

Geologischer Atlas der Schweiz

Atlas géologique de la Suisse

1:25 000

Blatt

1256 Bivio

Topografie: Landeskarte der Schweiz 1:25 000

(Atlasblatt 124)

Erläuterungen

verfasst von

TJERK PETERS und VOLKER J. DIETRICH

Mit 31 Textfiguren, 1 Tabelle und 2 Tafelbeilagen

2008

Herausgegeben vom Bundesamt für Landestopografie

Publié par l'Office fédéral de topographie

Empfehlung für die Angabe in einem Literaturverzeichnis

Karte:

PETERS, T., DIETRICH, V.J., ZIEGLER, W.H., NIEVERGELT, P. & PAULI, C. (2007): Blatt 1256 Bivio. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte 124.

Erläuterungen:

PETERS, T. & DIETRICH, V.J. (2008): Blatt 1256 Bivio. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 124.

© 2008, 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 978-3-302-40028-0

INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort.....	4
Einleitung.....	5
Stratigraphie.....	9
Penninikum	9
Arblatsch-Flysch	9
Suretta-Decke	13
Schamser Decken	13
Avers-Decke.....	18
Val-Gronda-Einheit	21
Platta-Decke	23
Präophiolithische exotische Gesteine.....	23
Ophiolithe.....	25
Alkalibasaltische Magmatite.....	45
Sedimente	47
Unterostalpin.....	53
Err- und Julier-Decke	53
Kristallin.....	53
Sedimente	68
Quartär	82
Pleistozän	83
Holozän	86
Tektonischer Aufbau.....	90
Petrogenese, Paläogeographie.....	102
Metamorphose	113
Hydrogeologie	114
Rohstoffe	115
Literaturverzeichnis	119
Publizierte geologische Karten.....	128
Anhang: Deutsch-rätoromanisches Glossar – Pledari tudestg-rumantsch.....	130

VORWORT

Das Blatt Bivio des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000 deckt ein Schlüsselgebiet der Alpengeologie ab. Die Gesteine des Unterostalpins, Ober- und Mittelpenninikums sind Zeugen von unterschiedlichen paläogeographischen Gebieten wie dem Apulia-Mikrokontinent, dem Piemont-Ozean und der Briançonnais-Schwelle.

Zahlreiche Forschungsarbeiten wurden in dieser Gegend seit Beginn des 19. Jahrhunderts durchgeführt. Von der Region existierten bereits zwei Geologische Spezialkarten: die Geologische Karte des Avers im Massstab 1:50 000 von R. Staub (1926) und die Geologische Karte der Err-Julier-Gruppe im Massstab 1:25 000 von H.P. Cornelius (1932).

Mehrere Dissertationen aus den 1950er und 1960er Jahren haben neue geologische Erkenntnisse zu diesem Gebiet geliefert. Die Originalkarten von W. Ziegler, T. Peters, V. Dietrich und H.A.C. Krusse wurden der Schweizerischen Geologischen Kommission übergeben, die letzte im Jahre 1986. Ergänzende Feldaufnahmen, die zur Veröffentlichung des Blattes Bivio notwendig waren, wurden in den 1990er und 2000er Jahren durch T. Peters, V. Dietrich, P. Nievergelt und W. Ziegler, z.T. unter Berücksichtigung der Diplomkartierung von C. Pauli, durchgeführt. Durch die Zusammenarbeit mit F. Allemann konnte das Alter von verschiedenen Formationen anhand der Bestimmung von Mikrofossilien festgelegt werden.

T. Peters hat auf eigenen Wunsch die kartografische Bearbeitung durchgeführt und ein Kartenoriginal des gesamten Blattes Bivio in digitaler Form erstellt. Die definitive kartografische Darstellung bei swisstopo erfolgte durch B. Reber und R. Trüssel. Die Redaktion des Kartenblattes und der dazugehörigen Erläuterungen lag in den Händen von Y. Gouffon mit Unterstützung von R. Burkhalter.

Der wissenschaftliche Review des vorliegenden Kartenblattes und der dazugehörigen Erläuterungen wurde von der Schweizerischen Geologischen Kommission unter der Leitung von Prof. A. Pfiffner in verdankenswerter Weise koordiniert.

Juni 2008

Bundesamt für Landestopografie
Geologische Landesaufnahme

EINLEITUNG

Das Atlasblatt Bivio umfasst ein klassisches Gebiet der alpinen Geologie und Tektonik. Seit 250 Jahren ist das Gebirge westlich und östlich des Oberhalbsteins Gegenstand intensiver geologischer Erforschung. Dominiert wird diese Landschaft auf der westlichen Talseite der Julia (Gelgia) durch die markante Gipfelpyramide des Piz Platta (3392 m), auf der östlichen Talseite durch die Gruppe mit dem Piz d'Err (3378 m) und dem Piz Calderas (3397 m) sowie den Piz Lagrev (3164 m) südlich des Julierpasses (Pass dal Güglia).

Neben ausgedehnten pleistozänen und holozänen Gletscherablagerungen ist ein breites Spektrum von Gesteinen der penninischen und unterostalpinen Decken aufgeschlossen; von West nach Ost: Suretta-Kristallin, «Averser Bündnerschiefer», Ausläufer der Schamser Decken, Arblatsch-Flysch, Ophiolithe der Platta-Decke, Carungas-Einheit, Err-Decke und Julier-Bernina-Decke.

Verdankungen

Folgenden Kollegen sei für die Hilfe und Mitwirkung an verschiedenen Arbeiten recht herzlich gedankt: Franz Allemann vor allem für neue Bestimmungen von Mikrofossilien; Augusto Gansser, Peter Nievergelt, Ivan Mercolli, Rudolf Trümpy und Walter Ziegler für befruchtende Diskussionen und Anregungen. Andreas Baumeler, Urs Eggenberger, Ulli Linden, Lorenz Moser, Bruno Reber, Iwan Stössel und Remo Trüssel danken wir für viele Ratschläge bezüglich der digitalen Kartendarstellung und der Profiltafeln.

Heinz Furrer, Max Maisch, Othmar Müntener und Mario Sartori sei für zahlreiche konstruktive Kritiken und Korrekturen gedankt.

Besonderen Dank und Anerkennung entbieten wir unseren ehemaligen Kollegen, die uns in die Bündner Geologie einführten oder mit denen wir im Gelände und über dem Mikroskop unzählige Stunden verbringen konnten: Peter Bearth, Francis de Quervain, Martin Frey, Walter Nabholz, Ernst Niggli, Viktor Streiff und Volkmar Trommsdorff.

Geologische Erforschung

Bis 1900

Die geologische Erforschung des Oberhalbsteins zwischen Tiefencastel, Julier- und Septimerpass begann Ende des 18. Jahrhunderts mit Belsazar HACQUETS Reise durch die Rhätischen Alpen (1785), die ihn, vom Engadin herkommend, über den Julier und Stallerberg ins Avers führte. Aus den «Joftergebirge» beschrieb er «grüne Felsschiefer» (Diabase und Grünschiefer) sowie «Faserserpentin».

1806 gab Carl Ulrich VON SALIS eine Studie «Über den Bergbau in Bünden» heraus, in der er einige Kupferkiesvorkommen im Oberhalbstein und deren Abbau erwähnt. Die erste vollständigere Beschreibung der Oberhalbsteiner Grüngesteine vermittelte Leopold VON BUCH «Über den Gabbro» (1816).

Die erste regionalgeologische Beschreibung des Oberhalbsteins, die «Geologie von Mittel-Bündten», und die erste, handkolorierte «Geologische Karte des mittleren Theiles von Graubünden» im Massstab 1:130 000 verdanken wir Alfred ESCHER und Bernhard STUDER (1839). Neben einer klaren topographischen Grundlage, auf der die noch heute gebräuchlichsten Namen vieler Oberhalbsteiner Lokalitäten zu finden sind, lieferten sie eine zum Teil detaillierte geologische Beschreibung der «Gruppe der Fallergebirge» sowie erste chemische Analysen von Serpentin, Feldspäten und Diallag (Pyroxen).

1851 widmete Bernhard STUDER in dem berühmten Werk «Geologie der Schweiz» den Ophiolithen zwei Kapitel: dem «Serpentin und Gabbro» sowie den «Grünen Schiefen». Darin erwähnte er unter anderem sowohl die Serpentin- und Gabbromassen des Oberhalbsteins als auch gewisse Grünschiefervarietäten.

Als einer der besten Kenner der Bündner Geologie des 19. Jahrhunderts veröffentlichte Gottfried Ludwig THEOBALD 1865 das Blatt XX Sondrio–Bormio der Geologischen Karte der Schweiz 1:100 000 und zwischen 1860 und 1870 mehrere geologische Beschreibungen, in denen er Serpentine und Grünschiefer des Oberhalbsteins detailliert beschrieb.

1864 publizierte THEOBALD den zweiten Beitragsband zum Blatt XV Davos–Martinsbruck: «Nördöstliche Gebirge von Graubünden», und 1866 den dritten Beitragsband zum Blatt XX Sondrio–Bormio: «Die südöstlichen Gebirge von Graubünden und des angrenzenden Veltlin». Ein ganzes Kapitel widmete er den «Platta- oder Fallergebirgen», in dem er viele steil nach Osten bis Südosten einfallende Vorkommen von «Serpentin, Gabbro, Dioritporphyr, Spilit und Grünschiefer» beschrieb. Den Serpentin sah er der Lagerung nach als «mächtige Stöcke, weitausgedehnte Trümmerhaufwerke und dykeartige, weit fortlaufende gefüllte Spalten» an.

Im petrographischen Anhang der «Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein» von Carl SCHMIDT (1891) finden wir eine Beschreibung der «Grünen Bündnerschiefer» vom Piz Curvér, d. h. aus der nördlichen Fortsetzung der Platta-Decke im Oberhalbstein. Als «Grüne Schiefer» erkannte C. Schmidt verschieferte («dynamometamorphe») Varietäten von Saussuritgabbros und augitreichen Diabasen, deren ursprüngliche («ophitische») Strukturen einerseits noch gut erhalten, andererseits vollständig verändert sind. Die Variolithe, «welche sehr schöne kugelige Absonderung im Grossen zeigen», interpretierte er als «endomorphe Contactfacies der Diabase».

Mit Beginn der alpinen Deckenlehre erschienen 1895 und 1897 zwei Abhandlungen von Gustav STEINMANN über «Das Alter der Bündner Schiefer». In

der Fortsetzung des ersten Teiles (1897) beschrieb er die «Ophiolithe» der tektonisch noch recht unklaren «Bündner Aufbruch- und Klippenzone». So deutete er wie C. Schmidt die «Grünen Bündner Schiefer als dynamo-metamorph veränderte Eruptivgesteine vom Typus der Diabase und Spilite (Variolithe)». G. Steinmann interpretierte sämtliche basischen Ophiolithglieder als Intrusivgesteine, da er basische Eruptiva weder in Form von «Decken» noch in Form von «Tuffen» fand. Alfred BODMER-BEDER (1898) charakterisierte detailliert die Petrographie von «Olivindiabasen» der Arosler Ophiolithe. So beschrieb er «hypidiomorphkörnige, ophitische, sphärolitische und vitrophyrische Varietäten» sowie deren Mineralbestand und vermutete eine effusive Entstehung.

1900–1950

1905 revidierte Gustav STEINMANN seine tektonische Auffassung der «Bündner Aufbruch- und Klippenzone» und schuf für die gesamten Ophiolithe mit ihren zugehörigen, jungmesozoischen Sedimenten die «rhätische Decke».

Rudolf STAUB (1915) verdanken wir eine gründliche mineralogische und petrographische Beschreibung der «Grünschiefer» aus der «Rhätischen Decke» im Oberengadin. 1916 und 1920 gliederte er die «Rhätische Decke» im Oberhalbstein und Oberengadin und schuf für die Ophiolithmassen und deren Sedimente den Namen «Plattadecke». 1926 publizierte STAUB die «Geologische Karte des Avers», eine Spezialkarte im Massstab 1:50 000. Für das Plattagebiet kartierte er folgende Ophiolithvarietäten aus: «1. Prasinite (Diabase, Diabasporphyrite, Spilite, Chloritschiefer, z.T. Epi-Amphibolite, Albitite; auch Adinole und Variolithe), 2. Gabbro (teils Hornblende-, teils Diallagabbro, z.T. mit Glaukophan und Barkevikit) und 3. Serpentin».

Wenige Jahre später, 1932, erschien die «Geologische Karte der Err-Julier-Gruppe» im Massstab 1:25 000 von Hans-Peter CORNELIUS und 1935 die dazugehörigen Erläuterungen. Vergleiche mit den von ihm lithologisch sehr ausführlich beschriebenen und genau kartierten Ophiolithvorkommen des östlichen Oberhalbsteins und den kristallinen und sedimentären Gesteinen des westlichen Oberhalbsteins bildeten die Grundlage der Kartierung von Atlasblatt Bivio. Den eindeutigen Extrusivcharakter der Bündner Diabase, Spilite und Variolithe (Pillowlaven und -brekzien) erkannten dennoch erst Victor STREIFF (1939), Marc VUAGNAT (1946, 1948) und Hans GRUNAU (1947). Jovan STÖCKLIN (1949) setzte sich mit den Sedimenten der Err- und Carungas-Decke auseinander und konnte die Neocomschiefer mittels zahlreicher Fossilien datieren.

1950–2007

1952 begann Walter ZIEGLER im Rahmen seiner Diplomarbeit mit der geologischen Aufnahme des Stollens Marmorera–Tinizong(Tinzen) und anschließend mit der Dissertation über die Flyschgebiete des Oberhalbsteins (1956). In den Jahren 1959–1961 untersuchte Tjerk PETERS die Ophiolithe des Oberhalbsteins im Rahmen seiner Dissertation (1963), wovon nur der Teil über den Totalp-Serpentin bei Davos beendet wurde. Für die weitere Bearbeitung wurde bei der Schweizerischen Geologischen Kommission um einen Kartierungsauftrag der östlichen Talseite der Julia nachgesucht. Unterdessen hatten Volker DIETRICH (1964) mit seiner Diplomarbeit am Scalotta und seiner Dissertation (1969) über die Oberhalbsteiner Ophiolithe sowie Han KRUYSS (1967) mit der Bearbeitung der Schamser Decken zwischen Avers und Oberhalbstein begonnen.

Die Vulkanite der Err-Decke untersuchte Ivan MERCOLLI (1985, 1989) in seiner Habilitationsschrift. Willy FINGER (1978) und Heinrich NAEF (1987) bearbeiteten in Dissertationen die jurassischen bzw. triadischen Ablagerungen der Err-Decke. Ursula RÖSLI (1988) widmete sich in ihrer Dissertation der Rodingitierung der basaltischen Gangscharen in den Serpentiniten. Hinzu kommen verschiedenen Diplomarbeiten aus Zürich und Bern: FINGER (1972), GIOVANOLI (1972), HANDKE (1977), HERWEGH (1992), NIEVERGELT (1976), NOLD (1972), REGLI (1992) und UTTINGER (1972).

Die Tektonik der Grenzregion zwischen Platta- und Err-Decke im östlichen Oberhalbstein wurde speziell von Gianreto MANATSCHAL bearbeitet (Dissertation 1995). Weitere Arbeiten über die jurassische Dehnungsphase (MANATSCHAL & NIEVERGELT 1997, MANATSCHAL & BERNOULLI 1999, MANATSCHAL et al. 2006) sowie über die gabbroiden ophiolithischen Gesteine (Dissertation DESMURS 2002) folgten, welche neue Diskussionen über die Entstehung der ozeanischen Becken und die Genese von Ophiolithen entfachten.

STRATIGRAPHIE

PENNINIKUM

ARBLATSCH-FLYSCH

Der Arblatsch-Flysch baut den nordwestlichen Teil des Kartengebietes mit dem Piz Arblatsch und dem Piz Forbesch auf und lässt sich nach Süden bis oberhalb von Juf verfolgen. Er bildet zwei verschiedene tektonische Einheiten: die Arlos-Schuppe im Norden und die Forbesch-Schuppe im Süden, die im Val da Livizung durch die Livizung-Einheit getrennt sind. Die Grundlage der stratigraphischen Einteilung des Arblatsch-Flyschs bildet die detaillierte Beschreibung von ZIEGLER (1956). Danach lässt sich der Arblatsch-Flysch lithostratigraphisch von alt nach jung in drei Einheiten einteilen: «Rudnal-Serie», «Spegnas-Serie» und Arblatsch-Sandstein. Innerhalb des Arblatsch-Sandsteins wurde lokal ein Konglomerathorizont ausgeschieden. Die Korngrößenverteilung im Sandstein zeigt regional eine deutliches Feinerwerden der Komponenten von Süden nach Norden, was auf eine Schüttungsrichtung von Süden oder Südosten gegen Norden oder Nordwesten hindeutet. Dieser Übergang ist in den nördlichen Teilen der Arlos-Schuppe oberhalb von Savognin-Cunter gut sichtbar. Die Sedimente der «Rudnal-Serie» sind vorwiegend pelagischen Ursprungs, der Übergang in die mehrheitlich klastischen Sedimente des Arblatsch-Sandsteins findet sich in der «Spegnas-Serie», welche möglicherweise auch vulkanogene Elemente enthält.

f_R «Rudnal-Serie»

Diese Einheit ist im Gebiet von Blatt Bivio nur an der Nordflanke des Piz Spegnas und des Piz Mez aufgeschlossen; sie wurde jedoch durch den Wasserstollen des Kraftwerks Marmorera im Untergrund der von Wald, Schutt und Moränen bedeckten, versackten westlichen Hänge des Juliatal durchstossen. Die «Rudnal-Serie» ist nach Rudnal zwischen Savognin und Tinizong benannt. Die Einheit besteht aus hellgelbgrau anwitternden, im Bruch blauschwarzen pelagischen Mergelkalkbänken von 10–20 cm Mächtigkeit, welche oft mit dünnem (ca. 5 cm) schwarzem Mergelschiefer rhythmisch wechsellagern. Inner- und oberhalb der basalen Verschuppungszone treten Einstreuungen von Brekzien mit schwach gerundeten, bis zu 3 cm grossen Komponenten auf. Die Komponenten bestehen etwa zu gleichen Anteilen aus verschiedenen Dolomittypen und grauen Kalken. In der Grundmasse zwischen den Komponenten finden sich gelegentlich auch

undatierbare Reste von Echinodermen, Inoceramen und fraglichen Globotruncanidenfragmenten. In einer grauen Kalkkomponente fanden sich Reste von Globigerinen und kleine Formen von Globotruncaniden (pers. Mitt. H. M. Bolli). Auch bei Meter 4072 im Wasserstollen Marmorera–Tinizong wurden fragliche Globotruncaniden von F. Allemann beobachtet (Taf. II).

