineralien idiomorph in Klüften kristallisiert. Die hier vorkommenden Mineralien umfassen u.a. Diopsid (prismatische Kristalle bis 12 mm), Grossular (Rhombendodekaeder und Ikositetraeder, variable Färbung), Vesuvian (prismatische Kristalle), Klinozoisit und Epidot (prismatische Kristalle, variable Färbung), Apatit (bis 3 mm, idiomorph), Titanit, Hellglimmer, Tremolit, Pyrit, selten Zinkblende und sehr selten Geikielit.

Interessante Kalksilikat- und Marmorblöcke treten in den Moränen des Fedozgletschers in der hintersten Val Fedoz auf (BEDOGNÈ et al. 1995). LINIGER & GUNTLI (1988) beschreiben kalzitisch-dolomitsche Marmore mit Tremolit, Diopsid, Klinochlor, Muskovit, Phlogopit und Talk.

SPÄT- BIS POSTVARISKISCHE INTRUSIVGESTEINE

Die Einstufung der Metaintrusiva im Kristallin der Margna-Decke als spät- resp. postvariskisch ist nicht durch radiometrische Datierungen belegt. Die intrusiven Beziehungen zum altkristallinen Rahmengestein sind durch die alpine Deformation weitgehend verwischt worden. Die zeitliche Zuweisung beruht daher allein auf dem Nachweis einer fehlenden variskischen Metamorphose sowie auf der geochemischen und petrographischen Ähnlichkeit der spätvariskischen Orthogneise mit den Intrusivgesteinen der Bernina-Decke s.l. einerseits (GUNTLI 1987, SPILLMANN & BÜCHI 1993) und der postvariskischen Metagabbros mit dem Braccia-Gabbro der Malenco-Forno-Lizun-Decke andererseits (GAUTSCHI 1980, BISSIG & HERMANN 1999).

GO_M Orthogneise (spätvariskisch)

Die Orthogneise der westlichen Margna-Decke werden auch als Maloja- und Fora-Gneis bezeichnet, entsprechend ihrem Auftreten in der Maloja- resp. Fora-Teildecke (LINIGER & GUNTLI 1988, SPILLMANN 1989). Die westliche Margna-Decke besteht zu ca. 50 % aus diesen Gneisen (vgl. Tafelbeilage). Gegen Osten keilen sie in der altkristallinen Maloja-Formation aus. Die östlichsten Aufschlüsse von Orthogneis wurden nördlich des Lago Scarolda kartiert. Noch weiter östlich liegende, leukokrate, geringmächtige Gneislagen wurden bei der Kartierung in die altkristalline Maloja-Formation integriert.

Am mächtigsten sind die Orthogneise der Margna-Decke in der Val Fedoz. Gegen Osten nimmt die Mächtigkeit ab (vgl. Profile). Die Orthogneise stehen in stratigraphischem Kontakt mit den Metasedimenten des mesozoischen Deckgebirges (Fedoz-Mulde, Fex-Schuppenzone, Tremoggia-Mulde im Fextal) und bilden zusammen mit der altkristallinen Maloja-Formation die äussere Hülle der Margna-Teildecken.

Petrographisch handelt es sich bei den Orthogneisen um stark verschieferte bis mylonitisierte Epidot-Chlorit-Phengitgneise, teilweise mit Biotit, selten mit Stilpnomelan. Akzessorien sind Kalzit, Aktinolith, Pyrit, Titanit, Ilmenit, Rutil und vereinzelt sehr feinkörniger, idiomorpher Granat.

Die augigen Partien enthalten z.T. idiomorphe, bis 5 cm grosse, perthitische Kalifeldspäte. Neben den Kalifeldspatklasten sind keine magmatischen Relikte erkennbar. Eine seltene Ausnahme bilden Allanite (Orthite) im Kern von grösseren Epidotkörnern. In stark deformierten, mylonitischen Zonen sind keine oder nur sehr kleine Kalifeldspatauge, die sich aus zerbrochenen Kristallen ableiten, erhalten. Quarz und Plagioklas (Albit-Oligoklas) sind alpin rekristallisiert. Die Schieferung wird durch Phengit und wenig Chlorit gebildet. Die Chlorit- und Phengitleisten sind z.T. quer zur alpinen Hauptschieferung gewachsen. In den tektonisch tieferen Bereichen im Südwesten tritt zusätzlich Biotit auf, verwachsen mit Chlorit und Phengit. Stilpnomelan tritt nur in den tektonisch höchsten Orthogneisen der Margna-Decke auf. Zwischen dem Verschwinden von Stilpnomelan und dem ersten Auftreten von Biotit in grösserer Tiefe liegt ein Bereich, in dem Chlorit und Phengit auftreten.

Typisch für die Orthogneise sind makroskopisch gut sichtbare, grünliche Phengitplättchen auf den frischen Schieferungsflächen. In den meisten Fällen ist auf den Schieferungsflächen ein Streckungslinear zu erkennen. Sehr auffällige Linearstrukturen (Stängelgneise) sind auf dem Gipfel des Piz Fora zu beobachten. Häufig ist die Schieferung durch spätere Deformationen krenuliert und verfaltet. Eine eigentliche Krenulationsschieferung ist jedoch nur sehr selten ausgebildet. Typisch sind im Weiteren diskrete, steilstehende Kinkbänder.

In der Ostflanke des Piz Fora (2600 m) stehen die Orthogneise in direktem Kontakt mit Granatamphiboliten der Maloja-Formation. Südwestlich der Alpe Fora (südlich des Atlasblattes, 781.650/133.250) finden sich in den Orthogneisen bis 10 m lange, gestreckte Linsen aus massigem Granatamphibolit. Dies zeigt, dass die Protolithe der Margna-Orthogneise das präalpin amphibolitfaziell überprägte, altkristalline Kristallin intrudiert haben. Ein weiterer Hinweis auf die ursprünglich intrusiven Kontakte der Orthogneise ist eine nur sehr selten erkennbare, spitzwinklige Winkeldiskordanz zwischen den Orthogneisen und der Bänderung des Altkristallins (hinterstes Fextal, 780.800/136.100).

Der Fora-Gneis ist nach LINIGER & GUNTLI (1988) leukokrater als der chloritreichere Maloja-Gneis. Gesamtgesteinsanalysen der Margna-Orthogneise ergaben einen granodioritischen bis granitischen Chemismus (GUNTLI 1987), wobei der Fora-Gneis im Vergleich zum Maloja-Gneis stärker differenziert ist (SiO₂-Gehalte bis 70 %). Bezüglich der Haupt- und Spurenelement-Zusammensetzung entsprechen die Margna-Orthogneise den sauren Gliedern der kalkalkalischen Magmatite im Kristallin der Bernina-Decke s. l. (SPILLMANN & BÜCHI 1993). Die Augengneise zeigen eine makroskopische Ähnlichkeit mit dem porphyrischen Musella-Granit, dem sauersten Glied der kalkalkalischen Magmatite der Bernina-Intrusiva (MÜNTENER 1991).

BISSIG (1997) und BISSIG & HERMANN (1999) beschreiben das lokale Auftreten einer präalpinen Schieferung. Diese wird mit jurassischer Extensionstektonik in Verbindung gebracht.

Basische Einschlüsse (nicht kartiert)

Basische Einschlüsse treten als geringmächtige, stark gelängte Linsen in den Gneisen auf. BISSIG & HERMANN (1999) unterscheiden zwei Typen von basischen Einschlüssen in den Margna-Gneisen:

- Apatit und Titanit führende Epidot-Biotitamphibolite, mit einer Affinität zu alkalischen Magmatiten (GUNTLI 1987, BISSIG 1997, PUSCHNIG 1998). Z. T. mit reliktscher, präalpiner Schieferung.
- Porphyrische Biotit-Chloritamphibolite, mit einer Affinität zu tholeiitischen Magmatiten (PUSCHNIG 1998). Ohne reliktsche, präalpine Schieferung.

Ultramafische Einschlüsse

Der Fora-Gneis ist reich an Ultramafiteinschlüssen, hauptsächlich im Gebiet zwischen Piz Led und Piz Fora. Es handelt sich dabei um gestreckte Körper aus talk- und karbonatreichen Antigoritschiefern, die wirr durchadert sind. Die Adern enthalten in der Regel Talk und Dolomit. Talk bildet zudem sehr feinkörnige, unregelmässige Aggregate. An den Kontakten zum umgebenden Fora-Gneis bildete sich grobstängeliger Aktinolith (Strahlstein) sowie Talk und Chlorit («blackwall»).

Der Modalbestand der Serpentinite am Gipfel des Piz Fora umfasst: Antigorit 50 %, Talk 40 %, Dolomit 7 %, Magnetit 3 %.

Eine magmatische Beziehung zwischen diesen ultrabasischen Einschlüssen und den sauren Protolithen der Orthogneise ist wenig wahrscheinlich. Es handelt sich eher um präalpine Einschuppungen von ultramafischem Material in das Kristallin der Margna-Decke (SPILLMANN 1993). Die Vertalkung, die Karbonatadern, sowie die «Blackwall-Bildungen» sind die Folge eines metasomatischen Austausches zwischen den ultrabasischen Einschlüssen und dem sauren Rahmengestein.

G_{γα} Fedoz-Metagabbro (postvariskisch)

Der Fedoz-Metagabbro bildet gemeinsam mit der Fedoz-Formation den Kern der Fora-Teildecke. Die grössten Vorkommen von Fedoz-Metagabbro bauen die SW-Wand des Monte dell'Oro auf. Im Westen, in der frontalen Umbiegung der Fora-Teildecke, wird der Fedoz-Metagabbro von Fora-Gneis umhüllt. Gegen Osten wird die Metagabbromasse geringmächtiger und ist mit der altkristallinen Fedoz-Formation verfigert (vgl. Profile 1–3, Tafelbeilage). Dieser Kontakt kann als alpin deformierter Intrusivkontakt interpretiert werden. Die Profilkonstruktion ergibt eine spitzwinklige Diskordanz zwischen der Bänderung der Fedoz-Formation und dem intrudierten Metagabbro. Diskordanzen im Aufschlussbereich beschreibt LINIGER (1987) in der hinteren Val Fedoz. Südlich der Furcela da Fedoz enthält der Fedoz-Metagabbro zudem einen gelängten Xenolith aus Gneis der Fedoz-Formation.

Der Kern der Maloja-Teildecke enthält ebenfalls Fedoz-Metagabbro. Entsprechende Aufschlüsse befinden sich am Piz da la Margna, westlich des Atlasblattes (LINIGER & GUNTLI 1988). Ein Ausläufer des Fedoz-Metagabbros zieht in der vorderen Val Fedoz vom Talgrund zum Grat der Muott'Ota hinauf (vgl. Profil 7, Tafelbeilage).

Die Hauptmasse des Fedoz-Metagabbros besteht aus flaserigen Chlorit-Aktinolith-Klinozoisit/Epidot-Albitschiefern und -gneisen. Im Südwestabhang des Monte dell'Oro lassen sich zwei Varietäten unterscheiden (BISSIG 1997, BISSIG & HERMANN 1999):

- Graue bis rötlichbraun anwitternde, Klinozoisit führende Chlorit-Aktinolithgneise (Magnesio-Metagabbros)
- Melanokrate, Titanit und Apatit führende Chloritamphibolite (Ferro-Metagabbros)

Die Ferro-Metagabbros bilden Gänge in den Magnesio-Metagabbros. Vereinzelt treten in den Metagabbros auch gangartige, Biotit, Muskovit, Aktinolith, Chlorit und Epidot führende Quarz-Albit-Gesteine auf. Diese werden als hoch differenzierte, quarzdioritische Gesteine interpretiert (BISSIG & HERMANN 1999).

Im Fedoz-Metagabbro sind praktisch keine primärmagmatischen Mineralbestände und nur sehr selten präalpine Gefüge und Strukturen erhalten. Meistens dominiert eine gut definierte alpine Schieferung, die zu einem fein- bis grobplattigen Bruch des Gesteins führt. Bei den dunklen Flasern handelt es sich um nicht orientierte Amphibolaggregate, welche pseudomorph Pyroxen abbilden. Die ursprüngliche Plagioklasmatrix ist von Albit und Klinozoisit durchwachsen (BISSIG & HERMANN 1999).

Die alpin metamorphe Paragenese umfasst Amphibol, Chlorit, Plagioklas (Albit–Oligoklas), Epidot/Zoisit, Quarz und Ti-Phasen (Ilmenit, Titanit). Teilweise ist auch Biotit vorhanden. In melanokraten, Fe-reichen Lagen (Ferro-Metagabbros) tritt zusätzlich Granat auf (GAUTSCHI 1980). Der Chemismus der Amphibole liegt zwischen Magnesio-Hornblende und Aktinolith (GAUTSCHI 1980, GUNTLI & LINIGER 1989). Unter dem Einfluss der Bergeller Kontaktmetamorphose bildeten sich in den südöstlichsten Aufschlüssen um die regionalmetamorphen aktinolithischen Amphibole dunkelgrüne, pargasitische Anwachsränder (GAUTSCHI 1980, SPILLMANN 1988, GUNTLI & LINIGER 1989). Das Auftreten von anorthitreicherem Plagioklas ($An > 17\%$) neben Albit (Peristeritlücke) ist ebenfalls Ausdruck der Einwirkung der Bergeller Kontaktmetamorphose (RIKLIN 1977, GAUTSCHI 1980). GAUTSCHI (1980) und GUNTLI & LINIGER (1989) diskutieren anhand der Amphibolchemismen den Charakter der alpinen Metamorphose: Die Glaukophankomponente in den regionalmetamorph gebildeten, aktinolithischen Amphibolen sind ein Indiz für eine druckbetonte Regionalmetamorphose, während die pargasitischen Anwachsränder typisch sind für die temperaturbetonte Kontaktmetamorphose. Die Zonierung der regionalmetamorphen Amphibole (aktinolithische Zusammensetzungen am Rand) zeigt zudem, dass während der Metamorphose zunächst das Druckmaximum erreicht wurde, dem bei beginnender Entlastung das Temperaturmaximum der Regionalmetamorphose gefolgt ist (GAUTSCHI 1980, GUNTLI & LINIGER 1989, vgl. auch LINIGER 1992 und BENNING & SIDLER 1992).

Der Fedoz-Metagabbro besitzt kein Äquivalent in den tektonisch höheren unterostalpinen Decken (SPILLMANN & BÜCHI 1993). Die Geochemie und Mineralogie lässt auf einen tholeiitischen Charakter des Fedoz-Metagabbros schließen (GAUTSCHI 1980). Im Gegensatz zu den basischen Gliedern der kalkalkalischen Magmatite der Bernina-Decke s. l. enthalten die Fedoz-Metagabbros nur sehr selten Amphibole und Biotit im primären Mineralbestand.

Der Fedoz-Metagabbro der Margna-Decke ähnelt lithologisch und geochemisch dem Braccia-Gabbro, der in der oberpenninischen Malenco-Forno-Lizun-Decke, am Monte Braccia, aufgeschlossen ist (SCHUMACHER 1975, BANGERTER 1978, GAUTSCHI 1980; vgl. tekt. Übersichtskärtchen und Kapitel zur Tektonik). Der Braccia-Gabbro repräsentiert, zusammen mit Gesteinen, die der altkristallinen

Fedoz-Formation der Margna-Decke entsprechen, ein Relikt der ostalpinen, granulitischen Unterkruste. Zusammen mit dem Malenco-Serpentinit ergibt sich ein Abbild der Krusten/Mantel-Grenze (HERMANN et al. 1993, MÜNTENER et al. 1993, SPILLMANN 1993, TROMMSDORFF et al. 1993).

Die U/Pb-Datierung an Zirkonen des Braccia-Gabbros ergab ein Intrusionsalter von 281 ± 19 Ma (frühes Perm). Der Zeitpunkt der Platznahme konnte mittels der Datierung der an die Intrusion gebundenen, anatektischen Leukogranite, die $278 \pm 2,6$ Ma ergab, bestätigt werden (HANSMANN et al. 2001).

Ultramafische Einschlüsse

Ultramafititeinschlüsse im Fedoz-Metagabbro der Margna-Decke wurden nordwestlich des Monte dell'Oro (778.625/134.925) und östlich des Dosso Calvo (südlich des Atlasblattes, 780.275/133.575; SPILLMANN 1988) beobachtet. Es handelt sich um gelängte, ca. 30–50 m lange, max. 5 m mächtige Linsen aus magnetitreichen, talkigem Tremolit-Antigoritfels. Randlich dieser Einschlüsse sind häufig Karbonatadern sowie vertalkte Zonen mit Aktinolithknollen (Strahlstein) zu beobachten.

Magnetitreiche Tremolitpseudomorphosen nach isometrischen bis kurzprismatischen (0,4–0,8 mm) Pyroxenen lassen vermuten, dass diese Gesteine durch Kumulation entstandene, peridotitische oder pyroxenitische Lagen darstellen. In Analogie zu den Ultramafititeinschlüssen im Fora-Gneis (Piz Fora, Fuocla Fex-Fedoz) oder am Kontakt zwischen Fora-Gneis und Fedoz-Metagabbro (hintere Val Fedoz, westlich des Fedozgletschers) könnte es sich um tektonisch eingeschupptes, ultrabasisches Mantelmaterial handeln.

KRISTALLIN DER BERNINA-DECKE S. L.

Kristallin der Sella-Teildecke

Das Kristallin der Sella-Teildecke ist im Gebiet nördlich Furtschellas und Grialetsch mit den Platta-Ophiolithen verschuppt (Profil 13, Tafelbeilage). Kristallinschuppen in der Platta-Decke wurden im Oberhalbstein als kontinentale Elemente interpretiert, welche während der jurassischen Bruchtektonik vom Kontinent abgeschert wurden («extensional allochthons»; FROITZHEIM & MANATSCHAL 1996, MANATSCHAL & NIEVERGELT 1997). Diese Deutung ist möglicherweise auf die Sella-Schuppen im Gebiet Furtschellas übertragbar. Im nördlichen und mittleren Fextal liegt das Sella-Kristallin im Liegenden der Platta-Ophiolithe auf Metasedimenten der Fex-Schuppenzone. Gegen Südosten nimmt das Sella-Kristallin an Mächtigkeit zu und grenzt im Liegenden an die Metasedimente der Tremoggia-Mulde. Von der hangenden Corvatsch-Teildecke ist sie durch die Metasedimente

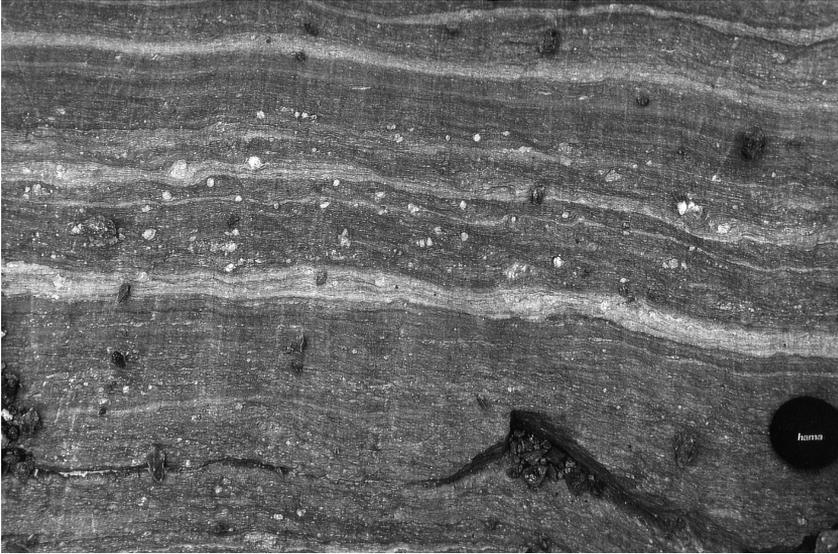


Fig. 5: Gebänderter, metasedimentärer Augengneis im Altkristallin der Sella-Teildecke im südlichen Bernina-Massiv, nördlich des Lago di Gera (794.050/135.315; Bildbreite: ca. 60 cm).

Die vorwiegend pelitisch-psammitische Metasedimentserie mit vereinzelt karbonathaltigen Lagen wittert hellgrau bis grünlich oder dunkel rostrot an. Selten sind helle, quarzitische Lagen oder dunkelgrüne, amphibolreiche Lagen eingeschaltet. Der z.T. erhebliche Graphitgehalt zeigt sich in Form schwarzer, spiegeliger Schieferungsflächen.

Präalpine Mineralrelikte sind selten zu beobachten. Präalpine Granatklasten (0,5–2 mm) sind grösstenteils durch Albit-Chlorit-Hellglimmer-Klinozoisit-aggregate ersetzt. Weitere Relikte des präalpinen Mineralbestandes sind grössere Hellglimmerplättchen, die präkinematische Klasten darstellen, die heute als «Glimmerfische» vorliegen. Seltener sind Biotit oder Amphibol als präalpine Relikte erhalten geblieben.

Vereinzelt sind auch Spuren einer präalpinen tektonischen Überprägung zu beobachten, z.B. an verfalteten, kompetenten, quarz- und feldspatreichen Lagen innerhalb inkompetenter, glimmerreicher Schichten. In den quarz- und feldspatreichen Lagen ist eine mitverfaltete, präalpine Schieferung zu erkennen, während sich in den glimmerreichen Partien eine alpine Schieferung neu ausgebildet hat (Fig. 6a). Ähnliche Schlüsse lassen sich aus doppelt isoklinal verfalteten Karbonatlagen ziehen (Fig. 6b).

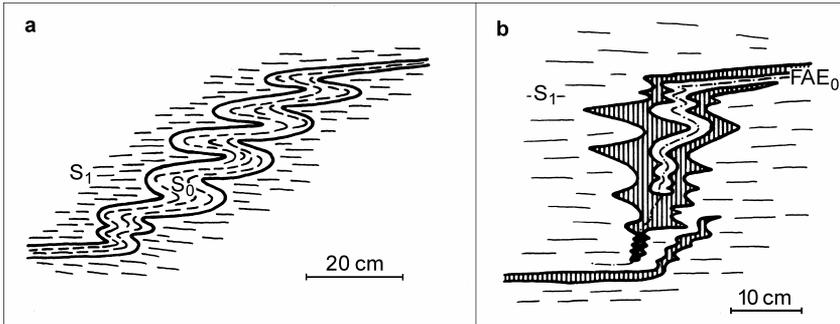


Fig. 6: Alpine Überprägung präalpiner Strukturen in der Marinelli-Formation (793.500/135.050): a) Quarz- und feldspatreiche Lagen (Metaaplit) in inkompetenten Glimmerschiefern. b) Isoklinale Doppelfalte einer Karbonatlage in einer Glimmerschiefermatrix. S₀: präalpine Schieferung und Bänderung, S₁: alpine Schieferung, FAE₀: Achsenebene der präalpiner Falte.

Grobkörniger Kalzitmarmor (Bocchetta di Caspoggio)

Die Marinelli-Formation ist teilweise leicht karbonathaltig. Die Karbonate sind dabei meist diffus im Gestein verteilt oder bilden lediglich 1–2 cm mächtige, kalzitische Lagen oder Schlieren (Fig. 6b). Einzig an der Bocchetta di Caspoggio (791.100/134.650) wurde eine mächtigere Kalzitmarmorlage auskartiert (HERMANN 1991, MÜNTENER 1991). Die reliktsche Paragenese Kalzit-Diopsid-Plagioklas belegt eine präalpine, amphibolitfazielle Überprägung der altkristallinen Marinelli-Formation.

G_s Metaarkose, Orthogneise

Leukokrate, quarz- und feldspatreiche Gesteine bilden in der Marinelli-Formation weit verbreitete, konkordante Einschaltungen. Im nördlichen Fextal dominieren dieselben, d. h. das Kristallin besteht hier praktisch nur aus Metaarkosen und Orthogneisen. Die wenigen, geringmächtigen Lagen von Chlorit-Serizitschiefern, die der Marinelli-Formation entsprechen, sind nicht mehr auskartierbar. Es lassen sich zwei Haupttypen unterscheiden:

- Leukokrate, massige, quarz- und feldspatreiche Gesteine, z.T. mit Augentextur, treten als ca. 10–30 m mächtige, bänderungsparallele Lagen (Fellaria-Gebiet) oder als grössere Körper (am Zungenende der Vedretta di Scerscen inferiore) innerhalb der Marinelli-Formation auf. Neben Quarz, Albit und Kalifeldspat enthalten diese Gesteine ausschliesslich Hellglimmer und

z.T. etwas Kalzit. Die meist wenig ausgeprägte Schieferung wird durch feinschuppige Hellglimmerplättchen gebildet. Daneben existieren grössere, präkinematisch gebildete Hellglimmerklasten, die als «Glimmerfische» in die Schieferung rotiert sind.

Diese Gesteine können als Metaarkosen oder als altkristalline Orthogneise interpretiert werden. HERMANN (1991) und MÜNTENER (1991) beschreiben im Gebiet der Vedretta di Scerscen inferiore stark deformierte Intrusivkontakte zwischen Orthogneis einerseits und Schiefen der Marinelli-Formation anderseits.

- Neben den massigen Quarz-Feldspatlagen sind in der Marinelli-Formation auch graue, gebänderte Augengneise vorhanden. Die Augentextur wird durch präkinematische Kalifeldspat- und Plagioklasklasten gebildet. Der Durchmesser dieser stark geplätteten Klasten variiert zwischen 1 mm und 5 cm. Die unregelmässig verteilten Klasten schwimmen in einer gebänderten, quarz- und hellglimmerreichen Matrix, die reich an präkinematischen Hellglimmerklasten ist. Diese Gesteine werden ebenfalls als altkristalline Metaarkosen gedeutet.

Während in der vorderen Val Fex eher der erste Typ vorherrscht, ist im Fellaria-Gebiet besonders der zweite Typ verbreitet (vgl. SEGER 1971, WANNER 1971, KÜNDIG 1982, STÄUBLI 1982).

SPÄTVARISKISCHE INTRUSIVGESTEINE

Im Gegensatz zu den Intrusivgesteinen der Margna-Decke, die alpin vollständig mylonitisiert wurden, existieren in den Intrusiva der tieferen Bernina-Decke s. l. Bereiche, in denen das präalpine, primärmagmatische Gefüge und die präalpinen Mineralbestände weitgehend erhalten geblieben sind. Die alpine Deformation ist hier im Allgemeinen deutlich stärker lokalisiert. Die mylonitischen Bereiche gehen dabei kontinuierlich über vergneiste Partien in undeformierte Gesteinskörper über.

$\gamma\delta_5$ **Sella-Granodiorit**

Der Sella-Granodiorit ist nach der Sella-Gruppe (Il Chapütschin – Piz Sella) im Hintergrund der Val Roseg benannt. Er bildet den hangenden Teil des Kristallins der Sella-Teildecke. Er ist vom Musella-Granit durch die Schiefer und Bändergneise der altkristallinen Marinelli-Formation getrennt. Die Kontakte zu dieser Formation sind durchgehend mylonitisch überprägt. Der Sella-Granodiorit endet im Westen im Gebiet des Chapütschin innerhalb der Marinelli-Formation. Der am wenigsten deformierte Teil des Sella-Granodiorits ist in den mächtigen

Wänden und Gipfeln der Sella-Gruppe aufgeschlossen. Gegen Osten nimmt die Mächtigkeit ab, unter gleichzeitiger, starker Zunahme der Deformation und Mylonitisierung. So sind die Granodiorite zwischen dem Rif. Marinelli und dem Passo Marinelli durchgehend mylonitisiert.

Im Feld sind zwei Varietäten des undeformierten Sella-Granodiorits zu unterscheiden (MÜLLER 1982, HERMANN 1991, MÜNTENER 1991):

- Hornblende führender Biotit-Granodiorit («Monzonit» bei STAUB 1915a, b, 1946),
- Hornblende-Granodiorit, der nur wenig Biotit enthält («Banatit» bei STAUB 1915a, b, 1946).

Undeformierte Bereiche zeigen ein massiges, mittelkörnig-gleichkörniges, magmatisches Gefüge. Der frische Bruch erscheint grau-bläulich bei grau-rost-roter Anwitterung. Mit zunehmender Deformation entwickelt sich eine Paralleltexur. Die bereits in den undeformierten Bereichen stark saussuritisierten Plagioklase werden zu feinkörnigen, gelängten, filzigen Aggregaten aus Hellglimmer, Epidot und Albit umgewandelt. Die z. T. gegen den Rand zu abnehmende Saussuritisierung der Plagioklase lässt auf eine magmatische Zonierung derselben schliessen. Polysynthetische Verzwilligung ist nur unklar zu erkennen.

Die idiomorphen Kalifeldspäte sind perthitisch entmischte z.T. leicht serizitisch bestäubte Mikrokline. In deformierten Bereichen ist ein Zerbrechen der Kalifeldspäte zu beobachten. Im Gegensatz zum porphyrischen Musella-Granit sind jedoch keine typischen Augengneise entwickelt.

Die makroskopisch bläulich-grauen Quarze zeigen mikroskopisch stark undulöse Auslöschung, Mörtelquarzbildung und in den mylonitischen Bereichen eine vollständige dynamische Rekristallisation. Die Deformation wurde zu einem grossen Teil durch die Zersetzungsprodukte der Plagioklase (Saussuritfilze) aufgenommen, was zur Bildung von Quarzaugen führte.

Die magmatischen Hornblenden zeigen aktinolithische, alpin gebildete Anwachsrande. Die stängeligen Mineralien sind zerbrochen, gestreckt oder zerschert (Fig. 7) und in die Schieferung rotiert. Die Streckungsbrüche der spröde deformierten Hornblendestängel sind mit Aktinolith verheilt.

Die magmatischen Biotitplättchen sind sagenitisch entmischt und schliessen Apatitkörner ein. Randlich bildeten sich Leukoxensäume.

Idiomorpher Titanit tritt zusammen mit opaken Erzen, Allanit und Zirkon akzessorisch auf. Titanit ummantelt opake Ilmenitkörner, und die stark pleochroitischen Allanitkörner sind randlich von Epidot umwachsen. Als zusätzliche alpine Neubildung tritt selten Stilpnomelan auf.

Modalbestände:

- Hornblende führender Biotit-Granodiorit (Probe Se 72, MÜLLER 1982): Quarz 35 %, saussuritisierte Plagioklas 30 %, Orthoklas 10 %, Albit 10 %, Biotit 10 %, Hornblende 2 %.

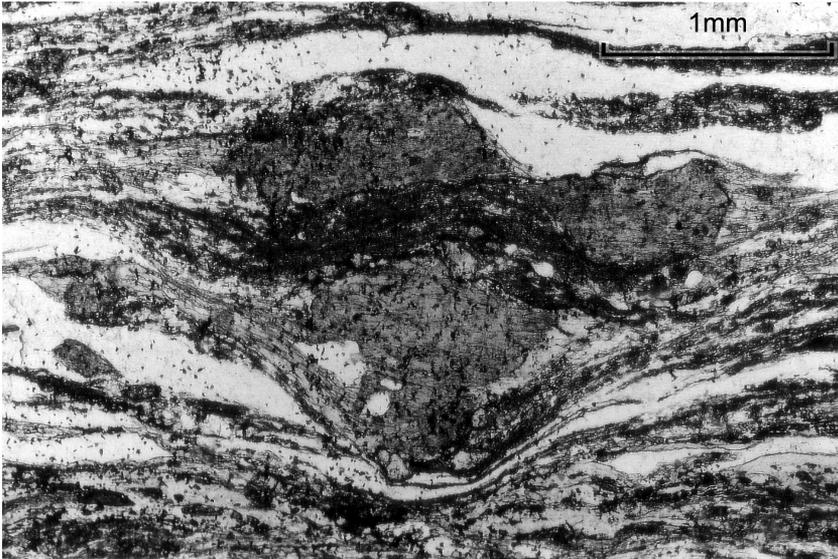


Fig. 7: Zerscherter Hornblendeklast in vergneistem Sella-Granodiorit (beim Rif. Marinelli-Bombardieri, 789.960/135.730).

- Epidot führender, serizitreicher Hornblende-Granodiorit (Probe Se 70, MÜLLER 1982): Quarz 30 %, saussuritisierte Plagioklas 35 %, Hornblende 15 %, Kalifeldspat 10 %, Albit 4 %, Epidot 4 %, Biotit 1 %.

Geochemisch handelt es sich beim Sella-Granodiorit um ein saures Glied der Kalkalkalireihe der Bernina-Decke s.l. (MÜLLER 1982, HERMANN 1991, MÜNTENER 1991; vgl. SPILLMANN & BÜCHI 1993).

Dioritischer Einschluss

Bei dem leicht gelängten Dioriteinschluss, der südlich der Gletscherzunge der Vedretta di Fellaria auskartiert wurde, handelt es sich um ein Äquivalent der Diorite der Bernina-Decke s. str.

γ_s **Musella-Granit**

Der Musella-Granit liegt im Hangenden der Sedimente der Tremoggia-Mulde und keilt im Westen in der Marinelli-Formation aus. Die grössten Aufschlüsse bilden die Cime di Musella, wo auch die am wenigsten deformierten Varietäten

auftreten. Gegen Osten dünnt der Musella-Granit analog zur unterliegenden Margna-Decke linsenartig aus (Profil 2, Tafelbeilage). Vor allem in den randlichen Partien enthält der Musella-Granit granodioritische und dioritische Xenolithe. Daneben treten geringmächtige Aplite auf.

In den undeformierten Bereichen liegt der Musella-Granit als grobkörniger, grauweisser bis blaugrauer, porphyrischer Hornblende-Biotitgranit vor. Akzessorisch tritt Allanit (mit Epidotrand), Ilmenit (mit randlichem Titanitsaum), Rutil, Zirkon und Apatit auf. Der magmatische Mineralbestand ist stark alteriert, auch in Gebieten, in denen makroskopisch keine Anzeichen einer Deformation erkennbar sind. Die Kalifeldspäte zeigen eine feine, serizitische Bestäubung. Die Plagioklase sind saussuritisiert und serizitisiert. Z. T. bildeten sich grössere Epidotkörner sowie Kalzit bei der Saussuritisierung. Quarz liegt z. T. als Mörtelquarz vor. Stark suturierte und gebuchtete Quarz-Quarz-Kornkontakte werden als Anzeichen für eine dynamische Rekristallisation (Korngrenz wandern) gedeutet. Biotit zeigt sagenitische Entmischung und teilweise eine starke Vergrünung durch Oxidation. Die im Dünnschliff dunkelgrünen, magmatischen Hornblenden sind randlich in hellgrünen Aktinolith umgewandelt. Als Zersetzungsprodukt der Amphibole ist lokal Chlorit zu beobachten.

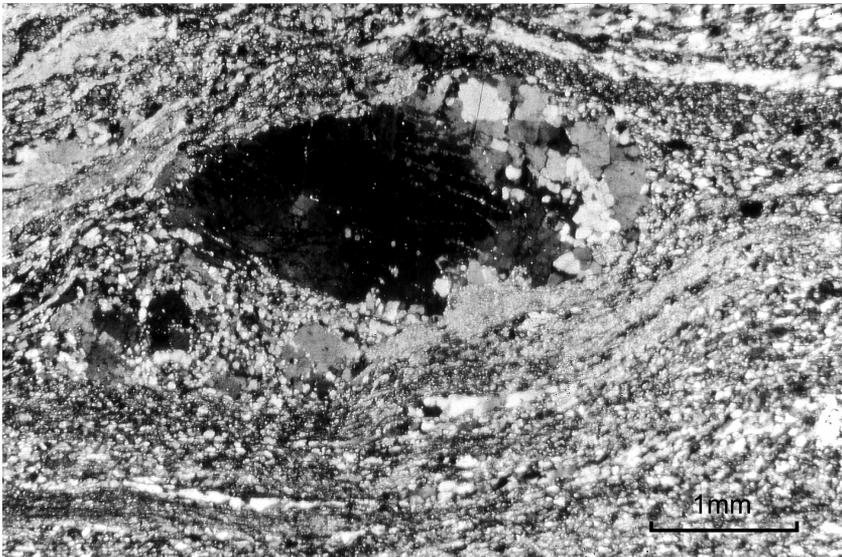


Fig. 8: Kalifeldspatauge mit asymmetrischen Druckschatten, Musella-Granit (794.880/133.300).

Mit zunehmender Deformation nimmt der Grad der Alteration des magmatischen Mineralbestandes zu. Kalifeldspat zerbricht z.T. in kleinere Klusten und bildet Augen (Fig. 8). Diese Augengneise ähneln den Orthogneisen der Margna-Decke. Plagioklas rekristallisiert zu Albit, Epidot und Hellglimmer. Quarz zeigt dynamische Rekristallisation, was zu einer kristallographisch einheitlichen Orientierung der c-Achsen führte. Biotit zeigt eine starke Knickfältelung und wird bei starker Deformation durch Chlorit und Hellglimmer ersetzt. Chlorit und Hellglimmer bilden eine deutlich ausgebildete Schieferung, in welche die reliktschen, magmatischen Biotite passiv einrotiert sind. Die makroskopisch erkennbaren Klusten bestehen aus Kalifeldspat und Hornblende. Um die Kalifeldspat-Augen bildeten sich Druckschatten, die z.T. asymmetrisch ausgebildet sind. Die kurzprismatischen Hornblenden wurden in die Schieferung einrotiert und gestreckt. Die Streckungsrisse sind mit neugebildetem Aktinolith verheilt.

Geochemisch handelt es sich beim Musella-Granit um das sauerste Glied der Kalkalkalireihe der Bernina-Decke s. l. (HERMANN 1991, MÜNTENER 1991; vgl. SPILLMANN & BÜCHI 1993).

POSTVARISKISCHE GANGGESTEINE

$\pi\rho_5$ **Metarhyolithgänge**

Metarhyolithe treten am Fusse des Chapütschin Pitschen in der hinteren Val Fex auf. Sie stehen z.T. in direktem Kontakt mit den Metasedimenten der Verkehrtserie der Tremoggia-Mulde oder bilden bis 5 m mächtige Lagen innerhalb der Marinelli-Formation. Es handelt sich um leukokrate, massige Gneise. Mikroskopisch sind in einer rekristallisierten, kalifeldspatreichen Grundmasse Quarzphänokristalle mit typischen vulkanischen Resorptionsbuchten zu erkennen.

Basische Gänge

Die basischen Gänge treten in den östlichen, stark deformierten Aufschlüssen des Sella-Granodiorits auf. Sie verlaufen konkordant zur alpinen Schieferung. Der südlich der Zunge der Vedretta di Fellaria im Altkristallin liegende Gang verläuft parallel zur altkristallinen Bänderung. Der präalpine Mineralbestand ist vollständig alpin rekristallisiert, was zur Bildung von feinkörnigen, hellglimmerhaltigen Grünschiefern (Chlorit, Aktinolith, Epidot, Albit) führte.

Kristallin der Corvatsch-Teildecke und der Chastelets-Einheit

(NW-Blattecke: Grevasalvas- und Carungas-Einheit)

Im Hangenden grenzen die wenig mächtigen Metasedimente der Fuorcla Surlej, im Liegenden die Metasedimente der Coaz-Mulde die Corvatsch-Teildecke gegen die Bernina-Decke s. str. resp. die Sella-Teildecke ab.

Das Kristallin ist relativ homogen aufgebaut. Es dominieren Metagranodiorite, welche jedoch aufgrund der unterschiedlich starken alpinen Überprägung eine breite petrographische Variation aufweisen.

Der tiefere Teil der südlichen Corvatsch-Teildecke wird von Altkristallin aufgebaut, das sich bis zum Bivacco Parravicini hinzieht. Östlich des Biwaks wurden keine für das Corvatsch-Kristallin typische Gesteine mehr gefunden.

ALTKRISTALLIN

Die altkristallinen Gesteine lassen sich vom Lej Sgrischus in der Val Fex über den Piz dal Lej Alv in die hintere Val Roseg verfolgen (MÜLLER 1982). In den südöstlichsten Aufschlüssen der Corvatsch-Teildecke an der Fuorcla da la Sella und beim Biv. Parravicini besteht das Corvatsch-Kristallin durchgehend aus altkristallinen Schiefen.