Die Untergrenze ist tektonisch, die Obergrenze wird beim untersten braunen, sandigen Schiefer der «Spegnas-Serie» gezogen.

In einem mergeligen Kalk der «Rudnal-Serie» (ZIEGLER 1956: Fig. 6), 958 m südlich des Wasserschlosses oberhalb von Tinizong, konnte F. Allemann (pers. Mitt.) *Rotalipora subticinensis* und *Planomalina buxdorfi* bestimmen, welche ein spätes Albien-Alter belegen.

f_s «Spegnas-Serie»

Östlich der Julia bei Crap und nördlich des Piz Spegnas am Fensterstollen Nascharegnas ist eine Abfolge von Sandstein, Siltschiefer, dunklem tonigem Schiefer, sandigem Kalk sowie von auffallend bunt gefärbten, grünlichgelbem und rötlichem Tonschiefer und Siltstein aufgeschlossen. In Figur 1 ist ein lithologisches Profil durch diese Einheit wiedergegeben. Das ganze Sedimentpaket beginnt mit einer basalen sandigen Fazies und geht nach oben in mehr pelagische, kalkig-tonige Sedimente – ähnlich der Rudnal-Fazies – über, mit möglichen tuffogenen Beimischungen.

Die Untergrenze liegt in den untersten sandigen Schiefen über den Kalkschiefern der «Rudnal-Serie», die Obergrenze bildet die erste braune kompakte Sandsteinbank des Arblatsch-Sandsteins.

In Analogie zum Prättigau-Flysch parallelisierte ZIEGLER (1956) die «Spegnas-Serie» mit der «Oberälpli-Serie» von NÄNNY (1948), welche unter der Basis des eozänen Ruchberg-Sandsteins auch als erste zur orogenen Sedimentation überleitende schiefrige Gesteine auftreten, und vermutete analoges Paleozän-Alter. Neue Funde von *Siderolites* sp. in der Basis des überlagernden Arblatsch-Sandsteins deuten eher auf ein Alter zwischen Campanien und Maastrichtien hin.

Bunte Schiefer

Die oft gelblich-lauchgrünen siltigen Schiefer bestehen grösstenteils aus feinem Quarzdetritus. Daneben ist reichlich albitreicher Plagioklas und, etwas seltener, Kalifeldspat vorhanden. Als Schwerminerale fallen Turmalin und Zirkon auf. Neben Serizit gibt es dünne Lagen aus hellgrünem Chlorit. In den tonigeren Varietäten ist fein verteilter Hämatit für eine Rotfärbung verantwortlich. Diese Mineralassoziation deutet auf eine tuffitische Herkunft. ZIEGLER (1956) zieht daher ein vulkanisches Liefergebiet für den Ursprung der bunten Spegnas-Schiefer in Betracht.

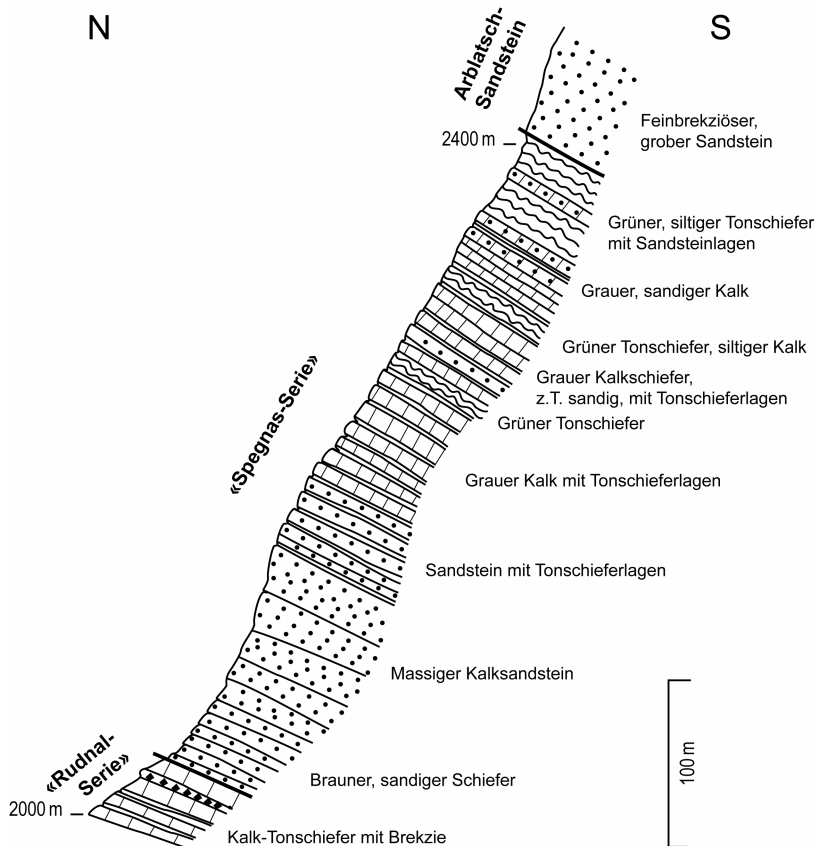


Fig. 1: Profil durch die «Spegnas-Serie» am nördlichen Abhang des Piz Spegnas (nach ZIEGLER 1956: Fig. 7).

f_{ss} Sandstein

Viele der Sandsteine und Feinbrekzien der «Spegnas-Serie» unterscheiden sich durch das Fehlen von kristallinem Detritus vom Arblatsch-Sandstein. Unter dem Mikroskop erscheinen bis 1 mm grosse Dolomit- und Kalkkörner in einer kalzitischen Grundmasse. Die unterste Partie der Sandsteinabfolge zeigt eine rhythmische Wechsellagerung von dünnen Tonschiefer- und Siltlagen; nach oben geht die Abfolge in kalkige Sedimente über. Kalk und Tonschiefer ähneln der

Rudnal-Fazies; gegen oben werden sie toniger und enthalten Beimischungen von buntem Schiefer.

f_A Arblatsch-Sandstein

Diese mächtigste Einheit des Arblatsch-Flyschs formt die scharfen Grate und Felszacken der markanten Gipfel von Piz Arblatsch und Piz Forbesch. Sedimentationszyklen von mehreren Zehnern bis Hunderten von Metern Mächtigkeit mit basalen Konglomeraten und Feinbrekzien, die über grobe und feine Sandsteine zu Silt- und Tonschiefern übergehen, sind häufig. Die groben Sandsteine bilden oft mehrere Meter mächtige Bänke. Die Komponenten der Feinbrekzien und Sandsteine bestehen grösstenteils aus schwarzen Dolomiten, oolithischen Kalken, schwarzen Mergelkalken, siltigen Tonschmitzen, milchigen Quarzen und Feldspäten. Das Bindemittel besteht aus rekristallisiertem Kalzit. Glaukonit tritt häufig in größeren Sandsteinen auf. Zirkon dominiert als Schwermineral über Turmalin.

Am Nordgrat des Piz Arblatsch liegt ein grobes Konglomerat an der Basis eines Sandsteinzyklus vor. Die sandig-tonige, serizitische Grundmasse aus rekristallisiertem Kalzit enthält Komponenten von meist 5 cm Durchmesser, vereinzelt auch solche von 35 cm. Verschiedene Dolomitkomponenten überwiegen gegenüber grauschwarzen, z.T. spätigen fraglichen Liaskalkkomponenten. Selten treten Gerölle aus Serizitquarzit auf.

Die Untergrenze gegen die «Spegnas-Serie» wird in die unterste kompakte Sandsteinbank gelegt, die Obergrenze ist tektonisch.

Das Alter des Arblatsch-Sandsteins kann nur indirekt bestimmt werden. Einzig in einer grauschwarzen Mergelkalkkomponente in der basalen Feinbrekzie des Arblatsch-Sandsteins aus dem Aufschluss bei Crap, südlich von Rona (Koord. 767.930/157.490), konnte eine wahrscheinliche (ZIEGLER 1956) *Globotruncanita stuarti* (DE LAPPARENT) im Dünnschliff erkannt werden, woraus sich ein Maastrichtien-Alter ergeben würde. F. Allemann (pers. Mitt.) hat in neuen Dünnschliffen der mergeligen Matrix desselben Handstückes Reste von ?*Siderolites* sp. gefunden, die ein Campanien- bis Maastrichtien-Alter belegen würden. Falls der Arblatsch-Sandstein der Ruchberg-Serie des Prättigau-Flyschs entspricht, könnte sein oberer Teil ein Früheozän-Alter besitzen (NÄNNY 1946, 1948). Somit muss für die gesamte Arblatsch-Sandsteinabfolge ein Altersbereich zwischen später Kreide und frühem Eozän angenommen werden.

SURETTA-DECKE

 π_{R} Metagranitporphyr («Rofna-Porphyr»)

Am westlichen Kartengebietsrand, in den rezenten Moränen nördlich des Wissbergs, ist ein kleines Vorkommen von Metagranitporphyr aufgeschlossen. Es ähnelt dem «Rofna-Porphyr» des Suretta-Kristallins (HEIM 1891, GRÜNENFELDER 1956). Im Vergleich zu den Granitporphyren der Err-Decke ist dieser Porphyr etwas stärker metamorph überprägt. MARQUER et al. (1998) ermittelten ein U/Pb-Alter von $268 \pm 0,6$ Ma an Zirkonen aus einem analogen rhyolithischen «Rofna-Porphyr».

SCHAMSER DECKEN

Die stratigraphische Einteilung der Sedimente der Schamser Decken basiert auf folgenden Arbeiten: STREIFF (1939), STREIFF et al. (1976), PAULI (1988), RÜCK (1995) und SCHREURS (1995). Auf der Karte sind lithologische Typen ausgedieschieden, hingegen keinerlei lokale Begriffe wie «Nisellas-Serie» für die Sedimente jünger als Lias und älter als Kreide oder «Obrist-Serie» (westliches Schams) und «Nivaigl-Serie» für die Sedimente jünger als Dogger. Da seit STREIFF et al. (1976) ausser den Datierungen der Kreideablagerungen durch SCHWIZER (1983) und PAULI (1988) keine neue paläontologische Daten vorliegen, basieren alle jüngeren Arbeiten auf lithologischen Vergleichen. NAEF (1987) hat auf die Ähnlichkeit der Triasabfolgen in der Gelbhorn-Einheit mit der Trias des Unterostalpins hingewiesen. STREIFF (1962) und RÜCK (1995) vergleichen alle Schamser Serien mit jenen der Klippen-Decken (Préaples médianes, Mittelpenninikum).

 t_{r} Rauwacke

Grössere Rauwackevorkommen liegen in der Tälifurgga und an der Fuorcla Curtegn. In der Tälifurgga ist die Rauwacke mit Gips vergesellschaftet, ihr Ursprungsgestein ist ein Flachwasserevaporit und damit sedimentärer Herkunft. Im Mittler Wissberg zieht ein Rauwackeband durch die gesamte Westwand.

Im Gebiet der Tälifurgga erscheinen innerhalb oder am Rand der Rauwacke gelblich anwitternde Dolomite zusammen mit roten und grünen Serzitschiefern. Diese Gesteine gleichen stark dem Raibler Dolomit und den bunten Raiblschiefern des Unterostalpins. Unklar ist, ob diese Serie den so genannten «oberen Dolomiten» entspricht, welche KRUYSSSE (1967) südlich des Inner Wissbergs, zwischen Büel und Chlin Wissberg, beschreibt.

Sowohl Unter- wie auch Obergrenze sind tektonisch. In Analogie zur Raibl-Gruppe im Unterostalpin wird ein Mitteltrias-Alter angenommen.

t₂ Grauer Dolomit und Kalk mit Tuffithorizonten

Der graue Dolomit ist am westlichen Kartengebietsrand am Fuss des Mittler Wissbergs als 30 m mächtige Felswand unter dem Grenzhorizont aufgeschlossen. Im frischen Bruch schwarz, verwittert dieser Dolomit grau und ist dünn gebankt mit mm-dicken Serizitlagen. Es dürfte sich um das obere Drittel des grauen Dolomits handeln, da dessen Gesamtmächtigkeit nach STREIFF et al. (1976) etwa 100 m beträgt. Der Dolomit ist oft als intraformationelle Brekzie ausgebildet. Gelegentlich enthält er fein laminierte Lagen von Mikrospatit und Sparit, welche PAULI (1988) als kryptagal deutete. Crinoidenhorizonte mit herausgewitterten Crinoidenstengeln und weiteren Echinodermenbruchstücken wurden von KRUYSS (1967) beschrieben. In den obersten Partien treten ockerbraune Tuffithorizonte auf, die von Reptil- und Fischresten führendem plattigem Dolomit begleitet werden. Die Tuffite liegen als quarzreiche Serizitschiefer vor. Es dürfte sich wahrscheinlich um ehemalige Aschenlagen handeln, die einem differenzierten explosiven Vulkanismus entstammten.

Die Untergrenze des grauen Dolomits ist tektonisch. Die Obergrenze wird über der obersten Tuffitlage, dem so genannten Grenzhorizont, gezogen. Da der darüber liegende hellgraue Dolomit ein Frühladinien-Alter aufweist, haben STREIFF et al. (1976) analoge graue Dolomite in den Splügener Kalkbergen dem Anisien zugeordnet.

t_{3u} Hellgrauer Dolomit

Der hellgraue Dolomit ist gröber gebankt (2–5 cm) als der graue Dolomit und wittert nahezu weiss an. Seine Mächtigkeit beträgt ca. 50 m. Dieser Dolomit ist ebenfalls intern brekziiert und zeigt oft Feinlaminationen. Etwa 25–30 m über den Grenzhorizont liegt eine 4 m mächtige Zone mit Diploporen, welche von STREIFF et al. (1976) als eine frühladinische Vergesellschaftung bestimmt wurden.

Die Untergrenze wird durch den Grenzhorizont markiert. Den oberen Abschluss des hellgrauen Dolomits bildet unmittelbar unter einem schwarzen Kalkmarmor der «Streifenserie» eine mächtige, gelblichweiss anwitternde hellgraue Bank. STREIFF et al. (1976) haben den hellen Dolomit ins frühe Ladinien gestellt.

t_{3m} Dolomit-Kalkmarmor-Wechsellagerung («Streifenserie»)

Eine Serie von dunklem Kalkmarmor mit hellen Dolomitbändern und -boudins ist im Gelände sehr augenfällig und bildet am westlichen Kartengebietsrand die Basis des Mittler Wissbergs. Die charakteristische Boudinage mit zwischen 1 und 25 m schwankenden Mächtigkeiten ist auf Verfaltung und Kompetenzunterschiede zwischen den Kalkmarmorbändern und Dolomitbänken zurückzuführen. Teilweise sind die Dolomitbänke brekziiert und stellenweise mit Hämatit vererzt. Im oberen Bereich der «Streifenserie» erscheinen im Kalkmarmor unbestimmbare Bruchstücke von Brachiopoden. Die Gesamtmächtigkeit dieser Einheit beträgt im Kartengebiet maximal 100 m und erreicht in den Splügener Kalkbergen 400 m.

Die Untergrenze wird in den ersten Kalkbänken über dem hellgrauen Dolomit gezogen. Die Obergrenze ist im Kartengebiet entweder tektonisch oder wird erosiv von Vizan-Brekzie überlagert. Das Alter wurde von STREIFF et al. (1976) als fragliches mittleres Ladinien angegeben.

t_{5s} Hellgrauer Dolomit («Blonder Dolomit»)

Auf der Bandflue und in der Fuorcla Curtegn's liegt hellgrau anwitternder, gut gebankter Dolomit, der in seiner Ausbildung dem Davos-Alv- und dem Corn-Alv-Dolomit (NAEF 1987) ähnlich ist. PAULI (1988) hat diese Dolomitvorkommen zusammen mit den mehr gelblich anwitternden Dolomiten auf dem Usser Wissberg und dem Inner Wissberg als «Blonde Dolomite» bezeichnet und sie mit dem «Hellen Dolomit» (STREIFF et al. 1976) parallelisiert. Wahrscheinlicher ist jedoch eine Korrelation mit den älteren Dolomiten der Raibl-Gruppe. Auf der Bandflue liegen mehrere bis zu 10 m grosse graue Dolomitbänke, welche als Komponenten einer Brekzie angesehen werden.

Die Untergrenze ist meist tektonisch, die Obergrenze bilden oft die Kalkmarmore. PAULI (1988) und KRUYSSÉ (1967) geben ein Norien-Alter an. Die stark gelblich verwitternden Dolomite könnten eher ein Carnien-Alter besitzen.

r-I₅ Knolliger Kalk, sandiger Kalk mit Crinoiden, kieseliger Kalk

Auf der Nordostflanke des Inner Wissbergs liegt eine stark verfaltete, 15 m mächtige Abfolge von gelbbraunen Brekzien, knolligem Kalk, grauem und rotem sandigem Kalk, stark verkieseltem Kalk sowie grauen Silexkonkretionen. Knollige Kalke mit mm-dicken Magnetitlinsen werden von PAULI (1988) als Hartgrund angesehen. Der rötliche sandige Kalk enthält zahlreiche Crinoidenbruchstücke. Auf der Alp Nova (Val Schmorras) beschreibt KRUYSSÉ (1967) einen nur einige

Zentimeter mächtigen Lumachellenkalk mit Terebrateln, der zwischen knolligem und kieseligem Kalk («Kieselschnurmarmore») und Rauwacke eingebettet ist.

Die Untergrenze gegen Rauwacken und Dolomite ist tektonisch stark überprägt. Die Obergrenze wird oberhalb der obersten grauen verkieselten Kalkbank gelegt. Das Alter der Lumachellenbank wurde als Rhät gedeutet, der knollige und der kieselige Kalk werden aufgrund grosser Belemniten in den Lias gestellt.

i_{vp} Vizan-Brekzie: polymikte Brekzie

Polymikte Brekzien mit Dolomit- und Kalkkomponenten sind am Mittler und Inner Wissberg, auf der Alp Nova und untergeordnet an der Bandflue aufgeschlossen. Als Dolomitkomponenten liegen weisse, gelbe, graue und rötliche Typen vor, deren Grösse selten 10 cm überschreitet. Ihre Deformation ist sehr variabel und kann Auslängungen bis 1:8 aufweisen. Wechsellagerungen mit Kalkareniten und Arkosen sind selten.

Nur im nördlichen Schams enthalten diese Brekzien hohe Anteile vergneister Rhyolitporphyre; sie wurden von HEIM (1891) als «Taspinitbreccie» bezeichnet. STREIFF et al. (1976) wählten als neue Bezeichnung den Namen «Vizan-Brekzie». Die Grösse der z.T. konglomeratischen Komponenten liegt meist zwischen 2 und 50 mm. RÜCK (1995) hat die Brekzien in Schams im Hinblick auf die Faziesabfolge sedimentologisch untersucht und hierbei generell sowohl eine Thinning-upward- als auch eine Fining-upward-Tendenz beobachtet. Nach Abwicklung der alpinen Falten- und Deckengeometrie postuliert er eine generelle Transportrichtung des Materials von Süden nach Norden.

Die Untergrenze liegt meist erosiv auf der Trias. Die polymikten Brekzien gehen seitlich und nach oben in Kalkmarmor über. Ihre Ablagerung muss zeitgleich mit der Bildung der Kalkbrekzien abgelaufen sein, das heisst zwischen Dogger und «mittlerer» Kreide (STREIFF et al. 1976, RÜCK 1995).

i_{vk} Vizan-Brekzie: Kalkbrekzie

Kalkbrekzien treten vor allem am Mittler und Inner Wissberg auf. Sie zeigen alle Übergänge zu den polymikten Brekzien, wobei die Dolomitkomponenten deutlich überwiegen.

Die Untergrenze zeigt eine Diskordanz, welche sowohl auf die Liaskalke und den hellgrauen Dolomit als auch die Kalkmarmor-Dolomit-Wechsellagerung («Streifenserie») hinuntergreift. Wie die polymikte Brekzie, geht stellenweise auch die Kalkbrekzie seitlich und nach oben in Kalkmarmor über. Die Bildungen der Brekzien dürften im Dogger begonnen haben. Da keine jüngeren Komponenten als diejenigen des Kalkmarmors darin enthalten sind, postuliert RÜCK (1995) eine Fortdauer der Sedimentation bis in die «mittlere» Kreide.

i_m Kalkmarmor

Der Kalkmarmor bildet die Hauptmasse des Mittler und Inner Wissbergs. Die schwierig abschätzbare Mächtigkeit des homogenen, weiss bis dunkelgrau gefärbten Gesteins beträgt ca. 40 m. Im komplett rekristallisierten Gefüge lassen sich keine reliktsichen Sedimentstrukturen erkennen. Allerdings deutet die inhomogene Verteilung des Quarz- und Serzitzgehalts auf eine ehemalige Kalk-Mergel-Wechsellagerung.

Die Untergrenze des Kalkmarmors bilden Fossilien führende Liaskalke und die Vizan-Brekzie; die Obergrenze ist tektonisch. Das Alter wurde von STREIFF et al. (1976) als Malm angegeben, für RÜCK (1995) reicht es bis in die «mittlere» Kreide.

i_s Schwarzer Kalk- und Tonschiefer

Eine 20–50 m mächtige Abfolge von schwarzem Kalk- und Tonschiefer, welche sich von der Fuorcla Starlera bis auf die Fuorcla Curtegn und zur Alp Nova zieht, wurde von KRUYSS (1967) und RÜCK (1995) zur Gelbhorn-Decke gerechnet. ZIEGLER (unveröff. Kartierung 1953) hat diese Gesteine als tonige Bündnerschiefer kartiert. Sie enthalten einzelne Bänke von Feinbrekzien mit Dolomitkomponenten und dürften damit eine proximale sedimentäre Fazies darstellen. Im Gebiet von Blatt Andeer werden diese Gesteine als «Nisellas-Serie» bezeichnet. Makro- und mikroskopisch ähneln sie den wechsellagernden dunklen Mergeln und Kalken der unterostalpinen Allgäu-Formation.

Die Untergrenze wird oberhalb der obersten verkieselten Kalkbank der Liaskalke gelegt; meist ist sie jedoch tektonisch. Die Obergrenze wird durch das Auftreten des untersten Serzitzquarzits (Metaradiolarit) definiert. Demzufolge dürfte ihr Alter zwischen dem Pliensbachien (Cephalopoden des Lias, PAULI 1988) und dem fraglichen Malm des Serzitzquarzits liegen.

i_q Serzitzquarzit mit glimmerreichen Zwischenlagen (Metaradiolarit)

Serzitzquarzit mit glimmerreichen Zwischenlagen zieht sich von der Fuorcla Starlera bis auf die Fuorcla Curtegn. PAULI (1988) erwähnt ein kleines Vorkommen an der Bandflue (Koord. 761.520/148.850). Dort ist das Gestein vollständig rekristallisiert und besteht grösstenteils aus 40–120 µm grossen Quarzkörnern mit fein dispers verteiltem oder in dünnen Lagen auftretendem Serzitz und kann als metamorpher Radiolarit interpretiert werden. Vereinzelt treten Magnetitkristalle auf.

Die Untergrenze bilden schwarze Kalk- und Tonschiefer, mit denen der Serzitzquarzit oft verfalltet ist; die Obergrenze ist tektonisch. Da der Metaradiolarit

nicht datiert werden konnte, wird in Analogie zu anderen Radiolariten in den Alpen ein Alter vom späten Dogger bis mittleren Malm (BILL et al. 2001) angenommen.

i_N Gelbgrüner und grauer Kalkmarmor («untere Nivaigl-Serie»)

An der Fuorcla Starlera, in der Tälifurgga und an der Bandflue ist dünnplattiger, gelbgrüner und grauer Kalkmarmor aufgeschlossen, welcher in der oberpenninischen Platta-Decke und im Unterostalpin als «Aptychenkalk» oder «Hyänenmarmor» bezeichnet wird.

Die Untergrenze ist tektonisch; die Obergrenze bildet der Kalkphyllit mit grauem tonigem Kalkschiefer. Sein Alter dürfte vom späteren Jura bis in die frühe Kreide reichen, da im überlagernden Kalkphyllit Globotruncaniden auftreten (PAULI 1988).

c_N Kalkphyllit, grauer toniger Kalkschiefer («obere Nivaigl-Serie»)

Im oberen Val Curtegnis, in der Tälifurgga, an der Bandflue und zwischen dem Chlin und dem Inner Wissberg ist eine stark verfaltete Abfolge von Kalkphyllit und grauem tonigem Kalkschiefer mit Feinbrekzien aufgeschlossen. Diese Abfolge ähnelt stark der Emmat-Formation des Unterostalpins und den Kreideschiefern der Platta-Decke.

Die Untergrenze bildet der gelbgrüne und graue Kalkmarmor; die Obergrenze ist tektonisch. Als Alter wurde am Chlin Wissberg (Kood. 760.870/149.460) mittels einkieliger Globotruncaniden späte Kreide (PAULI 1988) belegt. An neuen Dünnschliffen der gleichen Gesteinsproben hat F. Allemann (pers. Mitt.) Globotruncaniden bestimmt, die ein Albien- bis Cénomaniens-Alter belegen. Dieses Alter ist jünger als das von MEYER (1909) mit *Salpingoporella mühlbergii* bestimmte und von SCHWIZER (1983) mit Orbitoliniden bestätigte Barrémien- bis Aptien-Alter (Urgon-Fazies) im oberen Teil der «Nivaigl-Serie».

AVERS-DECKE

Die «Averser Bündnerschiefer» bilden die Talflanken des Averser Rheins. Sie sind im Südwestteil des Kartengebietes aufgeschlossen und liegen tektonisch unter den Schamser Decken. Meist sind die «Averser Bündnerschiefer» von einer dünnen Humusschicht und oft auch von Moräne des letzteiszeitlichen Maximums (LGM) bedeckt. Entlang dem Averser Rhein und seinen kleinen Zuflüssen können die Schiefer studiert werden. Die auf der Karte verwendete Einteilung der «Averser Bündnerschiefer» stammt von P. Nievergelt (unpubl.) und wurde süd-

lich des Gebietes von Blatt Bivio, in der Umgebung von Piz Turba, Piz Mäder und Piz Piot, aufgestellt (Blatt Val Bregaglia). Schlecht erkennbare Verfaltungen innerhalb der Schiefer sind die Regel. Ausserhalb des Kartengebietes enthalten tiefere Partien der «Averser Bündnerschiefer» zahlreiche ophiolithische Einlagerungen.

Die Unter- und die Obergrenze der Avers-Decke sind im Gebiet des Kartenblattes tektonisch. KRUYSE (1967) und STREIFF (1971) fanden triadische Dolomite an der Basis und stellten die Bündnerschiefer deshalb in den Jura und die Kreide. Diese Dolomite werden heute als tektonische Einschuppungen gedeutet (pers. Mitt. P. Nievergelt). Die Intrusionen von basischen Sills mit MORB-Chemismus (OBERHÄNSLI & DIETRICH 1975) könnten in Analogie zu anderen basischen penninischen Gesteinen (s. S. 25ff.) ein jurassisches Alter indizieren. Allerdings könnte der obere Teil der Schiefermasse im Kartengebiet gemäss P. Nievergelt (pers. Mitt.) auch ein Kreide-Alter haben.

S_B Kalk-Dolomit- und Dolomitbrekzie

In den Hängen östlich und westlich des Averser Rheins sind mehrere Niveaus mit hellen Kalk-Dolomit- und Dolomitbrekzien innerhalb der Kalkglimmerschiefer zu erkennen (s.a. Karte von STAUB 1926). Es kann sich um tektonische Einschuppungen handeln, doch sind dm- bis m-mächtige dolomitreiche Brekzienlagen typisch für die phyllitreichen Kalkglimmerschiefer. Entweder handelt es sich um intern brekziierte Dolomite triadischen Alters oder um echte, jüngere Dolomitbrekzien.

G_p Metabasalt, Grünschiefer i. Allg.

Im Kartengebiet sind Vorkommen von Metabasalten sehr selten als kleine Grünschieferlinsen in den tonschieferreichen «Averser Bündnerschiefern» aufgeschlossen. Nach P. Nievergelt (pers. Mitt.) sind lediglich drei kleinere, 1–3 m mächtige Linsen westlich der Bandseen zugänglich: zwei innerhalb der Kalkglimmerschiefer und eine innerhalb der Schamser Decken. Noch erkennbar sind dort die typischen dm-grossen, stark geplätteten, hämatitreichen Metapillowbrekzien-Komponenten. Begleitet werden sie z.T. von wenigen dm mächtigen Metaradiolarit (rötlichweisser, mm-gebänderter Quarzschiefer, PAULI 1988). Bei den Aufschlüssen unterhalb von Pürt wie auch bei den grösseren Vorkommen südlich des Gebietes von Blatt Bivio handelt es sich um Intrusionen und Effusiva von basaltischem Material in die «Averser Bündnerschiefer».

S_A **Kalkglimmerschiefer mit Sandstein-, Tonschiefer- und dolomitischen Feinbrekzien-Lagen**

Diese Gesteine bilden den Hauptteil der «Averser Bündnerschiefer»; sie sind stellenweise von Weitem an der mittel- bis dunkelgrauen Farbe und an ihrem glänzenden, tonschieferreichen Schutt erkennbar. Gelegentlich enthalten sie 0,5–10 m mächtige Dolomitbrekzienlagen, welche meistens zerrissen sind und nur noch als Linsen oder Linsenzüge vorliegen. Kalkfreie und kalkige Sandsteinlagen treten ebenfalls auf. Typisch, und nur aus der Nähe zu erkennen, ist eine vielfältig gebankte Wechsellagerung von stark geschieferten Kalklagen, Sandstein, Siltstein, dolomitischen Feinbrekzien und dolomitischen Areniten in einer Tonschiefermatrix. Die tektonische Überprägung ist stark, und meistens durchsetzen zwei Schieferungsflächen das Gestein. Stark gefaltete weisse, mit Kalzit und Quarz gefüllte Adern sind häufig. Die Kalklagen und Sandsteinbänke können mehrere Meter Mächtigkeit aufweisen. Deshalb ist im Feld die Abgrenzung zwischen kalk- und sandsteinreichen Abfolgen schwierig. Aufgrund ihrer Verfaltung und Verschieferung sind Übergänge graduell. Im Kleinbereich wechseln sich regelmässig feinste (10–20 µm) serizitreiche Lagen mit dickeren (1–25 mm) arenitischen Lagen ab; letztere bestehen aus einem Mosaik von rekristallisierten Karbonat- und Quarzkörnern. Neben rekristallisierten Karbonatkörnern liegen ca. 30 % des gesamten Karbonats noch als ursprüngliche Karbonataggregate vor. Diese detritische Serie wird mit der Série grise aus der Tsaté-Decke von MARTHALER (1981, 1984) verglichen (pers. Mitt. P. Nievergelt).

Kalk führender Sandstein

Kalk führender Sandstein tritt in mehreren Zügen auf. Überwiegend handelt es sich um Einlagerungen in den Kalkglimmerschiefern. Ein prominenter Gesteinszug zieht von Pürt zur Lokalität Am Bach mit der östlichen Fortsetzung zum Podestatsch Hus. Allerdings kann eine Verbindung mit der Sandsteinserie, die im Süden am Piz Mäder vorliegt, nicht ausgeschlossen werden. Ob in diesem obersten Teil der «Averser Bündnerschiefer» auch tektonisch eingeschuppte Reste von Arblatsch-Sandstein (mündl. Mitt. P. Nievergelt) vorhanden sind, ist nicht geklärt. Jedenfalls ist dieser Sandsteinzug im Feld vom typischen grobkörnigen Arblatsch-Sandstein sensu stricto (ZIEGLER 1956, DIETRICH 1970) östlich von Juf zu unterscheiden. Im mikroskopischen Bereich sind diese Schiefer homogener und etwas quarzreicher als die Kalkglimmerschiefer.

Quarzit, bankig

Quarzitische Gesteine treten meist als Bänke in den Kalkglimmerschiefern auf. Sie sind beispielsweise als massiger, m-dicker gelblichgrüner Serizitquarzit am Maleggabach und Chloschbach aufgeschlossen. Neben homogen verteiltem Serizit ist untergeordnet auch Karbonat enthalten.

Kalkschiefer

In den Hängen östlich des Averser Rheins treten kartierbare Züge aus Kalkschiefern auf. Ob es sich um mächtige Kalklagen innerhalb der tonschieferreichen «Averser Bündnerschiefer» handelt oder um eine eigenständige Formation, ist schwer zu entscheiden. Südlich des Piz Piot (Blatt Val Bregaglia) ist eine gebankte Abfolge von je 1–5 dm mächtigem Kalk- und Mergel(glimmer)schiefer erkennbar. Dieses Gestein wittert oft hellbraun an und enthält zahlreiche verfallene Kalzitadern. Im Kleinbereich zeigen die Kalkbänke ein homogenes Gefüge mit vereinzelt serizitreichen Lagen und bestehen überwiegend (60–90 %) aus Karbonat. Letzteres ist nur zum Teil zu 50–100 µm grossen, von Serizitplättchen umgebenen Körnern rekristallisiert. Ursprüngliche Karbonataggregate (z. T. ankeritischer Dolomit) sind stark zerbrochen und von hämatitischem Pigment durchsetzt. Die Serie kann gemäss P. Nievergelt (mündl. Mitt.) mit der Série rousse von MARTHALER (1981, 1984) verglichen werden, in welcher er die späte Kreide mit Fossilien belegt hat. Eine Ähnlichkeit mit dem Serizitmarmor innerhalb der detritischen Serien der Schamser Decken besteht nach P. Nievergelt nicht, da letztere meist nur als einzelne Lagen in einer tonig-sandigen Matrix vorliegen (s. a. Profil in STREIFF 1939).

Psammitischer Kalkglimmerschiefer, stark tektonisiert

Südlich des Piz Turba, ausserhalb des Gebietes von Blatt Bivio, kann nach P. Nievergelt (mündl. Mitt.) eine eigenständige Serie ausgeschieden werden, die reich an hellem kalkigem Sandstein ist (mm-dicker, geschieferter, klirrender Sandsteinschiefer). Sie enthält vereinzelt kleinere Serpentinlinsen, Dolomitrekzien und dem «Rofna-Porphyr» ähnliches Kristallin. Dieser tektonischen Zone an der Obergrenze der «Averser Bündnerschiefer» entsprechen auch die obersten Serien im Gebiet von Blatt Bivio. Hier sind allerdings im Vergleich zum Piz Turba stellenweise überwiegend tonschieferreiche Gesteinsserien vorhanden. Sie bestehen aus einer sehr feinen (10–50 µm) Wechsellagerung von serizitreichen und -armen Lagen. Diese Glimmerlagen sind stark mit schlecht kristallisiertem Graphit pigmentiert. In quarzreichen Lagen ist ankeritischer Dolomit und Pyrit zu erkennen. Diese Gesteine zeigen eine extreme Mikrofältelung.

VAL-GRONDA-EINHEIT

Die Val-Gronda-Einheit («Val Gronda-Serie», DIETRICH 1970) liegt am Fuss des Piz Platta unter den Platta-Vulkaniten und besteht aus einer Abfolge von fossilierem Kalkschiefer und kieseligem Marmor, schwarzem Phyllit, Sandstein und Quarzit mit vereinzelt, wenige Meter mächtigen Einschaltungen von

Metabasalt. Gegen Nordosten taucht sie unter den Platta-Vulkaniten in das untere Val da Fallar ab und erscheint im Kraftwerkstollen Marmorera–Tinizong (Aufnahme ZIEGLER 1952). Gegen Süden lässt sie sich vom Piz Platta in den Talhängen des Avers unter den Platta-Metabasalten bis in den Piz Turba verfolgen. STAUB (1928) hat diese Abfolge als «Berclaschuppen» bezeichnet. Die Obergrenze der Val-Gronda-Einheit gegen die Metabasalte der Platta-Decke ist tektonisch. Die Untergrenze gegen den Arblatsch-Flysch ist nach STAUB (1928), ZIEGLER (1956) und DIETRICH (1969) ebenfalls tektonisch. Aufgrund der Aufnahmen der Gesteinsabfolgen im Kraftwerkstollen Marmorera–Tinizong zieht W. Ziegler (pers. Mitt.) allenfalls einen kontinuierlichen Übergang vom Arblatsch-Sandstein in die Val-Gronda-Einheit in Betracht. Sowohl häufige Verschuppungen und Verfaltungen als auch starke Deformation aller Gesteine erlauben keine eindeutige Ableitung einer lithostratigraphischen Abfolge. DIETRICH (1969) stellte Ähnlichkeiten mit den Sedimenten der Platta-Decke fest, doch sieht P. Nievergelt (pers. Mitt.) eher Parallelen zu den «Averser Bündnerschiefern». Aus beiden letzteren Ansichten ergibt sich ein Jura- bis Kreide-Alter. Die intensive Suche von F. Allemann nach Fossilresten in 100 Dünnschliffen aus dieser Einheit verlief erfolglos.