STAUB (1946) fasste dieses Altkristallin im Liegenden des Corvatsch-Granodiorits mit dem Chastelets-Kristallin zu einer eigenständigen tektonischen Einheit, dem Sgrischus-Kristallin, zusammen. Dies steht im Widerspruch zu seiner früher (STAUB 1915a) vertretenen Ansicht, gemäss der die fraglichen Schiefer und Phyllite das altkristalline Rahmengestein des Corvatsch-Granodiorits bilden und der Kontakt zwischen Corvatsch-Granodiorit und Altkristallin den deformierten Intrusivkontakt darstellt. Die Autoren halten die ältere Interpretation Staub's für zutreffend.

MÜLLER (1982) unterteilte das Corvatsch-Altkristallin in zwei lithologische Einheiten:

- Phyllitische Mylonite (Parakristallin)
- Mylonitische Orthogneise (Orthokristallin).

P_C Phyllitische Mylonite (Parakristallin)

Bei den als Metasedimente interpretierten Altkristallinbereichen der Corvatsch-Teildecke handelt es sich um rostig braunrot anwitternde, im frischen Bruch grünliche Mylonite mit seidig glänzenden Schieferungsflächen. Die Schieferung ist mit Serizit und Chlorit belegt. Im Weiteren treten Quarz, Muskovit,

Albit, Leukoxen, Kalzit, Epidot, Orthoklas, Aktinolith und akzessorisch Hämatit, Pyrit, Zoisit und Zirkon auf.

Im Gebiet Fuorcla da la Sella - Biv. Parravicini ist eine konglomeratische Ausbildung des Corvatsch-Alt-kristallins anstehend. Geplättete Quarzknoten liegen in einer chlorit- und serizitreichen, geschieferten Matrix. Diese schiefrigen Metakonglomerate treten direkt im Hangenden der Überschiebung auf die Sella-Teildecke (Coaz-Mulde) auf. Analog zu den mylonitischen Orthogneisen sind sie ebenfalls von zwei alpinen Schieferungen durchsetzt (s. unten).

In grösserer Entfernung zum Überschiebungskontakt sind präkinematisch gebildete Hellglimmerklasen (vgl. Marinelli-Formation) zu beobachten. Diese Hellglimmerklasen werden als Relikte eines präalpinen Mineralbestandes interpretiert. Weitere Relikte einer präalpinen tektonischen und metamorphen Prägung sind wegen der intensiven mehrphasigen alpinen Deformation nicht mehr erkennbar.

GO_C Mylonitische Orthogneise

Bei den als Orthogneisen interpretierten Myloniten handelt es sich um braungüne bis dunkelrostrote, feinschiefrige Gneise mit vereinzelt kleinen Quarz- und Feldspatäugen. Die seidig glänzenden Schieferungsflächen sind mit Stilpnomelan, Chlorit und Serizit belegt und meistens gefältelt bis stark krenuliert. Die Krenulation führte häufig zur Ausbildung einer Krenulationsschieferung, welche das mylonitische Gefüge überprägt. Diese Überprägung kann sehr stark sein, so dass die mylonitische Bänderung erst bei der mikroskopischen Beobachtung im Dünnschliff erkannt werden kann. Stilpnomelan wächst synkinematisch bezüglich dieser zweiten Schieferung, die ihrerseits durch zahlreiche ostvergente Scherbänder überprägt wird.

Das ältere, mylonitische Gefüge wird der Überschiebungsphase zugerechnet, während die Schieferung im Zusammenhang mit jüngeren ostvergenten Abschiebungsbewegungen steht (LINIGER 1992, SPILLMANN 1993).

Neben den schieferungsbildenden Mineralien enthalten die mylonitischen Orthogneise Quarz, Albit, Orthoklas, Kalzit, Epidot, Leukoxen, Chlorit, Aktinolith, Allanit und akzessorisch Apatit, Titanit, Zirkon und Hämatit.

SPÄTVARISKISCHE INTRUSIVGESTEINE

γδ_C Corvatsch-Granodiorit; mylonitischer Metagranodiorit

Der Corvatsch-Granodiorit baut die Gipfel der Corvatsch-Gruppe auf und lässt sich bis in den Talgrund der Val Roseg verfolgen. Im Hintergrund dieses Tals bilden sie die Hänge des Piz Aguagliouls. Das Kristallin auf der Halbinsel

Chastè und im Liegenden der Chastelets-Sedimente wird als stark deformiertes Äquivalent des Corvatsch-Granodiorits betrachtet.

Die Variation des magmatischen Ursprungsgesteins wird von der unterschiedlich intensiven alpinen Deformation überlagert, was zu einer makroskopisch sehr variablen Ausbildung des Corvatsch-Granodiorits geführt hat. STAUB (1915a) gliederte den Corvatsch-Granodiorit in fünf lithologische Typen und mehrere Untertypen, die kartographisch jedoch nicht abgrenzbar sind. MÜLLER (1982) vereinfachte die Beschreibung des Corvatsch-Granodiorits, indem er vier Lithotypen einführte, welche sich z.T. an die Gliederung von Staub anlehnen.

Beim Corvatsch-Granodiorit handelt es sich um einen porphyrischen bis gleichkörnigen, grobkörnigen (Hornblende)-Biotit-Granodiorit. Die alpine Deformation äussert sich im internen Bereich der Intrusivmasse in einer wenig ausgeprägten Paralleltexur, die zu einer plattigen Spaltbarkeit führt. Im Randbereich des Intrusivkörpers, in der direkten Nachbarschaft zu tektonischen Horizonten, war die alpine Deformation penetrativ und führte zur Ausbildung von Myloniten und Ultramyloniten. Im Übergangsbereich ist eine breite Variation von Augenweisen zu beobachten. Die alpinmetamorphe Überprägung des präalpinen, magmatischen Mineralbestandes ist auch in wenig deformierten Bereichen sehr ausgeprägt.

Im Vergleich zum Sella-Granodiorit enthält der Corvatsch-Granodiorit wenig bis keine Hornblende. In den meisten Proben ist jedoch alpin gebildeter Aktinolith zu beobachten. Aktinolith bildet Anwachsänder um magmatische Hornblenden oder kristallisiert nadelig in strahligen Büscheln.

In den Biotiten ist z.T. ein Sagenitgitter zu erkennen. Meistens weisen die grösseren Biotitplättchen eine starke Knickfältelung auf und sind in Leukoxen, Epidot, Serizit und Chlorit umgewandelt. Randlich wächst Stilpnomelan und nadeliger Aktinolith.

In der porphyrischen Varietät des Granodiorits bilden milchigweisse Kalifeldspäte bis 2 cm grosse Einsprenglinge. Es handelt sich um Perthite, die z.T. stark serizitisiert sind. In den stark deformierten Bereichen zerbrechen die Kalifeldspäte in feinkörnige Bruchstücke oder bilden Augentexturen.

Plagioklas zeigt auch in wenig deformierten Bereichen eine starke saussurische Zersetzung. Die Intensität der Saussuritisierung widerspiegelt eine magmatische Zonierung. Eine polysynthetische Verzwilligung ist meistens nicht erkennbar. In deformierten Partien sind die zersetzten Plagioklase schlierig ausgewalzt. Die Albitkörner sind rekristallisiert. In den Myloniten wird die Deformation in erster Linie durch die Rekristallisation von Albit, Quarz, Serizit und Epidot, die Zersetzungsprodukte der Feldspäte darstellen, aufgenommen. Für eine detaillierte Beschreibung dieses Deformationsmechanismus, illustriert u.a. an Corvatsch-Proben, sei auf FITZGERALD & STÜNITZ (1993) und STÜNITZ & FITZGERALD (1993) verwiesen.

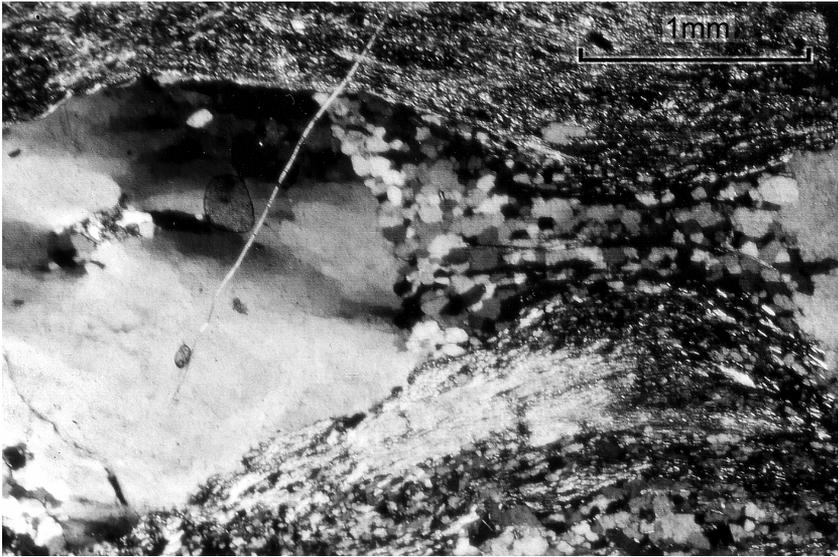


Fig. 9: Boudinage von Quarzklasten in einem Mylonit an der Basis der Corvatsch-Teildecke.
(Furtschellas, 781.660/142.790).

Quarz bildet in den undeformierten Bereichen bis 1 cm grosse, glasige Einsprenglinge. Im Dünnschliff ist eine stark undulöse Auslöschung zu beobachten. Bei zunehmender Deformation bildeten sich randlich Subkörner (Mörtelquarz), die zusätzlich rotiert wurden. In den Myloniten sind die Quarzkristalle gestreckt und boudiniert (Fig. 9), da die Deformation in der Quarz-Albitmatrix oder im saussuritischen Grundgewebe aufgenommen wurde. In ultramylonitischen Gesteinen ist eine vollständige dynamische Rekristallisation des Quarzes zu beobachten.

Allanit, Apatit und Zirkon stellen primärmagmatische Minerale dar. Die idiomorphen Allanite sind bis 0,8 mm gross und von Epidot ummantelt. Apatit ist meistens in Biotit eingeschlossen.

Neben den z.T. bereits erwähnten alpinen Neubildungen Albit, Aktinolith, Serizit, Epidot, Chlorit, Stilpnomelan und Kalzit beschreibt MÜLLER (1982) Pumpellyit in einer wenig deformierten Probe.

Gemäss der geochemischen Analysen gehört der Corvatsch-Granodiorit (STAUB 1915a, MÜLLER 1982, MÜNGER 1982) zu den kalkalkalischen Magmatiten der Bernina-Decke s. I. (vgl. SPILLMANN & BÜCHI 1993).

Dioritische Einschlüsse

Der Gipfel des Piz Corvatsch ist aus groben Dioritblöcken aufgebaut (STAUB 1915a). Es könnte sich um eine Klippe der überschobenen Bernina-Decke s. str. handeln, die in ihrem westlichen Teil ja hauptsächlich aus Dioriten besteht. Für diese Interpretation spricht die flaserige, deformierte Ausbildung, die für die untersten Bereiche der Bernina-Decke typisch ist. Die Überschiebungsfläche der Bernina-Decke s. str. lässt sich zwanglos durch den Gipfel des Piz Corvatsch legen. Da jedoch an der Basis dieser Klippe keine Sedimente (Deckentrenner) vorhanden sind, könnte es sich auch um einen dioritischen Einschluss magmatischen Ursprungs handeln, analog demjenigen am Grat nördlich der Bergstation der Corvatschbahn (MÜLLER 1982).

Petrographisch entsprechen diese Diorite den Dioriten der Bernina-Decke s. str. (siehe unten).

SPÄT- UND POSTVARISKISCHE GANG- UND EFFUSIVGESTEINE

Aplitische Gänge

Aplitische Gänge treten innerhalb des Corvatsch-Granodiorits und im Altkrystallin auf. Eine Konzentration solcher Gänge ist im Gebiet der alten Coazhütte (784.750/141.500) und am Piz Aguagliouls zu beobachten.

Es handelt sich um massige, quarz- und feldspatreiche, schieferungsparallele Lagen, die z. T. stark boudiniert oder knauerartig sind. Die Schieferungsflächen sind mit grünlich glänzendem Serizit belegt.

Gemäss der geochemischen Analysen (MÜNGER 1982) können diese Aplitite als sauerste Glieder der kalkalkalischen Magmatite der Bernina-Decke s. l. interpretiert werden.

πp_c Metarhyolith, Metaquarzporphyr (postvariskisch)

Metarhyolithische Gesteine sind in der Corvatsch-Teildecke an zwei Stellen aufgeschlossen:

- an der Fuorcla da la Sella, im Liegenden der Fuorcla-Surlej-Sedimente und
- als bis 1,5 m mächtige Gänge bei der Mittelstation der Luftseilbahn Surlej-Corvatsch.

Die Grevasalvas-Decke, die mit der Corvatsch-Teildecke korreliert wird, besteht bei Segl Baselgia ebenfalls aus Metaquarzporphyr (PHILIPP 1982a).

Es handelt sich um graugrüne, äusserst feinkörnig-dichte, harte Gesteine mit plattigem Bruch. Die Schieferung ist wenig ausgeprägt und durch sehr feine Chlorit- und Serizitplättchen definiert.

Bei den Phänokristallen dominieren 0,7 mm grosse Quarze, welche typische vulkanische Resorptionsbuchten zeigen. Untergeordnet treten idiomorphe Kalifeldspäte (Mikroklin) sowie selten polysynthetisch verzwilligte Albite auf. Die Grundmasse besteht aus sehr feinkörnigem, gleichkörnigem Quarz, Kalifeldspat, Albit und uneingeregelter Stilpnomelan.

Die Metarhyolithe an der Fuorcla da la Sella vermitteln zwischen dem Corvatsch-Alt-kristallin und der normalliegenden Sedimentbedeckung der Corvatsch-Teildecke (Fuorcla-Surlej-Sedimente). Es handelt sich offenbar um eine stratigraphische Abfolge, was auf einen effusiven oder vulkanosedimentären Ursprung dieser Metarhyolithe hinweist. Die Deformation nimmt in Richtung der Sedimente zu. Am Kontakt zu der in der Überschiebungszone kartierten Rauwacke sind grünweiss gebänderte Ultramylonite vorhanden. Dieselben enthalten ebenfalls Quarzphänokristalle, die jedoch nur mikroskopisch erkennbar sind.

Die Grevasalvas-Einheit besteht im Gebiet des Kartenblattes ausschliesslich aus sauren Metavulkaniten, die stark deformiert wurden und als rhyolithische Schiefer vorliegen. Als Phänokristalle dominieren Quarzklasten (0,5–2 mm) mit typischen Resorptionsbuchten. Untergeordnet treten stark alterierte Feldspäte und sehr selten Biotit auf. Die im frischen Bruch blaugrüne Matrix besteht aus Quarz, Kalifeldspat und Serizit. Akzessorisch treten Zirkon, Apatit, Rutil und Pyrit auf.

Basische Gänge, Metalamprophyr (postvariskisch)

Metamorphe basische Gänge sind im ganzen Gebiet der Corvatsch-Teildecke verbreitet. Ähnlich wie die Aplitgänge zeigt sich eine Zunahme der Häufigkeit gegen Süden. Es handelt sich um Gesteine, die von sämtlichen alpinen Deformationsphasen betroffen wurden, also um klar präalpine Bildungen. Am auffälligsten manifestieren sich die Lamprophyrgänge innerhalb des Corvatsch-Granodiorits, z.B. in den Westwänden der Corvatsch-Gruppe. Die Mächtigkeit dieser dunklen, braunschwarzen Gänge variiert zwischen einigen dm bis ca. 3 m. Je nach Intensität der alpinen Deformation wurden die ursprünglich diskordanten Gänge in mehr oder weniger zusammenhängende Boudins aufgetrennt und in die alpine Schieferung eingeregelt. In schwach deformierten Bereichen (südlich der Fuorcla Surlej und am Piz Corvatsch) dominieren N–S-streichende Gänge.

Die braungrünen, feinkörnig-dichten Ganggesteine führen Amphibole als makroskopische Phänokristalle. Die Schieferung ist durch bräunliche Schlieren markiert. Die Grundmasse besteht aus Aktinolith, Albit, Chlorit, Stilpnomelan, Kalzit und Quarz. Akzessorisch treten Apatit, Zirkon und Ilmenit (mit Titanit-saum) auf. Die magmatischen Hornblendens zeigen aktinolithische Anwachsrande und die Plagioklase sind im Kern saussuritisiert.

Ein von MÜLLER (1982) beschriebener Biotitlamprophyr im Altkristallin bei der alten Coazhütte (westlich der Zunge des Rosegletschers) enthält Biotite, die

in die alpine Schieferung eingeregelt sind und eine intensive Knickfältelung aufweisen. Diese stellen ein Relikt der magmatischen Paragenese dar. Weitere mafische Mineralien, wie Augit oder Olivin, wurden bis anhin nicht beschrieben.

Kristallin der Bernina-Decke s. str.

(NW-Blattecke: Julier-Decke)

Das Kristallin der Bernina-Decke s. str. zeichnet sich gegenüber den tieferen tektonischen Einheiten durch das Fehlen einer penetrativen alpinen Deformation aus. Während der alpinen Gebirgsbildung wurden hier lediglich einige diskrete, mylonitisch-kataklastische Scherzonen ausgebildet. Das Fehlen einer penetrativen, alpinen Deformation erlaubt die direkte Beobachtung der präalpinen Strukturen in den magmatischen Gesteinen sowie in deren altkristallinen Rahmengesteinen. Der undeformierte Intrusivkontakt zwischen den Bernina-Plutoniten und dem Bernina-Alt-kristallin ist im nordöstlichen Teil des Atlasblattes zu beobachten.

Das Kristallin der Bernina-Decke s. str. wird wie folgt gegliedert:

- Altkristalline Schiefer und Gneise
- Spätvariskische Intrusivgesteine: kalkalkalische Magmatite (Diorit–Granodiorit)
- Postvariskische Intrusivgesteine: alkalische Magmatite (Syenit–Granit)
- Postvariskische, subvulkanische und vulkanische Gesteine, wie Metarhyolithe (Typ Sass Queder, Typ Piz Trovat und i. Allg.) und Metalamprophyre (basische Gänge)

ALTKRISTALLIN

Das Altkristallin der Bernina-Decke s. str. ist im nordöstlichsten Gebiet des Atlasblattes aufgeschlossen, wo es das Rahmengestein der mächtigen Intrusivmasse der Bernina-Decke s. str. repräsentiert. Die präalpine Schieferung im Altkristallin wird von den Intrusionen der Bernina-Decke s. str. diskordant abgeschnitten. STAUB (1916) bezeichnete das Altkristallin der östlichen Bernina-Decke s. str. als «Carale-Serie». In der Stretta-Decke (östlich des Kartenblattes) wurden an zwei Altkristallin-Proben U/Pb-Zirkon-Alter bestimmt (VON QUADT et al. 1994). Die Daten weisen auf ein präkambrisches Alter (primäres Kristallisationsalter) und eine metamorphe Überprägung in variskischer Zeit hin.

RAGETH (1982) unterteilte das Altkristallin im vorliegenden Gebiet in folgende zwei Kartierungseinheiten:

- Gebänderte Chlorit-Hellglimmerschiefer
- Quarzitische Hellglimmergneis

P_B Gebänderte Chlorit-Hellglimmerschiefer

Dieser lithologische Typ tritt nur untergeordnet, im Gebiet nördlich des Lej da Diavolezza, auf. Es handelt sich um gebänderte, albit-oligoklasreiche Quarz-Chlorit-Hellglimmerschiefer. Die Hellglimmer sind meistens mit Biotit verwachsen. Zusätzlich tritt Granat auf. Lokal sind Übergänge in Quarzphyllite zu beobachten. Die präalpine Mineralparagenese mit Albit-Oligoklas, Biotit und Granat belegen einen präalpinen Metamorphosegrad zwischen oberster Grünschieferfazies und unterster Amphibolitfazies.

Die alpine Überprägung unter Bedingungen der mittleren Grünschieferfazies wird durch das Wachstum von Stilpnomelan, Chlorit und Serizit angezeigt.

G_B Hellglimmergneise, z. T. mit Augentextur

Bei den quarzitischen Hellglimmergneisen handelt es sich um leukokrate, weissgraue bis grüngraue, plattig spaltende oder fein verfältelte Gesteine. Untergeordnet treten flaserige Augengneise mit bis 1 cm grossen Feldspatklasten auf. Die Schieferung wird durch eingeregelter Hellglimmerleisten definiert. Der postkinematisch gewachsene Stilpnomelan stellt eine alpine Bildung dar.

S_B Serpentin (Vedretta di Fellaria orientale)

Die Ultramafite im Altkristallin der tieferen Bernina-Decke s. str. ziehen von der Steilstufe bei ca. Koord. 794.700/135.700 als ca. 30 m mächtiger Serpentinzug rund 1 km gegen Südosten, wo sie östlich des Kartenblattes am WSW-Grat der Cima Val Fontana in altkristallinen Schiefen auskeilen. Die internen Bereiche des Serpentinzuges sind massig, während die Randpartien verschiefert sind. Der Übergang zu den altkristallinen Schiefen wird durch einen feinkörnig-dichten, sehr harten, grünweissen Nephritsaum von ca. 50 cm Mächtigkeit gebildet. Der Nephrit ist von grobkörnigen Kalzitnestern durchsetzt.

Die Serpentinminerale bilden in den massigen Serpentiniten ein primäres, grobkörnig-kristalloblastisches Gefüge ab:

- Bis 1 cm grosse, einheitlich orientierte Serpentinaggregate bilden Pseudomorphosen nach isometrischen Orthopyroxenkristallen. Die rechtwinklige Pyroxenspaltbarkeit wird durch feine Erzschnüre nachgezeichnet.
- Bis 5 mm grosse, isometrische und erzarmer Serpentinaggregate mit Maschenstruktur enthalten neben Serpentinminerale zusätzlich Brucit. Diese werden als Pseudomorphosen nach Olivin interpretiert.
- 2–5 mm grosse, isometrische Chlorit(Rhipidolit)-Magnetitaggregate repräsentieren ursprüngliche Spinellkristalle.

Der ursprüngliche Mineralbestand ist vollständig überprägt. Aufgrund der gut erhaltenen Pseudomorphosen kann das Ursprungsgestein als grobkörniger Harzburgit interpretiert werden. Der harzburgitische Chemismus ist auch geochemisch nachgewiesen (XRF; SPILLMANN 1993).

Die hier beschriebenen Serpentinite wurden von STAUB (1946) als Schuppe der Platta-Ophiolithe interpretiert. Er begründete diese Zuordnung mit ihrer Lage in einem tektonisch tiefen Bereich der Bernina-Decke s.l., etwa in der Fortsetzung der Sedimentzone, welche die Corvatsch- und die Sella-Teildecke voneinander trennt. Die Interpretation dieser Ultramafitlinse als Relikt alpiner Ophiolithe basiert im Weiteren auf geringmächtigen Trias-Aufschlüssen, welche gemäss der Kartierung von STAUB (1946) die Serpentinite randlich begleiten. Diese Beobachtung konnte allerdings nicht bestätigt werden. Möglicherweise interpretierte STAUB den hellen Nephritsaum als triadische Dolomitmarmore.

Die östlichsten Aufschlüsse von Platta-Ophiolithen liegen in der Val Fex. Die Sedimente der zwischen Sella- und Corvatsch-Teildecke liegenden Coaz-Mulde enthalten kein ophiolithisches Material. Für die Serpentinite bei der Vedretta di Fellaria orientale wird deshalb eine Zugehörigkeit zum Altkristallin postuliert (SPILLMANN 1993). In Profil 2 der Tafelbeilage wird der Serpentinzug diskordant von der Intrusion des Sasso-Rosso-Granodiorits abgeschnitten, was diese Zuweisung unterstreicht. Der Kontakt zwischen dem gebänderten Altkristallin und dem Sella-Granodiorit ist jedoch schlecht aufgeschlossen und die gegenseitige Stellung nicht zweifelsfrei geklärt.

SPÄT- UND POSTVARISKISCHE INTRUSIVGESTEINE

Die Intrusivgesteine der Bernina-Decke s. str. bauen das Kerngebiet des Bernina-Massivs mit seinen höchsten Gipfeln auf (vgl. tekt. Übersichtskärtchen).

Ausgehend von der Petrographie und Geochemie der Intrusiva im Gebiet zwischen Diavolezza und Morteratsch gliederte RAGETH (1982, 1984) die Intrusiva der Bernina-Decke s. str. in spätvariskische kalkalkalische und jüngere, postvariskische alkalische Magmatite. BÜCHI (1987, 1994), der die Intrusivgesteine zwischen Pontresina, Morteratsch und Piz Mandra (nördlich des Kartenblattes) bearbeitete, bestätigte und erweiterte die Gliederung von RAGETH. Die Befunde von RAGETH und BÜCHI werden im folgenden auf die ganze Bernina-Decke angewendet, was zu folgender Gliederung führt:

- Kalkalkalische Magmatite (Diorit und Granodiorit, spätvariskisch)
- Alkalische Magmatite (Syenit und Granit–Aplitgranit, postvariskisch)

Die Kontaktbeziehungen und radiometrische Datierungen zeigen, dass die alkalischen Intrusivgesteine in die kalkalkalischen Gesteine intrudierten, also jünger sind.



Fig. 10: Dioritische Einschlüsse in einem Granodioritstock am Fuss des SW-Grates der Crast' Agüzza (790.170/137.790).

Kalkalkalische Intrusivsuite (spätvariskisch)

Diorite mit kalkalkalischem Chemismus dominieren die westliche Bernina-Decke s. str. zwischen Bellavista, Piz Roseg und Piz Tschierva sowie die Rosatsch-Gruppe nördlich der Fuorcla Surlej. Der westliche Kontakt dieser Dioritmasse ist tektonisch, während die östlichen Kontakte intrusiver Natur sind.

Die Granodiorite mit kalkalkalischem Chemismus sind westlich des Morteratschgletschers, am Munt Pers und zwischen der Isla Persa und der Fortezza aufgeschlossen. Der Kontakt zu den Dioriten ist intrusiv, aus alpinistischen Gründen jedoch meist nur schlecht beobachtbar. Gut zugänglich ist dieser Kon-

takt im Gebiet südlich der Gianda Boval (790.6/143.0). Der Intrusionskontakt zwischen den Dioriten und dem Sasso-Rosso-Granodiorit ist am Nunataker östlich der Pta Marinelli (Pkt. 3004 m) sowie nördlich der Zunge der Vedretta di Fellaria (bei Pkt. 2988 m) gut aufgeschlossen. Der Granodiorit an der Crast' Agüzza ist reich an Dioritxenolithen (Fig. 10) und steckt zudem als kleine Stöcke im Diorit.

Gesamtgesteinsanalysen (STAUB 1915a, MÜLLER 1982, MÜNGER 1982, RAGETH 1982, BÜCHI 1987, HERMANN 1991, MÜNTENER 1991) zeigen, dass die weiter oben beschriebenen Intrusivgesteine der Sella-Teildecke (Musella-Granit, Sella-Granodiorit) und der Corvatsch-Teildecke (Corvatsch-Granodiorit) genetisch mit den kalkalkalischen Magmatiten der Bernina-Decke s. str. zu verbinden sind (vgl. SPILLMANN & BÜCHI 1993).

δ_B Diorit

Die Hauptmasse der Diorite machen feinkörnige, graugrün-weiss gesprenkelte Hornblende-Biotitdiorite aus. Daneben treten aber auch Gabbros und Quarzdiorite auf. Vereinzelt enthalten die Diorite Pyroxene pigeonitischer Zusammensetzung. Im Gebiet südlich des Piz Tschierva sind innerhalb der Dioritmasse der westlichen Bernina-Decke s. str. komplizierte magmatische Strukturen aufgeschlossen. Lokal sind grobkörnige Diorite apophysenartig in die feinkörnigen Diorite eingedrungen. Andernorts sind aber auch kontinuierliche Übergänge zwischen grob- und feinkörnigen Bereichen vorhanden. Die grobkörnigen Diorite sind sehr inhomogen ausgebildet. Porphyrische Varietäten zeigen ein fluidales bis kumulatartiges Gefüge, wobei die kumulatartig angereicherten Plagioklaseinsprenglinge (Fig. 11) leukokrate, helle Bereiche innerhalb der dunklen Diorite bilden. Diese Bereiche sind aus der Ferne kaum von den ebenfalls vorhandenen, leukogranitischen Stöcken und Gängen zu unterscheiden. Bei den fein- und grobkörnigen Dioriten handelt es sich nicht um eine Intrusionsabfolge, sondern um Unmischbarkeiten und Inhomogenitäten innerhalb des gleichen dioritischen Magmas.

Die Plagioklase sind, wie in sämtlichen Intrusivgesteinen der Bernina-Decke s. l., auch in den undeformierten Dioriten der Bernina-Decke s. str. stark saussuritisiert und serizitisiert. Sie bilden einen dichten «Filz» aus Epidot, Serizit und Albit. Die stärkere Zersetzung der Kernbereiche deutet auf eine ursprüngliche magmatische Zonierung der Plagioklase hin. Quarzdioritische Varietäten führen geringe Mengen an Kalifeldspat. Der Quarz tritt als späte magmatische Bildung in den Zwickeln auf.

Die magmatischen Amphibole sind z.T. chloritisiert und zeigen aktinolithische Anwachsränder. Aktinolith bildet zudem feinstrahlige Büschel. Der Chemismus der magmatischen Amphibole entspricht Magnesio-Hornblendens, die im Kern oft eine cummingtonitische Zusammensetzung aufweisen (BÜCHI 1987).

Die Biotite sind z.T. chloritisiert und zeigen sagenitische Entmischung. Akzessorisch treten Apatit, Zirkon und opake Phasen (Ilmenit, Pyrit) auf.

Alpine Neubildungen sind Epidot, Kalzit, Chlorit, Serizit und Aktinolith, selten Stilpnomelan.

Variation der Modalbestände: Plagioklas (Saussurit) 45–60 %, Amphibol 10–50 %, Biotit 5–20 %, Quarz 0–20 %.

$\gamma\delta_B$ **Granodiorit**

Die Hornblende-Biotitgranodiorite der Bernina-Decke s. str. wurden auch als «blaue Bernina-Granite» bezeichnet (STAUB 1946). Tatsächlich zeigen die grobkörnigen, massigen Gesteine eine typisch weissblaue bis stahlblau-graue Farbe. Makroskopisch auffällig sind im Weiteren Biotitplättchen und bis 5 mm lange Hornblendestängel sowie mehr oder weniger zahlreiche, meist gerundete Dioriteinschlüsse.



Fig. 11: Kumulative Gefüge im Diorit der Bernina-Decke s. str. (oberhalb der Chamanna da Tschierva).

In den bis 5 mm grossen Quarzkristallen konzentrieren sich die Flüssigkeits-einschlüsse entlang von geradlinigen Bahnen. Die Körner sind stark undulös auslöschend. Randlich ist die Bildung von Subkörnern zu beobachten. Die Alkalifeldspäte sind perthitisch entmisch, z. T. ist eine Mikroklingitterung zu erkennen. Die Körner sind häufig zerbrochen, aber nur leicht serizitisiert. Die Plagioklase hingegen zeigen eine starke saussuritische Zersetzung und albitische Anwachsränder.

Die Biotite sind verbogen bis gefältelt und meistens gebleicht (oxidiert) oder chloritisiert. Z. T. ist eine sagenitische Gitterung vorhanden. Bei der Chloritisierung bildeten sich Leukoxensäume und randlich aufgewachsene Stilpnomelanbüschel. Bei den xenomorphen bis leistenförmigen Amphibolen handelt es sich um z. T. stark zersetzte Magnesio-Hornblenden. Vereinzelt ist eine fleckenartige, aktinolithische Ausbleichung der Hornblenden zu beobachten. Aktinolith bildet auch Anwachsränder. In Rissen ist lokal auch Chlorit vorhanden.

Akzessorisch tritt Apatit, Zirkon und Allanit auf. Apatit und Zirkon sind in den Hornblenden und in Biotit eingeschlossen. Zirkon ist von pleochroitischen Höfen und Allanit von Epidotsäumen umgeben. Primäres Erz (Ilmenit) tritt nur untergeordnet auf. Alpine Neubildungen sind Aktinolith, Stilpnomelan, Epidot, Chlorit und Albit.

U/Pb-Zirkon-Alter: VON QUADT et al. (1994) untersuchten fünf Granodioritproben. Vier dieser Proben entstammen der östlichen Bernina-Decke. Sie wurden unterhalb der Diavolezza (794.750/144.600), bei Pontresina (789.230/151.600 und 798.300/151.500) und bei den Bernina-Fällen (792.900/147.750) nördlich des Kartenblattes geschlagen. Eine weitere Probe entstammt mylonitischem Granodiorit des Chastelets-Kristallin (782.300/144.200). Die bei 330 Ma (Karbon: Viséen) liegenden Alter werden als Intrusionsalter interpretiert, während die in die Späte Kreide fallenden Werte Ausdruck der alpinen Überprägung sein dürften.

$\gamma\delta_{SR}$ **Sasso-Rosso-Granodiorit**

Der Sasso-Rosso-Granodiorit (tiefere Bernina-Decke s. str.) ist im Bereich des Gipfels des Sasso Rosso lithologisch identisch mit dem Bernina-Granodiorit. Er geht gegen unten relativ kontinuierlich in stark deformierten Granodiorit vom Typ «Sella-Granodiorit» über. Der tektonische Kontakt zwischen Sella-Teildecke und Bernina-Decke s. str. ist deshalb im Fellaria-Gebiet östlich des Passo Marinelli orientale nicht exakt definiert (vgl. Abschnitt zur Tektonik).

Dioritische Einschlüsse

Der Sasso-Rosso-Granodiorit enthält nahe dem Kontakt zu den Dioriten der westlichen Bernina-Decke s. str. eigentliche Schwärme von dioritischen Xenolithen.

Alkalische Intrusivsuite (postvariskisch)

Innerhalb der alkalischen Reihe dominieren volumenmässig die Granite. Eine grössere Granitmasse baut den Piz Palü auf. Dieser Granitkörper erstreckt sich gegen Süden bis in das Gebiet des Piz Varuna (Pkt. 3329 m) und grenzt im Osten mit intrusivem Kontakt an das Altkristallin der «Carale-Serie». Dieser Kontakt ist am äussersten östlichen Rand des Atlasblattes, in der Westwand des Piz Cambrena, bei Pkt. 3011 m, zu beobachten (vgl. Profile 3 und 5). Die Kontakte gegen die Diorite und Granodiorite im Gebiet der Fortezza sind schwer zugänglich und z. T. tektonisch überprägt. Ebenso sind die Kontakte der Granite zu den Granodioriten resp. zu den Rhyolithen südlich des Munt Pers stark gestört und schlecht aufgeschlossen. Der südliche Teil einer weiteren Granitmasse ist im Gebiet Piz Mandra - Piz Boval aufgeschlossen. Der südlich an diesen Granit angrenzende Diorit ist im Kontaktbereich von zahlreichen granitischen Apophysen durchdrungen (Fig. 12). Der Kontakt zum Granodioritstreifen westlich des Morteratschgletschers ist im Gebiet der Pasculs da Boval nur sehr spärlich aufgeschlossen. Der Verlauf der Kontakte im Gebiet des Piz Morteratsch ist vom Profil über dem ENE-Grat (Sprauza-Grat) abgeleitet.



Fig. 12: Imprägnation des Diorits durch granitische Apophysen am Kontakt zu dem Granit (nördlich Piz Misaun).

Weitere Vorkommen der alkalischen Intrusivgesteine treten als Stöcke und lagergangartige Intrusionen innerhalb der Dioritmasse der westlichen Bernina-Decke s. str. auf. Sehr auffällig sind die Granit-/Aplitgranitmasse der Crast'Agüzza-Südwand sowie die flachgelagerten Gangschwärme am Piz Roseg (Fig. 13).

σ_B Syenit

Grössere Syenitvorkommen finden sich einerseits direkt im Hangenden der Überschiebung der Bernina-Decke s. str. (Val Roseg zwischen Alp Misaun und Margun Misaun, Passo Marinelli) und andererseits innerhalb der Diorite (Piz Tschierva, Crast' Agüzza, Piz Argient). Ein weiterer Syenitkörper liegt östlich der Zunge des Morteratschgletschers.

Die Syenite der Bernina-Decke s. str. stellen grobkörnig-gleichkörnige, schwarz-weiss gesprenkelte Biotit-Hornblende-(Alkalifeldspat-)Quarzsyenite dar. Makroskopisch gut erkennbar sind schwarze Biotitplättchen und kurzstängelige Amphibole. Die Kalifeldspäte sind porzellanartig weiss, selten schwach rosa gefärbt.



Fig. 13: Aplitgranitische Intrusionen in der Westwand des Piz Roseg. Am Wandfuss: mylonitischer Corvatsch-Granodiorit und Fuorcla-Surlej-Sedimente (Aufnahme vom Piz Sella).

Bei den Kalifeldspäten handelt es sich um bis 1 cm grosse, perthitische Mikrokline, die häufig nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt sind. Die Serizitisation ist wenig ausgeprägt und äussert sich in einer leichten Bestäubung. Ebenfalls relativ wenig zersetzt sind die Plagioklase, die vom Kern her eine abnehmende Saussuritisierung und somit eine normale, magmatische Zonierung aufweisen. Quarz tritt xenomorph in Zwickeln auf.

Die magmatischen Hornblenden sind z. T. spröd zerbrochen, aber wenig zersetzt. In Rissen und randlich derselben kristallisierte Stilpnomelan. Seltener sind feinstrahlige Aktinolithbüschel oder aktinolithische Anwachsänder zu beobachten. Die Biotite sind xenomorph und weisen häufig eine Knickfältelung und eine deutliche Sagenitgitterung auf.

Magmatische Akzessorien sind Zirkon, Apatit und Allanit. Auffallend ist der grosse Gehalt an idiomorphen, bis 0,5 mm grossen Zirkonkörnern. Allanit zeigt einen Epidotsaum. An opaken Phasen sind Ilmenit und Pyrit vorhanden.

Z. T. sind die Syenite von einem feinen Netzwerk von geringmächtigen (1–2 cm), aplitischen Adern durchzogen. Am Passo Marinelli werden die Syenite an der Basis der Bernina-Decke s. str. von 1–2 m mächtigen, flachliegenden Aplitgranit-Gängen durchschlagen.

γ_B **Granit, Aplit**

STAUB (1946) bezeichnete diese Gesteine als «rote und weisse Alkaligranite» oder allgemeiner als «bunte Bernina-Granite». Es handelt sich um sehr helle, fein- bis mittelkörnige Aplitgranite sowie um stark rot oder grün verfärbte, grobkörnige Granite, die praktisch frei von mafischen Mineralien sind.

Die feinkörnigen Aplitgranite bilden in der westlichen Bernina-Decke s. str. zahlreiche kleinräumige, stock- oder lagergangartige Intrusionen (Fig. 13). Sie treten aber auch als Schlieren oder Stöcke innerhalb grösserer Granitmassen auf oder dringen als Apophysen in die Rahmengesteine ein (Fig. 12). Am Piz Mandra liegt eine grössere Aplitgranitmasse innerhalb der Granite. Die Aplitgranit/Granit-Kontakte sind kontinuierlich und nicht auskartierbar.

Bei den *Aplitgraniten* handelt es sich um fein- bis mittelkörnig-gleichkörnige, massige Gesteine von weisser bis leicht rötlicher Farbe. Mafische Mineralien sind nur sehr untergeordnet vertreten. Mikroskopisch fällt ein alpin wenig überprägtes, eutektisches Gefüge auf.

Quarz ist undulös auslöschend und bildet randlich Subkörner. Bei den Kalifeldspäten handelt es sich meistens um xenomorphe, selten verzwillingte Perthite. Plagioklas bildet xenomorphe, polysynthetisch verzwillingte Leisten. Die sauren Plagioklase (Albit–Oligoklas) zeigen keine saussuritische Zersetzung, sondern lediglich eine leichte Bestäubung. Quarz, Kalifeldspat und Plagioklas sind eutektisch eng verwachsen.



Fig. 14: Mafische Schlieren im Alkaligranit am Südgrat des Piz Mandra (Bildbreite ca. 75 cm).

Akzessorisch treten grünliche Hellglimmer, Epidot, der meistens in Rissen angereichert ist, und Stilpnomelan auf. Als opake Phasen finden sich Pyrit und Magnetit.

Variation der Modalbestände: Quarz 45–60 %, Kalifeldspat 25–35 %, Plagioklas 10–25 %.

Die grobkörnigen, massigen *Granite* sind im frischen Bruch von weisser, gräulicher oder rötlich-violetter Farbe. Z.T. sind sie auch rot-grün gefleckt. Die Kalifeldspäte sind an ihrer rötlichen Verfärbung erkennbar. Zudem zeigen sie oft makroskopisch erkennbare Karlsbader Zwillinge. Die stark saussuritisierten Plagioklase erzeugen die Grünfärbung. Relativ selten und meist nur akzessorisch sind Biotitplättchen und grünschwärze Amphibolleisten. Die mafischen Mineralien sind z.T. in dunklen Schlieren konzentriert (Fig. 14).

Die bis 5 mm grossen Quarze zeigen undulöse Auslöschung und randliche Subkornbildung. Flüssigkeitseinschlüsse sind in Bahnen konzentriert. Kalifeldspat liegt meist als xenomorphe, perthitische Leisten vor. Diese zeigen eine gut erkennbare Mikroklingitterung und sind meistens nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt. Die perthitisch eingeschlossenen Albite sind polysynthetisch verzwillingt. Auch Plagioklas (Albit–Oligoklas) bildet polysynthetisch verzwillingte Leisten. Der Grad der Saussuritisierung ist variabel.

Magmatische Hornblende tritt meist nur akzessorisch auf. Ihr Anteil nimmt am Kontakt zu den kalkalkalischen Dioriten und Granodioriten zu. Die zerbrochenen Stängel zeigen aktinolithische Anwachsränder. Bei den alpin gebildeten Amphibolen handelt es sich vereinzelt um Winchite (Na-Ca-Amphibol), die im Mikroskop an ihrer sattblauen Eigenfarbe erkennbar sind (BÜCHI 1987, 1994). Biotit tritt, zusammen mit den Hornblenden, ebenfalls meist nur akzessorisch auf. Die Biotitleisten sind nur selten chloritisiert, zeigen aber randlich büscheligen Stilpnomelan. Stilpnomelan wächst auch in Rissen in den Kalifeldspäten.

Als primärmagmatische Akzessorien treten idiomorphe Zirkone und opake Phasen (Ilmenit, Magnetit, Pyrit) auf. BÜCHI (1987, 1994) beschreibt in sehr quarzreichen Alkalifeldspatgraniten das Auftreten von akzessorischem Fluorit. Alpine Neubildungen sind Saussurit, Aktinolith, Chlorit und Stilpnomelan.

Variation der Mineralbestände: Quarz 30–40 %, Kalifeldspat 45–65 %, Plagioklas 0–15 %, Hornblende 0–5 %, Biotit 0–3 %.

U/Pb-Zirkon-Alter: Bei Montebello (Morteratsch, 792.300/148.300, nördlich des Kartenblattes) wurde ein Granit der alkalischen Reihe der Bernina-Decke beprobt. Eine weitere Probe (777.550/149.100) wurde in der Julier-Decke unterhalb der Julierpasshöhe entnommen. Die Probe aus der Bernina-Decke ergab 295 ± 12 Ma, die Probe aus der Julier-Decke 292 ± 6 Ma (VON QUADT et al. 1994). Diese frühpermischen Alter werden als Intrusionsalter interpretiert.

POSTVARISKISCHE SUBVULKANISCHE UND VULKANISCHE GESTEINE

Die sauren und basischen, subvulkanischen bis vulkanischen Gesteine der Bernina-Decke s. str. nehmen eine stratigraphische Zwischenstellung zwischen dem Kristallin und der mesozoischen Sedimentbedeckung ein. Im Gebiet der Stretta-Teildecke (z.B. am Piz Alv, östlich des Blattrandes; siehe tekt. Übersichtskärtchen) liegen die rhyolithischen Gesteine zwischen dem Stretta-Kristallin und den Sedimenten der Alv-Mulde. Diese Kontakte sind tektonisch nur leicht überprägt (SPITZ & DYHRENFURTH 1913, STAUB 1946, SCHÜPBACH 1976, NAEF 1987). Im Gebiet der Diavolezza hingegen ist die Beziehung zwischen Kristallin, Rhyolithen und mesozoischer Sedimentbedeckung durch die alpine Schuppentektonik stark überprägt (STAUB 1916). Wie die zahlreichen mächtigen Altkristallineinschlüsse zeigen, handelt es sich bei den Rhyolithkörpern der Diavolezza vor allem um subvulkanische Gesteine. Geochemisch besteht eine starke Affinität zur alkalischen Syenit-Granit-Reihe (RAGETH 1984, SPILLMANN & BÜCHI 1993, BÜCHI 1994).

RAGETH (1982, 1984) unterschied zwei Rhyolithvarietäten, nämlich den

- geschichteten, laminierten «Sass-Queder-Typ» und den
- massigen, wenig strukturierten «Piz-Trovat-Typ».

Die basischen Gänge sind die Produkte einer jüngeren, magmatischen Aktivität, da sie die Metarhyolithe durchschlagen. Dies ist u.a. am Grat NNW der Diavolezza sowie am Sass Queder östlich der Diavolezza zu beobachten.

ρ_{SQ} Sass-Queder-Metarhyolith

Im Sass-Queder-Typ, der ausschliesslich am Sass Queder auftritt (RAGETH 1982, 1984), wurden Strukturen beobachtet, die auf einen effusiven Charakter dieses Rhyoliths schliessen lassen. Er enthält jedoch auch grössere Altkristallinschollen, was eher auf eine subvulkanische Entstehung hinweist.

Die frischen Bruchflächen des Sass-Queder-Metarhyoliths zeigen eine rosa-weiße bis bläuliche, dichte Grundmasse. Makroskopisch sind bis 1 cm grosse, hellrote Kalifeldspäte erkennbar. Im Weiteren sind kleinere, magmatisch korrodierte, wasserklare Quarzeinsprenglinge zu beobachten. Erwähnenswert sind auch 1–2 m mächtige Lagen mit ausgeprägter fluidaler Textur. Diese können seitlich in unzusammenhängende, knollige Lagen übergehen. Der Lagenbau und die Knollenbildung werden mit Scherbewegungen erklärt, die bei der Platznahme der rhyolithischen Lava stattgefunden haben (RAGETH 1982, 1984).

Im Weiteren zeigt der Sass-Queder-Metarhyolith auch Strukturen alpiner Deformation. Es handelt sich dabei um diskrete, kataklastisch-mylonitische Scherzonen, die an der Basis des Metarhyolithkörpers, westlich des Sass Queder, auftreten.

ρ_{PT} Piz-Trovat-Metarhyolith
 ρ Metarhyolith i. Allg.

Massige Metarhyolithe des Piz-Trovat-Typs sind beim Diavolezza-Berghotel und am Piz Trovat aufgeschlossen (RAGETH 1982, 1984). In unmittelbarer Umgebung der Diavolezza sind grosse Altkristallineinschlüsse zu beobachten. Der Kontakt zum Granit südlich des Munt Pers ist durch Sprödbrüche gestört.

Daneben existieren kleinere Metarhyolithkörper, so z.B. im Altkristallin nördlich des Lej da Diavolezza, im Granodiorit nordöstlich des Munt Pers, im Granit der Rifugi dals Chamuotschs («Gemsfreiheit») oder als isoliertes Vorkommen südlich des Piz Tschierva. Am Piz Mandra ist der südlichste Abschnitt eines ca. 3 m mächtigen Rhyolithganges, der sich in nördlicher Richtung ca. 2 km in das Gebiet des Piz Chalchagn verfolgen lässt, aufgeschlossen (BÜCHI 1987). Weitere rhyolithische Gänge wurden am SW-Grat des Sasso Rosso beobachtet. Bei diesen handelt es sich um westliche Ausläufer der mächtigen, alpin deformierten Rhyolithgänge des Piz Varuna (SPILLMANN 1993; siehe tekt. Übersichtskärtchen).

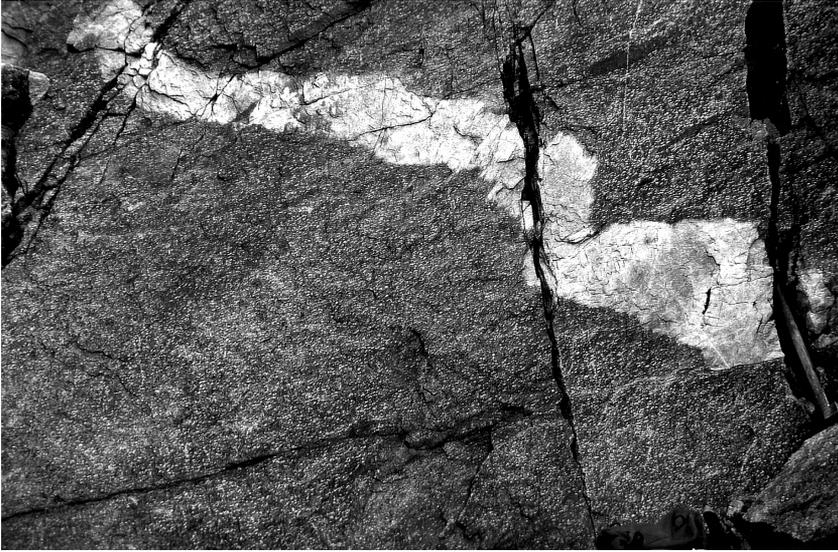


Fig. 15: Verfalteter Rhyolithgang im achsenebenenparallel texturierten Sasso-Rosso-Granodiorit (SW-Grat des Sasso Rosso, 793.460/136.060).

Die sehr harten und splittrig brechenden Metarhyolithe sind im frischen Bruch blassgelb-gräulich, z.T. mit einer leichten blassgrünen oder blassrosa Färbung. Makroskopisch auffällig sind bis 3 mm grosse, gerundete, klare Quarzeinsprenglinge (Phänokristalle).

Der Anteil der Grundmasse am Gesamtgestein beträgt 70–90%. Die ursprünglich kryptokristalline, z.T. glasige Matrix liegt als mikrokristallines Gemenge von Quarz, Kalifeldspat und Albit sowie Epidot, Serizit und Chlorit vor. Sphärolitische Aggregate aus feinsten Quarz- und Kalifeldspatfasern stellen Produkte der Entglasung dar.

Neben den magmatisch korrodierten, z.T. aber noch idiomorphen Quarzeinsprenglingen (Tropfenquarze mit Resorptionsbuchten) treten perthitische Kalifeldspäte und selten leicht saussuritisierte Plagioklase als Phänokristalle auf. Typisch sind im Weiteren aus eutektischen Verwachsungen (myrmekitisch) von Quarz und Feldspat bestehende Einsprenglinge. Akzessorisch treten opake Phasen (Pyrit, Hämatit, Ilmenit) in Schlieren hinzu. Stilpnomelan fehlt in den Metarhyolithen des Piz-Trovat-Typs, tritt jedoch in den tektonisch tiefer beheimateten, stark deformierten Metarhyolithen am Sasso Rosso auf. Die Grundmasse in die-

sen stärker überprägten Metarhyolithen ist vergleichsweise gröber rekristallisiert, unter Ausbildung einer durch Serizit, Chlorit und Stilpnomelan markierten Schieferung. Diese umfließt die häufig zerbrochenen Feldspatklasten z.T. unter Ausbildung asymmetrischer Druckschatten. Die Quarzeinsprenglinge bilden ebenfalls Klasten, beginnen jedoch in den Druckschatten dynamisch zu rekristallisieren. Die rhyolithischen Gänge im Sasso-Rosso-Granodiorit sind verfaltet (Fig. 15).

U/Pb-Zirkon-Alter: Das Alter der Platznahme der Rhyolithe wurde mit 288 ± 7 Ma bestimmt (frühes Perm; VON QUADT et al. 1994). Die untersuchte Probe wurde direkt südlich der Diavolezza entnommen (Koord. 794.200/143.100).

Metalamprophyrgänge

Metalamprophyre treten im Gebiet der Bernina-Decke s. str. verbreitet als meist N-S-streichende, subvertikale, diskordante Gänge auf. Besonders zahlreich sind sie zwischen Piz Mandra und Piz Morteratsch. Weitere Gänge finden sich im Gebiet der Nunataker Pkt. 3033 m und Pkt. 3004 m in der Vedretta di Fellaria.

Randlich zeigen die ca. 2 m mächtigen Gänge einen ca. 2–4 mm breiten, sehr feinkörnigen Abkühlungsrand. Die Kontakte zum Nebengestein sind planar und gut definiert. Primärmagmatische Strukturen und Mineralbestände sind wegen einer ausgeprägten, statischen Rekristallisation kaum erhalten geblieben. Die feinkörnigen, alpinen Neubildungen (Chlorit, Helleglimmer, Epidot, Aktinolith, Stilpnomelan, Albit) bilden ein ursprünglich ophitisches, magmatisches Gefüge ab. Als Phänokristalle können säuliger Amphibol, seltener Biotit, Klinopyroxen und zonarer Plagioklas erkannt werden.

Aufgrund ihrer chemischen Zusammensetzung (RAGETH 1982, EIKENBERG 1984, BÜCHI 1987) werden die basischen Gänge der Bernina-Decke s. str. als ursprünglich basaltische, trachybasaltische bis trachyandesitische Ganggesteine angesehen (Nomenklatur nach MIYASHIRO 1978, COX et al. 1979).

MESOZOISCHE SEDIMENTBEDECKUNG

Mesozoische Metasedimente treten in verschiedenen tektonischen Niveaus auf (vgl. Fig. 26):

- Die Longoni-Synklinale stellt einen hauptsächlich aus triadischen Dolomitmarmoren bestehenden Metasedimentzug am Fuss der SW-Wand der Tremoggia-Gruppe dar. Diese symmetrische Synkinalstruktur im Kristallin nahe der Basis der Fora-Teildecke besitzt einen Kern aus jurassischen Kalkmarmoren (Profile 1 und 2, Tafelbeilage).

- Die Fedoz-Mulde trennt die Maloja-Teildecke von der Fora-Teildecke. Sie wird vor allem durch kalkhaltige Schiefer, Rauwacken und Quarzite der Frühen Trias aufgebaut.
- Die Tremoggia-Mulde in der Tremoggia-Gruppe (Piz Tremoggia - Pizzo Malenco - Sassa d'Entova, Fig. 16) sowie die Aufschlüsse im Zungenbereich der Vedretta di Scerscen inferiore (Profil 3, Tafelbeilage) beherbergen die mächtigsten Abfolgen mesozoischer Metasedimente des vorliegenden Gebietes. Trotz der starken isoklinalen Verfaltung sind die ursprünglichen lithostratigraphischen Abfolgen klar rekonstruierbar. Die Lithologie dieser Metasedimente ist in Tabelle 1 zusammengefasst. Die Metasedimente im Normalschenkel der Tremoggia-Synklinale entsprechen der Sedimentbedeckung der Margna-Decke resp. der Maloja-Teildecke, während die Abfolge im Verkehrtshenkel derselben der Sedimentbedeckung der Sella-Teildecke zugeschlagen wird.
- Die Fex-Schuppenzone bildet die nördliche Fortsetzung der Tremoggia-Mulde. Diese Zone enthält neben aufgeschuppten Metasedimenten der Margna- und Platta-Decke sowie der Sella-Teildecke auch abgeschürfte Kristallinlamellen und ophiolithisches Material. Die ursprünglichen lithostratigraphischen Abfolgen sind meist gestört.
- Die spätjurassisch-kretazischen Metasedimente der oberpenninischen Platta-Decke entsprechen lithologisch den gleichaltrigen unterostalpinen Metasedimenten der Margna-Decke und der Sedimentzonen der tieferen Bernina-Decke s.l. (DIETRICH 1970). Sie werden daher gemeinsam mit diesen beschrieben.
- Die in die Platta-Ophiolithe eingeschuppten Sedimente und Kristallinspäne werden zur Sella-Teildecke gestellt.
- Die Sedimente der Coaz-Mulde verkörpern die normalliegende Sedimentbedeckung der Sella-Teildecke und bilden gleichzeitig den Deckentrenner zur überlagernden Corvatsch-Teildecke.
- Die Chastelets-Sedimente stellen eine innerhalb des Corvatsch-Kristallins gelegene Synklinale dar, die nahe der Basis der Corvatsch-Teildecke, aber deutlich oberhalb der Überschiebung auf die Platta-Decke gelegen ist. Ihre Stellung bezüglich der Platta-Decke entspricht in etwa der Stellung der Longoni-Sedimente bezüglich der Malenco-Forno-Lizun-Decke.
- Die geringmächtigen Fuorcla-Surlej-Sedimente verkörpern die normalliegende Sedimentbedeckung des Corvatsch-Kristallins. Sie trennen die Corvatsch-Teildecke von der Bernina-Decke s. str.

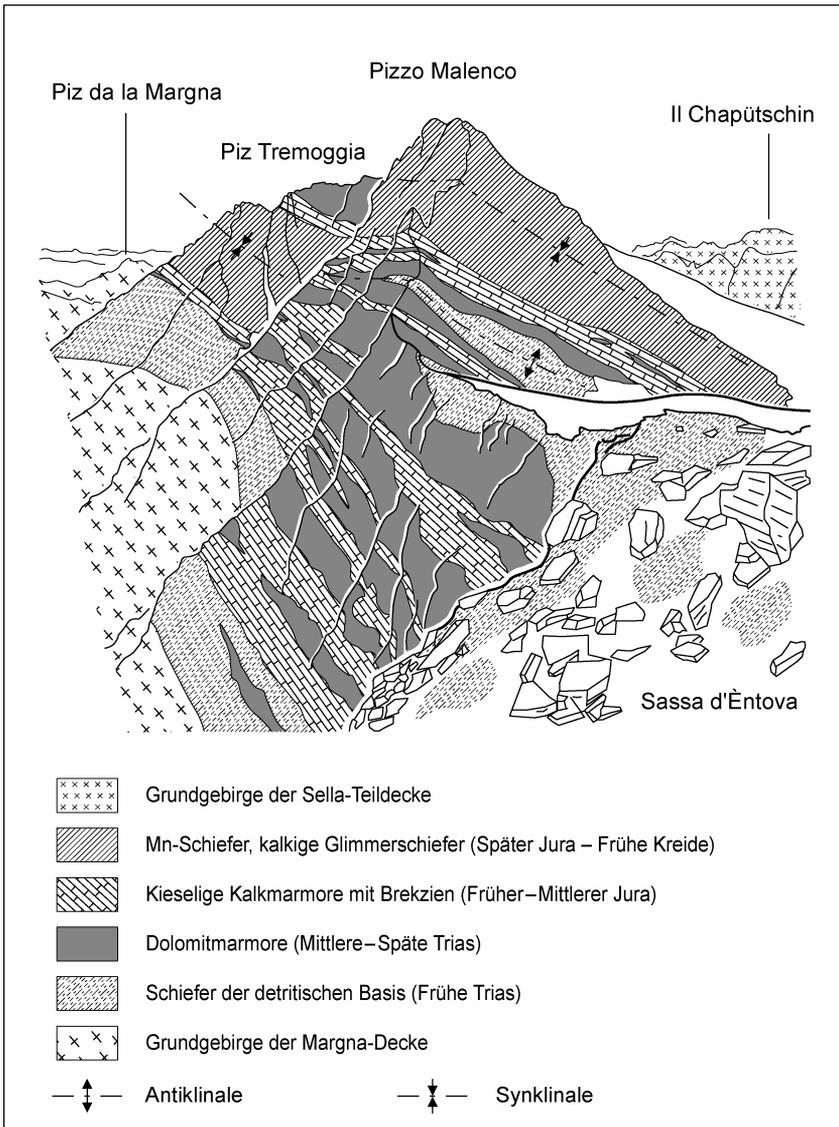


Fig. 16: Struktur der Tremoggia-Mulde zwischen Piz Tremoggia und Sassa d'Entova (aufgenommen vom Gipfel der Sassa d'Entova).

Tabelle 1: *Metasedimente der Tremoggia-Mulde und Korrelation mit unmetamorphen, unterostalpinen Abfolgen*

	Lithologie	Korrelation	Alter
i-c	Karbonathaltige Glimmerschiefer, Kalkglimmerschiefer	(?) God-Drosa-Flysch (?) Chanels-Fm (Couches Rouges) Ermat-Fm («Argile a Palombini»), Scisti di Lavagna	Späte Kreide «mittlere» Kreide Frühe Kreide
	Kalkmarme und -schiefer	Russenna-Formation («Aptychen- kalk»)	spätester Malm – Frühe Kreide
i _r	Albitreiche Zoisit-Granat-Chlorit- Helgimmer-Quarzschiefer, reich an Mn- Mineralen	Blais-Radiolarit-Formation	spätester Dogger – Malm
i-i	Dunkelgraue, kieselige Kalkmarme und Kalkschiefer, vereinzelt mit dolomitischen Detritus, Olistholithen und Megabrekzien	Allgäu-Formation	spätester Lias – Dogger
t _d	Helle, massige, feinkörnige Dolomitmarme	Hauptdolomit-Formation	Späte Trias (Norien)
t _d , t _r	Grau-weiss gebänderte Dolomitmarme, gegen unten zunehmend Rauwacken und erhöhter Quarzgehalt	Vallatscha-Formation («karbonatische Mitteltrias»)	Mittlere Trias
t _F	Kalzit führende, graue bis grünliche Chlorit- Helgimmerschiefer, z. T. mit aktinolith- und epidotreichen, basischen Lagen, vereinzelt Rauwacken, und plattige Quarzite	Fuorn-Formation («detritische Basis»)	Frühe–Mittlere Trias

- Die Alv-Mulde (vgl. tekt. Übersichtskärtchen) wird auf dem vorliegenden Kartenblatt durch einen isolierten Dolomitmarmorauflschluss westlich des Lej da Diavolezza repräsentiert.

Die alpinen Überschiebungsbahnen folgten den mesozoischen Metasedimenten, was zu einer starken Mylonitisierung derselben führte. Wegen der meist vollständigen Rekristallisation der Sedimente kann deren Datierung nur aufgrund der lithologischen Ausbildung und Abfolge sowie durch Korrelation mit unmetamorphen Sedimentabfolgen tektonisch höherer Decken erfolgen. Chronostratigraphisch auswertbare Fossilien wurden bis anhin auf dem Gebiet des Atlasblattes nicht gefunden. Eine auf der Kartierung von STAUB (1946) als Fossilfundstelle markierte Lokalität am Piz Tremoggia konnte nicht bestätigt werden. Ebenso sind Sedimentstrukturen praktisch vollständig überprägt worden. Die ursprünglichen Mächtigkeiten sind aufgrund der starken Ausdünnung und Boudinage nicht mehr eruierbar. Ebenso wenig lassen sich allfällige primäre Schichtlücken feststellen, da dieselben nicht von den zahlreich vorhandenen tektonischen Schichtlücken zu unterscheiden sind.

Die Metasedimente der Margna-Decke und der westlichen Bernina-Decke s. str. sind in SPILLMANN (1993) beschrieben. Die Korrelation mit unterostalpinen Sedimentabfolgen basiert auf der zusammenfassenden Arbeit von FURRER (1985) sowie auf den Arbeiten von NAEF (1987) und EBERLI (1988), die die unterostalpine Trias bzw. die Entwicklung der jurassischen Sedimente im Ostalpin behandeln.

t_F Schiefer der detritischen Basis (= Fuorn-Formation; Frühe Trias) und der Fex-Schuppenzone i. Allg. (Frühe Trias, z. T. prätriadisch)

Zur detritischen Basis der mesozoischen Sedimentbedeckung werden diejenigen Schiefer gestellt, die zwischen dem Kristallin und den ersten, über längere Distanz verfolgbaren Dolomitmarmorzügen eingeschaltet sind. Es handelt sich dabei um eine inhomogene, gebänderte Serie von Kalzit führenden, grauen bis grünlichen Chlorit-Hellglimmerschiefern, die z. T. aktinolith- und epidotreiche, basische Lagen aufweisen. Vereinzelt treten tafelige Hellglimmer-Quarzit-einschaltungen auf. Typisch sind im Weiteren bis faustgrosse Kalzit- und Quarzknauern, unregelmässig angeordnete, dolomitische Boudins sowie vereinzelt kalzitische Horizonte und Rauwacklagen. Ein weiteres diagnostisches Merkmal sind bis cm grosse, idiomorphe Pyritwürfel. In normal gelagerten Abfolgen nimmt im Allgemeinen der Karbonatgehalt und die Häufigkeit der Dolomit- oder Rauwacklagen gegen oben zu. Typisch für die Schiefer der detritischen Basis der Tremoggia-Mulde und die Schiefer der Fex-Schuppenzone sind stilpnomelanreiche Schiefer. Der büschelige Stilpnomelan ist generell postkinematisch gewachsen und durchdringt die alpine mylonitische Foliation. Die Schiefer der

Fedoz-Mulde sind, bedingt durch die Zunahme der alpinen Metamorphose, mit zunehmender tektonischer Tiefe stilpnomelanfrei. Akzessorisch treten Apatit, Zirkon, Titanit und opake Phasen auf.

Die monometamorphen Metasedimente der detritischen Basis sind häufig nur schwer von den polymetamorphen Gesteinen des Grundgebirges zu unterscheiden. Dieses Problem stellt sich zur Hauptsache im Bereich der Tremoggia-Mulde, wo die Schiefer der detritischen Basis in direktem Kontakt mit Paraschiefern des Altkristallins stehen. Bei der Kartierung wurden für die Abgrenzung die oben angeführten diagnostischen Merkmale verwendet. Die Zuteilung erfolgte hauptsächlich anhand der Karbonatführung in der detritischen Basis und der Präsenz präkinematisch gebildeter, präalpiner Granatrelikte im Altkristallin.

Die detritische Basis der Sedimentbedeckung der unterostalpinen Decken lässt sich in eine grobklastische Chazforà-Formation und eine feinerklastische evaporitisch-karbonatisch-siliklastische Fuorn-Formation gliedern (NAEF 1987). Äquivalente der Chazforà-Formation, d. h. Metakonglomerate, wurden im Bereich der westlichen Bernina-Decke und der Margna-Decke nicht beobachtet. Hingegen können die hier beschriebenen Schiefer als metamorphe Äquivalente der Fuorn-Formation betrachtet werden (vgl. Fig. 26).

Im Bereich der im nördlichen Fextal aufgeschlossenen Fex-Schuppenzone nimmt die Mächtigkeit der detritischen Basis, die hier als «Schiefer der Fex-Schuppenzone» bezeichnet wird, zu. Dies ist auf den ausgeprägten Schuppenbau zurückzuführen. Gleichzeitig geht aus den Beschreibungen dieser Schiefer hervor (SEGER 1971, KÜNDIG 1982, STÄUBLI 1982), dass Kristallin der Margna-Decke miteingeschuppt wurde. Es handelt sich dabei um kalifeldspatreiche Schiefer, die z. T. eine feinschiefrige Augentextur aufweisen. Diese Schuppen sind jedoch wegen der starken Mylonitisierung kartographisch nicht von den übrigen Schiefen der Fex-Schuppenzone zu trennen, die über weite Bereiche die oben beschriebenen Merkmale eines metamorphen Äquivalents der frühtriadischen Fuorn-Formation zeigen.

SEGER (1971) beschreibt an der Ostseite der Val Fex, nördlich Curtins (779.960/141.775, 779.750/142.150), das Auftreten von gesprenkelten Chloritoid-Serizitschiefern in den Schiefen der detritischen Basis.

Schiefer der detritischen Basis finden sich auch in der normalliegenden Sedimentbedeckung der Sella-Teildecke (Coaz-Mulde) im Gebiet westlich des Piz dal Lej Alv sowie an der Fuorcla da la Sella und beim Biv. Parravicini. Eine spezielle Ausbildung ist an der Fuorcla da la Sella zu beobachten, wo helle Quarzite mit knolligen Dolomit- und Rauwackeneinschlüssen von einem Rauwackenband überlagert sind.

t_d Dolomitmarmor (Mittlere–Späte Trias)

Die grosse Mächtigkeit der im vorderen Fextal aufgeschlossenen Dolomitmarmore der Fex-Schuppenzone geht auf ihre intensive Verschuppung zurück. Ein prominenter Dolomitmarmoraufrschluss baut auch den rundhöckerartigen Hügel von God Laret bei Segl Maria auf. Die Sackungsmasse des God sur Chaunts oberhalb Crasta besteht ebenfalls aus diesen Marmoren. Diese setzen sich in die mächtige isoklinale Dolomitmarmorfalte der Crap da Chüern (rechte Fextalseite; Profile 7, 9 und 11, Tafelbeilage) fort und bauen auch die von weit her sichtbare, helle Gipfelkappe des Piz Tremoggia im hintersten Fextal auf. Dieser Dolomitmarmorzug im Verkehrtchenkel der Tremoggia-Mulde zieht unter der Vedretta di Scerscen inferiore weiter nach Osten. Der zum Normalschenkel der Tremoggia-Mulde gehörende Dolomitmarmor im Gebiet nördlich des Lago Scarolda ist infolge isoklinaler Verfaltung (Profil 2, Tafelbeilage) vervielfacht. Die Mächtigkeit der Dolomitmarmorzüge variiert auch aufgrund einer grossräumigen Boudinage.

Makroskopisch können die folgenden Typen von Dolomitmarmoren unterschieden werden:

- Grau-hellgrau gefärbte, fein gebänderte, plattig spaltende Dolomitmarmore, z. T. mit Rauwackenhorizonten. Dieser Typ bildet den stratigraphisch tieferen Teil der Dolomitmarmore (Vallatscha-Formation, Mittlere Trias). Gegen oben werden sie abgelöst durch
- massige, weiss-gelbliche, splittrig brechende Dolomitmarmore. Dieser Typ macht die Hauptmasse der Dolomitmarmore aus (Hauptdolomit-Formation, Späte Trias).

Die Unterscheidung dieser zwei Typen ist nur in relativ grossen Aufschlüssen möglich und hilft, normal- resp. verkehrtliegende Dolomitmarmorzüge zu erkennen. Bei starker Deformation und tektonischer Ausdünnung ist eine Vereinheitlichung der Dolomitmarmore zu beobachten. Bei starker Mylonitisierung zeigen auch die sonst massigen Dolomitmarmore eine plattige Spaltbarkeit, bedingt durch eine mylonitische Paralleltextrurierung.

Die Dolomitmarmorzüge der Tremoggia-Mulde und der Fex-Schuppenzone sind plastisch deformiert. Dies steht im Gegensatz zum sonst spröden Verhalten von Dolomit in den tektonisch höheren Einheiten. Die plastische Deformation manifestiert sich megaskopisch in der Ausbildung von liegenden, isoklinalen Falten (Profil 2, Tafelbeilage) sowie makroskopisch durch kongruente Fließfalten (Fig. 17). Die Verfaltung (D_1) war mit einer starken Streckung verbunden, was zur Boudinage der Dolomitmarmorzüge führte.

Ausgeprägte isoklinale Falten sind auch in den Marmorzügen der Longoni-Sedimente zu beobachten. Diese, im Gegensatz zu den kongruenten Isoklinalfalten der Tremoggia-Mulde, parallelen Falten entstanden während einer späteren alpinen Deformationsphase (D_3).



Fig. 17: Fliessfalte in den Dolomitmarmoren des isoklinal verfalteten Normalschenkels der Tremoggia-Mulde (784.230/135.480, Handstück ca. 15 cm breit).

Die stratigraphisch älteren, gebänderten Dolomitmarmore sind oft kalzit-haltig und führen wechselnde Mengen an Quarz und Hellglimmer. Die planare Einregelung der Hellglimmer bewirkt die plattige Spaltbarkeit des Gesteins. Die Quarzkörner sind meist dispers verteilt, z. T. aber auch in Lagen konzentriert, was zu herauswitternden Quarzschnüren führt. Die dunklen Lagen und Flecken in den Dolomitmarmoren sind graphithaltig.

Die stratigraphisch jüngeren, weissgelben, massigen Dolomitmarmore enthalten nur wenige, dispers verteilte Quarzkörner und vereinzelte, schlecht eingeregelt Hellglimmerleisten (Phengit, EMS-Analysen in ZINGG 1988).

Vereinzelte liegen grobkörnige (0,3–1,5 mm) Dolomitaggregate boudinartig in einer feinkörnigen (10–30 μm), alpin rekristallisierten Grundmasse. Es könnte sich dabei um ursprünglich gröbersparitische Bereiche (Fenstergefüge), Poren oder Hohlräume in einem ursprünglich mikritischen Dolomit handeln. Im Weiteren wurden auch deformierte, grobkörnige Dolomit-Kalzit-Quarzadern beobachtet. Dabei handelt es sich um primäre Adern, die diagenetisch oder während einer frühen Phase der Deformation entstanden sind. Eine späte, postkinematische Kristallisation fand bevorzugt im Zwischenbereich von Boudins oder im Scharnier der isoklinalen Falten statt. Massige Partien sind zudem durchzogen von unregelmässigen, dichten Adern aus Chlorit und pfefferminzgrünem, mikrokristallinem Phengit (röntgendiffraktometrisch bestimmt, HERMANN 1991, MÜNTENER 1991). Selten treten grüne, verwitterte Kupfervererzungen (Malachit) auf. Vereinzelt, v. a. in stratigraphisch tiefer Lage, sind bis 5 cm mächtige Chloritschieferlagen in die Dolomitmarmore eingeschaltet.

Eine spezielle Ausbildung der Dolomitmarmore ist in der Verkehrtserie der Longoni-Synklinale südlich des Pass dal Tremoggia (783.140/135.090) zu beo-

bachten. Es handelt sich um einen gelbbraunen, hellglimmerreichen Dolomitmarmor, der v. a. im stratigraphisch unteren Teil quarzreich und Turmalin führend ist. Stratigraphisch liegen diese Gesteine zwischen den grau-weiss gebänderten und den massigen, weissgelblichen Dolomitmarmoren und repräsentieren möglicherweise die Raibl-Gruppe (siehe unten).

Trotz der starken alpinen Überprägung lassen sich die beschriebenen Dolomitmarmore der Margna-Decke gut mit unmetamorphen unterostalpinen Sedimenten korrelieren (NAEF 1987, SPILLMANN 1993). Die Basis der gebänderten Dolomitmarmore mit ihrem erhöhten Quarz- und Hellglimmergehalt und den Rauwackenhorizonten entspricht dem Übergang der detritischen Fuorn-Formation in die grau-weiss gebänderten Dolomite der Mittleren Trias («karbonatische Mitteltrias»). Letztere entsprechen den Dolomiten der Vallatscha-Formation der ostalpinen Trias. Der Übergang von der detritischen Basis in die karbonatische Mitteltrias wird im Unterostalpin Graubündens in die Mittlere Trias (Anisien) gestellt (NAEF 1987). Im Weiteren sind Einschaltungen von Tuffhorizonten typisch für die karbonatische Mitteltrias. Die beschriebenen Chloritschieferlagen könnten metamorphe Äquivalente dieser vulkanischen Horizonte darstellen.

Die hellen, massigen und sehr mächtigen Dolomitmarmore der Margna-Decke sind Äquivalente der im Ost- und Südalpin verbreiteten spätriadischen Plattformkarbonate (Hauptdolomit-Formation; Norien).

Die inhomogene Raibl-Gruppe, die stratigraphisch zwischen der karbonatischen Mitteltrias und dem Hauptdolomit vermittelt, scheint in den Sedimenten der Margna-Decke zu fehlen (eventuell mit Ausnahme der Longoni-Sedimente oder einzelner Rauwackenhorizonte). Ebenso fehlen Äquivalente der Kössen-Formation, die stratigraphisch auf die Hauptdolomit-Formation folgt.

In tektonisch höheren Lagen treten Dolomitmarmore nur noch untergeordnet auf. Vereinzelt Dolomitmarmorkörper wurden mit der nördlichen Sella-Teildecke in die Platta-Ophiolithe eingeschuppt. Es könnte sich dabei um präalpin vom Kontinentalrand abgescherte Bereiche («extensional allochthons») handeln. Die Chastelets-Sedimente sind randlich von vereinzelt Dolomitboudins begleitet. Dolomitische Boudins und Rauwacken begleiten auch die tektonischen Horizonte, welche die Teildecken der tieferen Bernina-Decke s. l. begrenzen. Die Dolomitlinse westlich des Lej da Diavolezza gehört zur Alv-Mulde, die östlich des Kartenblattes aufgeschlossen ist (vgl. tekt. Übersichtskärtchen).

Es handelt sich bei diesen Dolomitvorkommen um meist braune, zuckerige Dolomite, die z. T. zerbrochen sind und brekziös scheinen. Z. T. sind fließende Übergänge zu Rauwacken zu beobachten.

t, Rauwacke

Die bekanntesten und mächtigsten Vorkommen von Rauwacke im Gebiet des Atlasblattes sind am Fussweg durch die Schlucht der Fedacla bei Segl Maria aufgeschlossen (SEGER 1971). Die gelbbraunen, löchrig-spröden Rauwacken treten meistens zusammen mit grau-weiss gebänderten Dolomitmarmoren auf. Typisch für die durchwegs kalzitischen Rauwacken sind Quarz- und Albitkörner sowie talkhaltige Serizitfilze. Bei Segl Maria ist zudem Gips erhalten geblieben (aufgeschlossen am Ausgang der Schlucht, im Bereich der Galerie). In anderen Gebieten ist die Herleitung aus evaporitischen Ursprungsgesteinen unsicher. Bei den nicht mit Dolomitmarmoren assoziierten Rauwacken in den Deckentrennern der Margna-Decke und der tieferen Bernina-Decke s. l. kann es sich auch um tektonische Bildungen handeln. An der Fuorcla da la Sella wurden Rauwacken gefunden, die zusätzlich Brucit in feinen Blättchen enthalten.

l-i Dunkelgrauer kieseliger Kalkmarmor, Kalkschiefer (= Allgäu-Formation; Lias–Dogger)

Im Hangenden der Dolomitmarmore folgen Kalkmarmore und Kalkschiefer. In der Tremoggia-Mulde treten dieselben im durch Isoklinalfaltenbau vervielfachten Normalschenkel auf (Profil 2, Tafelbeilage). Weitere Aufschlüsse finden sich in der nördlichen Fortsetzung der Tremoggia-Mulde und in der Fex-Schuppenzone. Ein kleines Vorkommen bildet zudem den Kern der Longoni-Synklinale südlich des Pass dal Tremoggia.

Makroskopisch handelt es sich um meist dunkelgraue bis schwarze, plattig spaltende Kalkmarmore mit variablem Quarz- und Hellglimmergehalt. Je nach Glimmergehalt liegen reine Kalkmarmore bis flaserige Kalkschiefer vor. Der Quarzgehalt ist ebenfalls variabel. Makroskopisch auffallend sind lagenweise herauswitternde Quarzkörner (Kieselschnüre). 3–4 mm grosse, kreisrunde bis fünfeckige Kalzitflecken wurden verschiedentlich als Crinoidenbruchstücke interpretiert (RAZ 1977, BARTEZZATI 1986). Lokal sind in die dunklen Gesteine beige-graue, helle Kalkmarmore eingelagert. Die farbliche Bänderung ist durch einen variablen Graphitgehalt bedingt. Vereinzelt sind idiomorphe Pyritkristalle zu beobachten.

Die Kalkmarmore und -schiefer sind relativ grobkörnig-spätig rekristallisiert. Sie verhielten sich bei der alpinen Deformation sehr inkompetent, was zur Anhäufung im stark verfalteten Normalschenkel der Tremoggia-Mulde und in den Scharnieren der Dolomitmarmor-grossfalten führte (Profil 2, Tafelbeilage). Makroskopisch sind kongruente, isoklinale Fliessfalten sichtbar.