G_β Metabasalt, Grünschiefer i. Allg.

Südwestlich des Mazzaspitz (Koord. 763.460/147.540, 763.630/147.390 und 763.900/147.390) trifft man Einschaltungen von Epidot-Chlorit-Aktinolith-Albitschiefer im sandigen Phyllit der Val-Gronda-Einheit. Diese Gesteine können als metamorphe, verschieferte Metabasaltsills oder basische Tuffite gedeutet werden.

c_q Sandstein bis Quarzit

Verschieferter Sandstein bis Quarzit und sandiger Phyllit sind verwitterungsbeständiger und erscheinen daher im Feld als härtere Bänke. Mikroskopisch fällt die innige Verwachsung von feinkörnigem Glimmer und Quarz (1:1), die zur Gesteinshärte beiträgt, auf. Im schwarzen Quarzphyllit tritt eine sehr feine (bis zu 30 µm) Wechsellagerung von quarz- und glimmerreichen Lagen auf. Nur die glimmerreichen Lagen sind mit organischem Material pigmentiert.

c_p Phyllit und Tonschiefer

Tonschiefer und Phyllit sind grünlichgrau gefärbt und weisen unterschiedliche Karbonatgehalte (1–35 %) auf. Der sehr feinkörnige Phyllit besteht bis zu 85 % aus Serizit, der grösstenteils paragonitische Zusammensetzung aufweist (DIETRICH 1970). Vereinzelt Pyrite sind meist hämatitisiert. Bei den karbonati-

schen Varietäten ist das Karbonat mehrheitlich rekristallisiert, doch ist ein Teil als mit Hämatit pigmentierte Aggregate vorhanden.

c_k Kalkschiefer und kieseliger Marmor

Kalkschiefer und kieseliger Marmor sind schwach gebankt (1–2 dm) und von grauschwarzer Farbe. Die weissen Adern bestehen hauptsächlich aus Kalzit. Im Dünnschliff erscheint das Karbonat rekristallisiert und der Quarz (1–10%) poikilitisch vom Kalzit umwachsen. Die Menge an serizitischem Glimmer und organischem Pigment ist sehr gering.

PLATTA-DECKE

(inkl. Livizung- und Martegnas-Einheit)

Präophiolithische exotische Gesteine

Bei den exotischen Gesteinen in der Platta-Decke handelt es sich einerseits um Kristallingesteine, andererseits um vor der Bildung der mitteljurassischen Ophiolithe abgelagerte Sedimente triadischen und frühjurassischen Alters. Die Grösse dieser Aufschlüsse variiert von wenigen bis zu einigen hundert Metern. Die exotischen Gesteine können verschieden gedeutet werden:

- 1) als Reste einer kontinentalen Kruste, die bei der jurassischen Dehnung zerissen wurde und reliktilsch auf der ozeanische Kruste verblieb (Extensional Allochthons, DESMURS et al. 2001),
- 2) als Olistholithe, die sich während des kretazischen Zusammenschubs von den unterostalpinen Decken ablösten und in die schwarzen Tonschiefer mit Kalkeinlagerungen (Cénomaniens-Alter), wie in die Chanèls-Formation (PETERS 2005), verfrachtet wurden,
- 3) als tektonische Einschuppungen während der alpinen Gebirgsbildungsphasen (DIETRICH 1969).

Kristallin

Die in der Platta-Decke aufgeschlossenen Kristallinblöcke (bis zu 200 m Länge) sind identisch mit dem Kristallin des Unterostalpins: Streifengneis, Kalkalkaligranit und Granodiorit sowie Metarhyolith. Auf ihre Beschreibung wird im Kapitel Unterostalpin (S. 53 ff.) eingegangen.

Sedimente

Kompetente Dolomitlinsen und -boudins sind teilweise gut erhalten, aber auch Reste von Liaskalken, von bardellaartigen Kalk-Dolomitbrekzien und von allgäuartigen schwarzen Kalken und Mergeln. DIETRICH (1970) hat östlich des Mazzaspitz und im Val Bercla zwei Profile (Fig. 12 und 13) beschrieben, in denen die Stratigraphie vom Hauptdolomit bis in die Phyllite mit eingeschalteten Dolomitbrekzien reicht. Östlich Tigias, bei Sur und am Westufer des Marmorera-sees (Lai da Marmorera) sind grosse Vorkommen von exotischen Gesteinen aufgeschlossen.

t₄ Rauwacke

Bei den spärlichen Vorkommen von Rauwacke in der Platta-Decke nördlich von Caschegna (westlich des Südendes des Marmorera-sees) könnte es sich vorwiegend um eine tektonische Rauwacke ohne primäre Evaporitanteile handeln.

Dunkelgrauer Dolomit

Kleinere Linsen von hellgrau anwitterndem, dunkelgrauem bis schwarzem Dolomit mit fraglichen Diploporeresten liegen im Serpentin des Mazzaspitz. Hierbei könnte es sich um Dolomit der S-charl-Formation oder um Turettas-Dolomit handeln. Die Vorkommen lassen sich auf der Karte nicht darstellen.

CORNELIUS (1932, 1935, 1950) und NIEVERGELT (1976) kartierten und beschrieben im Tigias-Element, östlich Tga d'Meir (Alp Flix), 5 m mächtigen, dunklen mitteltriadischen Dolomit mit Diploporen, Kieselkalk (Knollen; Agnelli-Formation) neben dem Hauptdolomit.

t₄ Bunter Schiefer, Dolomit

Östlich Tga d'Meir (Alp Flix) unterhalb der Felswand mit hellem Dolomit (Hauptdolomit) und nördlich von Caschegna (Koord. 768.5/151.1) tritt gelb anwitternder Dolomit mit rotem und gelbem siltigen Tonschiefer auf. Die Gesteine lassen sich mit der Raibl-Gruppe vergleichen.

t₅ Hellgrauer Dolomit

Grössere Vorkommen des weiss bis gelb anwitternden hellgrauen Dolomits sind bei Tga d'Meir, Muttans und Falotta sowie in den von DIETRICH (1970) beschriebenen Profilen im Val Bercla und östlich des Mazzaspitz vorhanden. Es dürfte sich dort vorwiegend um Äquivalente des Hauptdolomits handeln.

r-I_p Kieseliger Kalkmarmor mit Crinoiden, geschieferter Kalkmarmor und Phyllit

Kalke mit Echinodermenresten im Profil des Val Bercla (östlich des Lai Neir) hat DIETRICH (1970) als Äquivalent der Rhätkalke (Kössen-Formation) gedeutet.

Kleine Vorkommen von massigen Kalken ohne Brekzienlagen wurden als Liaskalke gedeutet und entsprechen der Agnelli-Formation des Unterostalpins.

i_{mk} Dunkler Kalkschiefer und Phyllit mit polymikter Brekzie

In den Profilen am Mazzaspitz, im Val Bercla (DIETRICH 1970) und bei Sur findet man Abfolgen von dunklem Kalkschiefer und Phyllit, in die polymikte Dolomitmiktekzien eingelagert sind. Unter dem Mikroskop ist sowohl der Kalkschiefer als auch der Phyllit sehr feinkörnig (Korngrösse unter 5 µm) und geringfügig rekristallisiert. Eine Gradierung ist vielfach erkennbar. Das Karbonat besteht aus Dolomit und Kalzit. Hauptgemengteile bilden Serizit und Quarz sowie untergeordnet Albit.

An einigen Stellen (u.a. Val Bercla) bilden Echinodermenmiktekzien die Untergrenze. Die Obergrenze ist tektonisch. Diese Kalkschiefer- und Phyllitabfolge entspricht der Allgäu-Formation des Unterostalpins.

Polymikte Brekzie

Innerhalb der Kalkschiefer-Phyllit-Abfolge, aber auch isoliert, wie z.B. unterhalb des Gipfel des Piz Surparé, treten polymikte Dolomitmiktekzien auf. Die Komponenten bestehen grösstenteils aus verschiedenen Dolomiten (dunkelgrau, hellgrau, weiss oder oolithisch) mit untergeordneten Kalken (dunkelgrauer Kalk und Echinodermenkalk). Gerölle von Ortho- und Paragneis (Glimmerschiefer) treten sporadisch auf. Diese polymikten Dolomitmiktekzien dürften der Bardella-Brekzie entsprechen.

Ophiolithe

Die ophiolithischen Gesteine dominieren das Gebiet des Kartenblattes Bivio und bauen zu mehr als 90 % die Platta-Decke auf (DIETRICH 1969, 1972a). Auch die Martegnas- und die Livizung-Einheit enthalten viele ophiolithische Gesteine. Als Ophiolithe werden hier alle magmatischen Gesteine bezeichnet, die aufgrund ihrer Gefüge, Mineralbestände und Chemismen als Relikte ozeanischer Lithosphäre (ozeanische Kruste und subkontinentaler Mantel) eingestuft werden können (entsprechend den Dismembered Ophiolites, GEOTIMES 1972). In Figur 2 ist

die schematisierte Ophiolithabfolge der Platta-Decke mit der daraufliegenden Sedimentbedeckung in einem idealisiertem lithostratigraphischen Profil dargestellt.

Die Ophiolithe sind sicher nach der Ablagerung des Agnelli-Kalks und wahrscheinlich auch nach Ablagerung der Doggerbrekzien und vor der Sedimentation der Radiolarit-Aptychenkalk-Abfolge entstanden. Die Datierung der Gabbro-Intrusionen in den Pillowlaven mit Zirkon (SCHALTEGGER et al. 2002) ergaben radiometrische Alter von 161 ± 1 Ma. Aus dem stratigraphischen Profil (Fig. 11) ist ersichtlich, dass die Bildung der Ophiolithe nur über eine kurze Zeitspanne (ca. 10 Ma) vom Callovien bis und mit Kimméridgien stattfand und mit der Bildung der tithonen Radiolarite beendet war.

Innerhalb der Ophiolithe nehmen die Serpentinite eine bedeutende Stellung ein. Sie sind in der Platta-Decke mengenmässig weit verbreitet, scheinen dort aber massenmässig hinter den Vulkaniten zurückzustehen. Eine genaue Abschätzung ihrer Volumen ist aufgrund der Aufschlussverhältnisse, der teilweise sehr komplizierten Tektonik und ihrer erodierten Anteile sehr schwierig.

Nach Mineralbestand und Gefüge können wir im Oberhalbstein zwei grundverschiedene Serpentinvarietäten unterscheiden: Lizardit-Chrysotil-Serpentin (Maschenserpentin) und Antigorit-Serpentin (Gitterserpentin).

O_s Serpentin

Lizardit-Chrysotil-Serpentine treten vor allem im nördlichen und mittleren Teil des Oberhalbsteins auf. Gemäss DIETRICH & PETERS (1971) tritt Antigorit erst südlich der Breite 146.000 auf, d. h. in der «Forcellina-Schuppe» und nicht mehr im Gebiet von Blatt Bivio.

Feldpetrographisch konnten wir im Oberhalbstein zwischen Tiefencastel und Bivio verschiedene Serpentinvarietäten unterscheiden: schwarze, massige Serpentine mit mehr oder weniger ausgeprägter Diallagbänderung. Häufig können die Diallage und die reliktsch auftretenden Orthopyroxene fehlen, so dass nur noch sehr feinkörnige schwarze Serpentine vorliegen. Sie werden oft, besonders in tektonisierten Zonen, von einer Vielzahl feinsten, bis mm-breiter Klüfte durchzogen, die mit grünen Serpentinmineralien wie Klinochrysotil, 6-Layer-Orthochrysotil und Kluft-Antigorit ausgefüllt sind. Gegen tektonische Kontakte werden die massigen Serpentine zunehmend schiefrieger, die Zahl der Chrysotil- und Antigoritklüfte nimmt zu, so dass die Farbe des Gesteins oft von Schwarz über alle Nuancen nach Grün übergeht (DIETRICH & PETERS 1971).

Hauptgemengteile der massigen und der verschieferten Serpentine sind: Lizardit, Chrysotil (Ortho-, Klino- und 6-Layer-Orthochrysotil) und Augit (Diallag). Nebengemengteile: Magnetit, Chromspinell, Rutil, Pentlandit und Ilmenit.

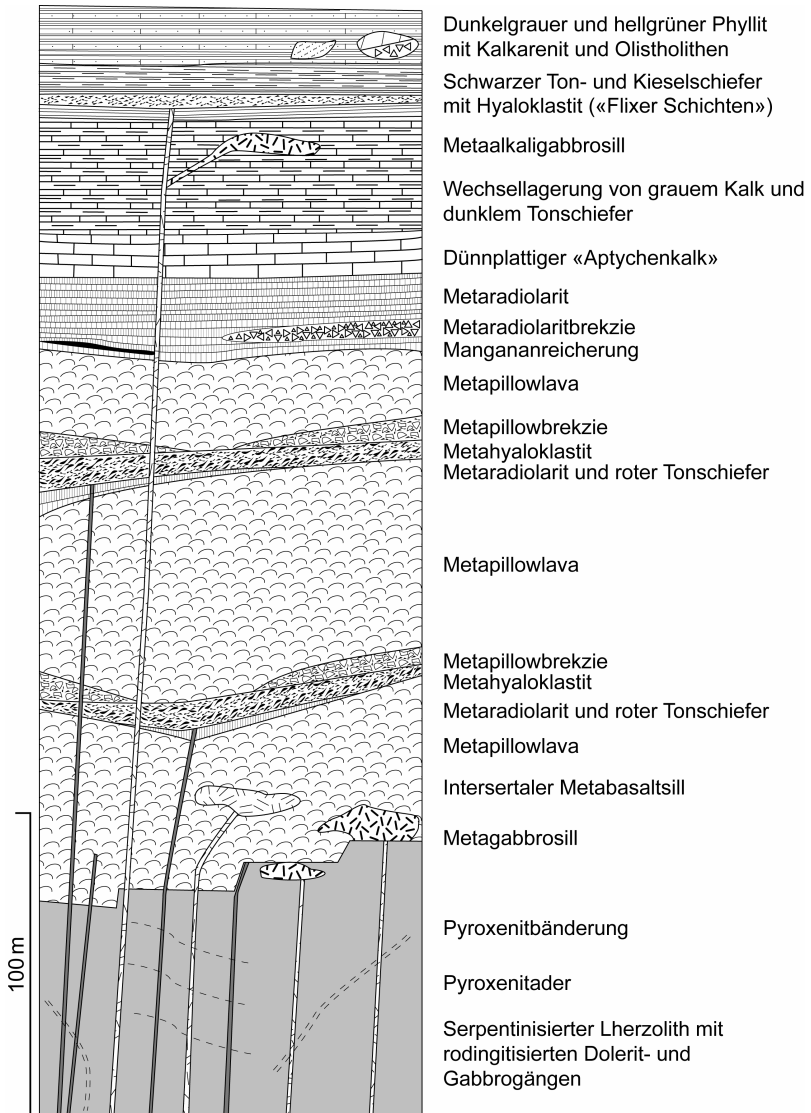


Fig. 2: Schematisches lithostratigraphisches Profil durch die Platta-Ophiolithe mit ihrer Sedimentbedeckung.

Je nach Lokalität, meistens jedoch in durchbewegten Zonen, können zusätzlich folgende Mineralien auftreten: Kluft-Antigorit (\pm Fe), Chlorit, Granat (Grossular-Andradit), Aktinolith, Diopsid, Talk, Kalzit, Dolomit, Magnesit und Brucit.

Am Mazzasplitz, an den Ufern des Marmorera-sees, am Muttariel und am Muntognas digls Lajets treten grössere, zusammenhängende Vorkommen von serpentinisierendem Lherzololith auf. Auch der Untergrund der Hänge oberhalb der Terrasse der Alp Flix besteht grösstenteils aus Serpentin. In den stark serpentinierten, schwarz glänzenden Gesteinen sind makroskopisch nur noch einzelne Pseudomorphosen nach Klinopyroxen erkennbar. In den weniger stark serpentinierten Lherzololithen liegen noch grüner Klinopyroxen, bräunlicher Orthopyroxen und schwarzer Spinell als primäre Mineralien vor. Die Verwitterungsfarbe der nur teilweise serpentinierten Lherzolithe ist wie die der mylonitisierten Peridotite ockergelb. In verwitterten grösseren Blöcken ist eine Klinopyroxen-Bänderung erkennbar, die schwach gefaltet ist. Pyroxenitadern mit vorwiegend Klinopyroxen treten vorwiegend in der Oberen Serpentin-Schuppe auf, liessen sich aber nicht auf dem Kartenblatt darstellen.

Unter dem Mikroskop dominiert Maschenserpentin aus Chrysotil und Lizardit nach Olivin mit Relikten von Klinopyroxen (5–20 Vol.%), Orthopyroxen (5–10 Vol.%) und bauer Spinell (2,5–3 Vol.%). Nur in den Peridotitmyloniten ist noch primärer Olivin vorhanden.

Primärer Amphibol und seltener Phlogopit treten in den Pyroxenitadern auf. DESMURS (2002) analysierte sowohl Ti-pargasitischen als auch Ti-kaersutitischen Amphibol. Der Phlogopit ist ähnlich Ti-reich (max. 6 Gew.%) wie der Phlogopit in den Pyroxeniten des Totalp-Serpentinit (PETERS & STETTLER 1987).

Die chemischen Analysen der Serpentine zeigen einen variablen Ca-Gehalt (2–5 Gew.%), der sowohl auf den Anteil an Klinopyroxen als auch auf einen unterschiedlichen Kalziumverlust während der Serpentinisierung zurückzuführen ist. Die von DESMURS (2002) veröffentlichten Analysen an Seltenen Erden der pyroxenitfreien Proben zeigen ähnliche lherzolithische Trends wie diejenigen der Peridotite von Ronda, Lherz und Lanzo und sind deutlich von abgereicherten harzburgitischen Peridotiten zu unterscheiden. Allerdings treten auch in den Platta-Ultramafititen untergeordnet abgereicherte harzburgitische und dunitische Serpentine auf.