Z.T. treten in den Kalkmarmoren und -schiefern bis faustgrosse Dolomitklasten auf. Diese als detritische Komponenten zu betrachtende Dolomitklasten

werden von der alpinen Schieferung umflossen und zeigen z.T. eine interne, zur Matrix diskordante Lamination. Typische Vorkommen sind südlich des Pass dal Tremoggia in den Longoni-Sedimenten (783.140/135.090) sowie an der Muott' Ota (778.400/142.000; SEGER 1971) aufgeschlossen. Neben diesen kleinen, meist eckigen Dolomitklasten, die keine interne Deformation zeigen, existieren auch grössere (1–50 m), boudinierte Dolomitmarmoreinschlüsse. Bei diesen besonders gut in der SW-Wand der Tremoggia-Gruppe zu beobachtenden Einschlüssen handelt es sich in der Regel um boudinierte isoklinale Grossfalten. Bei gelängten Dolomitmarmoreinschlüssen, die keine Beziehung zum Faltenbau zeigen, ist auch eine Interpretation als Olistholithe denkbar, die während der jurassischen Bruchtektonik entstanden wären.

Megabrekzie

Weitere Hinweise auf eine Sedimentation, die in Verbindung mit präalpiner Tektonik steht, liefern die lokalen Vorkommen von chaotischen Megabrekzien. Ein kleines solches Vorkommen liegt am Grat zwischen Sassa d'Èntova und Pizzo Malenco (784.200/135.480; ZINGG 1988). Einen grösseren Aufschluss bilden die gletschergeschliffenen Platten bei Koord. 788.050/135.600 (HERMANN 1991, MÜNTENER 1991, HERMANN & MÜNTENER 1992, SPILLMANN 1993; Fig. 18). Diese Vorkommen liegen im Normalschenkel der Tremoggia-Mulde, sind also Teil der Sedimentbedeckung des Margna-Kristallins.

Die Komponenten der Brekzie sind 0,5–40 cm grosse, eckige Bruchstücke, die meist matrixgestützt in einer quarz- und glimmerhaltigen, dunklen Grundmasse aus Kalkmarmor liegen. In den glimmerreichen Partien der Matrix ist eine Schieferung ausgebildet, welche die mit ihren längsten Durchmessern leicht eingeregelteten Komponenten umfließt. Bei den Komponenten handelt es sich um hellgelbe, massige Dolomite (Hauptdolomit) und grau-weiss gebänderte Dolomite (karbonatische Mitteltrias). Im Weiteren treten gelbbraune, poröse, feinflaminierte Dolomitbruchstücke auf. Dabei könnte es sich um erodiertes Material der Kössen-Formation handeln. Kristallinkomponenten wurden in den Megabrekzien der Margna-Decke nicht beobachtet.

Ein weiteres Vorkommen von grober Brekzie liegt bei Pkt. 2510 m, nördlich der Chamanna Coaz (784.220/140.120), im tektonischen Niveau der Coaz-Mulde (SPILLMANN 1993). Im Hangenden dieser ca. 7 m mächtigen Brekzie folgen altkristalline Gesteine der überschobenen Corvatsch-Teildecke. Im Liegenden leiten 0,5 m Kieselschnurkalke (l-i) und ein gelbweisser, 0,3 m mächtiger Dolomitmarmorzug (t_d) sowie Schiefer der detritischen Basis zum Kristallin der Sella-Teildecke über. Diese Megabrekzie ist somit Teil der normalliegenden Sedimentbedeckung der Sella-Teildecke. Lithologisch entspricht sie den Megabrekzien der Margna-Decke: bis 1 m grosse Dolomitblöcke liegen chaotisch in einer kalkig-dolomitischen Matrix.



Fig. 18: Chaotische Megabrekzie in den Metasedimenten der Tremoggia-Mulde (Vedretta di Scerscen inferiore, 788.050/135.600, Bildbreite ca. 60 cm).

Bei den beschriebenen kieseligen Kalkmarmoren bis -schiefern mit lokal eingeschalteten Megabrekzien handelt es sich um ein metamorphes Äquivalent der ostalpinen Allgäu-Formation. Diese ist aus Turbidit-Megazyklen aufgebaut, die in asymmetrischen Dehnungsbecken abgelagert wurden (TRÜMPY 1960, EBERLI 1988). Der Kieselgehalt geht auf den Eintrag von biotritischem Material (Spikulite) und auf eine nachträgliche Verkieselung zurück. Diese Turbidit-Megazyklen setzen mit chaotischen Megabrekzien ein. Die hier vorliegenden Megabrekzien ähneln den Brekzien der Allgäu-Formation der östlichen Bernina-Decke, wie sie z.B. am Piz Alv («Alv-Brekzie», siehe tekt. Übersichtskärtchen), im Val Chamuera (Piz Mezzaun) oder in der Ela-Decke (Piz Blaisun) auftreten. Sie entsprechen aber nicht den Brekzien der Carungas-Einheit, der Err-Decke oder der Zone von Samedan, welche verbreitet Kristallinkomponenten enthalten (Saluver-Gruppe: Salteras-, Saluver- und Bardella-Formation, FURRER 1985, PETERS 2005b).

Es wurde gezeigt, dass die jurassische Bruchtektonik sich mit fortschreiten-der Zeit vom oberostalpinen Ablagerungsraum in Richtung des zukünftigen passiven Kontinentalrandes der adriatischen Platte (EBERLI 1988, FROITZHEIM &

EBERLI 1990) ausgedehnt hat. Im Unterostalpin (Bernina- und Ela-Decke) wurde das Einsetzen der syntektonischen Sedimentation mit Toarcien datiert (Mezzauschichten, EBERLI 1988). Für die Margna-Decke, als ein sehr distales Element des Kontinentalrandes (SPILLMANN 1993), kann daher ein relativ spätes Einsetzen (Toarcien–post-Toarcien) der turbiditischen Sedimentation längs den Bruchrändern («synrift-sedimentation») vermutet werden.

- i_r** **Grüne Quarzschiefer, Metaradiolarit (Mn-reich)**
i-c **Kalkmarmore, Kalkglimmerschiefer, karbonathaltige**
 Glimmerschiefer
 (? Dogger – Malm – Frühe Kreide)

Diese lithologisch inhomogene Einheit fasst die jüngsten Metasedimente im Gebiet des Atlasblattes zusammen. Diese bilden den Kern der Tremoggia-Mulde (Profil 2, Tafelbeilage). In der nördlichen Fortsetzung dieser Mulde findet sich in den oberen Bereichen der Fex-Schuppenzone ebenfalls ein mächtiges Paket dieser Sedimente (SEGER 1971). Die Synklinale am Chastelets besteht praktisch ausschliesslich aus spätjurassisch-frühkretazischen Metasedimenten (MÜLLER 1982). Solche finden sich auch zwischen dem Piz Aguagliouls und der Fuorcla da la Sella in der Sedimentbedeckung der Corvatsch-Teildecke. Die Sedimentbedeckung der ozeanischen Platta- und Forno-Ophiolithe setzt mit Metaradiolariten ein.

Lithologisch setzen sich die Schichten aus grünen, Mn-reichen Quarzschiefern, Kalkmarmoren und Kalkglimmerschiefern zusammen, die in karbonathaltige Glimmerschiefer übergehen. Die Übergänge zwischen diesen lithologischen Typen sind häufig graduell, d. h. kartographisch nicht erfassbar. Die intensive alpine Deformation führte zu Verschuppungen, Verfaltungen und Boudinage, und damit zu einer Vermischung der verschiedenen Gesteinstypen. An einzelnen Lokalitäten, z. B. am Piz Tremoggia, konnte dennoch eine lithostratigraphische Abfolge rekonstruiert werden.

Grüne Quarzschiefer, Metaradiolarit (Mn-reich)

In der Fex-Schuppenzone, in den Sedimenten der Platta-Decke sowie in den Chastelets-Sedimenten konnten innerhalb der spätjurassisch-frühkretazischen Metasedimente rostig anwitternde, grüne Quarzschiefer auskartiert werden, die metamorphe Radiolarite darstellen dürften. In der Tremoggia-Mulde war das Auskartieren dieser Metaradiolarite wegen der komplizierten tektonischen Verhältnisse im Kern der Synklinale nicht möglich.

Die rostig anwitternden, grünen, z. T. albitreichen Zoisit-Granat-Chlorit-Hellglimmer-Quarzschiefer enthalten eine Vielzahl von Mn-Mineralien. Die Manganvererzungen treten in Form von verfalteten, pechschwarzen und sehr harten Lagen oder Knollen auf. Die komplizierte Mineralogie und Petrographie dieser

Mn-Mineralisationen ist in TROMMSDORFF et al. (1970, 1975), RAZ (1977), PETERS et al. (1978), FINGER et al. (1982), DE CAPITANI (1983), BEDOGNÈ et al. (1993) ausführlich beschrieben.

Das Erz besteht aus Braunit und dessen oxidischen Verwitterungsprodukten. Es ist mit anderen Mn-Silikaten (v.a. Rhodonit und Spessartin) und Mn-Karbonaten assoziiert. Die Mn-Mineralien treten in derbdichten Massen oder querschlängigen Adern auf. In den eigentlichen Metaradiolariten tritt Braunit fast völlig zurück. Metaradiolarite in der Nachbarschaft von Mn-Lagern enthalten als typische Mineralassoziation Quarz, Albit, Spessartin, Mn-Aegirinaugit, Mn-Na-Amphibol sowie gelegentlich Parsettensit. Wegen ihrer Nachbarschaft zu Karbonatgesteinen führte die alpine Metamorphose zur Bildung von Paragenesen mit Mn-Karbonaten aus der Reihe Kalzit-Rhodochrosit. Im Weiteren entstanden durch die Reaktion der Mn-Karbonate mit SiO_2 Mn-Silikate wie Tephroit, Pyroxmangit und Rhodonit. Diese Silikate treten in derben Massen oder in z.T. zonierten Adern auf. Rhodonit und Rhodochrosit erscheinen makroskopisch fleischfarbig bis rosarot, während beim Tephroit schmutzig-grüne und beim Pyroxmangit intensiv rosarote Farbtöne vorherrschen.

Als weitere Mn-Mineralien wurden nachgewiesen: Sonolit, Alleghanyit, Todorokit, Galaxit, Viridin, Friedelit, Pyrosmalit (nicht sicher nachgewiesen), Hausmannit, Mn-Glimmer sowie lokal Mn-Serpentin (Bementit) als Umwandlungsprodukt von Tephroit.

Gut aufgeschlossene Fundstellen finden sich im Gebiet um den Grialetsch-Grat, in den Metasedimenten der Platta-Decke und der Sella-Teildecke. Für eine detaillierte Zusammenstellung der Fundstellen mit ausführlicher Beschreibung der vorkommenden Mineralien sei auf DE CAPITANI (1983) verwiesen. Die Quarzschiefer der Chastelets-Sedimente enthalten vergleichsweise wenig Mn-Vererzungen.

Mn-reiche Schiefer der Tremoggia-Mulde sind im Gipfelbereich des Pizzo Malenco und im Bereich der zurückschmelzenden Vedretta di Scerscen inferiore aufgeschlossen. Im Vorfeld dieses Gletschers finden sich zudem zahlreiche Blöcke in der Moräne mit Mn-reichem, frischem Material. Die mineralogisch sehr interessanten Mn-Knollen erreichen Durchmesser bis zu 50 cm. BEDOGNÈ et al. (1993) beschreiben neben den bereits erwähnten Mn-Mineralien noch Kutnahorit, Pyrophanit in tafeligen Kristallen, Tiragalloit (CALLEGARI et al. 1992), Mn-Beerzelit und andere Arsenate, ein amorphes Mn-Al-Silikat, Manganophyllit (PETERS et al. 1978) sowie seltene Vorkommen von Bixbyit, Jakobsit, Klinochlor, Mn-Tremolit, Baryt, Hämatit, Johannsenit (RAZ 1977) und Romanechit. Sie erwähnen zudem sehr seltene Vorkommen von piemontitreichen Lagen, die eventuell Ardennit enthalten.

In RAZ (1977) wird eine sulfidisch vererzte Zone mit verschiedenen Cu-Fe-Sulfiden beschrieben. Speziell erwähnenswert ist zudem eine Quarzschieferprobe

aus der Sammlung von P. Sigismund, die neben Spessartin gediegenes Gold enthält. Die genaue Herkunft der Probe ist unbekannt, doch wird eine Lokalität im Gebiet der Valle di Scerscen vermutet.

Die grünen Quarzschiefer mit ihren Mn-Vererzungen können als metamorphes Äquivalent der Blais-Radiolarit-Formation (FURRER 1985) interpretiert werden. Diese unterostalpinen Radiolarite sind bis 100 m mächtig und enthalten ebenfalls häufig Mn-Vererzungen. Ihr Alter wird mit spätestem Dogger bis Malm angegeben.

Kalkmarmor

Die grünen Quarzschiefer gehen über in Hellglimmer, Chlorit, Albit und Quarz führende, im frischen Bruch grauweisse Kalkmarme. Die schieferungsparallelen Bruchflächen dieser plattig spaltenden Kalkmarme sind grünlich und mit Hellglimmern belegt. Die quarz- und hellglimmerreichen Bereiche wittern heraus, was dem Gestein einen porösen Aspekt gibt.

Die stratigraphisch über den Metaradiolariten liegenden Kalkmarme und Kalkschiefer, die früher als «Aptychenkalk» oder «Calpionellenkalk» bezeichnet wurden, werden als Äquivalente der Russenna-Formation betrachtet und altersmässig zwischen spätestem Malm und Früher Kreide eingestuft.

Kalkschiefer und karbonathaltige Glimmerschiefer

Unter Abnahme des Karbonatgehaltes gehen die Kalkmarme über in Kalkschiefer bis karbonathaltige Chlorit-Hellglimmerschiefer. Die rostigbraun anwitternden Schiefer weisen oft eine löcherig verwitterte Oberfläche auf. Hauptsächlich im stratigraphisch höheren Bereich treten zahlreiche verfaltete Quarzschlieren auf. Die mylonitische Foliation ist in der Regel durch spätere Deformationen krenuliert, zerschert und verfaltet worden.

Als unmetamorphes Äquivalent dieser Kalkschiefer und karbonathaltigen Glimmerschiefer, wie sie beispielsweise im Kern der Tremoggia-Mulde vorliegen, kommt die kretazische Emmat-Formation in Frage, deren unterer Teil («Argile a Palombini») aus kieseligen Mergeln und Tonschiefern besteht. Die Existenz noch jüngerer Schichten («Scisti di Lavagna», Chansels-Formation, Flysche) kann weder nachgewiesen noch ausgeschlossen werden. Die alpine Metamorphose und Deformation hat die ursprünglichen lithologischen Unterschiede praktisch vollständig verwischt. Mit Sicherheit kann eine Sedimentation bis und mit den Palombini-Schichten nachgewiesen werden.

In der bei Crotschas abgeteufte Tiefbohrung Sils wurden unter der quaritären Füllung des Haupttales, ab einer Tiefe von 130 m, 50 m kalkige Metasedimente erbohrt. Die Cuttings der Spülbohrung lassen keine genauere Beschreibung zu (BÜRO BÜCHI UND MÜLLER 1982). Es wird angenommen, dass es sich

um jüngste Metasedimente der Margna-Decke resp. der Fex-Schuppenzone handelt, die mit dem mächtigen Schichtpaket zwischen Marmorè und Segl Maria zusammen hängen dürften.

QUARTÄR

Ungefähr ein Drittel des vorliegenden Atlasblattes ist vergletschert. Die Morphologie des Geländes, die quartären Ablagerungen im Allgemeinen und die Erosionstätigkeit sind zur Hauptsache das Produkt glazialgeologischer Prozesse während der Eiszeiten und der spät- bis postglazialen Schwankungen der Gletscher. Vielfältige quartärgeologische Phänomene wie Permafrost, instabile Hänge oder rezenter Gletscherschwund sind im Gebiet des Atlasblattes Piz Bernina beispielhaft illustrierbar.

q_{4m} Moräne des letzteiszeitlichen Maximums und des Spätglazials (Last Glacial Maximum (LGM) bis Daun-Stadium)

Die älteren Moränen repräsentieren glaziale Ablagerungen, die älter als die Moränen des letzten, spätglazialen Vorstosses vor ca. 11 000 Jahren (Egesen-Stadium) sind. Sie zeigen generell eine vergleichsweise gut ausgebildete Humusbedeckung und Vegetationsentwicklung. Die morphologischen Strukturen dieser Moränen sind stumpf und allfällige Wallstrukturen (z.B. Daun-Stadium) sind wenig markant ausgebildet.

Maximale eiszeitliche Vergletscherung, Erratiker und Schlifffgrenze

Im Gebiet von Sils, in der vordersten Val Fex (bei Crasta) sowie in der vordersten Val Fedoz (GUNTLI 1987, LINIGER 1987), aber auch an den Hängen südlich des Lej da Silvaplauna bis auf Höhen von über 2400 m (KÜNDIG 1982, STÄUBLI 1982) treten zahlreiche Erratiker auf. Es handelt sich hauptsächlich um Diorite. Untergeordnet treten auch Granite («bunte Bernina-Granite») auf. Die Erratiker entstammen der Bernina-Decke s. str., die in der Rosatsch-Gruppe (Diorite) und in der Val Roseg grossflächig aufgeschlossen ist. Das bedeutet, dass die Senke der Fuorcla Surlej, die morphologisch deutlich erkennbar unterhalb der Schlifffgrenze liegt, als Transfluenzsattel gewirkt hat, über den Gesteine aus dem zentralen Bernina-Gebirge in das oberste Oberengadin transportiert wurden (JÄCKLI 1962). Der Transport erfolgte daher im obersten Abschnitt des Oberengadins talaufwärts. Das Bernina-Gebirge bildete eine in der Eiszeit auf über 3000 m ü. M. hinaufragende Eiskalotte. Am Piz Aguagliouls, dem nordwestlichen Vorgipfel des Piz Roseg, liegt die Schlifffgrenze z.B. auf ca. 3100 m ü. M. Die

Schliffgrenze sinkt von der Kulmination im zentralen Bernina-Gebirge einheitlich in alle Richtungen ab. Im nordwestlichen Teil des Kartenblattes liegt sie auf 2600 bis 2700 m ü. M. Der Muott' Ota zwischen der Val Fedoz und der Val Fex wurde bis knapp nördlich des Piz Salatschina vollständig überschliffen. In diesem Gebiet befinden sich die ältesten Moränenablagerungen des letzteiszeitlichen Höchststandes. Ebenfalls unterhalb der eiszeitlichen Schliffgrenze befinden sich die Anhöhen des Piz Chüern und des Grialetsch östlich des Fextals. Durch die steil abfallenden Täler des Bergells und des Puschlavs wurde, verglichen mit dem nur leicht abfallenden Inntal, verhältnismässig viel Eis abgeführt. Diese Situation erklärt die Transfluenz über die Fuorcla Surlej in Richtung Maloja, aber auch das Überfliessen über den Berninapass in das Puschlav sowie über Julier- und Albulapass nach Norden. Die Eistransfluenz über den Berninapass ist durch erratisches Material belegt, das aus der Sedimentmulde des Piz Alv stammt (BEELER 1977).

Gegen die Valmalenco ist, wegen des starken Gefälles ein starkes Absinken der Schliffgrenze zu beobachten. Sie liegt im südlichsten Teil des Atlasblattes etwa auf 2700 m ü. M. Südlich der Cime di Musella sind zahlreiche dioritische Erratiker zu beobachten, die aus der Bernina-Decke s. str. stammen. Offensichtlich wirkte die Bochetta delle Forbici (2636 m) als Transfluenzsattel.

Geländemorphologie und Vergletscherung

Das Relief im Gebiet des Atlasblattes ist praktisch ausschliesslich von der Vergletscherung geprägt. Lokal ist die Geländeform aber auch tektonisch vorgezeichnet. So folgt z. B. die Talung des Oberengadins dem Störungssystem der Engadiner Linie und die Täler Val Fex und Val Fedoz verlaufen in der Richtung des Einfallens der alpinen Strukturen.

Das Bernina-Massiv wird durch zahlreiche, grossräumige Karmulden gegliedert. Aus den nordexponierten Karen entwickelten sich typische glaziale Trogtäler. Die Val Fedoz vereinigt sich über eine Stufenmündung mit dem Haupttal des Oberengadins. Erratiker bei Crasta zeigen, dass sich der Gletscher der Val Fex bei Fex mit dem im Oberengadin liegenden Hauptgletscher vereinigte. Die Fex-Schlucht ist als subglaziale Klamm zu betrachten. Der Hauptgletscher ist nach SW ins Bergell geflossen. Dies kann aus den Rundhöckerstrukturen im Gebiet zwischen God Laret und der Mündung der Val Fedoz und auf der Halbinsel Chastè abgeleitet werden: Typisch sind gegen Südwesten flach ansteigende Rundhöckerformen, die von NW–SE-orientierten Steilstufen unterbrochen werden.

Die Felsunterlage des Inntals weist im Raum Sils ein akzentuiertes Relief auf. Diverse tiefreichende Spülbohrungen (für Erdwärmesonden) in der Schwemmebene von Sils (PETERS 2002) geben Aufschluss über die Tiefe der glazialen Ausräumung. Am besten dokumentiert ist die Tiefbohrung «Sils» bei Crotschas. Über dem in 130 m Tiefe liegenden Fels folgen zwischen 130–113 m Tiefe lehmige Kiese und Sande, die als Grundmoräne interpretiert wurden (BÜRO BÜCHI UND MÜLLER

1982; siehe auch SUTER 1991). Darüber (113–34 m) lagern Seesedimente, die in alluviale Ablagerungen des Schwemmkegels der Fedacla übergehen (vgl. S. 95).

Spätglazialer Gletscherrückzug (prä-Egesen)

Vor ca. 13 000 Jahren (nach unkalibrierter Skala) löste sich das zusammenhängende Eisstromnetz des Oberengadins auf. Die vereinigten Roseg- und Morteratsch-Eisströme stirnten im Stadium von Samedan mit einer mächtigen, gemeinsamen Zunge im Gebiet von Samedan und Celerina (GAMPER & SUTER 1982). Ein analoges spätglaziales Gletscherstadium ist aus relativ undeutlichen Moränenwällen am Eingang der Val Fex bei Crasta ableitbar. Diese Gletscherstände werden mit dem Daun-Stadium korreliert (GAMPER & SUTER 1982, GAMPER-SCHOLLENBERGER & SUTER 1982, MAGGETTI 1994). Spuren älterer spätglazialer Stadien (Cinuos-chel, Clavadel, Gschnitz) wurden im Gebiet des Atlasblattes nicht beobachtet.

q_{5m} Lokalmoräne (Spätglazial, Egesen-Stadium)

Die morphologisch am deutlichsten ausgebildeten, späteiszeitlichen Moränenwälle sind dem Egesen-Stadium zuzuordnen. Wälle dieses letzten ausgeprägten spätglazialen Vorstosses sind beispielsweise im mittleren Fextal bei Curtins zu erkennen (GAMPER & SUTER 1982, MAGGETTI 1994). Der Fedozgletscher stirnte zu jener Zeit beim Talausgang bei der Alp Petpreir (VOGEL 1995; ausserhalb des Atlasblattes). Deutliche Wälle dieser Vorstossphase sind auch am Lej da Diavolezza, im Bereich der Pasculs da Boval oder im Murtèl-Gebiet zu beobachten. Im heute praktisch gletscherfreien, südexponierten Kar zwischen Piz Fora und Sassa d'Entova sind späteiszeitliche, dem Egesen-Stadium zuzuordnende Gletscherstände zu finden, die im Gebiet südlich der Fuorcla dal Chapütsch auf ca. 2200 m ü. M. und südlich des Piz Tremoggia auf ca. 2450 m ü. M. gelegen sind (OROMBELLI 1986).

Ein kleiner Wall oberhalb der an der Ostseite der Val Roseg gelegenen Alp Misaun belegt, dass der Eisrand des vereinigten Roseg-Tschiervagletschers zu dieser Zeit hier auf 2300 m ü. M. gelegen hat.

Der Morteratschgletscher erstreckte sich gleichzeitig noch weit in die Val Bernina, was sehr deutlich anhand von Wällen östlich der Berninafälle (Cascata da Bernina, nördlich des Atlasblattes) sichtbar ist (PETERS 2005a). Seitliche Wälle des Morteratschgletschers, welche dessen Ausdehnung zur spätglazialen Egesen-Zeit (= Jüngere Dryas) anzeigen, sind im Gebiet des Kartenblattes auf 2250 m ü. M. nordwestlich der aktuellen Gletscherzunge sowie am West- und Südhang des Munt Pers zu beobachten (Fig. 19).

Zur Zeit der Egesen-Vorstösse dürften sich der Roseg-Tschiervagletscher und der Morteratschgletscher noch in einer gemeinsamen Zunge bei Pontresina

vereinigt haben oder sie stürzten kurz vor Pontresina (Stadium von Pontresina; SUTER et al. 1982, GAMPER & SUTER 1982, MAISCH et al. 1993, ROTHENBÜHLER 2000, PETERS 2005 a, b). In der Folge (ab ca. 10 000 BP) zogen sich die Gletscher, unterbrochen durch kurze Vorstossphasen, welche sich durch Wallstrukturen in der vorderen Val Roseg und in der Val Bernina manifestieren (ROTHENBÜHLER 2000), endgültig auf postglaziale Ausdehnungen zurück. Auf dem Gebiet des Kartenblattes sind in der mittleren Val Fedoz, südlich des Sass Fess, und in der Val Fex bei der Alp Muot Selvas Moränenwälle erhalten geblieben, welche junge Vorstossphasen («Kromer-Stadium», VOGEL 1995) des Fedoz- resp. des Fexgletschers anzeigen.

Die Rekonstruktion des zeitlichen und räumlichen Verlaufs des spätglazialen Gletscherrückzuges beruht auf ^{14}C -Altersdatierungen und Pollenanalysen von Torfprofilen (BEELER 1977, GAMPER & SUTER 1982, KELLER 1988) sowie auf der Ableitung der Höhenlagen der Gleichgewichtslinien der Gletscherstände (MAGGETTI 1994, VOGEL 1995, ROTHENBÜHLER 2000).



Fig. 19: Der Morteratschgletscher mit rezenten Seitenmoränen. Pfeil: am Munt Pers Seitenmoränen des spätglazialen Egesen-Stadiums (aufgenommen aus dem Gebiet südlich der Chamanna da Boval).



Fig. 20: Oberfläche des fossilen Blockgletschers bei der Alp Margun Surlej.

Fossile und inaktive Blockgletscher

Blockgletscher sind typische Permafrostphänomene in Gebirgsregionen (HAEBERLI 1985) und im Gebiet des vorliegenden Atlasblattes stark verbreitet (HOELZLE 1989, 1994; siehe auch Glaziologische Karte Julier-Bernina, NFP31, 1998).

Die fossilen Blockgletscher haben durch das weitgehende Abtauen ihres Eises ihre ursprüngliche Gestalt zu einem grossen Teil verloren (Fig. 20). Sie sind zusammengesackt. Als inaktive Blockgletscher werden Blockgletscherstrukturen angesprochen, die keine Anzeichen einer aktiven Bewegung mehr zeigen. Erkennungsmerkmal ist die Bildung einer Vegetationsdecke, vor allem im Bereich der Blockgletscherstirne.

Fossile und inaktive Blockgletscher finden sich gehäuft im Murtèl-Gebiet zwischen Margun Surlej und Ils Lejins. Die Oberfläche dieser fossilen Blockgletscher ist im Gegensatz zur umliegenden Moränendecke sehr uneben und mit zahlreichen, grossen Blöcken übersät. Die Zungen der fossilen Blockgletscher reichen bis auf ca. 2350 m ü. M. hinunter. Gegen oben schliessen sich inaktive Block-

gletscher an. Ab 2500–2600 m ü.M. werden diese z.T. von aktiven Blockgletschern abgelöst.

Im Gebiet der Plaun da las Furtshellas und bis zum Lej Alv in der Val Fex sind neben morphologisch gut erkennbaren inaktiven Blockgletschern auch grössere Areale mit einer sehr unregelmässigen, grobblockigen Oberfläche anzutreffen, die schlecht einzelnen Blockgletscherkörpern zugeordnet werden können. Es handelt sich jedoch um Geländeformen, die klar durch ursprünglich vorhandenen Permafrost geprägt sind. Typisch ist eine gewisse Sortierung in grobblockige Bereiche und in Bereiche mit einem erhöhten Anteil an Feinmaterial. Die groben Blöcke sind häufig in Mulden konzentriert. Die z.T. geringe Hangneigung hängt damit zusammen, dass sich die Blockschuttdecke beim Ausschmelzen des Eises in die Hangkehle abgesenkt hat. In den entstandenen Senken bildeten sich die Seen Lej Alv und Lej Nair.

Vergleichbare Formen finden sich in der Ebene nördlich der Diavolezza. Weitere fossile und inaktive Blockgletscher wurden im Gebiet der Chamanna da Boval und der Pasculs da Boval kartiert.

Typischerweise finden sich die fossilen und inaktiven Blockgletscher höhenmässig zwischen den Moränenwällen des spätglazialen Egesen-Vorstosses und den rezenten Moränenwällen des Maximalstandes der postglazialen Vergletscherung.

q_{rm} Rezente Moräne

Die rezenten bis subrezentten Moränen zeigen in ihrer Verbreitung einen deutlichen Bezug zur heutigen Vergletscherung. Sie sind durch gut erhaltene Wälle mit schmalen Kamm und steiler Böschung gekennzeichnet, die v.a. gletscherseitig starker Erosion unterworfen sind.

Die, abgesehen von Pionierpflanzen, meist vegetationsfreien Moränen repräsentieren Ablagerungen der spätmittelalterlich bis neuzeitlichen Vorstösse mit Hochständen um 1600, 1820 und 1850 (auch «Kleine Eiszeit» genannt). Deutlich sind die Seiten- resp. Ufermoränenwälle der Talgletscher ausgebildet, während die Stirnmoränen allfälliger Vorstossphasen nur wenig ausgeprägt sind. Die kleinen Gebirgsgletscher bildeten in ihrem frontalen Bereich hingegen oft mächtige Moränenbastionen (z.B. in der Corvatsch-Gruppe).

Seit ca. 1850 ist ein starker Rückgang der Vergletscherung zu beobachten. Die Figur 21 zeigt die maximale neuzeitliche Vergletscherung im Vergleich zur rezenten Ausdehnung der Gletscher. Der Gletscherschwund im Kanton Graubünden seit dem 1850er-Hochstand ist ausführlich in MAISCH (1992) beschrieben. Für die Region Bernina schätzt MAISCH (1992) den Rückgang des Eisvolumens im Zeitraum zwischen 1850 und 1973 auf ca. 30 % (Volumen 1850: 5,481 km³; Volumen 1973: 3,826 km³). Seither dürften die Gletscher weitere 10 % ihres Volumens verloren haben (pers. Mitt. M. Maisch 2005).

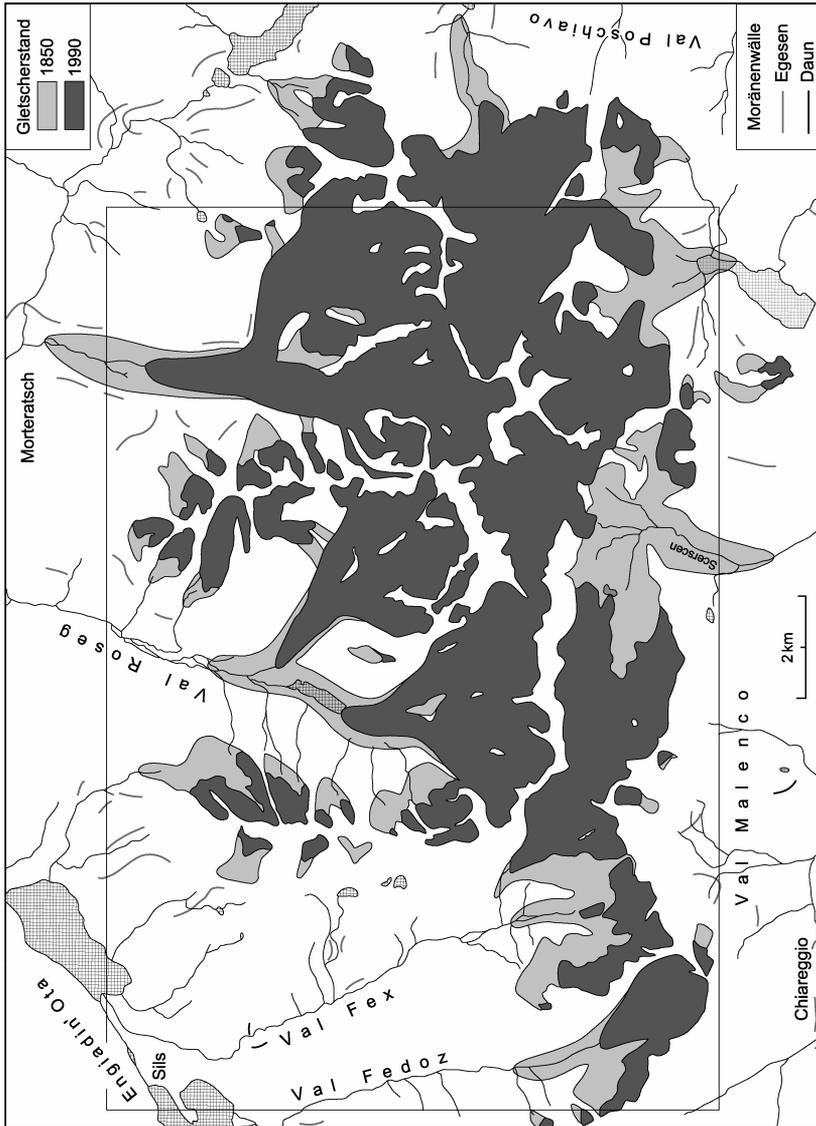


Fig. 21: Die maximale, rezente Vergletscherung um 1850 im Vergleich mit dem heutigen Stand (ca. 1990) sowie Moränenwälle des Daun-Stadiums (ausgangs Val Fex) und des Egesen-Stadiums.

Val Fedoz und Val Fex

Die Gletscher in der Val Fedoz und der Val Fex reichten bei ihrem postglazialen Höchststand bis auf 2130 m ü. M. resp. 2120 m ü. M. Auf der Erstausgabe (1950) des topografischen LK-Blattes Julierpass (1:50 000), das auf Aufnahmen zwischen 1934 und 1938 beruht, endigt die Gletscherzunge in der Val Fedoz auf 2193 m ü. M. und in der Val Fex auf 2246 m ü. M. Seither haben sich die Gletscherzungen weiter über die Steilstufen in die talabschliessenden Kare zurückgezogen.

Im Hintergrund der Val Fex hat sich der Gletscher in einzelne, isolierte Teile und Lappen aufgelöst. So bildet die Zunge des Fexgletschers (Vadret da Fex) heute eine vom Gletscher losgelöste Toteismasse.

Wie die topografische Karte 1:25 000 aus dem Jahre 1964 (mit den Gletscherständen von 1955) zeigt, existierte auch unterhalb der Zunge des Fedozgletschers (Vadrec da Fedoz) eine mittlerweile vollständig abgeschmolzene Toteismasse.

Italienische Gebiete

Im auffälligen Kar zwischen Piz Fora und Sassa d'Entova sind nur noch kleine Gletscherreste vorhanden.

Ursprünglich bildeten sämtliche Gletscher auf der Südseite des Bernina-Hauptkammes eine zusammenhängende Eismasse, welche über Firnsättel (Fuorcla da la Sella, Fuorcla Crast' Agüzza, Fuorcla Bellavista) mit den Gletschern der Nordseite verbunden war. Die vereinigten Eismassen der Vedretta di Scerscen inferiore und superiore (inkl. Vedretta di Caspoggio) stiessen beim postglazialen Maximalstand weit in die enge Valle di Scerscen vor (bis auf ca. 2150 m ü. M., NANGERONI 1929). Die maximale Ausdehnung der neuzeitlichen Gletscher ist anhand der kleinen Wälle am östlichen Abhang der Valle di Scerscen auf ca. 2420 m ü. M. deutlich erkennbar. Auf der geologischen Karte von STAUB (1946), die auf die Siegfried-Karte Nr. 521, Ausgabe 1938 gedruckt wurde, reicht die vereinigte Zunge der Scerscengletscher bis auf die Höhe der Koordinate 134 des vorliegenden Kartenblattes. Das Aufnahmedatum dieser Gletscherausdehnung ist jedoch nicht genau bekannt. Auf der Erstausgabe des LK-Blattes Julierpass 1:50 000, die 1950 gedruckt wurde, wurde der italienische Teil von der erwähnten Siegfried-Karte übernommen. Auf der Ausgabe 1959 dieses Blattes liegt die schuttbedeckte Zunge der vereinigten Scerscengletscher dann nördlich des Soldatenfriedhofes (Cimitero degli Alpini). Auf der Erstausgabe des LK-Blattes Piz Bernina 1:25 000 (erschieden 1964; mit den Gletscherständen von 1955) sind die Zungen der beiden Scerscengletscher bereits getrennt. Im Gebiet, wo die vereinigten Eismassen der Scerscengletscher durch den Engpass nördlich Pkt. 2316 m traten, war jedoch noch eine grössere Toteismasse vorhanden. Diese, auch auf der Ausgabe 1971 des LK-Blattes 1:25 000 noch eingezeichnete Toteismasse existierte 1975–76 nicht mehr (RAZ 1977).

Der postglaziale Höchststand der vereinigten Fellariagletscher (Vedretta di Fellaria und Ved. di Fellaria orientale) wird im Gebiet der Alpe Gembré durch ein System von kleineren Wällen angezeigt. OROMBELLI (1986) datierte die äussersten beiden Wallstrukturen mit Hilfe von Flechten (Lichenometrie) und weist sie den Hochständen um 1820 resp. 1850 zu. Der ursprüngliche Stirnbereich ist vom eingestauten Lago di Gera überflutet. Eine anfangs der 1920er Jahre aufgenommene Photographie des Fellaria-Gebietes zeigt eine auf ca. 2300 m ü.M. endigende Gletscherzunge (Photographie von «Sangiorgio» in SMIRAGLIA 1986). Nach OROMBELLI (1986) teilten sich die beiden Gletscher am Ende der 1930er Jahre. In der Ausgabe 1959 des Blattes Julierpass (1:50 000) sind die beiden Gletscherzungen durch die auch heute gut erkennbare Mittelmoräne südlich des Sasso Rosso getrennt.

Morteratsch- und Roseg-Tschiervagletscher

Die Maximalstände der Gletscher auf der Südseite des Bernina-Massivs liegen auf vegetationsfeindlichen Serpentinitaufschlüssen. Daher ist eine Abgrenzung der seit dem Maximalstand freigelegten Gebiete anhand der unterschiedlichen Vegetationsdecke nur bedingt möglich. Die Vegetation auf den Gletschervorfeldern des bis unter die Waldgrenze vorgestossenen Morteratschgletschers (Vadret da Morteratsch) und des vereinigten Roseg-Tschiervagletscher (Vadret da Tschierva, Vadret da Roseg, Vadret da la Sella) unterscheidet sich dagegen deutlich von der Vegetation der in postglazialer Zeit eisfreien Gebiete (siehe Vegetationskarten des Morteratsch-Gletschervorfeldes in BÄUMLER 1988, MAISCH et al. 1993).

Der Gletscherschwund seit 1850 wurde im Alpenraum durch kurzfristige Vorstossphasen am Ende des 19. Jahrhunderts, um 1920 und im Zeitraum 1965–1985 unterbrochen. Für die Zungenänderungen des Roseg-, des Tschierva- und des Morteratschgletschers existieren längere Beobachtungsreihen (Nr. 92, 93 und 94 des Schweizerischen Gletscherbeobachtungsnetzes; siehe AELLEN in: KASSER et al. 1986). Die Beobachtungen sind in den jährlichen Berichten der Glaziologischen Kommission der Akademie der Naturwissenschaften Schweiz (scnat) publiziert.

Der Morteratschgletscher zog sich gemäss dieser Messreihen praktisch konstant zurück (ab 1878 bis 2004 um insgesamt 2,1 km). 1955 lag die Gletscherzunge bei Koord. 146, d. h. am nördlichsten Rand des Atlasblattes. Das Gletschervorfeld ist durch eine Vielzahl kleinerer Wälle geprägt, von denen die markantesten leicht schematisch kartiert wurden. Alluvial umgelagertes Moränenmaterial findet sich im Bereich des heutigen Gletschertors.

Der Rückzug des Morteratschgletschers hat sich seit ca. 1967 stark verlangsamt. 1985 (+8,4 m) und 1988 (+2,4 m) wurden erstmals seit 1912 (+8,4 m) wieder geringfügige Vorstösse der Gletscherzunge beobachtet. Ein kleiner Wall

zeugt von dieser kurzen Vorstossphase. Darnach hat sich die Zunge wieder deutlich zurückgezogen und zwar um total 259 m bis ins Jahr 2002. Im Jahr 2003 wurde ein Rekordwert von -76,5 m erreicht. 2004 folgte jedoch wieder ein kleiner Vorstoss von 10,3 m.

Der Rückzug des Morteratschgletschers ist im Gletschervorfeld mit zahlreichen Tafeln mit entsprechenden Jahreszahlen anschaulich gemacht. Zudem führt ein Gletscherlehrpfad durch das Gletschervorfeld, mit zusätzlichen Informationen am Weg zur Bovalhütte (Chamanna da Boval). Der dazu gehörige Führer (MAISCH et al. 1993) vermittelt eine ausgezeichnete Übersicht über die vielfältigen Aspekte der Geomorphologie, Glaziologie, Geologie und Botanik im Gebiet um den Morteratschgletscher.

Im Rosegtal ist das Gletschervorfeld der ursprünglich vereinigten Tschierva- und Roseggletscher durch Moränenwälle gegliedert. Gemäss den Originalaufnahmen von J. Coaz in den Jahren 1850–51 reichte die Zunge des Roseg-Tschiervagletschers beinahe bis zur Koord. 144. Diese Ausdehnung entspricht den innersten der eng gestaffelten Wallstrukturen, welche das Gletschervorfeld abschliessen. Die äussersten Wälle könnten ältere Vorstossphasen der Kleinen Eiszeit markieren (GAMPER 1986). Die Messreihen der Gletscherkommission (ab 1894) zeigen auch hier deutliche Vorstossphasen am Ende des 19. Jahrhunderts und um 1920. Diese Vorstossphasen können mit entsprechenden Wallstrukturen im Vorfeld korreliert werden (auf der Höhe der Koord. 143.65, resp. 143.34). Seit etwa 1934 bilden der Tschierva- und der Roseggletscher getrennte Eisströme. Durch die Stauwirkung der linken Seiten- resp. Ufermoräne des Tschiervagletschers bildete sich im Vorfeld des Roseggletschers ein See. Nach heftigen Unwettern brach dieser am 21. August 1954 teilweise aus. Die Wassermassen richteten grosse Schäden im Gebiet von Pontresina an. Die Ausdehnung des Sees vor seinem Ausbruch ist in KILGER (1979) skizziert.

Der Roseggletscher zog sich seither stetig zurück, wobei ab Mitte der 1970er Jahre bis anfangs der 1990er Jahre eine Verlangsamung des Rückzuges eintrat. Seither ist wieder eine deutliche Beschleunigung des Rückzuges zu beobachten (-632 m zwischen 1991 und 2004). Der Tschiervagletscher hingegen stiess zwischen 1968 und 1987 um total ca. 240 m vor. Seit 1988 zieht sich aber auch dieser Gletscher stark zurück (-517 m bis 2004).

Der Klimaverlauf der letzten Jahre und der während der Kartierungsarbeiten beobachtete Eisschwund in den Akkumulationsgebieten deuten auf ein Fortdauern des Rückzuges hin. Anschaulich illustrierte, längerfristige Gletscherschwundsszenarien für den Morteratschgletscher und den Roseg-Tschiervagletscher finden sich in MAISCH (1993).

Mächtigkeit der Ablagerungen

Im Vorfeld des Morteratschgletschers treten verbreitet geschliffene Rundhöcker auf. Dies lässt auf eine relativ geringmächtige Grundmoränenbedeckung über einem ausgeprägten Felsrelief schliessen.

In den Vorfeldern des Roseg- und des Tschiervagletschers sind keine Rundhöcker vorhanden. In der Bohrung beim Hotel Roseggletscher wurden unter 6 m Bachschutt rund 20 m Seeablagerungen über Grundmoräne festgestellt (BÜRO FÜR BAUGEOLOGIE, CHUR, 1994). Dies weist darauf hin, dass das hintere Rosegtal beim Zusammenfluss der beiden Gletscher glazial übertieft ist.

Angaben über die Tiefe des Felsuntergrundes im Vorfeld des Roseggletschers lieferten seismische Untersuchungen (KILGER 1979). Im nördlichen Teil des Seebeckens wurde die Felsoberfläche reflexionsseismisch auf ca. 1960–1970 m ü. M., also 190–200 m unter der Terrainoberkante lokalisiert. Im Bereich der Gletscherzunge (Stand ca. 1979) wurde die Felsoberfläche auf ca. 80 m Tiefe geortet. Die refraktionsseismischen Resultate zeigten ausserdem, dass gewisse Bereiche im Gletschervorfeld gefroren sind. Toteismassen waren am östlichen Seeufer im Bereich der Fortsetzung der Gletscherzunge lange gut sichtbar. Diese Toteismassen sind heute stark ausgeschmolzen. Die söllartigen Ausbuchtungen des Seemrisses gehen auf ausgeschmolzenes Toteis zurück.

¹⁴C-Altersbestimmungen

Radiometrische Datierungen erlauben exakte Rückschlüsse auf die postglaziale Variation der Vergletscherung (Übersicht in KELLER 1988). In den 1960er Jahren kamen z.B. an der zurückschmelzenden Gletscherzunge des Tschiervagletschers Holzstücke zum Vorschein. Die ¹⁴C-Datierung (unkalibriert) dieses Materials weist auf ein Vorstossen des Tschiervagletschers um 5000 bis 4500 BP hin, bei einer vorangegangenen Vergletscherung, die offenbar deutlich geringer als die heutige war (GAMPER & SUTER 1982, GAMPER 1986). Die Datierung eines Holzstückes (4760 BP) aus dem Vorfeld des Morteratschgletschers belegt ebenfalls einen Vorstoss um diese Zeit (Piora-Kaltphase), mindestens bis auf Höhe des neuzeitlichen Maximalstands. In jüngerer Zeit wurden zahlreiche fossile Hölzer und Torfreste im Vorfeld des Tschiervagletschers mit Altern zwischen 6500 und 7500 BP aufgefunden (SCHLÜCHTER 2004). Dies weist darauf hin, dass die Gletscher bereits im früheren Postglazial zeitweise eine sehr geringe Ausdehnung aufgewiesen haben.

Am Westufer des kleinen Sees, der durch das Abschmelzen des westlichen Teils der Vedretta di Caspoggio entstanden ist, wurden Reste einer alten Humusschicht entdeckt (HERMANN 1991, MÜNTENER 1991, SCHLÜCHTER 1991). ¹⁴C-Altersbestimmungen ergaben ein Alter von 1895 ± 60 Jahre (SCHLÜCHTER 1991, 2004). Die klimatischen Bedingungen erlaubten hier offenbar vor knapp zwei

Jahrtausenden die Entstehung einer Humusschicht in einer Höhenlage von 2600 m. Auch dies zeigt, dass die heutige Vergletscherung nicht einem postglazialen Minimum entspricht.

Verschwemmte bzw. aufgearbeitete Moräne; Moränenbastion

An verschiedenen Orten wurde die Moränenfarbe mit einer Schwemmfächer- resp. Bachschuttkegelsignatur überlagert. Damit wird Moränenmaterial gekennzeichnet, das, vor allem bei Starkniederschlägen oder Gletscherausbrüchen, umgelagert und verschwemmt wurde. Erosionsrinnen in steilen, moränenbedeckten Hängen (z.B. an der Westseite der Val Roseg) sind ebenfalls auf diese Art angegeben.

Die gleiche Signatur wurde auch für Moränenbastionen benützt (westlich und südöstlich des Piz Corvatsch).

Aktive Blockgletscher

Aktive Blockgletscher verkörpern talwärts kriechenden Permafrost. Typisch sind steile Ränder und interne Fliessstrukturen. Aktive Blockgletscher sind nur spärlich oder meist gar nicht bewachsen. Der Stirnbereich ist generell vegetationsfrei. Die Stirn aktiver Blockgletscher zeigt eine lavastromartige Sortierung mit einer grobblockigen Basis und einem zentralen Bereich mit feinkörnigem Material, der wiederum von grobblockigem Material bedeckt ist (Fig. 22). Ein weiteres Erkennungsmerkmal sind randliche, perennierende Schneefelder. Die aktiven Blockgletscher im Gebiet des Atlasblattes entwickeln sich in der Regel aus Hangschutt. Eine kartographische Abgrenzung dieser beiden Lithologien ist hangaufwärts nicht möglich. Bei grossen Schuttakkumulationen können blockgletscherartige Gebilde entstehen, die nur noch sehr undeutlich in Erscheinung treten. So kommt es z.B. zur Ausbildung von konkav gewölbten Schutthalden, z.B. östlich des Lej Sgrischus. Im Boval-Gebiet, nördlich des Piz Aguagliouls und am Piz Led entwickelten sich aktive Blockgletscher aus den mächtigen Moränenbastionen kleinerer Gletscher.

Der Blockgletscher Murtèl 1 bei der Mittelstation der Corvatschbahn

Im NNW-orientierten Kar südlich der Mittelstation der Corvatschbahn (LSC) entwickelte sich eine sehr auffällige Blockgletscherstruktur. Der Blockgletscher stirmt auf 2628 m ü. M. über gletschergeschliffenen Granodioritplatten. Die Stirne ist 15–20 m hoch. Die Oberfläche dieses Blockgletschers ist durch ogivenartige Rinnen und Wälle stark gegliedert. Diese Strukturen deuten auf kompressives Fliessen hin, bedingt durch die Gegensteigung des Karriegels.



Fig. 22: Front des aktiven Blockgletschers in den Pasculs da Boval (Pkt. 2598 m).

Dieser Blockgletscher kann aufgrund seiner guten Zugänglichkeit und seiner beispielhaften Ausbildung als eines der am besten untersuchten Objekte seiner Art betrachtet werden (HOELZLE et al. 2002). Er ist Teil des kürzlich in den Alpen eingerichteten Permafrost-Beobachtungsnetzes (VONDER MÜHLL et al. 2001, 2004).

Erste refraktionsseismische Untersuchungen auf diesem Blockgletscher (BARSCH 1973) dienten der Abschätzung der Auftautiefe. Die Mächtigkeit des Blockgletschers wurde anhand der Resultate der Sprengseismik auf max. 60 m geschätzt. 1975 wurde dann eine Kernbohrung auf 10,4 m abgeteuft (BARSCH 1977), welche erste Erkenntnisse über die Stratigraphie der Auftauschicht und den obersten Bereich des Permafrostkörpers lieferte. Mittels geoelektrischer Untersuchungen und Georadarmessungen wurde eine Mächtigkeit des Permafrostes von 20–50 m bestimmt (KING et al. 1987).

1987 schliesslich wurden eine 32 m tiefe Versuchsbohrung und die 62 m tiefe, definitive Kernbohrung abgeteuft (HAEBERLI et al. 1988). Die beiden Bohrungen liegen 2 m auseinander und ca. 50 m von der Bohrstelle von 1975 entfernt.

Der Felsuntergrund wurde in rund 50 m Tiefe vermutet. Im Jahr 2000 wurden, ca. 30 m von der Bohrstelle 1987 entfernt, zwei weitere Bohrungen ausgeführt, die jedoch auch in 63 m Endtiefe den Felsuntergrund nicht erreicht haben (ARENSEN 2002).

Es wurden zahlreiche geophysikalische, bohrlochgeophysikalische, geodätische, fotogrammetrische (siehe auch BARSCH & HELL 1975), pollenanalytische, chemische, isopenchemische und weitere Untersuchungen ausgeführt (siehe HAEBERLI 1990). Die geophysikalischen Resultate sind u. a. in VONDER MÜHLL (1988), VONDER MÜHLL & HAEBERLI (1990), VONDER MÜHLL & HOLUB (1992), VONDER MÜHLL (1993) und in KÄÄB et al. (1998) publiziert.

Die Bohrlöcher wurden mit Thermistoren und Messeinrichtungen zur Erfassung der vertikalen und horizontalen Verschiebungen des Untergrundes ausgerüstet, um Langzeitbeobachtungen zu ermöglichen.

Unter einer 3 m mächtigen grobblockigen, aktiven Schicht folgt massives Eis (Eisgehalt ca. 95 %) bis in eine Tiefe von 15 m. Darunter wechseln eisgesättigte Silt-, Sand- und Kieslagen mit mächtigen Eislinen. Zwischen 28 und 30 m wurde ein Scherhorizont angetroffen (WAGNER 1992). Darunter folgt eisgesättigter, grober Blockschutt (Eisgehalt ca. 30 %). Der anstehende Fels wurde in ca. 50–51 m Tiefe erreicht. Die oberen Bereiche sind stark zerrüttet und durchlässig. Fester, undurchlässiger Fels wurde erst in 54 m Tiefe erbohrt. Dieser Bereich nahe der Felsoberfläche ist nicht durchgehend gefroren und zeigt jahreszeitliche Temperaturschwankungen (VONDER MÜHLL 1992). Über und unter dieser Zone liegen die Temperaturen unter 0°C. Die Basis des Permafrostes wird in etwa 100 m Tiefe vermutet. Fließendes Grundwasser an der Grenze zum anstehenden Fels wird mit einer nicht gefrorenen Lage im Permafrost («Talik») in Verbindung gebracht (VONDER MÜHLL 1992).

Permafrost im Allgemeinen

Im Gebiet Furtschellas-Murtèl wurde die Verbreitung des Permafrostes mittels der BTS-Methode (BTS: Basistemperatur der Schneedecke) und mittels Miniatur-Temperaturloggern ermittelt (HOELZLE 1988, HOELZLE et al. 2003). Die Kartierung der Permafrost-Verbreitung mittels Geographischer Informationssysteme (GIS), illustriert am Beispiel des Corvatsch-Furtschellas-Gebietes, ist in KELLER (1992, 1993) beschrieben. Die Permafrost-Forschung im Gebiet Corvatsch-Furtschellas haben HOELZLE et al. (2002) zusammengefasst.

Andeutungen von Strukturböden finden sich auf den flachen Gipfelplateaus zwischen Piz Mandra und Piz Misaun. Deutliche Strukturböden bildeten sich im Serpentinitschutt (ca. 2600 m) westlich des Rif. Carate Brianza und parallel zur Fallinie orientierte Steinstreifen sind in der Fortsetzung des SW-Grates der Sassa d'Èntova (Pkt. 2724 m bis Pkt. 2626 m) zu beobachten.

Stabilitätsprobleme im Zusammenhang mit Gletscherrückzug und auftauendem Permafrost

Die seit 1992 nicht mehr bewirtete Capanna Scerscen an der Vedretta di Scerscen inferiore (Koord. 785.864/134.851) steht auf 2957 m ü.M. auf einem grobblockigen, nach Süden steil abfallenden Grat. Das Gebäude steht praktisch direkt am Rand des Gletschers. Die Abnahme der Eismächtigkeit und Tauprozesse führten zu Instabilitäten im Fels, verbunden mit einem Kippen des Gebäudes nach Norden und begleitet von starker Rissbildung im Mauerwerk.

Die Abnahme der Mächtigkeit der Gletscher führte wegen der fehlenden seitlichen Stützwirkung und teilweise wegen des Ausschmelzens von Toteis auch zu einer starken gletscherseitigen Erosion der Seitenmoränen. Dies führte dazu, dass die 1899 direkt auf der rechten Seitenmoräne des Tschiervagletschers erbaute und 1932 erweiterte Tschiervahütte (SAC) aufgegeben und durch eine neue Hütte (Chamanna da Tschierva) ersetzt werden musste.

Stabilitätsprobleme werden auch im Gebiet der Station Corvatsch untersucht, da die Bergstation und die Richtstrahlanlage der PTT auf versacktem, stark zerrüttetem und geklüftetem Fels steht, welcher durch eishaltigen Permafrost stabilisiert ist (BÜRO DR. VON MOOS 1970).

Sackungsmassen

Sackungen treten in der Westflanke der Val Fex sowie an den Hängen östlich von Sils, zwischen Marmorè und Foppa, auf. Die Sackungsmassen in der Westflanke der Val Fex sind durch das praktisch hangparallele Einfallen der Strukturen der Margna-Decke bedingt (vgl. Profile 6–9, Tafelbeilage). Eine auffällige Sackungsmasse dieser Art ist die Dolomitmarmorermasse am God sur Chaunts am Ausgang der Val Fex. Die Anrisszonen der Sackungen sind von gestaffelten, z.T. klaffenden Brüchen begleitet. Die Anrisse selber manifestieren sich als steile, nicht moränenbedeckte Böschungen. Im Weiteren markieren Versickerungstrichter und abflusslose Zonen die Anrissbereiche. Hangabwärts gehen die Sackungen meistens in grössere Rutschmassen über.

In der hintersten Val Fex sowie in der ganzen Val Fedoz liegen die Schichten mehr oder weniger horizontal (Profile 2 und 3, Tafelbeilage). Dies erklärt, warum hier Sackungsmassen fehlen. Im Haupttal des Oberengadins stehen die Sackungsmassen in Zusammenhang mit NE–SW-streichenden, talparallelen Brüchen, welche überwiegend Nebenstörungen der Engadiner Linie darstellen.

Vereinzelt treten die Sackungsmassen zusammen mit Felssturz- oder Hangschuttalagerungen auf.



Fig. 23: Front der Rutschung in der hinteren Val Fex. Blick nach Norden. Die aktive Rutschung schiebt sich von links über den moränenbedeckten Boden.

Rutschmassen

Grosse Rutschmassen sind auf die Westseite der Val Fex und auf die Hänge östlich von Sils beschränkt. Sie gehen meistens aus Sackungen hervor und verlieren dabei jegliche Strukturierung. Brüche enden an der Grenze dieser Rutschmassen abrupt. Die Oberfläche der Rutschmassen ist sehr unregelmässig und mit grossen Blöcken besetzt. Im obereren Teil der Rutschmassen ist meistens eine Verflachung des Geländes zu beobachten. Aktive Bewegungen an der Oberfläche manifestieren sich lokal durch krummgewachsene Bäume («Säbelwuchs»).

Wenig aktive oder nur oberflächliche Rutschungen, z. B. der Moränenbedeckung, sind auf der Karte mit der entsprechenden Färbung unterlegt.

Die Rutschung Muot Selvas in der hinteren Val Fex

Die Rutschmasse in der hinteren Val Fex, nordöstlich des Piz Salatschina, findet sich dort, wo der Deckentrenner der Margna-Decke (Fedoz-Mulde) das Tal in einem sehr spitzen Winkel schneidet (Profil 6, Tafelbeilage). Die hangparallel orientierten Schiefer und Rauwacken der Überschiebung bilden den basalen

Gleithorizont dieser markanten Rutschmasse. Die Rutschung zeigt hauptsächlich in ihrem nördlichen Teil ausgeprägte, blockgletscherartige Fliebsstrukturen. Der Fahrweg in die hinterste Val Fex führt über einen wenig aktiven Bereich dieser Rutschmasse. Die weitgehend intakten Moränenwälle und die damit assoziierten Erratiker (Orthogneise und Altkristallin) zeigen, dass der unterste Teil des Hanges, der von der Fedacla anerodiert wird, nur leicht verrutschtes Moränenmaterial darstellt. Der Fuss der aktiven Rutschmasse ist durch eine steile, wenig bewachsene Böschung (Fig. 23) mit zahlreichen Wasseraustritten gekennzeichnet, die eine sumpfige Geländemulde erzeugen.

Bergsturz-, Felssturzablagerungen

Markante Berg- und Felsstürze sind in der Val Fedoz an der Motta Salatschina und am Ausgang der Val Fex bei Gianda kartiert. Der Bergsturz Motta Salatschina wird von der Aua da Fedoz anerodiert. Der südliche Teil, durch die Bacherosion instabil geworden, ist zudem versackt.

Die grossen Sackungen und Rutschungen bei Sils sind unterhalb der Anrisse von Felssturzmaterial bedeckt.

Längs der Engadiner Strasse bei Segl Baselgia besteht Felssturzgefahr. Verschiedentlich sind Kubikmeter grosse Dioritblöcke auf die Strasse gestürzt und gelangten vereinzelt bis in den See (WEBER 1963). Die Blöcke stammen aus einer stark zerrütteten Zone im oberen Teil der aus Diorit bestehenden Felswand.

Der Bergsturz aus der Westwand des Piz Morteratsch ging im Herbst 1988 nieder. Die Bergstürze, die sich von der Südwand des Piz Scerscen und an der Crast' Agüzza lösten, ereigneten sich ebenfalls Ende der 1980er Jahre. Es ist anzunehmen, dass diese hochgelegenen Bergstürze mit dem Schmelzen des Eises in hochgelegenen, exponierten Lagen in Zusammenhang stehen. So konnte beispielsweise in den letzten Jahren in den Südwänden im Gebiet der Roseg- und der Sella-Gruppe eine starke Ausaperung der Eiscouloirs beobachtet werden.

Trockenschuttkegel; Hangschutt, z. T. mit Blockschutt

Hangschutt akkumuliert sich unterhalb der Steilwände, sofern diese nicht an Gletscher grenzen, die den Schutt abtransportieren. Hänge, die nicht im Ablagerungsbereich von schuttproduzierenden Steilwänden liegen, sind in der Regel moränenbedeckt. Einzelne Felssturzblöcke im Hangschutt sind auf der Karte durch grössere Punkte hervorgehoben.

Schwemmfächer, Bachschuttkegel Gemischte Schuttkegel

Bachschutt- und Murgangkegel in den verschiedensten Grössen sind im Bereich von dauernd Wasser führenden Bächen weitverbreitet. Sie finden sich aber auch am Fuss von Runsen, die nur bei starken Niederschlägen Wasser führen. Die Bachschuttkegel bei Segl Baselgia gefährdeten oder beschädigten bei Starkniederschlägen oftmals die Hauptstrasse. Am Fuss des Schuttkegels bei Koord. 777.950/145.250 wurden fossile Böden gefunden. Die ^{14}C -Datierungen (unkalibriert) dieser Böden ergaben Alter von 4780 ± 90 und 4195 ± 90 Jahren vor heute (unpubl. Daten von BRUNNER in: GAMPER 1985).

Die Schwemmebene von Sils («Silser Alluvion»)

Die Silser Ebene wurde durch den flachen Schwemmkegel der Fedacla aufgeschüttet, die bei Segl Maria aus der Val Fex einmündet. Einen nur unbedeutenden Anteil lieferten die Bäche, welche die Hänge östlich von Sils entwässern (Ova da la Resgia, Ova da la Rabgiusa). Das Bachschuttmaterial der Fedacla («Silser Alluvion») wurde in zahlreichen Bohrungen aufgeschlossen (BÜRO FÜR TECHNISCHE GEOLOGIE AG 1976, 1977). Es handelt sich um kiesig-sandige, alluviale Ablagerungen, welche in den distalen Teilen des Schuttfächers zunehmend feinkörniger werden. Lokal treten Silte und Feinsande auf (BÜRO DR. BÜCHI 1980), z.T. mit organischen Bestandteilen (Torf). Diese mit Verlandungsbildungen durchsetzten alluvialen Ablagerungen gehen gegen unten in grobsandige-feinkiesige Deltablagerungen über.

Durch die vollständige Auflandung der Silser Ebene wurden die ursprünglich zusammenhängenden Seen von Sils und Silvaplana voneinander getrennt. Deren Wasserspiegel differieren heute um rund 8 m.

Seeablagerungen

Seeablagerungen sind an der Oberfläche nicht aufgeschlossen, sie wurden jedoch verschiedentlich erbohrt.

In der Tiefbohrung Sils bei Crotschas folgten unter den 34 m mächtigen alluvialen Ablagerungen des Schwemmkegels dunkelgraue, siltige Sande und ab 46 m resp. 1748 m ü. M. tonige Silte und Silte mit Feinsand (BÜRO BÜCHI UND MÜLLER 1982). In der Bohrung Nr. 1/1990 des Grundwasserpumpwerks Chalcheras befindet sich der Übergang in die Seeablagerungen in ca. 27 m Tiefe, auf rund 1775 m ü. M. (BÜRO FÜR TECHNISCHE GEOLOGIE AG 1990). In einer Erdsondenbohrung bei Segl Baselgia kann aufgrund des Bohrrapportes (MATHIEU 1990) die Oberkante der Seeablagerungen auf ca. 1767 m ü. M. vermutet werden.

Diese Seeablagerungen belegen die Existenz eines durchgehenden Sees zwischen Maloja und Champfèr nach dem Rückzug des Eises aus dem Haupttal des Oberengadins. Die Seeablagerungen sind bei der Tiefbohrung Sils ca. 80 m mächtig. Sie werden in einer Tiefe von 113 m durch lehmige Kiese und Sande, die als Grundmoräne interpretiert werden, unterlagert. Der Felsuntergrund wurde auf einer Tiefe von 130 m erreicht.

Die nacheiszeitlichen Seesedimente des Silvaplanner Sees sind in LEEMANN et al. (1992), LEEMANN (1993) und LEEMANN & NIESSEN (1994) detailliert beschrieben.

Stillwasserablagerungen wurden auch in der Brunnenbohrung beim Hotel Roseggletscher erbohrt (Val Roseg, am Nordrand des Blattes). Ab 6,1 m Tiefe resp. 1994 m ü. M. wurden rund 20 m mächtige Silte und tonige Silte angetroffen, welche von Moränenmaterial unterlagert werden (BÜRO FÜR BAUGEOLOGIE, CHUR, 1994). Diese Ablagerung belegen die Existenz eines aufgelandeten Sees unter der Alluvialebene des hinteren Rosegtals, welcher durch den Bergsturz des Muot da Crasta aufgestaut worden ist oder sich in einem glazial übertieften Becken gebildet hatte.

Analog dazu können auch unterhalb der Schwemmebene der Plaun Vadret im hinteren Fextal Seeablagerungen postuliert werden.



Fig. 24: Erosion durch die mäandrierende Fedacla in der vorderen Val Fex.

Terrassenränder, Erosionsränder

Erosionsränder finden sich hauptsächlich im Bereich der Bäche der Val Fedoz und der Val Fex. Besonders erwähnenswert sind die Terrassen in der vorderen Val Fex, wo die Fedacla z. T. tief in die Moräne, in die seitlichen Rutschungen und in die Bachschuttkegel einerodiert ist (Fig. 24).

Im Rosegtal haben sich die Schmelzwässer des Tschierva- und des Rosegletschers markant in die Moränen im Gletschervorfeld eingetieft. Die Unwetter und Starkniederschläge im Sommer 1987 haben hier starke Spuren in Form frischer Erosionsanrisse und Materialumlagerungen hinterlassen. Besonders deutlich waren die Auswirkungen in den Moränenablagerungen der oberen Valle di Scerscen, die stark umgelagert und ausgeschwemmt wurden. Die frischen Anrisse waren bis 7 m hoch. Die ausgeprägte Ausräumung kann mit dem Ausschmelzen von Toteismassen in Verbindung gebracht werden, die dieses Moränenmaterial bis anfangs der 1970er Jahre zurückgehalten haben (HERMANN 1991, MÜNTENER 1991).

q_a Alluvionen **q_{rs} Fluvioglaziale Ablagerungen**

Alluvionen wurden in den Talböden der Val Fedoz und der Val Fex kartiert. Weitere Alluvionen entstanden aus fluviatil umgelagertem und ausgewaschenem Moränenmaterial in den Gletschervorfeldern. In der Val Roseg entwickelte sich daraus ein ausgedehnter alluvialer Talboden mit zahlreichen Wasserläufen (Zopf-flüsse; WARD & UEHLINGER 2003).

TEKTONIK

TEKTONISCHE GLIEDERUNG DES BERNINA-MASSIVS UND ANGRENZENDER GEBIETE

Dieses Kapitel gibt einen Überblick über die auf dem tektonischen Übersichtskärtchen dargestellten tektonischen Einheiten. Für eine Gesamtübersicht sei auf die Tektonische Karte der Schweiz 1:500 000 verwiesen. Der Deckenstapel im Gebiet des Bernina-Massivs umfasst tektonische Einheiten des Mittel- und Oberpenninikums sowie des Unter- und Oberostalpins.

Im Oberengadin sind oberpenninische, ophiolithische Decken mit unterostalpinen, kontinentalen Decken verfigert. Im Westen intrudierte und überprägte

die oligozäne Intrusion des Bergeller Batholithen den Deckenstapel. Für eine detailliertere Beschreibung der tektonischen Gliederung des Bernina-Gebirges und angrenzender Gebiete sei auf SPILLMANN (1993) verwiesen. Einen Überblick über den Bau des Deckenstapels geben die Profile der Tafelbeilage.

Penninikum

Suretta-Decke, Lanzada-Scermendone-Zone

Einheiten mittelpenninischer Stellung treten im tektonischen Fenster von Lanzada, östlich von Chiesa i.V., auf (STAUB 1916, 1921). MONTRASIO (1984) fasste diese Gesteine, die in weiteren Fenstern im Liegenden des Malenco-Serpentinits auftreten, als Lanzada-Scermendone-Zone (LSZ) zusammen. Lithologisch besteht die LSZ aus einem kontinentalen Kristallin mit einer autochthonen Sedimentbedeckung mit triadischen Plattformsedimenten und inhomogenen kalkigen Schiefen, die mit ophiolithischem Material assoziiert sind. Es handelt sich bei den Gesteinen der LSZ um Äquivalente der nördlich der Bergeller Intrusion aufgeschlossenen Suretta- und Avers-Decke. Zwischen der LSZ im Süden und der Suretta- und der Avers-Decke im Norden vermittelten steilgestellte Schollen von Kristallin und Sedimenten am Ostrand der Bergeller Intrusion (STAUB 1918, GYR 1967, GIERÉ 1985, PFIFFNER & WEISS 1994, PUSCHNIG 1996, 1998, 2000; vgl. Profil 1, Tafelbeilage).

Einige am Südrand des Malenco-Serpentinits gelegene Aufschlüsse der von MONTRASIO (1984) definierten Lanzada-Scermendone-Zone werden neu der Margna-Decke zugewiesen (BAY 1996, FORNERA 1996). Andere Teile dieser Zone wurden als präalpin abgescherte Teile des Kontinentalrandes («extensional allochthons») interpretiert und zur Malenco-Forno-Lizun-Decke gestellt (HERMANN & MÜNTENER 1996).

Malenco-Forno-Lizun-Decke

Malenco-Serpentininit und Relikte kontinentaler Kruste

Der Malenco-Serpentininit ist über eine Fläche von ca. 130 km² aufgeschlossen und erreicht eine maximale Mächtigkeit von 1,2–1,5 km. Er bildet eine der grössten Ultramafitmassen der Alpen. Der Malenco-Serpentininit repräsentiert subkontinentales Mantelmaterial, das im Zuge der jurassischen Extensionstektonik am adriatischen Kontinentalrand freigelegt worden ist. Einen wichtigen Beleg für den subkontinentalen Ursprung des Malenco-Serpentinits bildet der am Monte Braccia (südlich des Atlasblattes) reliktsch erhalten gebliebene, präalpine Krusten/Mantel-Kontakt. Der hier aufgeschlossene Gabbro zeigt nämlich intrusive

Beziehungen sowohl zum Malenco-Serpentinit (Mantelmaterial) als auch zu altkristallinen, granulitischen Gesteinen, die Krustenrelikte repräsentieren (GAUTSCHI 1980, HERMANN 1997, HERMANN & MÜNTENER 1996, 2001, HERMANN et al. 1993, 1997, 2001, MÜNTENER 1997, MÜNTENER et al. 1993, 2000, SPILLMANN 1993, TROMMSDORFF et al. 1993, VILLA et al. 2000). Die Platznahme des Braccia-Gabbros an der Krusten/Mantel-Grenze erfolgte im Perm (HANSMANN et al. 2001).

Analoge Gesteine treten auch in der überschobenen Margna-Decke auf (Fedoz-Metagabbro und Fedoz-Formation; vgl. Profile 1–3, Tafelbeilage).

Forno-Ophiolithe und Sedimente

Der ophiolithische Monte-del-Forno-Komplex liegt auf gleichem tektonischem Niveau wie der Malenco-Serpentinit, d. h. im Liegenden der Margna-Decke. Er ist von der Bergeller Intrusion steilgestellt, diskordant durchschlagen und kontaktmetamorph überprägt worden (FERRARIO & MONTRASIO 1976, PERETTI 1983, 1985; vgl. Profil 1, Tafelbeilage). Der Monte-del-Forno-Komplex repräsentiert eine Ophiolithsequenz (Forno-Ophiolithe). Metavulkanite mit MORB-typischem Chemismus (Forno-Amphibolit; GAUTSCHI 1980, PUSCHNIG 1996, 1998, 2000), Mineralbestand und Mineralisation (Fe-Cu-Zn-Vererzungen, PERETTI & KÖPPEL 1986) werden von Metasedimenten mit oberpenninischer Affinität überlagert (Mureto- und Rossi-Formation, PERETTI 1985).

Die Beziehung zwischen Forno-Amphibolit und Malenco-Serpentinit ist intrusiver Natur, d. h. der Forno-Amphibolit bildet Gänge und grössere Intrusivkörper im Serpentinit (TROMMSDORFF et al. 1993, PUSCHNIG 1996, 1998, 2000). Nordwestlich der Engadiner Linie setzt sich der Forno-Amphibolit in die Lizun-Grünschiefer fort (LINIGER & NIEVERGELT 1990, NIEVERGELT et al. 1996).

Platta-Decke

Die Platta-Decke besteht zur Hauptsache aus Ophiolithen (Serpentinite, Ophikarbonate, Metagabbros, Metabasalte, Grünschiefer) mit untergeordneten spätjurassisch-kretazischen Sedimenten. Sie bildet keine kohärente Überschiebungsdecke, sondern umfasst mehrere Schuppen, welche z.T. auch nicht-ozenisches Material (kontinentales Kristallin und Trias–Lias-Sedimente) enthalten (CORNELIUS 1935, 1950, DIETRICH 1970).

Die Platta-Ophiolithe können gemäss neueren Untersuchungen in eine Obere und eine Untere Serpentinit-Einheit aufgeteilt werden (vgl. Tab. 2). Diese beiden Einheiten lassen sich bezüglich Struktur und Entwicklung der basischen und ultrabasischen Gesteine unterscheiden: Die obere Einheit wird durch Serpentinite dominiert, welche wie der Malenco-Serpentinit subkontinentales Mantelmaterial repräsentieren. Die untere Einheit ist mit basischen Intrusiva (Gabbros) und Effusiva

Tabelle 2: Korrelation und Gliederung der tektonischen Einheiten über die Engadiner Linie und nach verschiedenen Autoren

	Blatt Nr. 119 Piz Bernina (diese Arbeit)	Blatt Nr. 118 St. Moritz (PETERS 2005)	MANATSCHAL & NIEVERGELT 1997	FINGER 1978
	Nordwestlich der Engadiner Linie			
	Südöstlich der E. L.			
Eia-, Bernina-, Julier- und Err-Decke (Unterostalpin)	Sassaib-Mulde Siretta-Kristallin Alv-Mulde Bernina-Kristallin	Julier-Kristallin	Eia-Decke Albulaschuppenzone Julier-Kristallin	Eia/Julier/Berninane
		Schliattain-Olisthrostrom-Einheit	Padella-Einheit Schliattain-Olisthrostrom-Einheit	Julier-Kristallin Suveretra-Schuppe Padella-Schuppen Schliattain-Clavadatsch-Sch.
		Nair-, Grisch- und Bardella-Einheit	Nair-Einheit Grisch-Einheit Bardella-Einheit	Nair-Schuppe Grisch-Schuppe Bardella-Schuppe
		Autochthone Err-Sedimente Err-Kristallin	Sed. des Err-Normalschenkels Err-Kristallin	Verana-Schuppe Err-Decke s. str.
			Sed. des Err-Verkehrschenkels	Roccabella-Carungas-Einheit
		Convatsch-Teild. { Sedimente ¹⁾ Kristallin	Grevasalvas-Einheit { Kristallin	Upper Err unit Middle Err unit
		Chastelets-Einh. { Sedimente Kristallin	Carungas-Einheit { Sedimente ³⁾ Kristallin ⁴⁾	Lower Err unit
		Platta-Decke	Platta-Decke	Lower Err unit
				Upper Err unit Middle Err unit
				Lower Err unit
Ober- und Mittelpennin.			Platta-Decke	
Margna-Decke und Sella-Teildecke (Unterostalpin)	Sella-Teildecke { Sedimente ²⁾ Kristallin			
	Tremoggia-Mulde, Fax-Schupp. Maloja-Kristallin Fedoz-Mulde Fora-Kristallin Longoi-Sedimente	Fax-Schuppenzone Maloja-Kristallin	Sedimente Maloja- und Fors-Kristallin	
	Malenco-Forno-Lizun-Decke Lanzada-Scemondone-Zone Suretta-Decke	Malenco-Forno-Lizun-Decke Avers-Decke Suretta-Decke	Malenco-Forno-Lizun-Decke	
Ober- und Mittelpennin.				1) Fuorcia-Surtej-Sedimente 2) Coaz-Sedimente 3) Roccabella-Sedimente 4) Chastè-Kristallin

(Basalte) angereichert und verkörpert den Übergang zu ozeanischer Kruste, wie sie heute z.B. am mittelatlantischen Rücken gebildet wird («slow-spreading-ridges»; MANATSCHAL & NIEVERGELT 1997, MÜNTNER & HERMANN 2000, DESMURS 2001, DESMURS et al. 2001, 2003, SCHALTEGGER et al. 2002, BERNOULLI et al. 2003, MANATSCHAL et al. 2003, MÜNTNER et al. 2004).

Ostalpin

Die ostalpinen Einheiten bestehen aus kontinentalem Kristallin und einer permo-mesozoischen Sedimentbedeckung. Die Kontakte zwischen Kristallin und Sedimentbedeckung sind in der Regel tektonisch überprägt. In der Zone von Samedan liegen rein sedimentäre Schuppen vor, die vollständig von ihrem kristallinen Untergrund abgeschert worden sind.

Margna-Decke und Fex-Schuppenzone

Struktur und Gliederung

Die Margna-Decke wird in eine tiefere Fora- und eine höhere Maloja-Teildecke gegliedert, die zwei liegende, antiklinale Grossfalten bilden (LINIGER & GUNTALI 1988, SPILLMANN 1989, 1993).

Die Fora-Teildecke wird aus Orthogneis (sog. Fora-Gneis), Fedoz-Metagabbro sowie Fedoz- und Maloja-Formation aufgebaut. Die Metasedimente der in Kontaktnähe zu den überschobenen Malenco-Serpentiniten liegenden Longoni-Synklinale (Profile 1 und 2, Tafelbeilage) stellen den verkehrt liegenden Schenkel dieser-Teildecke dar.

In der darauf aufgeschobenen Maloja-Teildecke dominieren Orthogneise (sog. Maloja-Gneis) neben Gesteinen der Maloja-Formation. Die Überschiebung verläuft innerhalb einer engen Synklinale (Fedoz-Mulde) mit Schiefen der detritischen Basis und Rauwacken der mesozoischen Sedimentbedeckung. Die Sedimente lassen sich gegen SE bis zum Pass dal Tremoggia verfolgen. Die weitere Fortsetzung der Überschiebung nach Osten ist ungewiss, sodass östlich der Vedretta di Scerscen inf. eine Abgrenzung der beiden Teildecken nicht mehr möglich ist. Unterhalb der Fedoz-Mulde tritt noch eine weitere, sehr enge, jedoch weniger tiefgreifende Synklinale auf (LINIGER & GUNTALI 1988; vgl. Profil 3, Tafelbeilage).