O_c Ophikalzit

Wie der Name besagt, bestehen diese Gesteine aus einem Gemisch von ultramafischem Ophiolith- und Karbonatmaterial. Ihre Variabilität ist gross und reicht von Kalzitadern in tektonisierten Serpentiniten über Serpentinbrekzien mit Kalzitmatrix bis zu Kalkschiefern und Kalkmarmoren, welche nur vereinzelte feine Serpentinmineralaggregate und Spinellrelikte enthalten.

Ophikalzite treten vor allem randlich um Ultramafitkörper auf, wie beispielsweise bei der Brücke an der Hauptstrasse unterhalb von Marmorera. Auf der Karte sind rote und graugüne Ophikalzite zusammengefasst. In einer gelblich-roten, hellroten, dunkelroten, grauen oder grünen Kalzitmasse liegen schwarze und grüne Serpentinikörner, -linsen, -schlieren und -blöcke. Die Grösse der Einschlüsse kann von einigen Millimetern bis zu mehreren Metern schwanken.

Mikroskopisch liegen als Hauptgemengteile vor: Kalzit, Dolomit, Talk, Serpentin-komponenten (im nördlichen und mittleren Oberhalbstein Lizardit > Chrysotil); im südlichen Oberhalbstein Antigorit, Kluft-Antigorit, Chlorit und Serizit. Nebengemengteile sind: Aktinolith, Diopsid, Grossular (evtl. Hydrogrossular), Alkali-amphibole, Stilpnomelan, Brucit, Hämatit, Chromspinell (meist ohne Magnetitverdrängungen wie in den Serpentiniten), reiner Magnetit und vereinzelt Sulfide.

Die Kalzitmatrix ist feinkörnig und mosaikartig verwachsen. Hämatit, Magnetit oder Goethit liegen pigmentartig und als feinste Schlieren zwischen den Kalzitkörnern. Das Serpentinmaterial bildet entweder selbständige Partien in der Kalzitmatrix oder ist eng mit Kalzit verwachsen. Charakteristisches Mineral ist Aktinolith in den roten Ophikalziten und Hydrogrossular zusammen mit farblosem Diopsid in den grünen Ophikalziten.

«*Ophidolomite*» bestehen überwiegend aus Dolomit. Es handelt sich um mehrere Meter mächtige Linsen und Boudins triadischer Sedimente, in denen reliktsch Fossilspuren nachgewiesen werden konnten (DIETRICH 1969, 1970). Diese Dolomitkörper liegen meist völlig isoliert in den Serpentiniten (z.B. in der Oberen Serpentin-Schuppe östlich des Mazzaspitz auf ca. 3000 m, westlich der Fallerfurgga sowie unterhalb Muttans auf 2400 m) und wurden auf der Karte nicht ausgeschieden. Genauere Studien mit Hilfe von Dünnschliffen und Röntgenaufnahmen ergaben, dass die Randpartien der Dolomite häufig von unzähligen feinsten Klüften durchsetzt sind, in denen sich überwiegend Kluft-Antigorite, vereinzelte Chlorite und in einem Fall reine Chromspinellrelikte fanden. Typische Komponenten aus Maschenserpentin mit Lizardit und Chrysotil konnten in den Dolomiten nicht festgestellt werden.

δβ Rodingitische Dolerit- und Gabbrogänge

Westlich und östlich des Marmorerasees durchschlagen zahlreiche (ca. 5 Vol. %) teilweise rodingitisierte Doleritgänge den serpentinierten Lherzololith. Schöne Aufschlüsse befinden sich auf der Galerie über der Kantonsstrasse am Nordostende des Sees. Die meist 1–2 m dicken plattenförmigen Gänge fallen steil nach Norden ein und stehen senkrecht auf der Kontaktfläche des Lherzololiths mit den überlagernden basischen Vulkaniten (Taf. I). Ein nahezu undeformierter diskordanter Gang liegt in massiven Serpentiniten oberhalb des Leg Radund auf

ca. 2650 m (DIETRICH 1969, RÖSLI 1988; Koord. 766.30/151.12). Unsere Feldbeobachtungen im Kartierungsgebiet und in anderen Ophiolithgebieten (PETERS et al. 1995, 2005) deuten auf Intrusion in nicht serpentinisierten Peridotit: a) Die Basalt- und Gabbrogänge, die zum spätjurassischen Magmatismus gehören, zeigen keinen kontaktmetamorphen Rand gegen den umhüllenden Peridotit, im Gegensatz zu Basaltgängen, die in serpentinisierten Peridotit eindringen (PETERS et al. 1995). b) Bei den präalpinen Deformationen verhielten sich die Basalt- und Gabbrogänge weniger kompetent als der umhüllende Peridotit. Dies ist nur bei einem frischen Peridotit möglich, was beispielsweise das Vorkommen des Spinell-Peridotits von Zabargat im Roten Meer zeigt.

Makroskopisch lässt sich häufig ein feinkörniger Abkühlungsrand erkennen, und im Innern ist die Textur intersertal und schwach porphyrisch. In tektonisierten Partien sind die Gänge durchadert mit Grossular, Vesuvian, Diopsid, Pumpellyit und Chlorit. Im Dünnschliff ist vom primären Mineralbestand nur noch der Ti-Augit erhalten. Die Plagioklasleisten und die Zwischenmasse sind in Grossular, Vesuvian, Chlorit und Titanit umgewandelt.

Am südlichen Kartengebietsrand und in der Fortsetzung gegen den Piz Lunghin ist die Tektonisierung und Umwandlung dieser Gänge stärker, und es haben sich cm-grosse Vesuvian-, Grossular- und Epidotkristalle gebildet. Durch die starke tektonische Zerstückelung ist der ursprüngliche gangartige Charakter kaum erkennbar, weshalb diese Gesteine von CORNELIUS (1935) nur als Vesuvian- und Granat-Kalksilikatfels beschrieben wurden.

Vereinzelt treten rodingitisierte Gänge mit Gabbrotexturen auf. Mikroskopisch sind diese vor allem durch grosse Mengen von Pumpellyit charakterisiert.

Geochemisch sind die rodingitisierten Gesteine gegenüber den MOR-Basalten der Pillowlaven durch eine starke Anreicherung von Kalzium gekennzeichnet. RÖSLI (1988) hat mit Isotopengeochemie gezeigt, dass dieses Kalzium nicht wie bis anhin angenommen aus den Klinopyroxenen der serpentinisierten Lherzolithe stammt, sondern hydrothermal aus dem Meerwasser zugeführt wurde.

O_{γa} Metagabbro i. Allg.

Die Metagabbros sind mengenmässig im Vergleich zu den Serpentiniten und basaltischen Effusiva in der Platta-Ophiolithen untergeordnet. Die grössten Vorkommen (zu 400 m Länge) trifft man im Val da Natons und in der Mitte zwischen Mazzaspitz und Piz Surparé. Ihre Intrusivkontakte zu Serpentiniten und Metabasalten sind meistens tektonisch überprägt, wobei die massigen isotropen Gabbrokörper in einem tektonischen Mélange von Serpentiniten, Metabasalten und Sedimenten schwimmen. Kleinere Vorkommen treten vorwiegend als diskordante Gänge und Sills im serpentinisierten Lherzolithe auf. Die Korngrösse der Gabbros ist sehr variabel, wobei in einigen Fällen eine Korngrössenabnahme

zum Rand der Gabbrokörper zum Innern beobachtet wurde. Daneben erkennt man in den Aufschlüssen eine starke Durchmischung verschiedener Generationen von Gabbros mit unterschiedlichen Korngrössen, was mehrfache magmatische Intrusionen vermuten lässt. Zusätzlich treten in den «normalen» Gabbros (Mg-Gabbros nach DESMURS 2002) differenzierte Fe-Gabbros als Schlieren und Gänge auf, was aufgrund ihrer Grösse nicht auf der Karte dargestellt werden kann. Die Verbandsverhältnisse dieser Typen ähneln den Montgenèvre-Gabbrovorkommen in den Westalpen (BERTRAND et al. 1987).

Mikroskopisch bestehen die normalen Gabbros aus stark umgewandeltem Plagioklas (40–60 Vol.%), Klinopyroxen (35–55 Vol.%) und selten etwas titanopargasitischer Hornblende. Die Analysen der Klinopyroxene der Mg-Gabbros zeigen ein Mg/Mg+Fe-Verhältnis von 0,90–0,74, jene der Fe-Gabbros von 0,71–0,68 (DESMURS 2002). Für einen Fe-Ti-P-Gabbro liegt sogar ein hochdifferenzierter Wert von 0,66–0,63 vor. Die spät ausgeschiedenen Ti-Hornblenden sind pargasitisch, mit TiO₂-Gehalten von 3–4 Gew.%. Makroskopisch führen die Fe-Gabbros neben Klinopyroxen und vergrünem Plagioklas noch zusätzlich etwa 5 Vol.% Ilmenit, Apatit und Zirkon. Aufgrund von Haupt- und Spurenelementspektren können die Gabbros des Val da Natons und des Val da Fallar als differenzierte Gabbros, Fe-Gabbros und Fe-Ti-P-Gabbros charakterisiert werden (DESMURS et al. 2002). Zirkone aus diesen Gabbros ergaben U/Pb-Alter von 161 ± 1 Ma (SCHALTEGGER et al. 2002).

O_d *Mittelkörniger Metagabbro («Diallagabbro»)*

Die mittelkörnigen Gabbros fallen im Gelände auf durch ihre 2–3 cm grossen schillernden Klinopyroxenkristalle (Diallage) in einer homogenen pistaziengrünen Matrix. Aus diesem Grund sind sie in fast allen petrographischen Sammlungen vertreten. Mineralogisch und chemisch sind sie gleich wie die Metagabbros im Allgemeinen.

Metagabbrobrekzie

Im Val da Natons hat CORNELIUS (1932, 1935) ein Vorkommen von Gabbrobrekzie beschrieben. Im unteren Teil des Profils (Fig. 3) liegen gerundete, dicht gepackte, 3–8 cm grosse Diallagabbrokomponenten in einer Matrix mit mm-grossen Bruchstücken von aktinolitisiertem Klinopyroxen, Serpentin und selten Metabasalt. Gegen das Hangende im Profil weisen diese Gabbrokomponenten unregelmässige Formen und Grössen bis 0,5 m auf und schwimmen in einer Matrix von Klinopyroxenbruchstücken, Serpentin und oftmals kalzitischem Karbonat. Dieser «Gabbro-Ophikalzit» wird von einem massigen Gabbro überlagert, welcher eine schlierenartige Verzahnung unterschiedlicher Korngrössen zeigt. Im Dünnschliff erkennt man in den Gabbrokomponenten Aktinolith und Titanit nach Klinopyroxen und Pumpellyit nach Plagioklas. Neben Bruchstücken

von Serpentin findet man Pseudomorphosen nach glasigem Basalt. Das Profil scheint verkehrt zu liegen, mit Gabbro an der Basis und überlagert von Pillowlaven und Einschaltungen von rotem Kieselschiefer. Jegliche Indizien einer sedimentären Bildung (z.B. gradierte Schichtung) oder sedimentäre Komponenten innerhalb der Gabbromatrix fehlen. CORNELIUS (1935) deutete die Gabbrobrekzie als vulkanisches Phänomen. DESMURS et al. (2001) haben dieses Gabbrovorkommen als sedimentäre Brekzie auf einem «exhumierten» Gabbrokomplex am Meeresboden gedeutet. Derartige chaotische Gabbrobrekzien in Vergesellschaftung mit Ophikalziten, Serpentiniten und Pillowbrekzien wurden als Charakteristika von ozeanischen Transformbruchzonen (BONATTI et al. 1971, 1975) beschrieben.

O_β Metabasalt i.Allg.

Metabasalte sind die häufigsten und charakteristischsten Gesteine auf beiden Talseiten der Julia. Die ursprünglichen Basalte werden aufgrund ihrer Lagerungsverhältnisse in Pillowlaven, Pillowbrekzien, massige Laven und Hyaloklastite unterteilt (Fig. 4; DIETRICH 1969).

O_h *Metahyaloklastit*

Makroskopisch ist das Erkennen ehemaliger feiner, z.T. stratifizierter Hyaloklastite meistens recht schwierig, insbesondere in den Unteren Platta-Schuppen. Ausnahmen bilden die Vorkommen auf der Alp Flix bei der Ava da las Tigas und in den Oberen Platta-Schuppen (z.B. Muntognas digl Lajets, Koord. 766.51/151.74). Näheres lässt sich erst durch eine mikroskopische Untersuchung aussagen, sofern noch strukturelle Glasreste erkennbar sind (DIETRICH 1969). An diesen feinen Teilchen ging die Rekristallisation in Pumpellyit- und Chlorit-Albit-Aggregate sehr rasch vor sich, so dass nur noch grössere umgewandelte Glasreste gut erkennbar sind. Meist handelt es sich um fein gebänderte Chlorit-Albit-Pumpellyit-Schiefer mit einigen Variolen, mit Kalzit und Epidot ausgefüllten Mandeln, gröberer Epidot-Chlorit-Knollen sowie einzelnen Sedimentrelikten wie Radiolarit, Kieselschiefer und feinkristallinem Kalkmarmor. Diese oftmals feinste Wechsellagerung zwischen hyaloklastitischem Material und Sediment dürfte wohl das beste Anzeichen sein, um einen sedimentär gebildeten «stratifizierten Metahyaloklastit» zu erkennen.

O_i *Massiger intersertaler oder porphyrischer Metabasalt (Sill oder Lavastrom)*

Eine genaue Unterscheidung zwischen einem Lavaerguss und einem Sill (konkordanter Lagergang) ist in den Platta-Vulkaniten oft sehr schwierig. Liegt ein massiger Metabasit mit scharfem Kontakt konkordant zwischen Metapillow-

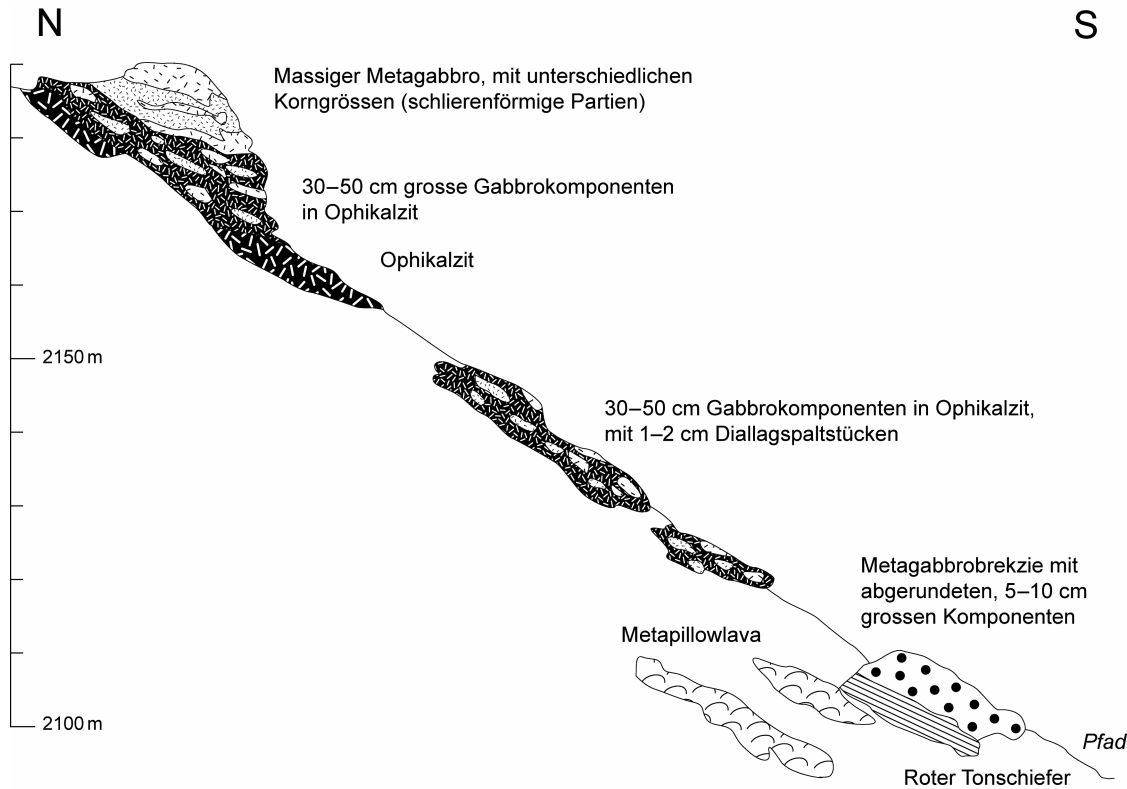


Fig. 3: Profil durch den Aufschluss der Gabbrobrekzie im Val da Natons (Koord. 770.740/152.190).

laven und -brekzien, so handelt es sich um einen Sill, beispielsweise in den Muntofnas digl Lajets (Koord. 766.52/151.72). Zudem erscheinen die Gefüge (vor allem diejenigen der Feldspäte) gegen das Zentrum des Silles gröber, d. h. doleritisch bis gabbroid. Im Gegensatz zu einem Lavaerguss sind die Entgasungsbläschen in einem Sill völlig unregelmässig zwischen Oberfläche, Zentrum und Basis verteilt (Fig. 4).

Die Mächtigkeiten der Silles variieren über kurze Distanzen (mehrere Zehner bis Hunderte von Metern) zwischen einigen Dezimetern und bis zu 50 m, während sie bei einem Lavaerguss eher konstant bleiben. In geringmächtigen Vulkanitabfolgen (2–10 m) wechseln oft dünne Lagergänge mit Metapillowlaven, Metapillowbrekzien und Metahyaloklastiten. Diskordante Gänge (Dykes) treten in den Vulkaniten nicht auf.

Je nach Grösse bilden die Feldspäte gabbroide, doleritische, intersertale, intersertal-divergente, arboreszierende, porphyrische sowie leicht trachytische Strukturen (Fig. 4). Die massigen Metabasite enthalten oft leere oder mit Karbonat gefüllte Bläschen.

Mineralbestand: Plagioklas, meist Albit (Oligoklas bis Andesin ist reliktitisch in den Phänokristallen vorhanden), zwei Chloritvarietäten (Ripidolith und Penin), Pumpellyit, Augit, Aktinolith (in gabbroiden Linsen z.T. auch Riebeckit oder Crossit als Säume um Klinopyroxen), Muskovit, Epidot, Kalzit, Apatit, Ilmenit, Titanit, Hämatit und opake Mineralien. Quarz tritt sehr spärlich auf.