Die über der Maloja-Teildecke liegende Fex-Schuppenzone enthält neben triadischen Schiefen und Dolomitmarmoren auch eingeschuppte Lamellen von Maloja-Kristallin (Maloja-Gneis) und von Platta-Ophiolithen (z.B. südlich von Marmorè). Die vorwiegend karbonatischen Metasedimente setzen sich nach Süden

in die Tremoggia-Synklinale (oder -Mulde) fort, welche das Kristallin der Margna-Decke vom Sella-Kristallin trennt.

Nordwestlich der Engadiner Linie findet sich die Margna-Decke (resp. Maloja-Teildecke) und die Fex-Schuppenzone im Gebiet des westlichen Silser Sees wieder. Die Margna-Decke keilt am Septimerpass zwischen den Lizun-Grünschiefern und der Platta-Decke, mit denen sie verfaltet ist, aus (LINIGER 1992).

Gliederung des Margna-Kristallins

Bei den Orthogneisen und der altkristallinen Maloja-Formation handelt es sich um stark deformiertes und metamorph überprägtes, ostalpines Kristallin, welches kontinentale Oberkruste repräsentiert. Es steht in stratigraphischem Kontakt mit der mehrheitlich noch vorhandenen, autochthonen, mesozoischen Sedimentbedeckung.

Die granulitischen Bändergneise der Fedoz-Formation und der Fedoz-Metagabbro besitzen Äquivalente in der Malenco-Forno-Lizun-Decke. Letztere wird als Relikt der ehemaligen Krusten/Mantel-Grenze der adriatischen Platte angesehen. Die Fedoz-Formation und der Fedoz-Metagabbro dürften demnach ebenfalls Relikte adriatischer Unterkruste darstellen, welche in die alpine Deckenstruktur integriert worden sind (SPILLMANN 1993, BISSIG & HERMANN 1999). Die Fora- und die Maloja-Teildecke besitzen demnach je einen Kern aus Unterkruste, umhüllt von Oberkrustenmaterial. Die zwischen Unter- und Oberkruste verlaufende präalpine Abschiebungsfläche wurde während der Deckenbildung mitverfaltet (HERMANN & MÜNTENER 1996).

Bernina-Decke s. l.

Der unterostalpine Deckenstapel im Bernina-Gebirge zwischen Val Fex und Berninapass wird zur Bernina-Decke s. l. zusammengefasst (Profile 2–14, Tafelbeilage). Dieselbe umfasst die Sella-Teildecke (als tektonisch tiefstes Element), die Chastelets-Einheit und die Corvatsch-Teildecke, die Bernina-Decke s. str. sowie die Stretta-Teildecke als tektonisch höchstes Element. Diese Gliederung basiert auf den folgenden Sedimentzonen, die als Deckentrenner die erwähnten Kristallin-Einheiten voneinander abgrenzen: Coaz-, Chastelets- und Fuorcla-Surlej-Sedimente sowie die Sedimente der Alv-Mulde.

Die tektonischen Untereinheiten der Bernina-Decke s. l. lassen sich zum Teil mit den tektonischen Einheiten nordwestlich der Engadiner Linie korrelieren (Tab. 2; tekt. Übersichtskärtchen; Profile 11–14, Tafelbeilage): Das Julier-Kristallin entspricht dem Kristallin der Bernina-Decke s. str. («Julier-Bernina-Decke»). Das Corvatsch-Kristallin ist mit dem Kristallin der Grevasalvas-Einheit, welche zur Err-Decke gehört, zu verbinden («Err-Corvatsch-Decke»). Letztere

setzt sich gegen Norden in die kompliziert aufgebaute Zone von Samedan fort, die zwischen dem Julier-Kristallin im Hangenden und dem Err-Kristallin im Liegenden vermittelt. Die Chastelets-Einheit (Kristallin und Sedimente) schliesslich entspricht der Carungas-Einheit (Chastè-Kristallin, Rocabella-Sedimente), die die unterste unterostalpine Einheit nordwestlich der Engadiner Linie bildet.

Sella-Teildecke

Das Kristallin der Sella-Teildecke zeigt im südlichen Bernina-Gebirge eine Dreiteilung: Der z. T. stark deformierte Musella-Granit bildet das Hangende der Tremoggia-Mulde. Darüber folgen die altkristallinen Schiefer der Marinelli-Formation, die ihrerseits gegen oben vom Sella-Granodiorit abgelöst wird (Profil 2, Tafelbeilage). Die Coaz-Sedimente bilden die normal und die Sedimente im Verkehrtshenkel der Tremoggia-Mulde die invers gelagerte Sedimentbedeckung des Sella-Kristallins (Profil 3, Tafelbeilage). Weiter im Nordwesten sind die Metasedimente und das Kristallin der Sella-Teildecke in die Platta-Ophiolithe eingeschuppt (Profil 13, Tafelbeilage). Falls diese Schuppen präalpin vom Kontinentalrand abgetrennte, kontinentale Elemente («extensional allochthons») darstellen, was aber nicht bewiesen ist, so wären die Vorkommen von Kristallin und Trias im Gebiet Furtschellas tektonisch zur Platta-Decke zu stellen.

Die Abgrenzung des Sella-Kristallins von der Bernina-Decke s. str. ist im südlichen Bernina-Gebirge schwierig, da Sedimenteinschaltungen und auch eindeutig mit einem Deckentrenner korrelierbare, diskrete Mylonitzonen fehlen. So geht der Sella-Granodiorit hier mehr oder weniger kontinuierlich in den Sasso-Rosso-Granodiorit über, welcher seinerseits mit intrusivem Kontakt an die Diorite der westlichen Bernina-Decke s. str. grenzt. Der Verlauf der Deckengrenze im Bereich der beiden Granodiorite bleibt daher fraglich. Die westgerichteten Überschiebungsstrukturen sind zudem durch ostvergente Abschiebungen überprägt (Profile 2 und 3, Tafelbeilage, Fig. 25). Am Ostrand des Blattes wurde die Grenze zwischen Sella-Kristallin und Bernina-Decke s. str. etwas unterhalb des Serpentinikörpers östlich der Vedretta di Fellaria orientale gezogen. Der Serpentinikörper stellt demgemäss einen zum Altkristallin der Bernina-Decke gehörenden Ultramafitkörper (SPILLMANN 1993) und nicht eine reliktsche Schuppe der Platta-Decke (STAUB 1946) dar.

Die Sella-Teildecke besitzt kein Äquivalent jenseits der Engadiner Linie.

Chastelets-Einheit, Carungas-Einheit

Die im Hangenden der Platta-Ophiolithe ausgeschiedene Chastelets-Einheit (s. Profil 9, 11 und 13, Tafelbeilage) wird aus dem Chastelets-Kristallin und den darauf abgelagerten Chastelets-Sedimenten gebildet. Diese Sedimente bestehen,

neben seltenen dolomitischen Boudins, aus spätjurassisch-frühkretazischen Meta-sedimenten. Sie sind von Corvatsch-Kristallin überschoben und synklinalförmig eingeschuppt worden. Lithologisch bestehen keine Unterschiede zwischen Chastelets- und Corvatsch-Kristallin.

Die Carungas-Einheit bildet nordwestlich der Engadiner Linie das tektonisch tiefste unterostalpine Element im Hangenden der Platta-Ophiolithe. Sie besteht zur Hauptsache aus jurassisch-kretazischen Sedimenten, die hier als Roccabella-Sedimente bezeichnet werden. Kristalline Gesteine und triadische Sedimente treten nur sehr untergeordnet auf. Die mylonitischen Orthogneise der Halbinsel Chastè bei Segl Baselgia werden neu als Chastè-Kristallin bezeichnet. Das Chastè-Kristallin wird aufgrund seiner tektonischen Lage und lithologischen Ausbildung mit dem Chastelets-Kristallin korreliert (vgl. «Sgrischus-Kristallin» bei STAUB 1946). Analog dazu korrelieren Roccabella- und Chastelets-Sedimente miteinander (vgl. Profile 11 und 13, Tafelbeilage).

Corvatsch-Teildecke, Err-Decke, Zone von Samedan, Grevasalvas-Einheit

Das Corvatsch-Kristallin besteht zur Hauptsache aus spätvariskischen Intrusivgesteinen (Corvatsch-Granodiorit). Altkristallin ist nur im südlichen und tieferen Teil der Corvatsch-Teildecke aufgeschlossen. Die Fuorcla-Surlej-Sedimente verkörpern die normalliegende Sedimentbedeckung des Corvatsch-Kristallins. Die vollständigste Sedimentabfolge im Gebiet des Atlasblattes ist an der Fuorcla da la Sella aufgeschlossen, wo zwischen Kristallin und Sedimentbedeckung zudem metarhyolithische Gesteine vorhanden sind.

Südöstlich der Fuorcla da la Sella scheinen die die Corvatsch-Teildecke begleitenden Sedimente unter dem Gletschereis auszukeilen. Möglicherweise stellt der Rauwackenhorizont östlich des Rifugio Marinelli aber die Fortsetzung dieser Sedimente dar. Die Deckengrenze würde dann südlicher als auf der Karte eingezeichnet verlaufen.

Das Err-Kristallin ist zwischen Albula- und Julierpass grossflächig aufgeschlossen. Es besteht zur Hauptsache aus spätvariskischem Granodiorit, Tonalit und Granit und untergeordnet aus Diorit und Altkristallin (CORNELIUS 1932, BEARTH et al. 1987, PETERS 2005a).

Die Zone von Samedan umfasst nebst autochthonen Sedimenten der Err-Decke auch abgescherte Sedimentschuppen unterschiedlicher Herkunft (Nair-, Grisch- und Bardella-Einheit; FINGER 1978, FURRER 1985, NAEF 1987, HANDY et al. 1993).

Die Grevasalvas-Einheit ist in die Zone von Samedan eingeschuppt. Sie lässt sich als einziges Element der Zone von Samedan bis in das Gebiet des Atlasblattes Piz Bernina verfolgen und wird über die Engadiner Linie hinweg mit der Corvatsch-Teildecke korreliert.

Kristallin der Bernina-Decke s. str. und der Julier-Decke

Das Kristallin der Julier-Decke und der Bernina-Decke s. str. sind sich hinsichtlich Lithologie und Grad der alpinen Überprägung ähnlich und lassen sich über die Engadiner Linie hinweg korrelieren (vgl. PETERS 2005 a, b). Dieses Julier-Bernina-Kristallin zeigt, abgesehen von diskreten, mylonitisch-kataklastischen Scherzonen, wenig interne Deformation. Dies steht im Gegensatz zu den tektonisch tieferen Einheiten der Bernina-Decke s. l., die neben undeformierten Bereichen auch mächtige mylonitische Bereiche aufweisen (Fig. 25).

Das Kristallin der Bernina-Decke s. str. und der Julier-Decke besteht hauptsächlich aus spät- und postvariskischen Intrusivgesteinen, welche in altkristalline Gesteine, die v.a. den östlichen Teil der Decke aufbauen, diskordant intrudiert sind (s. Tafelbeilage). Die Intrusivgesteine gliedern sich in eine spätvariskische, kalkalkalische Serie und eine postvariskische, alkalische Serie (BÜHLER 1983, RAGETH 1984, BÜCHI 1987, 1994, SPILLMANN & BÜCHI 1993, PETERS 2005 a, b). Im Gebiet der Diavolezza sind rhyolithische, subvulkanisch-vulkanische Gesteine aufgeschlossen (Profile 7–9, Tafelbeilage). In den tektonisch tieferen Bereichen des Bernina-Kristallins finden sich zudem zahlreiche metarhyolithische Gänge. Als jüngste Elemente durchschlagen basische, alkalische Gänge sämtliche Grundgebirgslithologien.

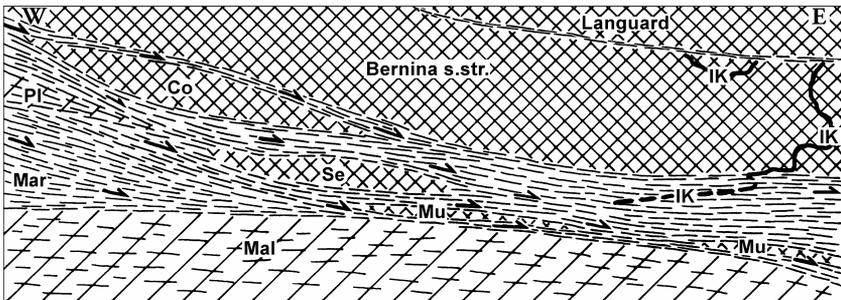


Fig. 25: Schematische Verteilung der alpinen, penetrativen Überprägung im Berninamassiv. Co: Corvatsch-Granodiorit, IK: Kontakt der Intrusivgesteine der Berninadecke s. str. zum altkristallinen Rahmengestein, Mal: Malenco-Serpentinite, Mar: Margna-Decke, Mu: Musella-Granit, Pl: Platta-Ophiolithe, Se: Sella-Granodiorit; angegeben sind weiter die den Deckenstapel überprägenden Abschiebungszonen der Deformationsphase D_2 .

Schlattain-Olisthstrom-Einheit

Die Schlattain-Olisthstrom-Einheit entspricht einem vom Julier-Bernina-Kristallin abgescherten Sedimentpaket, welches in die Zone von Samedan eingefaltet wurde (FINGER 1978, NAEF 1987).

Alv-Mulde, Stretta-Kristallin

Die Sedimente der Alv-Mulde bilden – neben den Sedimenten am Sassalb im Puschlav – die grössten Aufschlüsse in der unmetamorphen Sedimentbedeckung der Bernina-Decke s.l. Sie bilden am Piz Alv eine offene Synklinale, die das Kristallin der Bernina-Decke s. str. vom Kristallin der überlagernden Stretta-Teildecke, dem tektonisch höchsten Element der Bernina-Decke s.l., trennt. Das Stretta-Kristallin besteht vollständig aus altkristallinen Schiefen und Gneisen. Im Verkehrtshenkel der Alv-Synklinale sind zwischen dem Kristallin und der Sedimentbedeckung rhyolithische Gesteine eingeschaltet. In der Val da Fain zeigt die Stretta-Teildecke eine frontale Umbiegung. Die Alv-Mulde setzt sich im Norden als geringmächtiger Sedimentzug im Liegenden der Languard-Decke fort. Im Südosten, in der Val d’Arlas, dünnen die Sedimente stark aus. Zudem weist die Alv-Mulde hier einen komplizierten Schuppenbau auf.

Languard-Kristallin

Die Languard-Decke repräsentiert die tektonisch höchste Einheit innerhalb des auf dem tektonischen Übersichtskärtchen dargestellten Gebietes und besteht hier ausschliesslich aus Altkristallin (PETERS 2005a, b). Sie wird in das Oberostalpin gestellt. Die Überschiebung auf die Bernina-Decke s.l. ist, wie erwähnt, von geringmächtigen Sedimenten der Alv-Mulde begleitet. Bei Pontresina versteilt sich die E–W-streichende Überschiebungsfläche, um weiter westlich, im Stazer Wald, wieder in eine flache Lagerung umzubiegen (SCHMID & FROITZHEIM 1993).

Bergeller Intrusion

Die Bergeller Intrusion verkörpert einen spätalpinen, kalkalkalischen Intrusivkomplex, der in den alpinen Deckenbau eingedrungen ist (TROMMSDORFF & NIEVERGELT 1983). Ein grosser Teil der Intrusion ist auf dem Atlasblatt Nr.70 Sciora dargestellt (WENK & CORNELIUS 1977). Eine Übersicht über die ganze Intrusion zeigt die geologisch-tektonische Karte von BERGER (1996). Die Beziehung der Bergeller Intrusion zu den alpinen Strukturen ist komplex (TROMMSDORFF & NIEVERGELT 1983, SPILLMANN 1993, BERGER & GIERÉ 1995, BERGER et

al. 1996, PUSCHNIG 1996, 1998, 2000, ROSENBERG & HELLER 1997). Die Intrusion liegt, zusammen mit dem migmatitischen Gruf-Komplex, im Kern einer Aufwölbung nördlich der Insubrischen Linie. Der nordöstliche Teil der Intrusion durchschlägt die steilgestellten Deckenkontakte diskordant (Profil 1, Tafelbeilage). Eine kartierbare Kontaktmetamorphose überprägt die älteren Mineralparagenesen der alpinen Regionalmetamorphose (TROMMSDORFF & EVANS 1972).

Diskordante, andesitisch-basaltische Gänge östlich und nördlich der Intrusion stellen ein nach der Regionalmetamorphose eingetretenes, präintrusives Ereignis dar (NIEVERGELT & DIETRICH 1977, GAUTSCHI & MONTRASIO 1978). In den Randpartien des hauptsächlich aus Tonalit («Serizzo») und Granodiorit («Ghiandone») aufgebauten Bergeller Intrusivkörpers sind Hornblendite und Gabbros vorhanden, die die ältesten magmatischen Glieder der Intrusion darstellen (DIETHELM 1985, 1989).

Der 31,9 Ma alte Bergeller Tonalit (VON BLANCKENBURG 1990) durchschlägt nördlich des Monte Disgrazia diskordant den steilgestellten Kontakt zwischen Suretta-Decke und Malenco-Forno-Lizun-Decke. Südlich des Monte Disgrazia verläuft der Intrusivkontakt konkordant zur Deckengrenze. Der mit 30,1 Ma datierte Bergeller Granodiorit (VON BLANCKENBURG 1990) bildet den Kern der Intrusion. Er durchschlägt den steilgestellten Kontakt zwischen Suretta-Decke und Malenco-Forno-Lizun-Decke ebenfalls diskordant (Profil 1, Tafelbeilage). Die Kontaktmetamorphose erfasste Gesteine der Suretta-Decke, der Malenco-Forno-Lizun-Decke und der Margna-Decke.

ÜBERBLICK ÜBER DIE PETROLOGISCH-TEKTONISCHE ENTWICKLUNG DES BERNINA-GEBIRGES

In der Tabelle 3 ist die petrologisch-tektonische Entwicklung des Bernina-Massivs stichwortartig zusammengefasst.

Kristallines Grundgebirge

Variskische und ältere Gebirgsbildungen (Altkristallin)

Das Altkristallin der Bernina-Decke s. l. besteht vorwiegend aus Paragneisen und granitoiden Orthogneisen, das Altkristallin der Margna-Decke dagegen hauptsächlich aus pelitisch-karbonatischen Metasedimenten (Maloja- und Fedoz-Formation). Die altkristalline Marinelli-Formation der Sella-Teildecke vermittelt mit ihren teilweise karbonathaltigen, metapelitisch bis -psammitischen Bändergneisen lithologisch zwischen diesen beiden Komplexen.

Tabelle 3: Übersicht über die petrologisch-tektonische Entwicklung des Bernina-Massivs

Zeitraum	Lithologie / Strukturen	Vorgänge	Tektonische Einheiten
Proteroz. – frühestes Karbon	Altkristalline Para- und Orthogneise	Proterozoische Sedimentation, mehrphasige prävariskische Metamorphosen und Magmatismus, variskische amphibolitfaziale Überprägung	Ostalpines Grundgebirge i. Allg.
Frühes Karbon	Diorite, Tonalite, Granodiorite und Granite	Platznahme von postkinematischen, kalkalkalischen Intrusivkörpern	Unteroostalpines Grundgebirge
Perm	Syenite, Granite, Aplitgranite, Rhyolithe, basische Gänge	Platznahme von postrogenen, alkalischen Granitintrusionen und subvulkanischen und effusiven Rhyolithen, Hebung und Abtragung, alkalischer basischer Magmatismus bis in die Trias anhaltend	Unteroostalpines Grundgebirge i. Allg., Intrusionen ausschliesslich in Bernina-Decke s. str.
	Gabbros (Fedoz-, Braccia-), Granulite, Flaseriggabbro	Gabbrointrusionen in die Krusten/Mantel-Grenze (magmatisches «underplating»), Granulitmetamorphose, isobare Abkühlung	Internes Kristallin der Margna-Decke, Malenco-Forno-Lizun-Decke
Trias	Schiefer der detritischen Basis, Dolomitmarmore (Präritsedimente)	Marine Transgression, Etablierung einer stabilen Karbonatplattform	Sedimentbedeckung der Ostalpinen Decken i. Allg.
Lias–Dogger	Kieselige Kalkmarmore und Kalkschiefer, vereinzelt mit Resedimenten und Brekzien (Synriftsedimente)	Extensionstektonik, Bildung von Hochzonen und Sedimentation in asymmetrische Becken, Etablierung eines passiven Kontinentalrandes	
	Gabbro (Fedoz-), Granulite	Zerschering und Ausdünnung der Kruste, Hebung von adriatischer Unterkruste und subkontinentalem Mantel bis in tiefe Krustenniveaus	Internes Kristallin der Margna-Decke
	Braccia-Gabbro (Mylonite und Pseudotachylite), Granulite, Serpentinite, Ophikarbonate, Kristallin- und Trias-Relikte	Exhumierung von adriatischer Unterkruste und subkontinentalem Mantel am passiven Kontinentalrand, Abscherung von Oberkruste mit Sedimenten («extensional allochthons»)	Malenco-Forno-Lizun-Decke (Monte Braccia, Malenco-Serpentinite), (obere) Platta-Decke
	Amphibolite, Grünschiefer i. Allg., Metapillowlaven, Pillowbrekzien, Diabas, Metagabbros	Bildung ozeanischer Kruste	Malenco-Forno-Lizun-Decke (Forno-Oph.), (untere) Platta-Decke
?Dogger – Malm – Frühe Kreide	Mn-reiche Quarzschiefer Kalkmarmore, Kalkglimmerschiefer, karbonathaltige Glimmerschiefer	Ablagerung von pelagischen bis hemipelagischen Sedimenten übergehend in Flyschsedimentation	Oberpenninische und Ostalpine Decken
Späte Kreide	Deckenstruktur, Grossfallen, penetrative Verschiebung, mylonitische Scherzonen und kataklastische Horizonte	Westvergente Überschiebungen D ₁ , ostvergente Abschiebungen D ₂ , Rekristallisation unter Bedingungen der mittleren bis oberen Grünschieferfazies	
Eozän	Südwestvergente Falten und Scherzonen	Überschiebung auf Mittelpenninikum	Oberpenninische und Ostalpine Decken
Oligozän	Grossfallen, Becken- und Domstrukturen, Intrusivkontakt	Verfaltung und Steilstellung des Deckenstapels, Intrusion des Bergeller Plutons, Kontaktmetamorphose	
Oligozän–Miozän	Morphologisch ausgeprägte Bruchzonen	Verstellung des Deckenstapels entlang der Engadiner Linie und der Muretto-Störung	

Analog zu anderen ostalpinen Grundgebirgskomplexen (z.B. FRANK et al. 1987, FLISCH 1987, MAGGETTI & GALETTI 1988, MAGGETTI & FLISCH 1993) können auch im Altkristallin der unterostalpinen Decken des Bernina-Massivs variskische und ältere Überprägungen des Altkristallins nachgewiesen werden (vgl. PETERS 2005b). Deutlich ist eine vorspätkarbonische tektonische und metamorphe Überprägung unter amphibolitfaziellen Bedingungen nachweisbar. Die internen Bereiche der Margna-Decke enthalten zusätzlich einen hochgradig metamorphen, z.T. granulitischen Metasedimentkomplex (Fedoz-Formation), welcher ein Relikt ostalpiner Unterkruste repräsentiert.

U/Pb-Altersbestimmungen an Zirkonen aus Proben aus dem Stretta-Kristallin (VON QUADT et al. 1994) weisen auf eine variskische Überprägung von sehr alten, proterozoischen, eventuell gar archaischen Gesteinen hin.

Die altkristallinen Orthogneise des ostalpinen Kristallins werden mit einem kaledonischen (460–410 Ma) Magmatismus in Verbindung gebracht (vgl. FRANK et al. 1987). Bei den altkristallinen Augengneisen in der Marinelli-Formation und in der «Carale-Serie» könnte es sich um gleichaltrige Gesteine handeln.

Spätvariskischer Magmatismus (Karbon)

Das unterostalpine Altkristallin wurde im frühen Karbon (Viséen, ca. 333 Ma, VON QUADT et al. 1994) durch kalkalkalische Magmen diskordant intrudiert. Diese Intrusiva finden sich heute in den Überschiebungsmassen der einzelnen Decken. Es handelt sich um die alpin wenig überprägten Diorite und Granodiorite der Bernina-Decke s. str., die alpin teilweise stark überprägten Granodiorite und Granite der Sella- und Corvatsch-Teildecke sowie um die vollständig alpin überprägten granodioritischen bis granitischen Orthogneise der Margna-Decke.

Der postkinematische Charakter dieser spätvariskischen Intrusionen deutet darauf hin, dass der kalkalkalische Magmatismus nicht an eine aktive Kollisionszone gebunden war. Solange jedoch vorgängig subduzierte, ozeanische Lithosphäre noch die Entstehung wasserreicher Schmelzen bewirkt, können auch postkollisional kalkalkalische Magmen gefördert werden (vgl. BONIN 1988).

Im Bernina-Gebirge wurden, im Gegensatz zum Gebiet des Julierpasses (Err-Decke), keine Vulkanite mit kalkalkalischer Affinität gefunden (CORNELIUS 1932, MERCOLLI 1989). Ebenfalls fehlt im Bernina-Gebirge jeder Hinweis auf eine spätvariskische, postmagmatische Deformation, wie sie beispielsweise im Aar-Massiv postuliert wurde (OBERHÄNSLI et al. 1988).

Postvariskischer Magmatismus (Perm)

Alkalische Intrusiva und Extrusiva

Die in die ostalpine Kontinentalkruste intrudierten alkalischen Granite des Bernina-Massivs sind Ausdruck eines postvariskischen Magmatismus (vgl. BONIN 1988). Ihr Auftreten ist auf die Bernina-Decke s. str. beschränkt. Die Platznahme erfolgte im frühesten Perm, d. h. vor ca. 295 Ma (VON QUADT et al. 1994). Diese Intrusiva (Syenit, Alkaligranit und Aplitgranit) stehen genetisch in engem Zusammenhang mit der Extrusion von Rhyolithen im frühen Perm (285 ± 5 Ma; BÜCHI 1987, VON QUADT et al. 1994).

Im Gebiet der Diavolezza ist der Kontakt zwischen den Intrusivgesteinen und den jüngeren, subvulkanischen bis effusiven Rhyolithen aufgeschlossen (RAGETH 1982). Dieser Kontakt ist jedoch tektonisch überprägt. Es ist deshalb nicht sicher, ob ursprünglich ein direkter stratigraphischer Kontakt zwischen Vulkaniten und Intrusivgesteinen vorgelegen hat.

Die Rhyolithe der Bernina-Decke s. l. weisen allgemein einen alkalischen Chemismus auf (RAGETH 1982, 1984), wobei die rhyolithischen Gänge, verglichen mit den subvulkanischen bis effusiven Rhyolithen der Diavolezza, eine Anreicherung an inkompatiblen Elementen zeigen (BÜCHI 1987, MÜNGER 1982), was den alkalischen Charakter noch unterstreicht.

Die rhyolithischen Gesteine leiten zur postvariskischen Sedimentbedeckung über. Im Oberostalpin setzt diese mit z. T. mächtigen, vulkanosedimentären Abfolgen ein (Ruinas-Formation, Chazforà-Formation, vgl. FURRER 1985).

Basische Gänge (Metalamprophyre)

Alkalische, basische Gänge durchschlagen die Rhyolithe, sind also jünger als 285 Ma. Eine genetische Verbindung mit mitteltriadischen Tuffen und Lagergängen scheint nicht gegeben und in den darüber folgenden, kompetenten, spätriadischen Dolomiten und Dolomitmarmoren (Hauptdolomit-Formation) fehlen vergleichbare Gänge. Sie dürften daher einer permischen bis mitteltriadischen Phase mit alkalischem Magmatismus angehören, wie sie in weiten Teilen der adriatischen und europäischen Kontinentalkruste aufgetreten ist (vgl. die zusammenfassende Arbeit von BONIN 1988).

Fedoz-Metagabbro und Braccia-Gabbro

Die Vorkommen von Fedoz-Metagabbro sind auf die internen Bereiche der beiden Teildecken der Margna-Decke beschränkt und wurden, zusammen mit der hochgradig metamorphen Fedoz-Formation, in den unterostalpinen Deckenbau integriert. Aus Analogie zu den Gesteinen des Monte Braccia (Malenco-Forno-

Lizun-Decke; GAUTSCHI 1980, BISSIG 1997), für die aufgrund ihrer strukturellen Beziehung zum Malenco-Serpentinit eine Entstehung im Krusten/Mantel-Bereich der adriatischen Platte angenommen wird (TROMMSDORFF et al. 1993), dürften der Fedoz-Metagabbro und die Fedoz-Formation ebenfalls adriatisches Unterkrustenmaterial darstellen. Es wird zudem angenommen, dass das Alter des Fedoz-Metagabbros mit dem Alter des Braccia-Gabbros (278 Ma, HANSMANN et al. 2001) übereinstimmt. Eingeschuppte Ultramafititlinsen weisen auf einen präalpin entstandenen, tektonischen Kontakt zwischen Oberkruste (Maloja-Formation, Orthogneise) und Unterkruste (Fedoz-Formation, Fedoz-Metagabbro) hin.

Zwischen der Platznahme der basischen Intrusiva in der Unterkruste («underplating») und dem postvariskischen sauren Magmatismus in der Oberkruste kann aufgrund der bestehenden Altersdaten und in Analogie zur Ivrea-Zone ein genetischer Zusammenhang postuliert werden (vgl. SCHMID 1993).

Der im Perm in die granulitische Unterkruste eingedrungene Braccia-Gabbro erfuhr bis Ende der Trias eine nur mit einem geringfügigen Druckabbau verbundene Abkühlung («isobaric cooling», VILLA et al. 2000, MÜNTENER et al. 2000). Gesamthaft gesehen kam es zur Ausbildung einer thermisch equilibrierten Kruste von 30–35 km Mächtigkeit, auf welcher sich während der Trias eine stabile Karbonatplattform ausbilden konnte.

Mesozoische Sedimente und Ophiolithe

Präriptsedimente (?Perm–Trias)

Ostalpin im Allgemeinen

Die Sedimentbildung setzte im Ostalpin mit der Ablagerung von massigen bis geschichteten Konglomeraten und Sandsteinen ein (Ruinas-Formation, Chazforà-Formation, FURRER 1985, NAEF 1987). Diese meist terrestrischen Sedimente enthalten nebst anderem Grundgebirgsdetritus auch zahlreiche rhyolithische Komponenten. Das Einsetzen der Sedimentation ist nicht datiert. Es handelt sich aber offensichtlich um eine stark heterochrone Bildung (NAEF 1987). Die permotriadischen Sedimente sind im Unterostalpin generell wenig mächtig ausgebildet. Die Mächtigkeit ändert sich jedoch häufig sprunghaft (NAEF 1987), was auf die Etablierung von kontinentalen Bereichen mit unterschiedlichen Subsidenzraten und auf die Bildung von intrakontinentalen Becken hinweist.

Die marine Transgression manifestiert sich in der Frühen Tias im Wechsel von überwiegend grobdetritischen, terrestrischen Sedimenten zu feiner klastischen, marinen Ablagerungen (Fuorn-Formation, FURRER 1985, NAEF 1987), die dann in der Mittleren und Späten Trias von karbonatischen Plattformsedimenten (Vallatscha-Formation, Hauptdolomit-Formation) abgelöst wurden.

Bernina-Massiv

Die in den Deckentrennern des Bernina-Massivs beobachteten Sedimentabfolgen sind in der Figur 26 zusammengefasst. Diese Sedimente sind diskordant auf das variskische Kristallin abgelagert worden und liegen auf Altkristallin, spätvariskischen Intrusivgesteinen oder frühpermischen Rhyolithen.

Die grobdetritische Chazforà-Formation (Perm – Frühe Trias) ist im westlichen Bernina-Gebirge nicht nachgewiesen. Das Fehlen dieser Sedimente kann mit einer erosiven Schichtlücke erklärt werden, was in gutem Einklang mit der Annahme steht, dass das Unterostalpin zu dieser Zeit eine Hochzone dargestellt hat (vgl. NAEF 1987). Metamorphe Äquivalente der Fuorn-Formation sind im westlichen Bernina-Gebirge dagegen weit verbreitet.

Dolomitische, mittel- und spätriadische Metasedimente treten im Gebiet des Atlasblattes nur in der Tremoggia-Mulde und in den Longoni-Sedimenten in grösserer Mächtigkeit auf. In der Fedoz-Mulde scheinen die über der Fuorn-Formation abgelagerten Sedimente während einer frühen Phase der Deckenbildung abgeschert worden zu sein. Die Metasedimente der tieferen Bernina-Decke s. l. (Chastelets- und Fuorcla-Surlej-Sedimente, Coaz-Mulde) enthalten nur jüngere Sedimentserien, was auf eine erosive Schichtlücke, bedingt durch die Lage auf einer Hochzone, hinweisen dürfte.

Extensionstektonik und Synriftsedimente (Lias–Dogger)

Ostalpin im Allgemeinen

Infolge von Extensionsbewegungen wurde die in der Trias gebildete Karbonatplattform in zahlreiche submarine Hochzonen und Becken aufgegliedert. Die entsprechenden Ablagerungen werden in der Allgäu-Formation (EBERLI 1988) zusammengefasst. Die Beckenbildung war zu Beginn an ostvergente, gegen den Kontinent einfallende Brüche gebunden. Die Fragmentierung schritt anschliessend von Osten gegen Westen fort.

Im spätesten Lias und im Dogger ging die Zergliederung des Kontinentalrandes weiter. Dabei wurden bestehende, ostvergente Brüche reaktiviert (Ela-Decke, Mezzaun-Schuppen) und im Gebiet der östlichen Bernina-Decke bildeten sich neue Becken (Alv-Mulde). Die Erosion entlang der Bruchstufen erfasste nur Schichten der spätriadischen Hauptdolomit- und Kössen-Formation (TRÜMPY 1975, EBERLI 1987, FROITZHEIM & EBERLI 1990, FROITZHEIM & MANATSCHAL 1996, MANATSCHAL & NIEVERGELT 1997, MANATSCHAL et al. 2003).

Im Bereich der Err-Decke, d. h. am äussersten Kontinentalrand (vgl. Peters 2005b: Fig. 19), bildeten sich Sedimentbecken aus, die an westvergente, gegen den Ozean hin einfallende Brüche gebunden waren. Hier umfassen die Komponenten der Resedimente die gesamte triadische Schichtfolge bis in das Kristallin (FINGER 1978, FROITZHEIM & EBERLI 1990).

Bernina-Massiv

Äquivalente der Allgäu-Formation wurden in den Longoni-Sedimenten beobachtet (SPILLMANN 1988, 1989). Sie belegen eine syntektonische Sedimentation in einem sehr distalen Bereich des Kontinentalrandes. Hier wurden jedoch keine groben Brekzien und keine Belege für eine Erosion bis in das Kristallin gefunden.

Vergleichbare Metasedimente sind auch in der Tremoggia-Mulde aufgeschlossen (ZINGG 1988, HERMANN & MÜNTENER 1992). Lokal finden sich hier auch Megabrekzien. Das Auftreten von Äquivalenten der Allgäu-Formation mit Brekzien weist auf ein jurassisches Extensionsbecken zwischen Sella- und Margna-Kristallin hin. Im Gegensatz zur Err-Decke wurden im Bernina-Margna-Deckensystem jedoch keine Kristallinkomponenten in den syntektonischen Ablagerungen beobachtet. Sie entsprechen somit eher den entsprechenden Ablagerungen in den tektonisch höheren Elementen der Bernina-Decke s. l., die in der Alv-Mulde (SCHÜPBACH 1976), am Piz Mezzaun und in der Sassalb-Mulde (ZEHNDER 1975) zutage treten. Die mächtige Entwicklung der Dolomitmarmore im Verkehrtshenkel der Tremoggia-Mulde (Bedeckung des Sella-Kristallins) und die reduzierte Mächtigkeit derselben im Normalschenkel (Bedeckung des Margna-Kristallins) deutet auf ein stark asymmetrisch ausgebildetes Becken zwischen Margna- und Sella-Kristallin hin, das möglicherweise an einen ostwärts einfallenden Bruch gebunden war. Auch hier besteht eine Analogie zur östlichen Bernina-Decke.

Der isolierte Aufschluss von Brekzien in den Sedimenten der Coaz-Mulde (SPILLMANN 1993) belegt auch für diesen Bereich eine synsedimentäre, jurassische Tektonik.

Bei den Longoni- und den Chastelets-Sedimenten liegen Plattformkarbonate direkt auf dem Kristallin. Das Fehlen der detritischen Basis könnte tektonisch bedingt sein und mit jurassischen Abschiebungen am äussersten Kontinentalrand zusammenhängen (vgl. FROITZHEIM & EBERLI 1990).

In den Longoni-Sedimenten ist ein derartiges Szenarium durch metasomatisch beeinflusste «Brekzienlagen» («Ur-Brekzie») angedeutet, welche die Metasedimente beidseits begleiten. SIDLER & BENNING (1992) zeigten, dass die metasomatische Aktivität am Kontakt zwischen Margna- und Malenco-Gesteinen sehr früh, möglicherweise bereits vor der Überschiebung der Margna-Decke, eingesetzt hat. Eine frühe Bildung der «Ur-Brekzie» wird auch durch BURKHARD & O'NEIL (1988) wahrscheinlich gemacht, welche die Serpentinisierung und die metasomatische Aktivität am Margna/Malenco-Kontakt als zeitgleich betrachten, da beide Vorgänge mit ein und demselben Meerwasser in Wechselwirkung gestanden haben (vgl. TROMMSDORFF et al. 1993).

Extensionstektonik und Ophiolithe (Lias–Dogger)

Die Abwicklung des penninisch-unterostalpinen Deckenstapels im Gebiet zwischen Oberhalbstein und Valmalenco ergibt ein detailliertes Bild des Übergangs zwischen der kontinentalen Kruste des adriatischen Kontinentalrandes und der ozeanischen Kruste im Randbereich des Piemontesisch-Ligurischen Beckens. Die Beobachtungen geben Einblick in die strukturelle und magmatische Entwicklung im Zeitraum zwischen der kontinentalen Dehnungstektonik («rifting») und der Bildung ozeanischer Kruste («sea floor spreading»). Die Gesteine der Platta- und Err-Decke im Oberhalbstein erlauben dabei Rückschlüsse auf die Prozesse, welche an der Oberfläche und in untiefen Krustenniveaus abgelaufen sind, während die Strukturen in der Malenco-Forno-Lizun-Decke und in der Margna-Decke Prozesse veranschaulichen, die im tiefen Krustenniveau und im subkontinentalen Mantel abgelaufen sind (Übersicht in MÜNTENER & HERMANN 2001; Exkursion Oberhalbstein–Valmalenco, beschrieben in MANATSCHAL et al. 2003).

Ultramafitite und Unterkruste, Ophikarbonat

Die ultramafischen Gesteine der Malenco-Forno-Lizun-Decke und der Platta-Decke werden als subkontinentaler Mantel interpretiert, welcher im Zuge der jurassischen Dehnungstektonik (vgl. Fig. 27; SPILLMANN 1993) im Bereich des sich bildenden Kontinentalrandes in Oberflächennähe gelangt ist (TROMMSDORFF et al. 1993, FROITZHEIM & MANATSCHAL 1996, MÜNTENER 1997, MANATSCHAL & NIEVERGELT 1997, MÜNTENER et al. 1999, MÜNTENER et al. 2000, VILLA et al. 2000, MÜNTENER & HERMANN 2001, DESMURS et al. 2001, BERNOULLI 2003).