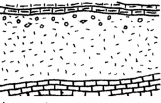


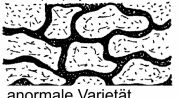

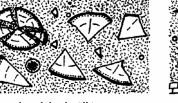
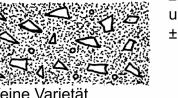

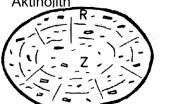
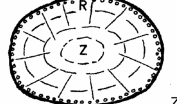


Metapillowlava

Generell treten in den Platta-Vulkaniten drei Varietäten von Metapillowlaven auf (Fig. 4): Die erste Varietät ist eine relativ locker gepackte Pillowlava mit metahyaloklastischer Zwischenmasse. Die Pillows weisen runde bis leicht ovale Querschnitte auf und besitzen variolithische Ränder. Die zweite, porphyrische Pillowvarietät weist unregelmässig zerquetschte Querschnitte auf. Die dritte, weitaus häufigste Varietät in den Oberen Platta-Schuppen ist eine enggepackte Pillowlava, die sowohl aus variolithischen als auch porphyrischen Pillows besteht. Letztere überwiegen jedoch. Die Pillowquerschnitte sind meist oval bis flach oval, seltener rund.

Metapillows mit variolithischen Rändern

Die normalen Variolithpillows sind meist rund bis oval, mit Durchmesser von 0,2–1 m und grösser. Sie enthalten sowohl konzentrische als auch radiale

Fig. 4: Vulkanitstrukturen in den basischen Vulkaniten der Platta-Decke (nach DIETRICH 1969).

unmetamorph		Die basischen Vulkanite der Platta-Decke			
		Gesteinsnamen			
Pumpellyitzone	unmetamorph	Massige Laven Lavastrom Lavagang (Sill)	Pillowlaven	Pillowbrekzien Hyaloklastitbrekzie oder Pillowbrekzie (homogen)	Hyaloklastite gemein, stratifiziert, aufgearbeitet
	Gesteinsnamen	Massige Diabase = Metabasalte (mit basaltischem oder spilitischem Chemismus)	Metapillowlaven	Metapillowbrekzien s. I. Metahyaloklastitbrekzie oder Metapillowbrekzie	Metahyaloklastite «Diabasbrekzie» «Basalbrekzie»
	Makrostrukturen	 Lavastrom  konkord. Lavagang (Sill)	normale Varietät  dicht gepackte Pillowlava, meist porphyrische Pillows  anormale Varietät	 locker gepackte Pillowlava, meist variolitische Pillows  grobe Varietät  feine Varietät	 z.T. Metapillowbrekzie, z.T. «Diabasbrekzie» und gemischt; ± Sedimentmaterial
Mikrostrukturen und Mineralbestand	Albit, evtl. Oligoklas, Augit braune u. grüne Hornblende, Chlorit, Pumpellyit, Muskovit, Epidot, Aktinolith, Kalzit, Apatit, Titanit, Hämatit Strukturen der Feldspäte arboreszierend 0,3–0,7 mm divergent bis 1 mm intersertal bis 1 mm doleritisch 1–3 mm gabroid > 3 mm porphyrisch 5–20 mm leicht fluidal ± Bläschen Ø 1–2 mm	Chlorit-Albit ± Hämatit, Pumpellyit, Epidot, Aktinolith  «Glas-» Chlorit-Rand, z.T. porphy. Pumpellyit, z.T. leicht fluidal feinkörnige Grundmasse Pillow: Ø 0,2–1 m Pillow: Ø 0,2–1 m	Chlorit-Albit ± Hämatit, Pumpellyit  «Glas-» Chlorit-Rand variolitisches sphärolitisches arboreszierend divergent intersertal Pillow: Ø 0,2–1 m Minipillow: Chlorit-Albit ± Hämatit «Glas-» Chlorit-R variolitisches sphärolitisches Ø 0,02–0,1 m	Pillowfragment: Chlorit-Albit ± Hämatit  Zwischenmasse: fluidal oder zerspritzt angeordnete, umgewandelte Glasreste (Chlorit und Pumpellyit) Bläschen — Ø 1–5 mm Mandeln — Ø 0,5–2 mm Variolen — sphärolitischer und grobspätiger Kalzit Phänokristalle: meist Albit + feinverteilter Kalzit feinkörnige Grundmasse: Quarz, Kalzit, Albit, Chlorit, Pumpellyit, Lawsonit, Epidot, Aktinolith, Muskovit, Hämatit, Titanit und Sedimentmaterial	Albit, Chlorit, Kalzit, Quarz, Pumpellyit  «Diabasfragment»: Chlorit-Albit ± Hämatit Albit, Chlorit, Titanit Chlorit, Titan. od. Pump., Chl. u. Quarz Albit, Epidot Albit, Chlorit, Titanit

Risse und besitzen eine chloritisierte «Glaskruste». In den Pillows ist meist eine Änderung des Feldspatgefüges mit Abnahme ihres Kristallisationsgrades und der Kristallgrösse vom Zentrum zum Rand mikroskopisch zu erkennen: innere intersertale, gefolgt von intersertal-divergenten, arboreszierenden, sphärolithischen und randlichen variolithischen Strukturen. Meistens sind diese Pillowlaven relativ locker gepackt, so dass in der Zwischenmasse oft Pillowbruchstücke und umgewandelte metahyaloklastische Fragmente vorhanden sind.

Als Mineralbestand sind meist Albit bis Oligoklas, zwei Chloritvarietäten, Pumpellyit, relativ wenig Augit, Kalzit, Aktinolith, Muskovit, Epidot und opake Mineralien vorhanden. Der Hämatitgehalt kann sehr stark wechseln. Postmagmatisches und metamorphes, sauerstoffreiches Fluid scheint von aussen auf den radialen Klüften und Rissen ins Innere der Pillows gelangt zu sein und zur penetrativen Ausscheidung von Hämatit geführt zu haben. So existieren beispielsweise auf der Falotta (nördlich der Alp Flix, Pkt. 2423 m und Pkt. 2502 m) sämtliche Übergänge zwischen variolithischen Chlorit-Albit- und Hämatit-Albit-Pillows.

Einen Sonderfall der grossen Variolithpillows stellen die kleinen Variolith- oder *Minipillows* dar. Ihre Grösse wechselt von 2 bis 10 cm im Durchmesser. Sie bestehen nur aus einer Zusammenballung von Sphäroiden und Variolen. Intersertale, divergente oder arboreszierende Strukturen treten nicht auf. Eine chloritisierte, «ehemals glasige» Kruste umschliesst meist auch diese Varietät.

Sie können sowohl einen Chlorit-Albit-Mineralbestand besitzen als auch vollständig hämatitisch sein. Die Variolen sind mehrheitlich mit radialstrahligem Albit ausgefüllt. Sie enthalten Chlorit, vereinzelt Epidotkristalle und selten Kalzit. Die sphärolithischen Zentren der Minipillows bestehen aus radialstrahligem Albit, Chlorit, Muskovit, Aktinolith, Epidot und Kalzit.

Porphyrische Pillows

Ihre ovalen Formen haben Durchmesser von 0,2 bis 1 m. Sie weisen einen Chloritrand (z.T. auch Pumpellyit) auf, in welchem mikroskopisch noch erkennbare primäre glasartige Fragmente zu erkennen sind. Die inneren Pillowpartien besitzen eine felsitische Grundmasse mit porphyrischen, z.T. fluidal angeordneten Phänokristallen (Albit bis Oligoklas und Kalzit). Meist besteht die schon schwach umgewandelte Grundmasse aus einem feinkörnigen Gemenge von Albit, Chlorit, Pumpellyit, Epidot, Aktinolith und Kalzit. Die spärlich vorhandene interstitielle Matrix zwischen den Pillows besteht aus einem feinen Gemenge von Kalzit, Quarz, Chlorit und Pumpellyit sowie einigen opaken Mineralien. Primäre Glasfragmente, Mandeln und Variolen treten darin sehr selten auf und scheinen teilweise schon rekristallisiert zu sein. Diese sehr häufige Varietät könnte eine stärkere Deformation und metamorphe Rekristallisation in der Grünschieferfazies darstellen, in der primäre Formen und magmatischen Strukturen nicht mehr erhalten sind. Dies ist insbesondere der Fall in den Metabasiten der Unteren Platta-

Schuppen. Die zerquetschen, unregelmässig eng gepackten, porphyrischen Metapillowlaven dürften eine primäre Pillowlava darstellen, deren Deformation möglicherweise durch frühdiagenetische Prozesse während oder kurz nach ihrer Extrusion erfolgte.

Metapillowbrekzie

Die Metapillowbrekzien können sowohl in groben als auch in feinen Varietäten vorliegen. Sie sind meist an Metapillowlaven gebunden und bilden deren Hangendes (z.B. Muntognas digl Lajets, Koord. 766.51/151.74). Zwischen locker gepackten Pillowlaven und Pillowbrekzien gibt es kontinuierliche Übergänge. Die Brekzien dürften wohl durch Zerplatzen oder mechanische Aufarbeitung von Pillows entstanden sein. Dieser Brekzientyp setzt sich sowohl aus noch ganzen Pillows als auch aus ihren Bruchstücken verschiedenster Grössen zusammen, die jeweils keinen oder nur einen einseitigen Chloritrand (strukturell noch glasig) besitzen. Die Zwischenmasse zwischen den Pillowfragmenten nimmt einen grossen Raum ein. Mit dem Auge erkennt man viele Minipillows, weisse, grüne und bräunliche Fetzen umgewandelter vulkanischer Gläser (Chlorit, Albit und Pumpellyit), Variolen, Mandeln, Bläschen, sphärolitischen Kalzit, grobspätigen Kalzit und grosse Feldspateinsprenglinge, die röntgenographisch Albit bis Oligoklas mit fein verteiltem Kalzit ergaben.

Unter dem Mikroskop erkennt man die in Chlorit umgewandelten Glasreste, die zum Teil fluidale Strukturen aufweisen. Die Zentren solcher Glasreste bestehen meist aus einem Chlorit (Ripidolith), die innere Randzone optisch noch aus einem umgewandelten Glas, röntgenographisch schon aus Chlorit und die äussere weissliche Randzone aus einem feinen Albit-Chlorit-Aggregat. Die einzelnen Zonen werden durch feine Titanitsäume abgegrenzt. Das chloritische Zentrum ist von einem feinen Titanitstaub durchsetzt. In einem Fall wurden ehemalige Glasfragmente, die optisch eine palagonitische Substanz (z.T. Zeolith) vermuten liessen, röntgenographisch als Pumpellyit bestimmt. Die Variolen bestehen aus einem feinen Gemisch von radialstrahligem Albit, Chlorit sowie Aktinolith und Titanit. Im Zentrum erkennen wir oft grössere Albitkristalle in verschiedenen Wachstumsstufen.

Bei den hämatitischen Varietäten nimmt in den Fragmenten der Chloritgehalt stark ab. Dafür tritt neben dem hohen Hämatitanteil zuweilen Muskovit auf. Ausserdem finden wir in der Zwischenmasse fein verteilten Albit (in mikrolithischer Form oder arboreszierenden Strukturen), Quarz, Chlorit, Pumpellyit, Epidot, Muskovit, Kalzit, Lawsonit, Pyroxen, Titanit und Hämatit sowie einige Zentren von relativ frischen intersertalen Albiten.

Metahyaloklastitbrekzie

Eine Metahyaloklastitbrekzie, der Lagerung nach eine Basalbrekzie, liegt – wie der Name sagt – an der Basis eines Ergusszyklus. Dieser heterogene Typ besteht sowohl aus Pillowfragmenten als auch aus Bruchstücken einer diabasartigen Varietät, die meist keinen oder einen allseitigen Chloritrand besitzen. Solche Fragmente entstammen wahrscheinlich einer Lava ohne Pillowbildung.

Variolen, Mandeln, Bläschen, Fließstrukturen, umgewandelte Glasreste und Minipillows treten ebenso auf. Da dieser Brekzientyp im Liegenden meist Sedimente aufweist, können Reste bzw. Linsen davon einige Dezimeter bis Meter weit in die Brekzien hinein beobachtet werden. Reine Diabasbrekzien fanden sich nur an Lokalitäten, die im Bereich der Unteren Platta-Schuppen liegen.

Rekristallisation und Deformation der metabasaltischen Vulkanite

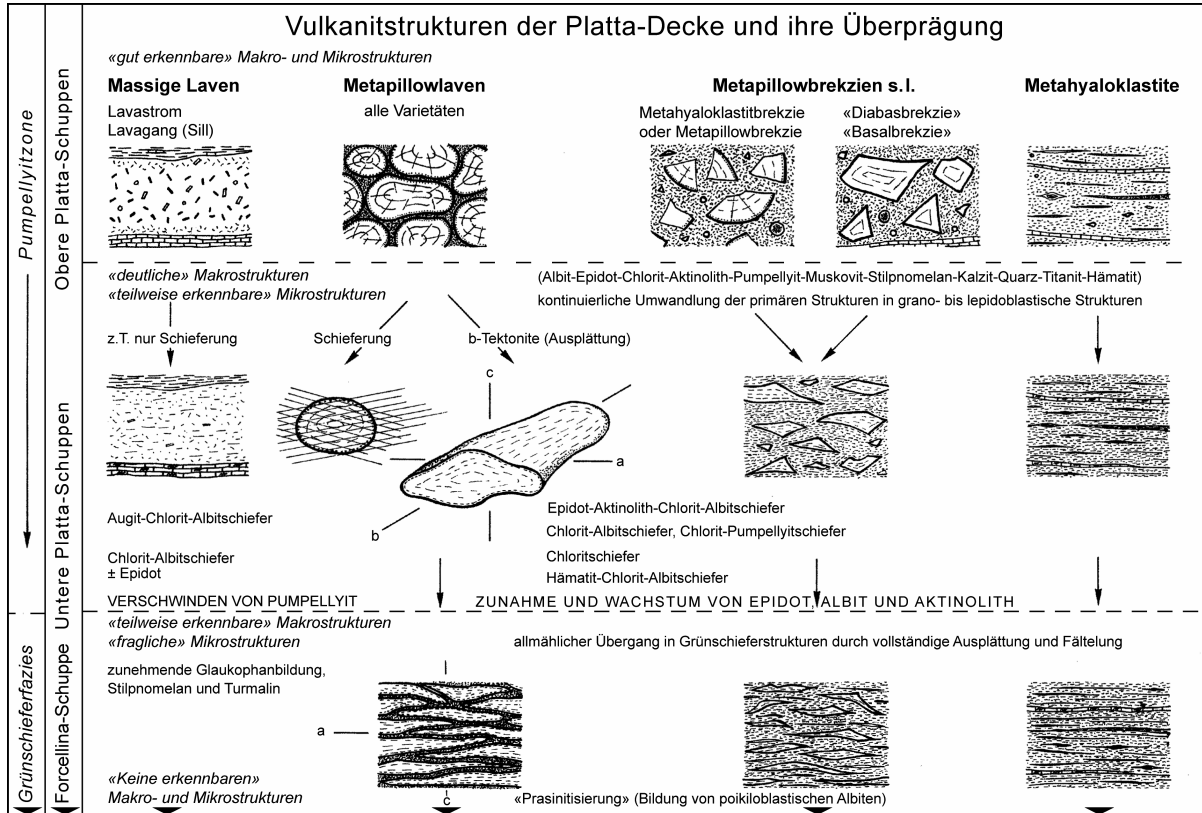
Innerhalb der Platta-Decke liegt eine progressive Rekristallisation und Deformation der Vulkanitstrukturen vor (Fig. 5). In den Oberen Platta-Schuppen sind primäre Vulkanitstrukturen makroskopisch und mikroskopisch noch gut erkennbar, während sie in den Unteren Platta-Schuppen und in der südlich gelegenen Forcellina-Schuppe durch allmähliche Ausplättung und Fältelung in grano- bis lepidoblastische Grünschieferstrukturen und in «Prasinite» (GANSSE 1937) übergehen.

Massive Metabasalte (Sills oder Lavaergüsse) waren offenbar gegen Rekristallisation und Deformation am resistentesten, und so erkannten schon STAUB (1915) und CORNELIUS (1935) in den Augit-Chlorit-Albit-Schiefern die Abkömmlinge massiver Diabase. Während in den schwach metamorph überprägten, massiven Metabasalten nur feinstkörniger Epidot und Albit sowie winzige Aktinolithnadeln in der Grundmasse (d. h. 0,01–0,02 mm) vorliegen, erreichen diese meist idiomorphen Mineralien in den stark überprägten Varietäten Korngrößen bis 1 mm.

Nahe von tektonischen Flächen (Überschiebungen) werden die Pillows und Pillowbrekzien von einem starken Cleavage durchsetzt, wobei ihre ehemaligen Formen gewahrt blieben. Durch stärkere, eher plastische Deformation wurden sie dagegen zu *b*-Tektoniten ausgewalzt, in *b* bis zu 3–5-facher Länge (s. Fig. 5). Auch die Variolen wurden in *b* gestreckt. Die *ac*-Intersektion zeigt uns am deutlichsten die ehemalige Vulkanitstruktur, während wir in *bc* und *ab* oft nur feine Bänderungen zwischen Albit, Chlorit und Epidot erkennen können.

Fig. 5: Deformationsstrukturen der basischen Vulkanite der Platta-Decke während der alpinen Gebirgsbildung (nach DIETRICH 1969).

Vulkanitstrukturen der Platta-Decke und ihre Überprägung



Die schönsten Aufschlüsse der überprägten Pillowbrekzientypen finden sich in den Gletscherschliffen des seit 40 Jahren zurückweichenden Vadret da Piz Platta zwischen 2800 und 3000 m ü. M. sowie in den Westwänden des Tälhornes und des Jupperhorns. Die Makrogefüge der Brekzien bleiben bis in die tiefsten Partien der Unteren Platta-Schuppen sichtbar.

Die teilweise fein geschichteten Metahyaloklastite behielten nach weiterer Überprägung makroskopisch ihren strukturellen Charakter. Dennoch ist es sogar unter dem Mikroskop oftmals sehr schwierig, sie in fortgeschrittenen Umwandlungsstadien von einer Metapillowlava oder einer Metapillowbrekzie zu unterscheiden. Der metahyaloklastische Rand oder die Zwischenmasse einer Pillowlava kann im Handstückbereich einem Metahyaloklastit stark gleichen. Die Einschaltungen von Radiolarit und Kieselschiefern sind auch im überprägten Zustand das bestimmende Merkmal für einen Metahyaloklastit.