Im Bereich Margna-Malenco wurde nebst subkontinentalem Mantelmaterial auch adriatische Unterkruste freigelegt. Diese bildet den inneren Teil der Margna-Decke (LINIGER & GUNTLI 1987, SPILLMANN 1993, SPILLMANN & BÜCHI 1993, BISSIG & HERMANN 1999). Am Monte Braccia (südlich des Kartenblattes) sind die ursprünglichen Verbandsverhältnisse zwischen Unterkruste und Mantelgestein (Malenco-Serpentinit) reliktsch erhalten geblieben (MÜNTENER & HERMANN 1996, geologische Karte von MONTRASIO et al. 2004).

Die Ausdünnung der Kruste bewirkte in den Mantel- und Unterkrustengesteinen der Malenco-Forno-Lizun-Decke eine isothermale Druckabnahme (VILLA et al. 2000, MÜNTENER et al. 2000). Dabei wurden die Mantelgesteine entlang einer ostvergente, unter die adriatische Kruste abtauchenden Scherzone auf ein seichteres Krustenniveau angehoben. Diese Scherzone reichte durch die ganze Kontinentalkruste bis in den Mantel hinunter. Die Exhumierung der Unterkruste erfolgte entlang einer Scherzone im Innern des Margna-Kristallins, d. h. zwischen Fedoz-Metagabbro und Fedoz-Formation einerseits und Orthogneisen (Fora- und Maloja-Gneise) und Maloja-Formation andererseits (HERMANN & MÜNTENER

1996) und war während der obigen beschriebenen jurassischen Extensionstektonik aktiv (MÜNTENER & HERMANN 2001).

Die fortschreitende Ausdünnung der Kruste führte schliesslich zusammen mit der Erosion zur Freilegung des Mantels an der Oberfläche. In der Malenco-Forno-Lizun-Decke wurde neben Mantelmaterial zusätzlich ein Unterkrustenfragment entblösst.

Die Interpretation der serpentinisierten Mantelgesteine als Ozeanboden ist durch das Auftreten ophikarbonatischer Zonen und durch die direkte Überlagerung durch abgescherte Krustenblöcke und Sedimente der «Postrifting-Phase» belegt (POZZORINI 1995, POZZORINI & FRÜH-GREEN 1996, DESMURS et al. 2001).

Die Mantelgesteine der beiden Serpentin-Einheiten der Platta-Decke unterscheiden sich petrographisch (DESMURS 2001, MÜNTENER et al. 2004). Die Serpentine der Oberen Serpentin-Einheit leiten sich aus untiefen, subkontinental gebildeten Spinell-Lherzoliten und Granat-Pyroxeniten ab (Gleichgewichtstemperaturen ca. 800 °C). Sie entsprechen dem Malenco-Serpentin (MÜNTENER 1997). Die Ursprungsgesteine der Serpentine der Unteren Serpentin-Einheit hingegen sind Pyroxenit-frei. Es handelt sich um Lherzolithe, welche tieferen Mantelbereichen entstammen (Gleichgewichtstemperaturen >1000 °C).

Basalte und Gabbros

Gabbros treten ausschliesslich in der Unteren Serpentin-Einheit der Platta-Decke auf und bilden hier kleinere Intrusivkörper (DESMURS et al. 2002). Schöne Aufschlüsse finden sich im Gebiet Grialetsch-Furtschellas (KÜNDIG 1982, STÄUBLI 1982). Die Gabbros drangen im spätesten Dogger in bereits serpentinisiertes Mantelgestein ein (SCHALTEGGER et al. 2002). Basalte sind in der Unteren Serpentin-Einheit der Platta-Decke sowie in der Malenco-Forno-Lizun-Decke (hier als Forno-Amphibolit und Lizun-Grünschiefer) weit verbreitet. Ihr effusiver Charakter wird durch Pillowlaven und Hyaloklastite belegt. In der Oberen Serpentin-Einheit der Platta-Decke (DESMURS et al. 2002) und im Malenco-Serpentin der Malenco-Forno-Lizun-Decke (TROMMSDORFF et al. 1993, ULRICH & BORSIEN 1996, PUSCHNIG 1996, 1998, 2000) sind lediglich vereinzelte doleritische Gänge vorhanden.

Geochemisch repräsentieren die basischen Gesteine der Platta- und der Malenco-Forno-Lizun-Decke MOR-Basalte (PUSCHNIG 2000, DESMURS 2002). Sie sind von marinen Sedimenten überlagert (siehe unten).

In der Platta-Decke wurde aufgezeigt, dass kontinentseitig MOR-Basalte des T-Typs (T-MORB) dominieren, während ozeanseitig die basischen Gesteine zunehmend dem N-Typ (N-MORB) angehören. Dies wird mit einer gegen den Ozean hin zunehmenden Ausdünnung des subkontinentalen Mantels erklärt, bedingt durch das Hochsteigen des asthenosphärischen Mantels. Dies gipfelte im

Aufbrechen der Lithosphäre und in der Bildung ozeanischer Kruste (Fig. 27; DESMURS et al. 2002).

Der Forno-Amphibolit wird ebenfalls den Basalten des T-Typs (T-MORB) zugewiesen (PUSCHNIG 2000). Die basischen Gänge im Fora-Gneis der westlichen Margna-Decke weisen einen tholeiitischen Chemismus auf und werden mit den basischen Gesteinen der Forno-Ophiolithsequenz in Zusammenhang gebracht (BISSIG 1997, PUSCHNIG 1998, 2000). Es handelt sich dabei um MOR-Basalte, welche in die äussersten Bereiche des Kontinentalrandes intrudiert sind.

Postriftsedimente (? Dogger – Malm – Frühe Kreide)

Unterostalpin

Postriftsedimente sind in der Tremoggia-Mulde relativ mächtig ausgebildet. Die Chastelets- und die Fuorcla-Surlej-Sedimente enthalten ebenfalls Sedimente der «Postrifting-Phase».

Die Mn-reichen Schiefer entsprechen Metaradiolariten, wie sie in der Blais-Radiolarit-Formation (?Dogger–Malm) im Ostalpin weit verbreitet sind. Radiolarite fehlen jedoch in der östlichen Bernina-Decke s. l. (Mezzaun- und Murtiröl-Schuppe, FURRER 1985, SCHINDLER 1987). Die darüber liegenden Kalkmarmore, Kalkschiefer und karbonathaltigen Glimmerschiefer, wie sie beispielsweise im Kern der Tremoggia-Mulde anstehen, können mit der Russenna-Formation («Aptychenkalk») resp. der Emmat-Formation («Palombini- und Lavagna-Schiefer») korreliert werden. Die Sedimentation im süd penninisch-unterostalpinen Raum hat demnach bis mindestens in die Frühe Kreide (Aptien–Albien) angedauert (FURRER 1985, WEISSERT & BERNOULLI 1985). Äquivalente der Chanèls-Formation («Couches Rouges») oder des God-Drosa-Flyschs, die Ablagerungen der frühesten Späten Kreide (Turonien–Coniacien) repräsentieren, sind möglicherweise ebenfalls vorhanden.

Platta-Decke

Die Sedimentbedeckung der oberpenninischen Ophiolithe besteht ausschliesslich aus Sedimenten der «Postrifting-Phase», welche meistens basische Effusivgesteine und vereinzelt auch Serpentinite überlagern. Die beobachteten Abfolgen (DIETRICH 1970) sind analog zum Unterostalpin. Sie korrelieren mit der Blais-Radiolarit-, der Russenna- und der Emmat-Formation (vgl. MANATSCHAL 1995).

Malenco-Forno-Lizun-Decke

Die Sedimentbedeckung der Forno-Ophiolithe zeigt eine leicht abweichende Entwicklung: Kontaktmetamorphe Äquivalente von Radiolariten und Aptychenkalk bilden die Basis dieser Metasedimente. Darüber folgen Metapelite und metamorphe, karbonathaltige Psammite (Muretto-Quarzite; FERRARIO & MONT-RASIO 1976, PERETTI 1985). WEISSERT & BERNOULLI (1985) interpretieren die Muretto-Formation als flyschartige Bildung und schliessen daraus, dass diese Sedimentabfolge bis in die Späte Kreide (Albien-C enomanien) reicht.

Abfolge der alpinen Deformationsphasen

D₁: Überschiebungen der Decken (Späte Kreide)

Die Decken und Teildecken des Bernina-Massivs verdanken ihre Entstehung westgerichteten  berschiebungsbewegungen (Trupchun-Phase von FROITZHEIM et al. 1994).

Diese westwärts gerichteten Bewegungen furten in der oberen Bernina-Decke s.l. zu offenen Einfaltungen der Sedimentbedeckung (Sassalb- und Alvmulde). Die tiefere Bernina-Decke s.l. ist dagegen durch Überschiebungen gegliedert, welche durch geringmächtige, gegen Osten auskeilende Sedimentzonen markiert sind (Fuorcla-Surlej-Sedimente und Coaz-Mulde). Die Bernina-Decke s.l. steht über die stark zerscherte Tremoggia-Mulde mit dem Kristallin der Margna-Decke in Verbindung. Letztere kann in zwei Teildecken aufgeteilt werden, die als liegende Antiklinalen ausgebildet sind. Die generell westwärts gerichtete  berschiebungsrichtung (Streckungslineare) scheint sich in der Margna-Decke in zwei Richtungskomponenten aufzuteilen (Fig. 27b). Die Achsen der D₁-Falten sind häufig in die durch ein Streckungslinear definierte Streckungsrichtung einrotiert.

Mit zunehmender tektonischer Tiefe und zunehmendem Metamorphosegrad (mittlere Grünschieferfazies in der Bernina-Decke s. str. bis obere Grünschieferfazies in der Margna-Decke) wird im Bernina-Gebirge die Sproddeformation durch plastische Deformation abgelöst, d. h. es findet ein Übergang von druckkontrollierten zu temperaturkontrollierten Deformationsmechanismen statt. Dies führt im Deckenstapel des Berninagebirges zu einer allgemeinen Zunahme der Häufigkeit und der Mächtigkeit der mylonitisierten Bereiche mit der Tiefe bis schliesslich in der Margna-Decke eine beinahe vollständige alpine Mylonitisierung und Rekristallisation erreicht wird (vgl. Fig. 25).

Die Verschuppung der ostalpinen Decken mit der ophiolithischen Platta-Decke und die Überschiebung der Margna-Decke auf die Malenco-Forno-Lizun-Decke erfolgte ebenfalls im Rahmen dieser Deckenbildungsphase.

D₂: Abschiebungen (Späte Kreide)

Die Überschiebungen der Deformationsphase D₁ wurden von ostgerichteten, mit einer Dehnungsphase zusammenhängenden Abschiebungsbewegungen D₂ überprägt (Ducan-Ela-Phase von FROITZHEIM et al. 1994). Im westlichen Bernina-Gebirge bildeten sich Abschiebungshorizonte an der Basis der Sella- und Corvatsch-Teildecken sowie an der Basis der Bernina-Decke s. str. Diese vereinigen sich im südlichen Bernina-Gebirge zu einer einzigen Abschiebungszone, die weiter im Osten an der Basis der Bernina-Decke s. l. verläuft. Die Margna-Decke im Liegenden dieser Abschiebungszone wurde zusammen mit den tiefsten Bereichen der Bernina-Decke s. l. in Richtung der Abschiebungen gestreckt und ausgedünnt (Profil 2, Tafelbeilage). Ein Hinuntergreifen der Abschiebung durch die Margna-Decke in den Malenco-Serpentin bzw. eine damit verbundene Zerschering der Margna-Decke konnte in den aufgeschlossenen Bereichen nicht beobachtet werden.

Altersdaten

Zwischen dem Septimerpass und Segl Maria (nordwestlich des Kartenblattes) entnommene Metaradiolaritproben der Platta-Decke ergaben für die Amphibole K/Ar-Alter von 67–90 Ma (PHILIPP 1982, DEUTSCH 1983).

Die Rb/Sr-Alter von Glimmern der Margna-Decke liegen mehrheitlich zwischen 60 und 80 Ma (zusammengestellt in PUSCHNIG 1998).

In der Err-Decke (nördlich der Roccabella, Koord. 772/147) wurden die Überschiebungsstrukturen (Schieferung S₁) anhand von K/Ar-Hellglimmer-Altern mit 76–89 Ma, die Abschiebungsstrukturen (Schieferung S₂) mit 65–80 Ma datiert (HANDY et al. 1996).

Diese Altersdaten zeigen, dass der Zusammenschub des oberpenninisch-unterostalpinen Deckenstapels (Überschiebungen D₁) und dessen Überprägung durch Extensionsbewegungen (Abschiebungen D₂) in der Späten Kreide erfolgt ist.

⁴⁰Ar/³⁹Ar-Datierungen an Amphibolen des Braccia-Gabbros (Malenco-Fornolizun-Decke) und einem Gabbrokörper der Margna-Decke in der Steilzone nördlich der Insubrischen Linie (Margna-Decke) ergaben ein Alter von 80–90 Ma für das Druckmaximum der Regionalmetamorphose. Das Alter des Temperaturmaximums wurde mit 65–70 Ma bestimmt (HERMANN 1997, VILLA et al. 2000).

Die U/Pb-Datierung von Zirkonen aus anatektischen Leukograniten am Kontakt zum Braccia-Gabbro weist auf ein Metamorphosealter von 100 ± 7 Ma hin.

D₃: Rückfaltung, Rücküberschiebungen (Eozän – frühes Oligozän)

Die Deformationsphase D₃ erzeugte in der Margna-Decke süd- bis südwestvergente Falten und in der tieferen Bernina-Decke s. l. im südlichen Bernina-

Gebirge gegen S–SW gerichtete, mylonitische Überschiebungen. Diese als Rückfalten und Rücküberschiebungen bezeichneten Strukturelemente überprägten die Deckenkontakte im Bernina-Gebirge und waren von einer retrograden, grünschieferfaziellen Rekristallisation begleitet. Die Deformationsphase D_3 kann mit der Überschiebung des kretazischen, oberpenninisch-ostalpinen Deckenstapels auf die mittelpenninischen, unterpenninischen und helvetischen Elemente (Eozän; Blaisun-Phase von FROITZHEIM et al. 1994) in Zusammenhang gebracht werden. Im Oberhalbstein werden diese eozänen Strukturen durch ostgerichtete Abschiebungen überprägt (Turba-Mylonit, frühes Oligozän: LINIGER 1992, NIEVERGELT et al. 1996; Turba-Phase: FROITZHEIM et al. 1994).

D_4 : Rückfaltung, Steilstellung (Oligozän)

Der Deckenstapel wird im Oligozän in der Valmalenco durch grossräumige, leicht südvergente Faltenstrukturen überprägt (z. B. Ur-Antiform; Profil 1, Tafelbeilage und tekt. Übersichtskärtchen). Gegen Süden werden diese D_4 -Falten engräumiger und leiten in die Steilzone nördlich der Insubrischen Linie über, wo der alpine Deckenstapel eine steilgestellte bis überkippte Lage aufweist. Diese Strukturen sind älter als die Bergeller Intrusion (s. unten).

D_5 : Querfaltung, Bergeller Intrusion (32–30 Ma, Oligozän)

Die mittelpenninische Suretta-Decke ist entlang des Ostrandes der Bergeller Intrusion vertikal gestellt (tekt. Übersichtskärtchen; Profil 1, Tafelbeilage) und die D_4 -Grossfalten wurden östlich der Bergeller Intrusion zu grossräumigen Dom- und Becken-Strukturen (Disgrazia-Dom, Braccia-Dom, Chiesa-Querzone; Profil 1, Tafelbeilage) aufgeworfen. Diese D_5 -Strukturen werden als gleich alt wie die Bergeller Intrusion angesehen (32–30 Ma). Im südwestlichsten Teil des Kartenblattes ist in den basischen Gesteinen (Fedoz-Metagabbro, Amphibolite) der Einfluss der Kontaktmetamorphose der Bergeller Intrusion nachweisbar: Die regionalmetamorph gebildeten aktinolithischen Amphibole zeigen Anwachsrande von grüner pargasitische Hornblende und die albitischen Plagioklase weisen einen Oligoklas-Rand auf.

Sprödbürche (< 30 Ma, Oligozän–Miozän)

Ein morphologisch markant ausgeprägtes, NNW–SSE-streichendes Bruchsystem (Muretto-Störung) verstellt den nordöstlichen Teil der Bergeller Intrusion und ihr Rahmengestein (GYR 1967, RIKLIN 1978, PERETTI 1985). Der Hauptbruch verläuft entlang der Val Muretto (Profile 1 und 2, Tafelbeilage; tekt. Übersichtskärtchen).

Der Hauptbruch der SW–NE-streichenden Engadiner Linie ist von zahlreichen Begleitbrüchen begleitet. Die Deckenkontakte sind durch die Engadiner Linie verstellt. Im Abschnitt südwestlich von St. Moritz ist längs dieser Linie eine Hebung des südöstlichen Blocks gegenüber dem nordwestlichen Block zu beobachten (Profile 11–14, Tafelbeilage). Der Verstellungsbetrag nimmt gegen Südwesten zu (vgl. SCHMID & FROITZHEIM 1993).

Eine auffällige Schar von ENE–WSW-streichenden Brüchen tritt in der Val Fedoz und in der Val Fex auf (LINIGER 1992). Im zentralen Teil des Bernina-Massivs treten hingegen vorwiegend N–S-streichende Sprödbrüche auf.

ROHSTOFFE

Dachschiefer

Nördlich der Alp da Segl (Val Fex, 779.6/140.8) wurden bis 1964 plattig spaltende Glimmerschiefer der Maloja-Formation gebrochen. Die im frischen Bruch grünlichgrauen bis blaugrauen Platten verfärben sich mit der Zeit braun. Es lassen sich Platten von 1 cm Dicke und bis 1 m² Fläche abspalten. Diese sogenannten «Fexer Platten» wurden im Oberengadin für Dachbedeckungen, Tisch- und Bodenplatten verwendet (DE QUERVAIN 1969).

Der Abbau von Schieferplatten im Fextal geht bis in das Jahr 1864 zurück. Weitere Abbaustellen sind in CAMENISCH et al. (2001) beschrieben.

Serpentinit

Die Serpentine der Valmalenco werden in grossen Steinbrüchen um Chiesa i. V. abgebaut. Im Gebiet des Atlasblattes bestehen aufgrund der schlechten Zugänglichkeit keine Abbaustellen.

Im Gebiet der Alpe Fora (knapp ausserhalb des Atlasblattes) werden in zwei Steinbrüchen Serpentinplatten gewonnen. Die 1–2 cm dicken Platten werden als Dach-, Tisch- oder Bodenplatten verwendet. Wegen ihrer günstigen thermischen Eigenschaften und ihrer Feuerfestigkeit werden diese Serpentinplatten auch häufig als Grillplatte («Piode per bistecca») verwendet.

Asbest

Als Folge der Asbestknappheit im 1. Weltkrieg prüfte die Schweizerische Eternitwerke AG Niederurnen im Oberengadin die Möglichkeit, nutzbare Asbest-

vorkommen zu erschliessen (EGGENBERGER 1919). Die Studie kam zum Schluss, dass ein Abbau der untersuchten Schürfstellen, ausser in Kriegszeiten, wirtschaftlich nicht interessant sei.

Im Gebiet des Atlasblattes wurden die folgenden Lokalitäten geprüft:

- Alter Abbau am Weg von Sils über La Muotta auf die Alp Surlej, auf 2130 m ü.M.
- Serpentinlinse am Furtschellas-Grat (gute Qualität, keine Abbauspuren).
- Östlich von Sils, oberhalb Resgia, auf ca. 1860 m ü.M. Hier wurden zwischen November 1918 und April 1919 ca. 18 t Asbestmaterial gewonnen. Das Material stammte aus nicht anstehenden, grossen Blöcken.

Bleiglanz und Zinkblende

Bei Plaz ob Segl Baselgia wurde im ausgehenden 16. Jahrhundert in 4 Stollen Bleiglanz und Zinkblende abgebaut. Als Unternehmer wirkte zunächst die Familie von Salis, dann die Familie von Planta aus Zuoz. Das Erz wurde möglicherweise bei Filisur verhüttet und in Chiavenna verkauft (KRÄHENBÜHL 1980, PHILIPP 1982a, SURY 1999).

Kies und Steine

Bei Segl Baselgia wurden bis vor wenigen Jahren Blöcke und Steine aus dem Hangschutt ob der Strasse gewonnen und zu Schotter gebrochen. Alluviale Schotter grösserer Mächtigkeit liegen im Gebiet des Atlasblattes mit Ausnahme des «Silser Alluvions» nicht vor. Ein Abbau dieser Vorkommen ist jedoch aus Gründen des Landschafts- und Gewässerschutzes nicht möglich. Die wenig mächtigen Kiesvorkommen in den Gletschervorfeldern sind ebenfalls nicht erschliessbar.

HYDROGEOLOGIE

Grundwasservorkommen

Das wichtigste genutzte Grundwasservorkommen im Bereich des Atlasblattes befindet sich im Gebiet der Schwemmebene zwischen Silser und Silvaplanner See. Den Grundwasserleiter bilden die bis ca. 35 m mächtigen Delta- und Bachablagerungen des «Silser Alluvions». Die unterliegenden Seeablagerungen wirken als

Stauer. Das Grundwasser steht hydraulisch mit den beiden Seen und der Sela (Inn) sowie dem Unterlauf der Fedacla in Verbindung. Das 1990 erstellte Pumpwerk Chalcheras dient der Trinkwasserversorgung (BÜRO FÜR TECHNISCHE GEOLOGIE 1990). Ein weiteres Pumpwerk bei der Kläranlage von Segl Maria dient der Gewinnung von Brauchwasser. Das Grundwasser wurde in diversen Bohrungen angetroffen. Diese wurden zum Teil mit Piezometerrohren zur Beobachtung der Grundwasserspiegellagen ausgerüstet (BÜRO BÜCHI UND MÜLLER 1982; BÜRO FÜR TECHNISCHE GEOLOGIE AG 1976, 1977). Der Flurabstand beträgt im Dorf Segl Maria gut 6 m. Im Gebiet des Seeufers herrschen subartesische Verhältnisse. Das Grundwasser fliesst zwischen den Seen allgemein in nordöstlicher Richtung. Im Bereich der Einmündung der Fedacla findet eine Beeinflussung der Fliessrichtung durch seitlich zuströmendes Wasser der Fedacla statt. Im Gebiet des Dorfes ist das Grundwasserspiegelgefälle sehr gering. Nordöstlich des Dorfes, im Gebiet Suot l'Ova, beträgt es rund 3 ‰.

Ein weiteres Grundwasserpumpwerk (Vertikalfilterbrunnen) versorgt das Hotel bei Roseg. Die Mächtigkeit der Grundwasser führenden Schicht ist hier jedoch gering (BÜRO FÜR BAUGELOGIE, CHUR 1994). Als Leiter wirkt in erster Linie der Moränen- und Hangschutt der seitlichen Talflanke unterhalb von Blais Surovel.

Weitere, nicht genutzte Grundwasservorkommen mit geringem Nutzungspotential sind in den alluvialen Schottern der Seitentäler und in den Gletschervorfeldern zu vermuten.

Gefasste Quellen

Auf der Gewässerschutzkarte (AMT FÜR UMWELT GRAUBÜNDEN 2000) sind im Gebiet des vorliegenden Atlasblattes 21 gefasste Quellen verzeichnet.

Die Mehrzahl dieser Quellen befindet sich auf dem Gebiet der Gemeinde Sils/Segl. Eine grosse Quellgruppe liegt im unteren Teil der grossen Rutschmasse zwischen Marmorè und Alp Prasüra. Bei der Bergstation der Furtschellasbahn sind in versacktem, teils moränenbedecktem Felsgebiet ebenfalls diverse Quellen gefasst. Deren Wasser wird im Reservoir westlich der Alp Prasüra gesammelt. Eine weitere Quelle ist südlich der Alp Munt, bei Munt Sura gelegen. Eine ergiebige Quellgruppe entspringt ferner an der Unterkante der fossilen Blockgletscher zwischen Lej Sgrischus und Lej Alv am Übergang zum Fels, welcher als Stauer wirkt. Diese Quellen speisen das Reservoir bei Spedels im hinteren Fextal.

Zwei weitere, ergiebige Quellen befinden sich bei Margun Surlej. Ihr Wasser stammt aus dem Hangschutt, den aktiven und fossilen Blockgletschern und der Moränenbedeckung im Gebiet nördlich der Chastelets.

Unterhalb des fossilen Blockgletschers bei der Bovalhütte entspringt ebenfalls eine Quelle, deren Wasser über einen mechanischen Widder in die Hütte ge-

pumpt wird. Bei den übrigen Wasserversorgungen der SAC-Hütten handelt es sich mehrheitlich um einfache, nicht dauernd Wasser führende Fassungen oder um Bachwasserfassungen. Die Diavolezza-Hütte wird vom Tal aus versorgt. Die Marinelli-Bombardieri-Hütte bezieht ihr Wasser aus Quelfassungen in der Moränenbastion unterhalb des Passo Marinelli occidentale.

Ungefasste Quellen

Kartiert wurden sämtliche Wasseraustritte, bei denen ein unterirdisches Einzugsgebiet mit einer gewissen räumlichen Ausdehnung angenommen werden konnte. Dabei wurden auch Quellen verzeichnet, die in Trockenperioden versiegen.

Bei der Mehrzahl der Quellen handelt es sich um Schuttquellen am Kontakt zwischen Lockergestein und Felsuntergrund. Ausgeprägte Quellhorizonte, z.T. diffus verteilt, treten am Fuss von Rutschungs-, Sackungs- und Bergsturzmassen auf sowie an der Basis von Blockgletschern.

Versickerungstrichter, Gebiete ohne oberirdischen Abfluss

Versickerungstrichter und Mulden ohne Abfluss finden sich oberhalb von Rutschmassen (Palüd Marscha an der Muott' Ota, Fextal), hinter mächtigen Moränenbastionen (z.B. nördlich Furtschellas-Grat) oder oberhalb von Blockgletschern. Besonders ausgeprägt sind sie im Bereich fossiler Blockgletscher, z.B. im Gebiet Lej Nair und Lej Alv.

Diverse abflusslose Becken bildeten sich auch hinter den beiden Seitenmoränen des Morteratschgletschers. Das versickernde Wasser tritt gletscherseitig in diversen, z.T. diffus verteilten Wasseraustritten wieder aus.

Karstgebiete

Verkarstungen treten ausschliesslich in den massigen Dolomitmarmoren der Trias auf. Kleinere Höhlensysteme wurden im Gebiet der Vedretta di Scerscen inferiore speläologisch untersucht.

LITERATURVERZEICHNIS

- AMT FÜR UMWELT GRAUBÜNDEN (2000): Gewässerschutzkarte Kanton Graubünden, 1:25 000, Blatt Piz Bernina, Stand 14.3.2000. – Amt für Umwelt und GIS-Zentrale Graubünden.
- AEMISSEGGER, B. (1976): Der Nordrand des Malenco-Serpentinits zwischen Piz Fora und Sassa d'Éntova. – Dipl. ETH Zürich (unpubl.).
- ARENSON, L.U. (2002): Unstable Alpine Permafrost: a potentially important Natural hazard – variations of geotechnical behaviour with time and temperature. – Diss. ETH Zürich Nr.14801.
- BANGERTER, G.C. (1978): Strukturen und Metamorphose im Grenzbereich des Malenco-Serpentinits und der Margna-Decke im Gebiet um den Monte-Braccia (Prov. Sondrio, Italien). – Dipl. ETH Zürich (unpubl.).
- BARSCHE, D. (1973): Refraktionsseismische Bestimmungen der Obergrenze des gefrorenen Schuttkörpers in verschiedenen Blockgletschern Graubündens. – Z. Gletscherkd. Glazialgeol. 9/1-2, 143–167.
- (1977): Ein Permafrostprofil aus Graubünden, Schweizer Alpen. – Z. Gletscherkd. Glazialgeol. 21/1, 79–86.
- BARSCHE, D. & HELL, G. (1975): Photogrammetrische Bewegungsmessungen am Blockgletscher Murtèl I, Oberengadin, Schweizer Alpen. – Z. Gletscherkd. Glazialgeol. 11/2, 111–142.
- BARTEZZATI, A. (1986): Stratigrafia della copertura metamorfica della falda Margna (Val Malenco-Sondrio). – Tesi di Laurea Univ. Milano (unpubl.).
- BÄUMLER, E. (1988): Untersuchungen zur Besiedlungsdynamik und Populationsbiologie einiger Pionierpflanzen im Morteratschgletschervorfeld. – Diss. Univ. Basel.
- BAY, F. (1996): Strukturelle und petrographische Untersuchungen am Südrand des Malencokörpers. Teil 3: Zone Caldenno (Valle Airale, N-Italien). – Dipl. Univ. Zürich (unpubl.).
- BEARTH, P., HEIERLI, H. & ROESLI, F. (1987): Bl. 1237 Albulapass. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte 81.
- BEDOGNÈ, F., MONTRASIO, A. & SCIESA, E. (1993): I Minerali della Provincia di Sondrio. Valmalenco. – Bettini, Sondrio.
- BEDOGNÈ, F., MAURIZIO, R., MONTRASIO, A. & SCIESA, E. (1995): I Minerali della Provincia di Sondrio e della Bregaglia grigionese. Val Bregaglia, Val Masino, Val Codera e Valle Spluga. – Bettini, Sondrio.
- BEELER, F. (1977): Geomorphologische Untersuchungen am Spät- und Postglazial im Schweizerischen Nationalpark und im Berninapassgebiet (Südrätische Alpen). – *Ergebn. wiss. Unt.* Schweiz. Nationalpark 15/77, 131–276.
- BENETTI, F. (1984): I Minerali del Pizzo Tremogge in Val Malenco. – Mevio Washington & Figlio, Sondrio.
- BENNING, L.G. & SIDLER, D.M. (1992): Petrographie der Margna- und der Sella-Decke und des Malenco-Serpentinits zwischen Pass d'Ur und Pizzo Scalino (Val Malenco, Provinz Sondrio, Italien). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 72/2, 213–224.
- BERGER, A. (1996): Geological-tectonic map of the Bergell pluton. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 76/3, Anhang.
- BERGER, A. & GIERÉ, R. (1995): Structural observations at the eastern contact of the Bergell Pluton. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 75/2, 241–258.
- BERGER, A., ROSENBERG, C. & SCHMID, S.M. (1996): Ascent, emplacement and exhumation of the Bergell pluton within the Southern Steep Belt of the Central Alps. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 76/3, 357–382.

- BERNOULLI, D., MANATSCHAL, G., DESMURS, L. & MÜNTENER, O. (2003): Where did Gustav Steinmann see the trinity? Back to the roots of an Alpine ophiolite concept. In: DYLEK, Y. & NEWCOMB, S. (Eds.): Ophiolite concept and the evolution of geological thought. – Boulder, Colorado Geol. Soc. Am. Spec. Paper 373, 93–110.
- BISSIG, T. (1997): Geologische Untersuchungen im penninisch-ostalpinen Grenzgebiet am Bergell-Ostrand (Alpe dell'Oro, Val Malenco, N-Italien). – Dipl. ETH Zürich (unpubl.).
- BISSIG, T. & HERMANN, J. (1999): From pre-Alpine extension to Alpine convergence: the example of the southwestern margin of the Margna nappe (Val Malenco, N-Italy). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 79/3, 363–380.
- BONIN B. (1988): From orogenic to anorogenic environments: evidence from associated magmatic episodes. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 68/3, 301–311.
- BUCHER, K. (1972): Geologisch-petrographische Untersuchungen am nördlichen Kontakt des Malenco-Serpentins (Zentraler Teil). – Dipl. ETH Zürich (unpubl.).
- BÜCHI, H. (1987): Geologie und Petrographie der Bernina IX. Das Gebiet zwischen Pontresina und Morteratschgletscher. – Dipl. Univ. Zürich (unpubl.).
- (1994): Der variskische Magmatismus in der östlichen Bernina (Graubünden, Schweiz). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 74/3, 359–371.
- BÜHLER, C. (1983): Petrographische und geochemische Untersuchungen im Gebiet La Tscheppa - Lagrev (Julier-Berninadecke). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 63/2-3, 457–477.
- BURKHARD, D. J. M. & O'NEIL, J. R. (1988): Contrasting serpentinization processes in the eastern Central Alps. – Contrib. Mineral. Petrol. 99, 498–506.
- BÜRO BÜCHI UND MÜLLER (1982): Untersuchung der Grundwasserverhältnisse im Oberengadin. Bericht Nr. 1518. – LGI*.
- BÜRO DR. BÜCHI (1980): Baugrundverhältnisse Julierstrasse: Innbrücke Abzweigung Föglias, Sils-Maria. Geotechnisches Gutachten. – LGI* Nr. 18446.
- BÜRO DR. VON MOOS (1970): Geotechnische Untersuchungen Felssturzgefähr Bergstation Corvatsch. – LGI*.
- BÜRO FÜR BAUGEOLGIE, CHUR (1994): Vadret Roseg AG, Samedan. Restaurant Roseggletscher. Hydrologie; Lithologie und Bodenkennwerte des Bohrgutes. – Schreiben vom 6.7.94.
- BÜRO FÜR TECHNISCHE GEOLOGIE AG (1976): Grundwassersondierungen Oberengadin, Gemeinde Sils i.E. Sondierbohrungen Nr. 5, 6 und 7. Aufnahme durch T. Lardelli, Büro für Technische Geologie AG, Maienfeld. – Amt für Umweltschutz, Kanton Graubünden.
- (1977): Gemeindeverwaltung Sils: Quartierplanung Cuncas, Sils i.E. Sondierbohrungen Nr. 7A und 7B. Aufnahme durch T. Lardelli, Büro für Technische Geologie AG, Maienfeld. – Amt für Umweltschutz, Kanton Graubünden.
- (1990): Wasserversorgung Sils i.E. Grundwasserpumpwerk Chalcheras. Sondierbohrung 1/1990. Aufnahme durch C. Böhm, Büro für Technische Geologie AG, Maienfeld. – Amt für Umweltschutz, Kanton Graubünden.
- CALLEGARI, A., SCIESA, E. & BEDOGNÈ, F. (1992): Primo ritrovamento di tiragalloite ($Mn_4[AsSi_3O_{12}(OH)]$) in Val Malenco (Sondrio, Italia settentrionale). – Il naturalista Valtellinese; Atti Mus. civ. St. nat. Morbegno, 3, 3–9.
- CAMENISCH, F., GIOVANOLI, D. & STUPAN, D. (2001): Val Fex. Ausblick in ein stilles Tal. Schweiz. Heimatbücher 199. – Paul Haupt, Bern.
- CORNELIUS, H. P. (1912): Über die Rhätische Decke im Oberengadin und den südlich benachbarten Gegenden. – Cbl. Mineral. Geol. Paläont., 632–638.
- (1932): Geologische Karte der Err-Julier-Gruppe, 1:25 000 (in 2 Blättern). Geologische Spezialkarte Nr. 115A, 115B. – Geol. Komm. natf. Ges. Schweiz.

- CORNELIUS, H.P. (1935): Geologie der Err-Julier-Gruppe (Erläut. zur Spezialkarte Nr. 115 A/B). I. Teil: Das Baumaterial (Stratigraphie und Petrographie, excl. Quartär). – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 70/1.
- (1950): Geologie der Err-Julier-Gruppe (Erläut. zur Spezialkarte Nr. 115 A/B). II. Teil: Der Gebirgsbau. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 70/2.
- COX, K.G., BELL, J.D. & PANKHURST, R.J. (1979): The interpretation of igneous rocks. – George Allen & Unwin, London.
- DE CAPITANI, C. (1983): Petrographische Untersuchungen in der Gegend Furtschellas-Grialetsch (Oberengadin) unter besonderer Berücksichtigung der Mangan-Erz-Vorkommen. – Dipl. Univ. Bern (unpubl.).
- DE CAPITANI, L., FERRARIO, A. & MONTRASIO, A. (1981): Metallogeny of the Malenco meta-ophiolitic complex, Central Alps. – *Ophioliti* 6/1, 87–100.
- DE QUERVAIN, F. (1938): Zur Kenntnis des Titanklinohumites (Titan-Olivin). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 18, 591–603.
- (1969): Die nutzbaren Gesteine der Schweiz. – Kümmerly und Frey, Bern.
- DESMURS, L. (2001): Mantle evolution and magmatism in an evolving ocean-continent transition: The Platta nappe, eastern Switzerland. – Diss. ETH Zürich Nr. 14429.
- DESMURS, L., MANATSCHAL, G. & BERNOULLI, D. (2001): The Steinmann Trinity revisited: mantle exhumation and magmatism along an ocean-continent transition: the Platta nappe, eastern Switzerland. In: WILSON, R.C.L., WHITMARSH, R.B., TAYLOR, B. & FROITZHEIM, N. (Eds.): Non volcanic Rifting of Continental Margins: A Comparison of Evidence from Land and Sea. – Geol. Soc. London Spec. Publ. 187, 235–266.
- DESMURS, L., MÜNTENER, O. & MANATSCHAL, G. (2002): Onset of magmatic accretion within magma-poor passive margins: A case study from the Platta ocean-continent transition, eastern Switzerland. – *Contrib. Mineral. Petrol.* 144, 365–382.
- DEUTSCH, A. (1983): Alkali amphibole und Stülpnomelan aus der südliche Platta-Decke (Graubünden). – *Eclogae geol. Helv.* 76/2, 295–308.
- DIETHELM, K. (1984): Geologie und Petrographie des Bergell-Ostrandes II. – Dipl. ETH Zürich (unpubl.).
- (1985): Hornblende und Gabbros im östlichen Bergell (Val Sissone, Provinz Sondrio, Italien). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 65, 223–246.
- (1989): Petrographische und geochemische Untersuchungen an basischen Gesteinen der Bergeller Intrusion (Graubünden, Schweiz/Provinz Sondrio, Norditalien). – Diss. ETH Zürich Nr. 8855.
- DIETRICH, D. (1971): Die Ophiolithe am Piz Corvatsch (Oberengadin). – Dipl. Univ. Zürich (unpubl.).
- DIETRICH, V. (1970): Die Stratigraphie der Platta-Decke. Fazielle Zusammenhänge zwischen Oberpenninikum und Unterostalpin. – *Eclogae geol. Helv.* 63/2, 631–671.
- EBERLI, G.P. (1988): The evolution of the southern continental margin of the Jurassic Tethys Ocean as recorded in the Allgäu-Fm of the Austroalpine Nappes of Graubünden, Switzerland. – *Eclogae geol. Helv.* 81/1, 175–214.
- EGGENBERGER, H. (1919): Asbestvorkommen in Sils/Segl und vorderem Fextal. – LGI* Nr. 1272.
- EIKENBERG, J. (1984): Geologie und Petrographie der Bernina, VIII: Val da Fain. – Dipl. ETH Zürich (unpubl.).
- FERRARIO, A. & MONTRASIO, A. (1976): Manganese ore deposits of Monte del Forno. Its stratigraphic and structural implications. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 56/2, 377–385.
- FINGER, W. (1978): Die Zone von Samedan (Unterostalpine Decken) und ihre jurassischen Brekzien. – Diss. ETH Zürich (Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.] 224).