Geochemie der Metabasalte und Metagabbros

Die Metapillowlaven und -brekzien der Platta-Decke weisen generell recht einheitliche basaltische Chemismen auf, die sich mit den tholeiitischen Basalten mittelozeanischer Rücken (MORB) decken (Fig. 6). Auf wasserfreie Basis normiert variieren die SiO_2 -Gehalte zwischen 50 und 53 Gew.%, die MgO-Gehalte zwischen 10 und 5 Gew.%, TiO_2 : 1–3,5 Gew.% und P_2O_5 : 0,12–0,35 Gew.% (DIETRICH 1969, DIETRICH & OBERHÄNSLI 1976, FRISCH et al. 1994).

Allgemein liegen die K_2O -Gehalte der Platta-Metabasalte tief zwischen 0,12 und 0,3 Gew.%. Stark erhöhte K_2O -Gehalte treten nur in den hyaloklastischen Pillowrandzonen sowie in der interstitiellen metahyaloklastischen Matrix zwischen den Pillows und den Pillowbrekzien auf. Letzteres trifft für alle hygromagmatophile Elemente wie Na, Ca, Sr, Ba, Rb und die leichten Seltenen Erden (Fig. 7) zu. Die Na_2O -Gehalte zeigen die höchste Variationsbreite zwischen 0,6 und 7,5 Gew.% (in älterer Literatur als «Spilitisierung» bezeichnet; siehe z. B. VALLANCE 1974).

Diese Variationsbreite dürfte sowohl auf postmagmatische ozeanische tief-temperierte Meerwasserumwandlungen, hydrothermale bis metamorphe Prozesse als auch auf alpinmetamorphe Prozesse zurückzuführen sein und nicht auf unterschiedliche chemische Zusammensetzungen primärer basaltischer Schmelzen (MIYASHIRO 1973, 1975, TREUIL & VARET 1973).

Gegenüber der Mobilität der mehr-hygromagmatophilen Spurenelemente scheinen die gewisse Spurenelemente wie Cr, Ni und V sowie die inkompatiblen Elemente Zr, Y, Nb und Sc recht stabil zu sein (Tab. 1, Fig. 8, 9).

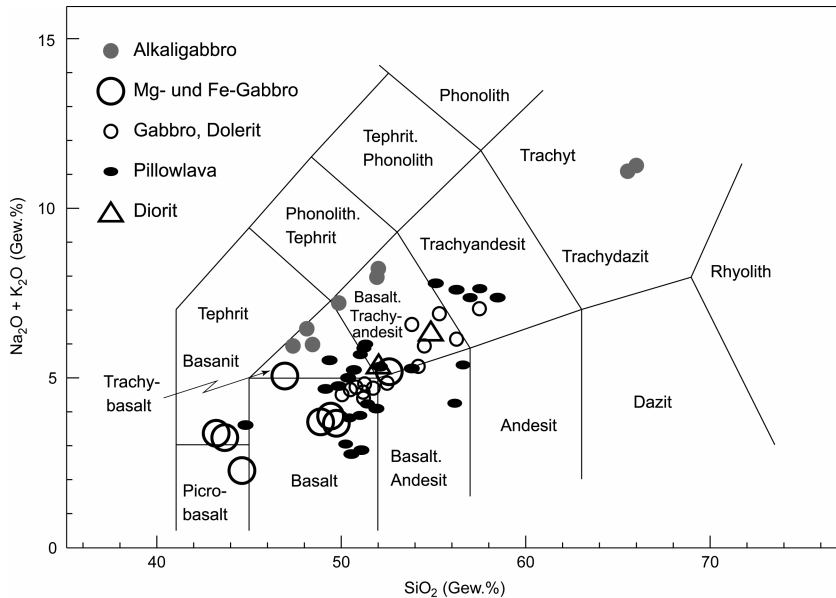


Fig. 6: Total-Alkali-Silika-Diagramm nach LE MAÎTRE (1984) für Basalte, Dolerite, Diorite und Gabbros der jurassischen Platta-Ophiolithe sowie für die Alkalgabbros in den kretazischen Kalkphylliten. Daten der Diorite und Mg-Fe-Gabbros von DESMURS (2002); restlichen Daten von eigenen, unpublizierten Analysen.

Tab. 1: Spurenelementgehalte (in ppm) in den Metabasalten und Metagabbros der Platta-Decke. Daten der Metaferrogabbros nach DESMURS (2002).

Elemente [ppm]	Pillows und Brekzien	Sills (Diabas)	Metagabbros	Metaferrogabbros	Kretazische Sills
Cr	100–300	100–160	< 20–185	7–80	< 20
Ni	80–250	64–107	36–92	24–88	24
V	150–250	83–245	90–166	290–870	26
Zr	90–250	154–245	32–242	70–91	310
Y	28–55	27–47	12–39	18–124	47
Nb	< 5–16	9–17	9–20	1,9–4,4	36
Sc	34–53	15–36	19–30	nicht bestimmt	12
Ba	16–62	< 10–30	< 10–30	3,6–42	100
Ba/Zr	0,17–0,25	0,04–0,20	0,11–0,22	0,05–0,11	0,3
Zr/Y	2,9–4,9	3,8–5,3	2,7–6,2	0,56–0,8	6,7

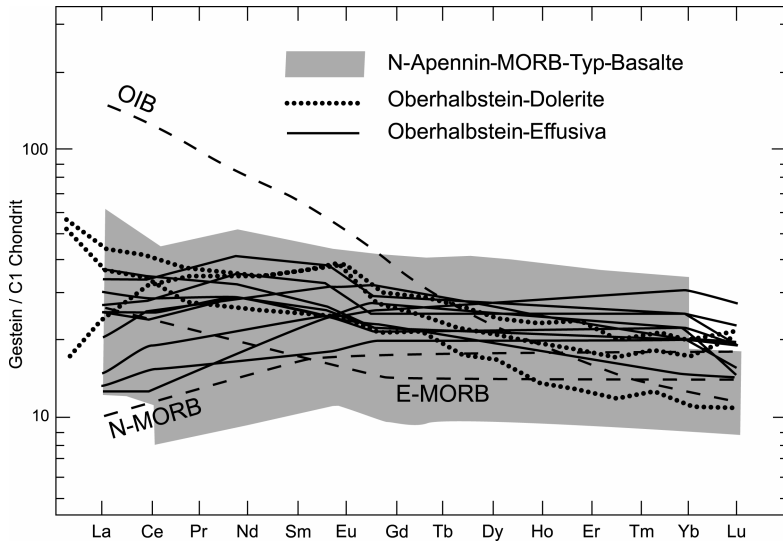


Fig. 7: Seltene Erden (REE) der basischen Vulkanite (FRISCH et al. 1994) und Ganggesteine (nach DESMURS 2002). Zum Vergleich der Bereich REE-Verteilungsmuster der Basalte im ligurischen Apennin (nach RAMPONE & PICCARDO 2000). OIB-, N-MORB- und E-MORB-Referenzlinie nach SUN & MCDONOUGH (1989).

Die Platta-Metabasalte umschließen im Variationsdiagramm $V/(Ti/1000)$ ein langgestrecktes Feld mit V/Ti -Verhältnissen zwischen 35 und 45 (Fig. 8), was einer leicht erhöhten Alkalinität, d. h. einem schwachen alkalischen Charakter (enriched E-Type-MORB) entspricht.

Die langgestreckten Streubereiche der alpinen Metabasalte in den Figuren 8 und 9 zeigen zwar den typischen Differentiationstrend der MOR-Basalte, verdeutlichen aber ihre Inhomogenitäten, die durch ozeanisch-hydrothermale und alpinmetamorphe Prozesse entstanden sind (PEARCE & CANN 1973, DIETRICH et al. 1977, HEUGEL 1982). Der enge Bereich der Rodingite bezieht sich deshalb nur auf Analysen aus den Zentren massiver Rodingitgänge, die nur schwach metasomatisch verändert waren und noch magmatische Gefüge aufwiesen.

Im Diskriminationsdiagramm Y/Zr (Fig. 9) liegen die Analysen der Metapillowlaven der oberpenninischen Decken (Platta-Decke, Aroser Zone und ihre östliche Fortsetzung im Engadiner Fenster) innerhalb des Feldes für ozeanische

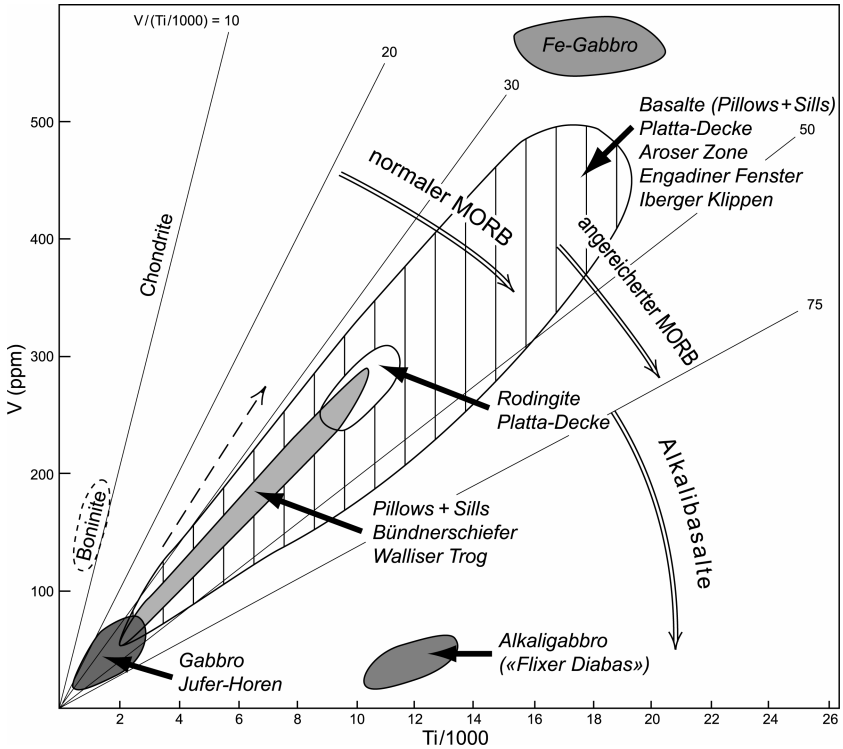


Fig. 8: Variationsdiagramm $V/(Ti/1000)$ nach SHERVAIS (1982) für die Verteilungsfelder der Metabasalte, Diabase, Rodingite und Metagabbros der Platta-Decke sowie der kretazischen alkalibasaltisch betonten Sills. Als Vergleich sind die Verteilungsfelder von Metabasalten aus den Bündnerschiefern («Walliser Trog») dargestellt. Der gerade, gestrichelte Pfeil zeigt den Weg der fraktionierten Kristallisation von Olivin, Pyroxenen und Plagioklas. Daten aus DIETRICH (1969), OBERHÄNSLI & DIETRICH (1975), DIETRICH & OBERHÄNSLI (1976), DIETRICH et al. (1977), RÖSLI (1988), FRISCH et al. (1994), DESMURS (2002) und 170 eigenen, unpublizierten Analysen.

Tholeiitbasalte. Demgegenüber liegen die Proben von basaltischen Sills (Diabase) und der Metagabbros zusätzlich im Feld kalkalkalischer Inselbogen-Basalte, was jedoch nicht auf eine unterschiedliche chemische Entstehungscharakteristik zurückzuführen ist, sondern nur einem unterschiedlichen Differentiationsprozess der Subvulkanite entspricht.

Die Chemismen der Platta-Metagabbros zeigen eine grosse Variationsbreite mit sehr unterschiedlichen und inkonsistenten Streubereichen einzelner Elemente, insbesondere der Spurenelemente (DESMURS 2002). Diese Phänomene sind in erster Linie auf die Schwierigkeit homogener Probenentnahmen in grobkörnigen bis pegmatoiden Gabbrokörpern zurückzuführen. Hinzu kommt bei nahezu allen Gabbrovorkommen der Platta-Decke eine starke Deformation und eine feinste Zeraderung, was auf einen hohen metasomatischen Fluidaustausch während der alpinen Metamorphose hinweist.

Während die Chemismen der Diabassills und der Gabbros im unteren Bereich der basaltischen Verteilungsellipse in Figur 8 liegen, findet sich das Feld der hochdifferenzierten Fe-Gabbros ausserhalb der Verteilung im oberen Bereich. Generell ist diese Verteilung auf das Kristallisationsverhalten der Gabbros und der Subvulkanite gegenüber den effusiven Vulkaniten zurückzuführen.

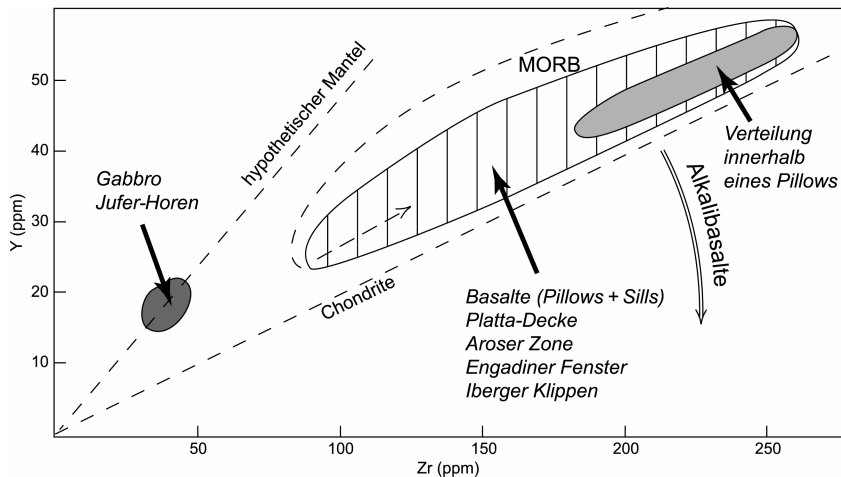


Fig. 9: Variationsdiagramm Y/Zr nach BECCALUVA et al. (1977) für Metabasalte der Platta-Decke, der Arosler Zone, des Engadiner Fensters und der Iberger Klippen. Der gerade, gestrichelte Pfeil zeigt den Weg der fraktionierten Kristallisation von Olivin, Pyroxenen und Plagioklasen. Referenzen der Daten wie in Fig. 8.

Die ursprüngliche chemische Charakteristik der rodingitisierten Gänge in den Serpentiniten ist lediglich mittels V/Ti- (Fig. 8) und Y/Zr-Variationen (Fig. 9) dargestellt. Nahezu alle anderen Elemente zeigen einen starken metasomatischen Austausch, welcher wahrscheinlich bereits unter hydrothermalen ozeanischen Prozessen abgelaufen ist (RÖSLI 1988). Generell wurde in den Randzonen Magnesium und in den inneren Partien Kalzium angereichert sowie Silizium abgereichert.

Die Metabasalte der Platta-Decke zeigen den typischen tholeiitischen MORB-Differentiationstrend, wobei die Pillowlaven und Sills einen deutlich differenzierten Charakter aufweisen, hingegen primitivere (undifferenziertere) Basalttypen mit ehemaligem olivinbasaltischen Charakter eher selten anzutreffen sind. Gleiches gilt auch für die rodingitisierten Ganggesteine und Gangscharen in den Serpentinmassen. Letztere enthalten zudem ferrogabbroide Sills, welche hoch differenzierte Glieder eines typischen ozeanischen tholeiitischen Trends darstellen.

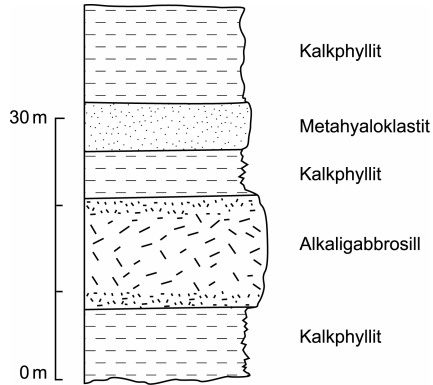
Alkalibasaltische Magmatite

Die alkalischen Metagabbros und Metabasalte wurden bisher als spätjurassische Intrusiva und Extrusiva der Ophiolithabfolge angesehen, da sie sich makroskopisch kaum von den älteren jurassischen Metabasalten und Metagabbros unterscheiden lassen. Nur wo sie eindeutig schichtparallel in kretazischen Sedimenten intrudierten (Sills), diese als Gänge durchschlagen oder in den Sedimenten als tuffitische Horizonte und Lagen erkannt werden, ist ihre Zugehörigkeit zu einem spätkretazischem Magmatismus gesichert.

γα Metaalkaligabbro, Metaalkalibasalt («Flixer Diabas»)

Schon CORNELIUS (1935, 1950) erkannte einige Vorkommen von alkalifeldspatreichem Gabbro oberhalb Cuorts (Alp Flix) als eigenständigen Gesteinstyp («Flixer Diabas»). Auch der von DIETRICH (1969) beschriebene 10–20 m mächtige Sill (Fig. 10) in den kretazischen Kalkphylliten gehört zu einem gleichaltrigen Magmatismus. Die Randzone ergab dabei einen feinkörnigen, albitfreien Augit-Chlorit-Pumpellyit-Schiefer, während das Zentrum einen Metabasalt mit intersertalem Feldspatgefüge und vereinzelt gabbroiden Partien beinhaltet. Ein analoger, Amphibol führender Sill aus den Kalkschiefern bei den Flüeseen (Koord. 765.800/147.000) ergab ein K/Ar-Amphibol-Mineralalter (pargasitische Hornblende) von 113 ± 4 Ma. Auch der von DIETRICH (1970) beschriebene «Diabas-Sill» in den mittels Globotruncaniden datierten Kalkphylliten im Val Bercla (Fig. 13) gehört zu diesem magmatischen Zyklus. Weitere gangartige Vorkommen eines feinkörnigen, selten porphyrischen (max. Korngrösse 5 mm) metabasaltischen Gesteins liegen in den Kalkphylliten und Aptychenkalken an der Julierpassstrasse unter-

Fig. 10: Profil durch die Kalkphyllite mit Alkaligabbrosill und tuffogenem alkalibasaltischem Metahyaloklastit am Marmorerasee (Koord. 768.95/151.08).



und oberhalb von Motta. Meist sind die Gesteine mehr oder weniger stark kataklastisch deformiert. Die Mengenverhältnisse von Plagioklas zu Klinopyroxen plus Amphibol schwanken von 3:1 zu 1:1,5. In einem Teil der Proben wird der augitische Klinopyroxen von brauner pargasitischer Hornblende begleitet oder ersetzt. Die ursprünglichen Plagioklase sind sehr albitreich. Pseudomorphosen nach Ilmenit sind häufig; Monazit ist meist akzessorisch vorhanden.