- FINGER, W., MERCOLLI, I., KÜNDIG, R., STÄUBLI, 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.* 75/1, 199–222.
- FITZGERALD, J.D. & STÜNITZ, H. (1993): Deformation of granitoids at low metamorphic grade. I. Reactions and grainsize reduction. – *Tectonophysics* 221, 269–297.
- FLISCH, M. (1987): Geologische, petrographische und isotopengeologische Untersuchungen an Gesteinen des Silvretta-Kristallins. – Diss. Univ. Bern.
- FORNERA, T. (1996): Ricerche strutturali e petrografiche lungo il margine meridionale del corpo ultramafico del Malenco. Parte 2: Zona Mastabia (Valle Airale, Prov. Sondrio, Nord-Italia). – Dipl. ETH Zürich (unpubl.).
- FRANK, W., KRALIK, M., SCHARBERT, S. & THÖNI M. (1987): Geochronological data from the Eastern Alps. In: FLÜGEL H.W. & FAUPL P. (Eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps* (p. 272–281). – Deuticke, Wien.
- FREY, M., HUNZIKER, J.C., FRANK, W., BOCQUET, J., DAL PIAZ, G.V., JÄGER, E. & NIGGLI, E. (1974): Alpine metamorphism of the Alps. A review. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 54, 2/3, 247–290.
- FROITZHEIM, N. & 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. & CONTI, P. (1994): Repeated change from crustal shortening to orogen-parallel extension in the Austroalpine units of Graubünden. – *Eclogae geol. Helv.* 87/2, 559–612.
- FROITZHEIM, N. & MANATSCHAL, G. (1996): Kinematics of Jurassic rifting, mantle exhumation and passive-margin formation in the Austroalpine and Penninic nappes (eastern Switzerland). – *Geol. Soc. Amer. Bull.* 108, 1120–1133.
- FURRER, H. (Ed.) (1985): Field workshop on Triassic and Jurassic sediments in the Eastern Alps of Switzerland, 25th–29th August 1985. – *Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.]* 248.
- GAMPER, B. (1986): Bernina- mit Tschierva- und Roseggletscher. – *Kommentar schweiz. Schulwandbilderwerk*, Bild 212.
- GAMPER-SCHOLLENBERGER, B. & SUTER, J. (1982): Gletscher- Vegetations- und Klimageschichte im Oberengadin. In: MAISCH, M. & SUTER, J. (Eds.): *Exkursionsführer. Teil A: Ostschweiz. – Hauptversammlung der Deutschen Quartärvereinigung in Zürich. Physische Geographie* 6, 14–30.
- GAMPER, M. (1985): Morphochronologische Untersuchungen an Solifluktioniszungen, Moränen und Schwemmkegeln in den Schweizer Alpen. – *Physische Geographie (Zürich)* 17.
- GAMPER, M. & SUTER, J. (1982): Postglaziale Klimageschichte der Schweizer Alpen. – *Geogr. Helv.* 2, 105–114.
- GAUTSCHI, A. (1980): Metamorphose und Geochemie der basischen Gesteine des Bergeller Ostrandes (Graubünden, Schweiz / Provinz Sondrio, Norditalien). – Diss. ETH Zürich Nr. 6672.
- GAUTSCHI, A. & MONTRASIO, A. (1978): Die andesitisch-basaltischen Gänge des Bergeller Ostrandes und ihre Beziehung zur Regional- und Kontaktmetamorphose. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 58/3, 329–343.
- GERBER, R. (1966): Der Malenco-Serpentin östlich des Passo d'Ur. – Dipl. ETH Zürich (unpubl.).
- GIERÉ, R. (1984): Geologie und Petrographie des Bergell-Ostrandes I. – Dipl. ETH Zürich (unpubl.).

- GIERÉ, R. (1985): Metasedimente der Suretta-Decke am Ost- und Südrand der Bergeller Intrusion: Lithostratigraphische Korrelation und Metamorphose. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 65/1, 57–78.
- GIULIANI, P. (2007): *Alpinführer Bündner Alpen 5 - Bernina-Massiv und Valposchiavo*. – Schweizer Alpen-Club SAC, Bern (6. Aufl.).
- GRAMACCIOLI, C.M. (1962): *I Minerali Valtellinesi nella raccolta di Pietro Sigismund*. – Fusi, Pavia.
- GUNTLI, P. (1987): *Geologie und Petrographie der Margna südlich des Silsersees, Oberengadin, II: Fedoz*. – Dipl. Univ. Zürich (unpubl.).
- GUNTLI, P. & LINIGER, M. (1989): Metamorphose in der Margna-Decke im Bereich Piz da la Margna und Piz Fedoz. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 69/2, 289–301.
- GYR, T. (1967): Geologische und Petrographische Untersuchungen am Ostrande des Bergeller Massivs. – *Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich, [N.F.]* 66.
- HAEBERLI, W. (1985): Creep of mountain permafrost: internal structure and flow of Alpine rock glaciers. – *Mitt. VAW/ETH Zürich* 77.
- HAEBERLI, W. (1990, Ed.): Pilot analyses of permafrost cores from the active rock glacier Murtel, Piz Corvatsch, Eastern Swiss Alps. A workshop report. – *Arbeitsheft 9, VAW/ETH Zürich*.
- HAEBERLI, W., HUDER, J., KEUSEN, H.-R., PIKA, J. & RÖTHLISBERGER, H. (1988): Core drilling through rock glacier-permafrost. – *Proc. 5. Int. Conf. Permafrost, Trondheim* 2, 937–942.
- HANDY, M.R., HERWEGH, M. & REGLI, C. (1993): Tektonische Entwicklung der westlichen Zone von Samedan (Oberhalbstein, Graubünden, Schweiz). – *Eclogae geol. Helv.* 86/3, 785–817.
- HANDY, M.R., HERWEGH, M., KAMBER, B.S., TIETZ, R. & VILLA, I.M. (1996): Geochronologic, petrologic and kinematic constraints on the evolution of the Err-Platta boundary, part of a fossil continent-ocean suture in the Alps (eastern Switzerland). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 76/3, 453–474.
- HANSMANN, W., MÜNTENER, O. & HERMANN, J. (2001): U-Pb zircon geochronology of a tholeiitic intrusion and associated migmatites at a continental crust-mantle transition, Val Malenco, Italy. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 81/2, 239–255.
- HERMANN, J. (1991): *Geologische Untersuchungen südlich der Berninagruppe, Teil 1, Oberstes Val Malenco, Prov. Sondrio, N-Italien*. – Dipl. ETH Zürich (unpubl.).
- (1997): The Braccia gabbro (Malenco, Alps): Permian intrusion at the crust to mantle interface and Jurassic exhumation during rifting. – *Diss. ETH Zürich Nr. 12102*.
- HERMANN, J. & MÜNTENER, O. (1992): Strukturelle Entwicklung im Grenzbereich zwischen dem penninischen Malenco-Ultramafitit und dem Unterostalpin (Margna- und Sella-Decke). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 72/2, 225–240.
- (1996): Extension-related structures in the Malenco-Margna-system: implications for paleogeography and consequences for rifting and Alpine tectonics. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 76/3, 501–519.
- (2001): The role of lower crust and continental upper mantle during formation of non-volcanic passive margins: evidence from the Alps. In WILSON R.C.L., WHITMARSH R.B., TAYLOR B. & FROITZHEIM N. (Eds.): *Non-Volcanic Rifting of Continental Margins: A Comparison of Evidence from Land and Sea* (p. 267–288). – *Geol. Soc. (London) spec. Publ.* 187.
- HERMANN, J., MÜNTENER, O., PICCARDO, G.B., SCAMBELLURI, M. & TROMMSDORFF, V. (1993): Pre-Alpine extension recorded by deep gabbroic intrusions: evidence from the Fedoz metagabbro (Val Malenco, Italy). – *Terra Abstracts supp. 1, Terra Nova* 5, 426.
- HERMANN, J., MÜNTENER, O., TROMMSDORFF, V., HANSMANN, W. & PICCARDO, G.B. (1997): Fossil crust-to-mantle transition, Val Malenco (Italian Alps). – *J. Geophys. Res.* 102, 20123–20132.

- HERMANN, J., MÜNTENER, O. & GÜNTHER, D. (2001): Differentiation of Mafic Magma in a Continental Crust-to-Mantle Transition Zone. – *J. Petrol.* 42, 189–206.
- HOELZLE, M. (1988): Permafrostverbreitung im Gebiet Corvatsch-Furtschellas. – Semesterarb. VAW/ETH Zürich (unpubl.).
- (1989): Untersuchungen zur Permafrostverbreitung im Oberengadin. – Dipl. ETH Zürich (unpubl.).
- (1994): Permafrost und Gletscher im Oberengadin: Grundlagen und Anwendungsbeispiele für automatisierte Schätzverfahren. – Diss. ETH Zürich Nr.10521.
- HOELZLE, M., VONDER MÜHLL, D. & HAEBERLI, W. (2002): Thirty years of permafrost research in the Corvatsch-Furtschellas area, Eastern Swiss Alps: a review. – *Norsk Geografisk Tidsskrift (Norwegian J. Geogr.)* 56/2, 137–145.
- HOELZLE, M., HAEBERLI, W. & STOCKER-MITTAZ, C. (2003): Miniature ground temperature data logger measurements 2000–2002 in the Murtèl-Corvatsch area, Eastern Swiss Alps. – *Proc. 8th Int. Conf. on Permafrost, Zürich*, 419–424.
- JÄCKLI, H. (1962): Die Vergletscherung der Schweiz im Würmmaximum. – *Eclogae geol. Helv.* 55/2, 285–294.
- KÅÅB, A., GUDMUNDSSON G.H. & HOELZLE M. (1998): Surface deformation of Creeping Mountain Permafrost. Photogrammetric investigations on Rock Glacier Murtèl, Swiss Alps. – *Proc. 7th Int. Conf. Permafrost, Yellowknife, Canada, Collection Nordicana* 57, 531–537.
- KASSER, P., AELLEN, M. & SIEGENTHALER, H. (1986): Die Gletscher der Schweizer Alpen 1977/78 und 1978/79. 99. und 100. Bericht (Jb.) der GK/SNG. (Anhang) – VAW/ETH Zürich.
- KELLER, A. W. (1988): Liste der ¹⁴C-Daten 1975–1987. – *Physische Geographie (Zürich)* 26.
- KELLER, F. (1992): Automated mapping of mountain permafrost using the program PERMAKART within the geographical information system ARC/INFO. – *Permafrost and Periglacial Processes* 3/2, 133–138.
- (1993): Interaktionen zwischen Schnee und Permafrost: Eine Grundlagenstudie im Oberengadin. – Diss. ETH Zürich Nr.10356.
- KILGER, B. (1979): Die sedimentologische Ableitung der Eisrandsedimente von einer aktiven Grundmoräne am Beispiel des Rosegletschers (Graubünden, Schweiz). – *Polarforschung* 49/2, 143–155.
- KING, L., FISCH, W., HAEBERLI, W. & WÄCHTER, H.P. (1987): Comparison of resistivity and radio-echo sounding on rock glacier permafrost. – *Z. Gletscherkd. Glazialgeol.* 23/1, 77–97.
- KRÄHENBÜHL, H. (1980): Metallhaltige Mineralien im Oberengadin und Bergell. – *Bergknappe* 13 (3/1980).
- KÜNDIG, R. (1982): Geologie und Petrographie der Bernina, V: Furtschellas Ultrabasika: geologisch-petrographische Untersuchungen der Ultrabasika der Platta-Decke und deren Rahmengesteine in der Region Sils-Maria - Furtschellas - Surlej. – Dipl. ETH Zürich (unpubl.).
- LAREIDA, S. (1981): Die Pegmatite des Bergell. – *Lapis* 7-8, 57.
- LEEMANN, A. (1993): Rhythmite in alpinen Vorgletscherseen: Warvenstratigraphie und Aufzeichnung von Klimaveränderungen. – Diss. ETH Zürich Nr.10386.
- LINIGER, M. (1987): Geologie und Petrographie der Margna südlich des Silsersees, Oberengadin, I: Margna. – Dipl. ETH Zürich (unpubl.).
- (1992): Der ostalpin-penninische Grenzbereich im Gebiet der nördlichen Margna-Decke (Graubünden, Schweiz). – Diss. ETH Zürich Nr.9769.
- LINIGER, M. & GUNTLI, P. (1988): Bau und Geschichte des zentralen Teils der Margna-Decke. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 68/1, 41–54.
- LINIGER, M. & NIEVERGELT, P. (1990): Stockwerk-Tektonik im südlichen Graubünden. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 70/1, 95–101.

- MAGGETTI, B. (1994): Geomorphologische und geochronologische sowie gletschergeschichtliche Untersuchungen im Val Fex (Graubünden). – Dipl. Univ. Zürich (unpubl.).
- MAGGETTI, M. & GALETTI, G. (1988): Evolution of the Silvretta eclogites: metamorphic and magmatic events. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 68/3, 467–484.
- MAGGETTI, M. & FLISCH, M. (1993): Evolution of the Silvretta Nappe. In: VON RAUMER J.F. & NEUBAUER F. (Eds.): *Pre-Mesozoic Geology in the Alps* (p. 469–484). – Springer, Berlin.
- MAISCH, M. (1992): Die Gletscher Graubündens. Rekonstruktion und Auswertung der Gletscher und deren Veränderungen seit dem Hochstand von 1850 im Gebiet der östlichen Schweizer Alpen (Bündnerland und angrenzende Regionen). Teil A: Grundlagen-Analysen-Ergebnisse. Teil B: Verzeichnisse-Datenkataloge-Gletscherkarten. – *Physische Geographie (Zürich)* 33a und b.
- (1993): Verstärkter Gletscherschwund in den Bündner Alpen. – *Cratschla (Graubünden)* 1/2, 14–26.
- MAISCH, M., BURGA, C.A. & FITZE, P. (1993): Lebendiges Gletschervorfeld. Führer und Begleitbuch zum Gletscherlehrpfad Morteratsch. – Geographisches Institut Univ. Zürich.
- MANATSCHAL, G. (1995): Jurassic rifting and formation of a passive continental margin (Patta and Err nappes, Eastern Switzerland): geometry, kinematics and geochemistry of fault rocks and a comparison with the Galicia margin. – Ph. D. Thesis ETH Zürich Nr. 11188.
- MANATSCHAL, G. & NIEVERGELT, P. (1997): A continent-ocean transition recorded in the Err and Platta nappes (Eastern Switzerland). – *Eclogae geol. Helv.* 90/1, 3–27.
- MANATSCHAL, G., MÜNTENER, O., BERNOULLI, D. & DESMURS, L. (2003): An ancient ocean-continent transition in the Alps: the Totalp, Err-Platta, and Malenco units in the eastern Central Alps (Graubünden and northern Italy). – *Eclogae geol. Helv.* 96/1, 131–146.
- MATHIEU, N. (1990): Bohrrapport Anlage Nr.211674. – Mathieu, Fouras in Terra, Bohrunternehmung, Ramosch.
- MELLINI, L., TROMMSDORFF, V. & COMPAGNONI, R. (1987): Antigorite polysomatism: behaviour during progressive metamorphism. – *Contrib. Mineral. Petrol.* 97, 147–155.
- MERCOLLI, I. (1989): The volcanic suite of the Julier area (Grisons). Part 1: volcanic and tectonic evolution. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 69/3, 423–433.
- MIYASHIRO, A. (1978): Nature of alkalic volcanic rocks series. – *Contrib. Mineral. Petrol.* 66, 91–104.
- MONTRASIO, A. (1973): Struttura a pillow nelle anfiboliti del Monte del Forno (Penninico medio - Alpi Retiche). – *Rend. Accad. Naz. Lincei, Cl. Sci. Fis., Mat. Nat.* 54, 114–123.
- (1984): The "Lanzada-Scermendone Zone": An Ophiolitic Unit of Continental Affinity in the Southern Rhaetic Alps (Prov. Sondrio - Italy). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 64, 1/2, 111–129.
- MONTRASIO, A., TROMMSDORFF, V. (Koord.), HERMANN, J., MÜNTENER, O. & SPILLMANN, P. (Kompil.) (2004): *Carta Geologica della Valmalenco. 1:25 000.* – CNR, Istituto per la Dinamica dei Processi Ambientali, Sezione di Milano & ETH Zürich.
- MÜLLER, D. (1982): Geologie und Petrographie der Bernina, I: Kristallisation, Deformation und Geochemie des südlichen Corvatschgranits im Oberengadin GR. – Dipl. Univ. Zürich (unpubl.).
- MÜNGER, R. (1982): Geologie und Petrographie der Bernina, II: Kristallisation, Deformation und Geochemie im Nordteil der Corvatschdecke. – Dipl. ETH Zürich (unpubl.).
- MÜNTENER, O. (1991): Geologische Untersuchungen südlich der Berninagruppe, Oberstes Val Malenco, Prov. Sondrio, N-Italien, Teil 2. – Dipl. ETH Zürich (unpubl.).
- (1997): The Malenco peridotites (Alps): Petrology and geochemistry of subcontinental mantle and Jurassic exhumation during rifting. – *Diss. ETH Zürich* Nr. 12103.

- MÜNTENER, O. & HERMANN, J. (1994): Titanian andradite in a metapyroxenite layer from the Malenco ultramafics (Italy): implications for Ti-mobility and low oxygen fugacity. – *Contrib. Mineral. Petrol.* *116*, 156–168.
- MÜNTENER, O. & HERMANN, J. (2001): The role of lower crust and continental upper mantle during formation of non-volcanic passive margins: evidence from the Alps. In: WILSON, R.C.L., WHITMARSH, R.B., TAYLOR, B. & FROITZHEIM, N. (Eds.): *Non-volcanic Rifting of Continental Margins: A Comparison of Evidence from Land and Sea* – *Geol. Soc. London Spec. Publ.* *187*, 267–288.
- MÜNTENER, O., HERMANN, J., SCAMBELLURI, M. & SPILLMANN, P. (1994): The pre-Alpine to Alpine structural and tectonic evolution of subcontinental mantle: a comparison of the Ero-Tobbio peridotite (Voltri massif, Ligurian Alps) and the Malenco ultramafics (Val Malenco, Central Eastern Alps). – Ext. abstr., *Quad. Geodin. Alpina Quat.* *2*, 267–269.
- MÜNTENER, O., HERMANN, J. & TROMMSDORFF, V. (2000): Cooling history and exhumation of lower-crustal granulites and upper mantle (Malenco, Eastern Central Alps). – *J. Petrol.* *41*, 175–200.
- MÜNTENER, O., PETTKE, T., DESMURS, L., MEIER, M. & SCHALTEGGER, U. (2004): Refertilization of mantle peridotite in embryonic ocean basins: trace element and Nd isotopic evidence and implications for crust-mantle relationships. – *Earth planet. Sci. Lett.* *221*, 293–308.
- NAEF, H. (1987): Ein Beitrag zur Stratigraphie der Trias-Serien im Unterostalpin Graubündens (Grisoniden). – *Mitt. Geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.]* *276*.
- NANGERONI, G. (1929): Il glacialismo attuale nella Media Valtellina. – *Boll. Com. Glaciol. Ital.* *9*, 145–234.
- NEVERGELT, P. & DIETRICH, V. (1977): Die andesitisch-basaltischen Gänge des Piz Lizun (Bergell). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* *57/2*, 267–280.
- NEVERGELT, P., LINIGER, M., FROITZHEIM, N. & FERREIRO-MÄHLMANN, R. (1996): Early to mid Tertiary crustal extension in the Central Alps: The Turba mylonite zone (Eastern Switzerland). – *Tectonics* *15/2*, 329–340.
- OBERHÄNSLI, R., SCHENKER, F. & MERCOLLI, I. (1988): Indications of Variscan nappe tectonics in the Aar Massif. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* *68/3*, 509–520.
- OROMBELLI, G. (1986): Aspetti geomorfologici e paleoglacologici della Valmalenco. – *Atti uff. Convegno Valmalenco Natura 1, Sondrio*, 26–28 sett. 1986; Mevio Washington, Sondrio, 189–204.
- PERETTI, A. (1983): *Geologie und Petrographie der Fornoserie: Piz dei Rossi*. – *Dipl. Univ. Zürich* (unpubl.).
- (1985): *Der Monte del Forno-Komplex am Bergell-Ostrand: Seine Lithostratigraphie, alpine Tektonik und Metamorphose*. – *Eclogae geol. Helv.* *78/1*, 23–48.
- (1988): *Occurrence and stabilities of opaque minerals in the Malenco serpentinite (Sondrio, Northern Italy)*. – *Diss. ETH Zürich Nr. 8740*.
- 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, North Italy / Switzerland). – *Earth and planet Sci. Lett.* *80*, 252–264.
- PETERS T. (2002): *Geologische Aufnahme der Bohrungen an verschiedenen Stellen der Silser-ebene 2001/2002*. – unpubl. Kurzbericht vom 30.5.2002.
- (2005a): *Blatt 1257 St. Moritz*. – *Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte 118*.
- (2005b): *Blatt 1257 St. Moritz*. – *Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 118*.
- PETERS, T., TROMMSDORFF, V. & SOMMERAUER, J. (1978): Manganese pyroxenoids and carbonates: Critical phase relations in metamorphic assemblages from the Alps. – *Contrib. Mineral. Petrol.* *66*, 383–388.
- PFEIFER, H.R. (1972): *Metamorphose und Deformation am Nordrand des Malenco-Serpentinitkörpers westlich des Pass d'Ur (Nord-Italien)*. – *Dipl. ETH Zürich* (unpubl.).

- PIFFNER, M. & WEISS, M. (1994): Strukturelle und petrographische Untersuchungen im Grenzbereich Penninikum-Unterostalpin am Südostrand des Bergell-Plutons (Val Masino, Italien). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 74/2, 245–264.
- PHILIPP, R. (1982a): Geologie und Petrographie der Bernina VI: Grevasalvas-Lunghin. – *Dipl. ETH Zürich* (unpubl.).
- (1982b): Die Alkali amphibole der Platta-Decke zwischen Silsersee und Lunghinpass (Graubünden). *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 62/3, 437–455.
- PUSCHNIG, A.R. (1996): Regional and emplacement-related structures at the northeastern border of the Bergell intrusion (Monte del Forno, Rhetic Alps). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 76/3, 399–420.
- (1998): The Forno unit (Rhetic Alps): Evolution of an ocean floor sequence from rifting to Alpine orogeny. – *Ph.D thesis ETH Zürich* Nr. 12702.
- (2000): The oceanic Forno unit (Rhetic Alps): field relations, geochemistry and paleogeographic setting. – *Eclogae geol. Helv.* 93/1, 103–124.
- POZZORINI, D. (1996): Stable isotope investigations of ophicarbonates rocks, Bergell aureole, Valmalenco: constraints on fluid-rock interactions. – *Diss. ETH Zürich* Nr. 11436.
- POZZORINI, D. & FRÜH-GREEN, G.L. (1996): Stable isotope systematics of the Ventina Ophicarbonate Zone, Bergell contact aureole. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 76/3, 549–564.
- RAGETH, R. (1982): Geologie und Petrographie der Bernina, III: Diavolezza: Resultate petrographischer und geochemischer Untersuchungen zwischen Berninapass und Val Morteratsch. – *Dipl. ETH Zürich* (unpubl.).
- (1984): Intrusiva und Extrusiva der Bernina-Decke zwischen Morteratsch und Berninapass. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 64/1-2, 83–109.
- RAZ, U. (1977): Metamorphose und Strukturen im Gebiet des Scerscen inferiore. – *Dipl. ETH Zürich* (unpubl.).
- RIKLIN, K.A. (1977): Geologisch-petrographische Untersuchungen am Bergell-Ostrand, nördlich der Valle Sissone (Prov. Sondrio, N-Italien). – *Dipl. ETH Zürich* (unpubl.).
- (1978): Strukturen und Metamorphose im Bereich der südlichen Muretto-Linie. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 58/3, 345–356.
- ROSENBERG, C.L. & HELLER, F. (1997): Tilting of the Bergell Pluton and Central Lepontine area: Combined evidence from paleomagnetic, structural and petrological data. – *Eclogae geol. Helv.* 90/2, 345–356.
- ROTHENBÜHLER, C. (2000): Erfassung und Darstellung der Geomorphologie im Gebiet Bernina (GR) mit Hilfe von GIS. – *Dipl. Univ. Zürich* (unpubl.).
- SCHALTEGGER, U., DESMURS, L., MANATSCHAL, G., MÜNTENER, O., MEIER, M., FRANK, M. & BERNOULLI, D. (2002): The transition from rifting to sea-floor spreading within a magma-poor rifted margin: field and isotopic constraints. – *Terra Nova* 14/3, 156–162.
- SCHINDLER, U. (1987): Zur Geologie des Piz Mezzaun. – *Dipl. ETH Zürich* (unpubl.).
- SCHLÜCHTER, C. (1991): The Alps with little ice. Ref. 13. – *INQUA Kongr.* 1991, Peking.
- SCHLÜCHTER, C. & JÖRIN, U. (2004): Holz- und Torffunde als Klimaindikatoren. Alpen ohne Gletscher? – *Die Alpen* 6, 34–47.
- SCHMID, S. (1993): Ivrea Zone and Adjacent Southern Alpine Basement. In: VON RAUMER, J.F. & NEUBAUER, F. (Eds.): *Pre-Mesozoic Geology in the Alps* (p. 567–583). – Springer, Berlin.
- SCHMID, S.M. & FROITZHEIM, N. (1993): Oblique slip and block rotation along the Engadine Line. – *Eclogae geol. Helv.* 86/2, 569–593.
- SCHUMACHER, T. (1975): Geologisch-petrographische Untersuchungen des Malenco-Serpentinits und der Margnagesteine bei Chiareggio. – *Dipl. ETH Zürich* (unpubl.).
- SCHÜPBACH, M.A. (1976): Tektonik im Gebiete des Berninapasses und der Val Chamuera (Engadin). – *Eclogae geol. Helv.* 69/1, 63–73.

- SEGER, F. (1971): Geologische Untersuchungen in der Fexer Schuppenzone zwischen Sils-Maria und Fex-Curtins. – Dipl. Univ. Zürich (unpubl.).
- SIDLER, D. (1990): Strukturen und Metamorphose in der Margna- und Sella-Decke und im Malenco-Serpentinit zwischen Pass d'Ur und Pizzo Scalino (Prov. di Sondrio, Italien). Teil 1. – Dipl. Univ. Zürich (unpubl.).
- SIDLER, D.M. & BENNING, L.G. (1992): Die Entwicklung der Strukturen im Südosten der Margna-Decke und des Malenco-Ultramafitits (Provinz Sondrio, Italien). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 72/1, 57–68.
- SIGISMUND, P. (1949): Perovskite di Valmalenco. – Rend. Soc. Mineral. Ital. 5, 133–137.
- SMIRAGLIA, C. (1982): Il glacialismo attuale sul versante italiano del gruppo del Bernina. Alcuni risultati del Catasto Internazionale dei Ghiacciai. – Boll. Soc. Geogr. Ital. 11, 95–114.
- (1986): I ghiacciai della Valmalenco. – Atti uff. Convegno Valmalenco Natura 1, Sondrio, 26–28 sett. 1986, ed. Mevio Washington, Sondrio, 205–222.
- SPILLMANN, P. (1988): Struktur und Metamorphose in der Margna-Decke und im Malenco-Serpentinit im oberen Valmalenco. Teil 1. – Dipl. ETH Zürich (unpubl.).
- (1989): Struktur und Metamorphose der Margna-Decke im obersten Valmalenco. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 69/1, 147–150.
- (1993): Die Geologie des penninisch-ostalpinen Grenzbereichs im südlichen Berninagebirge. – Diss. ETH Zürich Nr. 10175.
- SPILLMANN, P. & BÜCHI, H.J. (1993): The Pre-Alpine Basement of the Lower Austro-Alpine Nappes in the Bernina Massif (Grisons, Switzerland; Valtellina, Italy). In: VON RAUMER J.F. & NEUBAUER F. (Eds.): Pre-Mesozoic Geology in the Alps (p. 457–467). – Springer, Berlin.
- SPITZ, A. & DYHRENFURTH, G. (1913): Die Triaszonen am Berninapass (Piz Alv) und im östlichen Puschlav (Sassalbo). – Kurze Mitt. Verh. k.k. geol. Reichsanst. 16, 403–415.
- STAUB, R. (1913): Zur Tektonik des Berninagebirges. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 57.
- (1915a): Über granitische und monzonitische Gesteine im westlichen Berninagebirge. Ein Beitrag zur Kenntnis der Gesteinsmetamorphose. – Diss. Univ. Zürich.
- (1915b): Petrographische Untersuchungen im westlichen Berninagebirge. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 60, 55–336.
- (1916): Tektonische Studien im östlichen Berninagebirge. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 61/3-4, 324–404.
- (1917a): Über Faziesverteilung und Orogenese in den südöstlichen Schweizeralpen. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 46/3.
- (1917b): Das Aequivalent der Dentblanchedecke in Bünden. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 62/1-2, 349–370.
- (1918): Geologische Beobachtungen am Bergellermassiv. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 63/1-2, 1–18.
- (1921): Über der Bau des Monte della Disgrazia. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 66/1-2, 93–157.
- (1946): Geologische Karte der Bernina-Gruppe und ihrer Umgebung im Oberengadin, Bergell, Val Malenco, Puschlav und Livigno, 1:50 000. Geologische Spezialkarte Nr. 118. – Geol. Komm. natf. Ges. Schweiz.
- STÄUBLI, A. (1982): Geologie und Petrographie der Bernina, IV: Furtschellas Basika. – Dipl. ETH Zürich (unpubl.).
- STÜNZIG, H. & FITZ GERALD, J.D. (1993): Deformation of granitoids at low metamorphic grade. II: Granular flow in albite-rich mylonites. – Tectonophysics 221, 299–324.
- SURY, E. (1999): Mineralien, Gesteine, Bergbau im Oberengadin-Puschlav-Bergell. – Museum Alpin, Pontresina.
- SUTER, J., GAMPER-SCHOLLENBERGER, B., ZOLLER, H., HEITZ-WENIGER, A. & PUNCHAKUNNEL, P. (1982): Gletscher- Vegetations- und Klimageschichte im Oberengadin. In: MAISCH M.

- & SUTER J. (Eds.): Exkursionsführer. Teil A: Ostschweiz. Hauptversammlung der Deutschen Quartärvereinigung in Zürich. – Physische Geographie (Zürich) 6, 13–30.
- SUTER, J. (1991): Die Tiefbohrung Sils im Oberengadin im Lichte der Glazialmorphologie. In: ELSASSER, H. & BOESCH, M. [Eds.]. Beiträge zur Geographie Graubündens (p. 46–49).
- TROMMSDORFF, V. & EVANS, B.W. (1972): Progressive metamorphism of antigorite schists in the Bergell tonalite aureole (Italy). – *Am. J. Sci.* 272, 423–437.
- (1974): Alpine Metamorphism of Peridotitic Rocks. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 54/2/3, 333–352.
- (1977): Antigorite-ophicarbonates: Contact metamorphism in Val Malenco, Italy. – *Contrib. Mineral. Petrol.* 62, 301–312.
- (1980): Titanian hydroxyl-clinohumite: formation and breakdown in antigorite rocks (Malenco, Italy). – *Contrib. Mineral. Petrol.* 72, 229–242.
- TROMMSDORFF, V. & NIEVERGELT, P. (1983): The Bregaglia (Bergell) Iorio intrusive and its field relations. – *Mem. Soc. geol. ital.* 26, 55–68.
- TROMMSORFF, V., SCHWANDER, H. & PETERS, T. (1970): Mangansilikate der alpinen Metamorphose in Radiolariten des Julier-Bernina-Gebietes. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 50/3, 539–545.
- TROMMSDORFF, V., PETERS, T. & BUCHER, K. (1975): Exkursionen der SMPG, 2. Bernina-Malenco-Bergell Ostrand, 5.–7. September 1975. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 55/3, 590–600.
- 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.* 73/2, 191–203.
- TRÜMPY, R. (1960): Paleotectonic evolution of the central and western Alps. – *Bull. geol. Soc. Amer.* 71, 843–908.
- (1975): Penninic-Austroalpine boundary in the Swiss Alps: a presumed former continental margin and its problems. – *Am. J. Sci.* 275A, 209–238.
- ULRICH, T. & BORSIEN, G.-R. (1996): Fedozer Metagabbro und Forno-Metabasalt (Val Malenco, Norditalien): Vergleichende petrographische und geochemische Untersuchungen. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 76/3, 521–535.
- VILLA, I.M., HERMANN, J., MÜNTENER, O. & TROMMSDORFF, V. (2000): ³⁹Ar-⁴⁰Ar dating of multiply zoned amphibole generations (Malenco, Italian Alps). – *Contrib. Mineral. Petrol.* 140, 363–381.
- VOGEL, H.H. (1995): Geomorphologische Kartierung sowie gletschergeschichtliche und geochronologische Untersuchungen im Val Fedoz. – *Dipl. Univ. Zürich* (unpubl.).
- VON BLANCKENBURG, F. (1990): Isotope geochemical and geochronological case studies of Alpine magmatism and metamorphism: The Bergell Intrusion and Tauern Window. – *Diss. ETH Zürich* Nr.9258.
- VONDER MÜHLL, D. (1988): Geothermische Studien zur Permafrostbohrung Murtèl-Corvatsch. – *Dipl. ETH Zürich* (unpubl.).
- (1992): Evidence for intrapermafrost groundwater flow beneath an active rock glacier in the Swiss Alps. – *Permafrost and Periglacial Processes* 3, 169–173.
- (1993): Geophysikalische Untersuchungen im Permafrost des Oberengadin. – *Mitt. VAW/ETH Zürich* Nr.122.
- VONDER MÜHLL, D. & HAEBERLI, W. (1990): Thermal characteristics of the permafrost within an active rock glacier (Murtèl/Corvatsch, Grisons, Swiss Alps). – *J. Glaciology* 36 (123), 151–158.
- VONDER MÜHLL, D. & HOLUB, P. (1992): Borehole logging in Alpine permafrost, Upper Engadin, Swiss Alps. – *Permafrost and Periglacial Processes* 3(2), 125–132.

- VONDER MÜHLL, D., DELALOYE, R., HAEBERLI, W., HOELZLE, M. & KRUMMENACHER, B. (Eds.) (2001): Permafrost Monitoring Switzerland PERMOS. 1. Jahresbericht 1999/2000. – Glaziologische Kommission SANW.
- VONDER MÜHLL, D., NÖTZLI, J., MAKOWSKI, K. & DELALOYE, R. (Ed.) (2004): Permafrost in Switzerland. 2000/2001 and 2001/2002. Glaciological Report (Permafrost). No. 2/3. – Glaciological Commission SAS.
- VON QUADT, A., GRÜNENFELDER, M. & BÜCHI, H. (1994): U–Pb zircon ages from different igneous rocks of the Bernina nappe system (Grisons, Switzerland). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 74/3, 373–382.
- WAGNER, S. (1992): Creep of Alpine permafrost, investigated on the Murtèl rock glacier. – Permafrost and Periglacial Processes 3, 157–162.
- WANNER, W.J. (1971): Zur Geologie der Fexer Schuppenzone zwischen Fex-Curtins und Piz Tremoggia. – Dipl. Univ. Zürich (unpubl.).
- WARD, J.V. & UEHLINGER U. (Ed.) (2003): Ecology of a glacial flood plain. – Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands.
- WEBER, E. (1963): Geotechnische Untersuchungen über die Steinschlaggefährdung der Engadinerstrasse bei Segl-Baselgia. – Studie im Auftrag des Tiefbauamtes des Kantons Graubünden. LGI* Nr. 2534.
- WEISS, M. (1997): Clinohumites: a field and experimental study. – Diss. ETH Zürich, Nr. 12202.
- WEISSERT, H. & BERNOULLI, D. (1985): A transform margin in the Mesozoic Tethys: Evidence from the Swiss Alps. – Geol. Rdsch. 74/3, 665–679.
- WENK, E. (1973): Klinohumit und Chondrodit in Marmoren der Tessiner Alpen und der Disgrazia-Gruppe. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 43/1, 287–293.
- WENK, H.R. & CORNELIUS, S.B. (1977): Blatt 1296 Sciora. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte 70.
- ZEHNDER, K. (1975): Zur Geologie des Sassalbo (Val Poschiavo, Graubünden). – Vjschr. natf. Ges. Zürich 120/3, 189–194.
- ZINGG, H.P. (1988): Struktur und Metamorphose in der Margna-Decke und im Malenco-Serpentinit im oberen Valmalenco (Italien). – Dipl. ETH Zürich (unpubl.).

* Beim Bundesamt für Landestopografie swisstopo, Geologische Informationsstelle (LGI), konsultiert.

PUBLIZIERTE GEOLOGISCHE KARTEN

Geologische Karte der Schweiz 1:500 000. – Bundesamt für Wasser und Geologie, Landesgeologie, 2005.

Tektonische Karte der Schweiz 1:500 000. – Bundesamt für Wasser und Geologie, Landesgeologie, 2005.

Geologische Generalkarte der Schweiz 1:200 000

Blatt 8 Engadin, von P. CHRIST, A. GÜNTHERT & A. SPICHER, 1964.

Geologische Karte der Schweiz 1:100 000

Blatt XX Sondrio–Bormio, von G. TEOBALD, 1865.

Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000

Nr. 118 Blatt St. Moritz (LK 1257), von T. PETERS, 2005.

Nr. 70 Blatt Sciora (LK 1296), von H. R. WENK & S. B. CORNELIUS, 1977.

Geologische Spezialkarten

Nr. 115 Geologische Karte der Err-Julier-Gruppe, 1:25 000 (in zwei Blättern), von H. P. CORNELIUS, 1932.

Nr. 118 Geologische Karte der Bernina-Gruppe und ihrer Umgebung im Oberengadin, Bergell, Val Malenco, Puschlav und Livigno, 1:50 000, von R. STAUB, 1946.

Carta geologica d'Italia 1:100 000

Foglio 7-18 Pizzo Bernina - Sondrio, von R. CRESPI, G. FAGNANI, G. SCHIAVINATO, S. VENZO et al. 1970.

Foglio 8 Bormio, von G. BONSIGNORE, A. BORGO, U. RAGNI et al. 1970.

Foglio 19 Tirano, von A. MONTRASIO, R. CRESPI, A. BORIANI et al. 1969.

Weitere Karten (mit topographischer Grundlage)

B BERGER, A. (1996): Geological-tectonic map of the Bergell pluton, 1:50 000. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 76/3.

L1 LINIGER, M. (1992): Geologische Karte des Piz Lunghin, Piz dal Sasc (Oberengadin, Schweiz), 1:10 000. In: Der ostalpin-penninische Grenzbereich im Gebiet der nördlichen Margna-Decke (Graubünden, Schweiz). – Diss. ETH Zürich Nr. 9769.

L2 LINIGER, M. (1992): Geologische Karte Furtschellas, 1:25 000. In: Der ostalpin-penninische Grenzbereich im Gebiet der nördlichen Margna-Decke (Graubünden, Schweiz). – Diss. ETH Zürich Nr. 9769.

M MONTRASIO, A. & TROMMSDORFF, V. (Coord. Sci.) (2004): Carta Geologica della Valmalenco. 1:25 000. – CNR, Istituto per la Dinamica dei Processi Ambientali, Sezione di Milano & ETH Zürich.

Glaziologische Karte Julier-Bernina, Synthesekarte NFP 31, 1:60 000 (1998). – vdf Hochschulverlag, ETH Zürich.

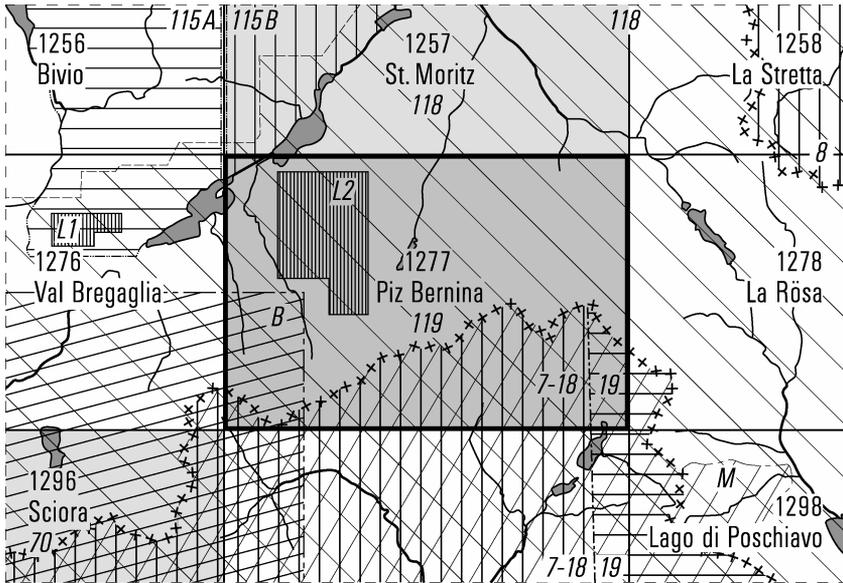


Fig. 28: Publierte geologische Karten (mit topografischer Grundlage).

BEILAGE

Tafel I: Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Piz Bernina