Im TAS-Diagramm (Fig. 6) liegen die chemischen Analysen der Metaalkaligabbros deutlich über den Metagabbros aus der Ophiolithabfolge und deuten einen alkalischen Trend an. An Proben aus der zentralen Partie des in Figur 10 dargestellten Sills und dem hangenden Kontaktbereich wurden zwei chemische Analysen durchgeführt, welche einen deutlich alkalibasaltischen Chemismus ergaben. Auch in den Spurenelementgehalten unterscheiden sie sich von den Metagabbros der Ophiolithabfolge (Tab. 1, Fig. 8).

Ähnliche Metaalkalibasalte, die in spätkretazische Calpionellenkalke intrudierten, wurden bereits von GRUNAU (1947) in der Arosener Zone bei Arosa beschrieben. Grunau postuliert für diese «Spilite» einen spätkretazischen Magmatismus, der sich deutlich von den jurassischen Ophiolithen in Verbindung mit Pillowlaven, Serpentiniten und Radiolariten unterscheidet.

Als Teil der «Flixer Schichten» wurde schwarzer kieseliger Tonschiefer kartiert. Es handelt sich aufgrund von mikroskopischen Befunden teilweise um Tuffite mit metahyaloklastischem Material. Die Übergänge zum rein sedimentären schwarzen Tonschiefer mit Zunahme der Quarz- und Serizitgehalte sind kontinuierlich. Vereinzelt liegt auch Kalkschiefer sowohl mit metahyaloklastischen Einstreuungen von pyritreichen Chlorit-Serizit-Aggregaten wie auch als Horizonte mit reinen, fast monomineralischen Pumpellyitfelsen vor.

Sedimente

Die Sedimente der oberpenninischen Platta-Decke, welche nach dem Aufbrechen (Rifting) und der Platznahme der Ophiolithe (Dogger bis Malm) in ozeanischen Bereichen abgelagert wurden, gleichen sehr stark den analogen unterostalpinen Sedimentabfolgen (DIETRICH 1970). In Anlehnung an die unterostalpinen ophiolithfreien Sedimente lassen sich die geringmächtigen Sedimentsequenzen der Platta-Decke stratigraphisch einordnen (Fig. 11). Figur 12 zeigt ein Beispiel dieser geringmächtigen Sedimentsequenzen.

CHRONOSTRATIGRAPHIE (GRADSTEIN et al. 2004)		Ma		
CAM	SPÄTE	80	Sandiger Spatkalk	*
CON		90	Sandiger und siltiger Tonschiefer	
TUR			Dunkelgrauer und grünlicher Phyllit	*
CEN		100	Polymikte Brekzie und Olistholithe mit Kalkarenitlagen	*
ALB	FRÜHE	110	Schwarzer Ton- und Kieselschiefer («Flixer Schichten»)	+
APT		120	Wechselagerung grauer Kalk und schwarzer Tonschiefer	*
BAR		130		
HAU		140	Hellgrauer und gelbgrüner, dünnplattiger, mikritischer Kalk («Aptychenkalk»)	
VAL	SPÄTER	150	Radiolarit	
BER		160	Basalt (Pillowlava) und Gabbro	+
TIT		170		
KIM		180		
OXF	MITTLERER	190		
CAL		200		
BÄT				
BAJ	FRÜHER			
AAL				
TOA				
PLI				
SIN				
HET				

Fig. 11: Stratigraphie der Platta-Decke.

i. **Roter und grüner Radiolarit, roter Tonschiefer**

Radiolarit und Tonschiefer sind die häufigsten sedimentären Begleiter der basischen Effusiva, wobei sowohl Radiolarit als auch roter Tonschiefer in den basischen Effusiva auftreten können. Meistens überlagern diese Sedimente die Effusiva konkordant oder stehen mit ihnen in tektonischem Kontakt. Unmittelbar über den basischen Effusiva tritt vorwiegend roter bis braunroter, 0,1–3 m mächtiger Tonschiefer auf. Dieser geht in eine Wechsellagerung (1–3 cm) von Radiolarien führendem rotem Hornstein und rotem Tonschiefer über. Stratigraphisch darüber folgt roter und grüner Hornstein, wechsellagernd mit rotem oder grauem Tonschiefer. Durch eine häufig intensive Verfäلتung zwischen kompetenten und inkompetenten Schichten im Meter- bis Dekameterbereich ist die Gesamtmächtigkeit schwierig abschätzbar; sie dürfte maximal 40 m erreichen. Der wenig deformierte Hornstein besteht aus einer feinen Quarzmatrix ($<5\ \mu\text{m}$), worin meist runde, von hämatitischem Pigment umgebene Radiolarien liegen. Serizit tritt untergeordnet im Hornstein auf, wird aber im roten Tonschiefer zum Hauptgemengteil. Nebengemengteile sind meist Albit und Chlorit, als Akzessorien liegen Zirkon, Apatit und Rutil vor. Kalzit und Dolomit sind in der Matrix des grünen und grauen Kieselschiefers nur spärlich vorhanden.

Die Auflage auf den Metabasika bildet die Untergrenze. An der Obergrenze wechselt in einem 0,2–0,5 m mächtigen Intervall roter und grüner Kiesel- und Tonschiefer mit mikritischem Kalk. Die Grenze wurde im Hangenden der obersten Kieselschieferlage gezogen.

Im Kartengebiet konnte der Radiolarit nicht datiert werden, aber in Analogie zu anderen Radiolariten in den Alpen kann das Alter als später Dogger bis mittlerer Malm (BILL et al. 2001) angenommen werden.

Radiolaritbrekzie mit Serpentininkomponenten

Das grösste Vorkommen von Radiolaritbrekzie befindet sich nordwestlich von Pkt. 2550 m oberhalb der Alp Flix (Koord. 771.0/155.3). Diese Brekzie besteht vorwiegend aus eckigen Radiolaritkomponenten. Stellenweise enthält sie bis zu 50 cm grosse Bruchstücke von Iherzolitischem Serpentin. An der westlichen Talseite in den Radiolaritzügen des Crap da Radons oberhalb von Bivio treten ebenfalls polymikte Radiolaritbrekzien mit Dolomit, Kalk, Glimmerschiefer, Serpentin und Chromspinell auf (DIETRICH 1970), sind aber auf der Karte nicht darstellbar.

Die Brekzie wird von Aptychenkalk, Kalk und Tonschiefer mit Globotruncaniden überlagert. Sie ist ähnlich der Maraner Brekzie (GRUNAU 1947).

Sie ist älter als der Aptychenkalk und jünger bis gleichaltrig wie der Radiolarit.

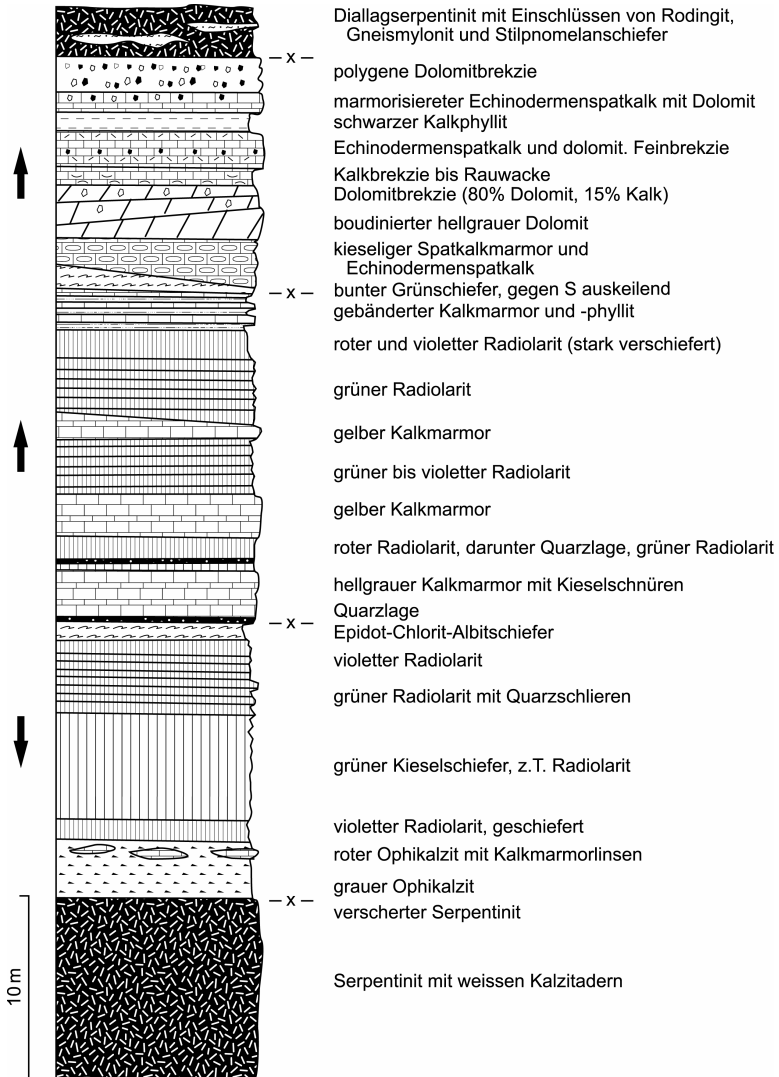


Fig. 12: Lithologisches Profil durch mehrere Schuppen der Platta-Decke am Mazzaspitz, südwestlich von Pkt. 2839 m (westliche Fallerfurgga; Koord. 764.440/147.800–764.530/147.880). Die Pfeile zeigen die normale bzw. inverse Lagerung der Schichten an (aus DIETRICH 1970).

**i_k Hellgrauer und gelbgrüner, dünnplattiger, mikritischer Kalk
(«Aptychenkalk»)**

Hellgrauer, dünnplattiger Kalk oder massiger milchiggrüner Marmor mit grünen glimmerreichen Zwischenlagen überlagert die aus parallel laminiertem rotem Tonschiefer und grauem Kalkschiefer bestehende Abfolge im oberen Teil des Radiolarits. Die Serizitlagen enthalten Quarz und häufig fein verteilte Pyritwürfel. Wenig deformierter Kalkschiefer kann mit dem «Aptychenkalk» der Aroser Zone verglichen werden. Die stärker deformierten Varietäten ähneln dem «Hyänenmarmor» in den Schamser Decken. Die grösste Mächtigkeit wird auf 10–15 m geschätzt.

Die Untergrenze bildet die unterste Kalkbank über der Zwischenlage zu den Radiolariten. Dünnplattiger Kalk geht kontinuierlich in eine Abfolge von Kalk und Tonschiefer über, wobei die stratigraphische Grenze beim ersten Auftreten von schwarzem Tonschiefer gezogen wird.

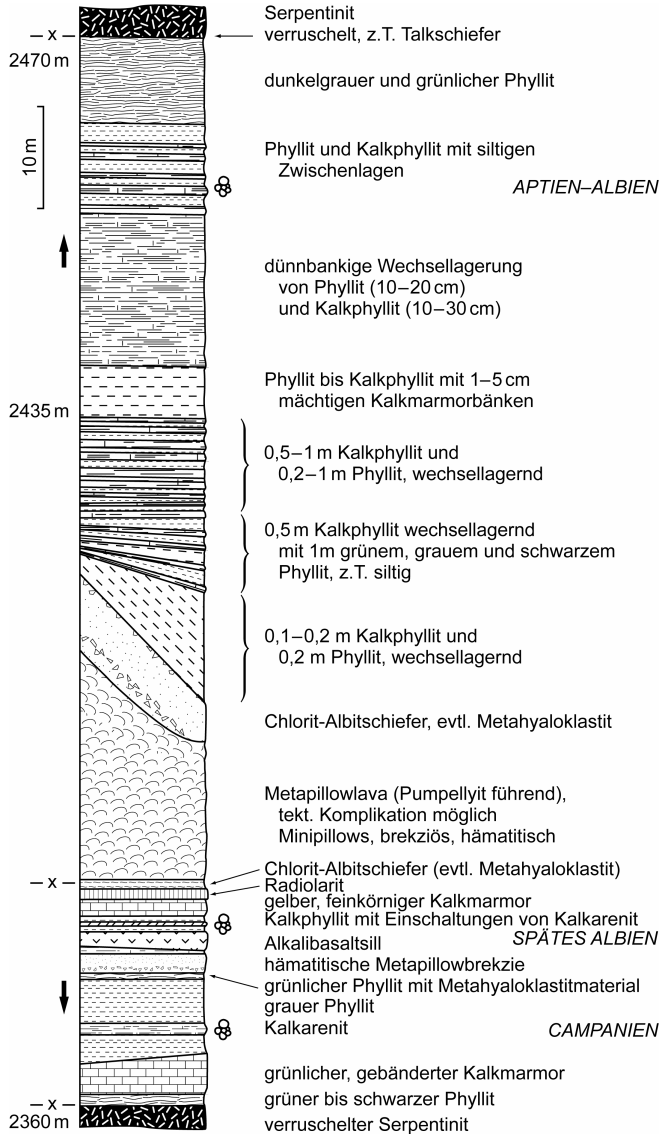
Im Aptychenkalk der Aroser Zone in Liechtenstein und bei Arosa ergeben die Calpionellen gemäss ALLEMANN (2002) ein spätes Tithonien- bis mittleres Berriasien-Alter.

**c Kalk und Schiefer i.Allg.; grauer Kalk und schwarzer Tonschiefer
mit kalkarenitischen Einschaltungen**

Wechsellagerungen von grauen Kalken und schwarzen Tonschiefern treten fast überall in der Platta-Decke auf. Übergänge von der liegenden, hellgrauen Kalkeinheit («Aptychenkalk») sind ebenfalls vorhanden. Eindeutige Vorkommen sind bei Malpass und Pare Neira auf der Alp Flix aufgeschlossen. Zwei vollständigere Profile dieser Einheit finden sich am Muttans nördlich Pkt. 2328 m und im Val Bercla nordwestlich Pkt. 2550 m (DIETRICH 1970); letzteres weist Fossilien führende kalkarenitische Zwischenlagen auf und ist in Figur 13 dargestellt. Im Unterostalpin werden lithologisch ähnliche Abfolgen als Emmat-Formation bezeichnet. Im südwestlichen Teil des Kartengebietes ist die alpine Deformation stärker und die Metamorphose höher (Epizone) als im nordöstlichen Teil (Anchizone) (DIETRICH 1969), so dass DIETRICH (1970) die Bezeichnungen Kalkphyllit für den Kalkschiefer und Phyllit für den Tonschiefer wählte. Im mikroskopischen Bereich besteht der Kalkschiefer aus Kalzit, Quarz, Chlorit und Serizit, beim Tonschiefer überwiegen Serizit und Chlorit.

Sandiger und siltiger Tonschiefer ist auf der Alp Negna (Koord. 769.5/157.9) aufgeschlossen, wo er von schwarzem Tonschiefer begleitet ist, welcher auf ein anoxisches Ereignis hinweist. Auch am Plang Lepa oberhalb von Marmorera erscheinen kleinere Vorkommen von sandigem quarzitischem Schiefer zusammen

Fig. 13: Profil durch die mit Mikrofossilien datierte sedimentäre Bedeckung der Platta-Ophiolithe im Val Bercla (Koord. 764.950/150.360–765.100/150.220). Die Pfeile zeigen die normale bzw. inverse Lagerung der Schichten an (aus DIETRICH 1970).



mit grauem schwarzem Kalk- und Tonschiefer. Sie sind relativ reich an rekristallisiertem Quarz und Albit neben Serizit und Chlorit (meist Oxichlorit).

Die Untergrenze der Kalk-Tonschiefer-Abfolge wird bei der untersten schwarzen Tonschieferlage gezogen, die Obergrenze ist tektonisch.

DIETRICH (1970) beschreibt aus Kalkarenithorizonten im Val Bercla *Planomalina buxtorfi*, welche ein spätes Albien-Alter belegt. Im schwarzen Tonschiefer bei Giond'Alva (westlich der Tschima da Flix) wurden *Planomalina buxtorfi*, *Ticinella* sp. sowie Reste fraglicher Rotaliporen gefunden, die nach F. Allemann (mündl. Mitt.) ebenfalls ein spätes Albien-Alter belegen. Sie werden begleitet von einer anoxischen Schicht, welche überall in der Arosler Zone zu verfolgen ist.

Stratigraphisch oberhalb des in das späte Albien gestellten Kalkarenits hat F. Allemann (mündl. Mitt.) im gleichen Profil (Fig. 13) in einem sandigen Spatkalk Grossforaminiferen (wahrscheinlich *Siderolites* sp.) gefunden, die ein Campanien- bis Maastrichtien-Alter belegen würden. Diese Sedimente gleichen jenen aus der Basis des Arlatsch-Sandsteins, worin ebenfalls wahrscheinlich *Siderolites* sp. festgestellt wurde.

Schwarzer Tonschiefer und Kieselschiefer («Fliexer Schichten»)

Schwarzer Ton- und Kieselschiefer, welcher CORNELIUS (1935) als «Fliexer Schichten» beschrieben hat, tritt in engster Vergesellschaftung mit Alkaligabbrosills und Metahyaloklastiten eines spätkretazischen Magmatismus bzw. Vulkanismus auf. Unter dem Mikroskop erscheinen alle Übergänge von fast reinem Tonschiefer aus Serizit, Chlorit und Quarz zu basischen Metahyaloklastitkomponenten, die ausschliesslich aus Albitkörnern in einer Chloritmatrix oder aus einem monomineralischen Pumpellyitgemenge bestehen. Es handelt sich also bei diesen Metahyaloklastiten um eine typisch tuffitische sedimentäre Bildung.

Die Unter- und Obergrenze dieser Abfolge bilden die jüngeren grauen und schwarzen Kalk- und Tonschiefer, welche während des Aptiens und Albiens abgelagert wurden. Eine K/Ar-Altersbestimmung an separierten Amphibolen aus einem feinkörnigen Alkaligabbrosill der Tonschieferserie bei den Flüseen ergab ein Aptien- bis Albien-Alter (113 ± 4 Ma, DIETRICH 1969; s. S. 45).

Polymikte Brekzie und Olistholithe

Polymikte Feinbrekzien treten als 5 cm dicke Lagen innerhalb der grauen und schwarzen Kalk- und Tonschiefer mit Kalkareniten auf. Alle Komponenten, bestehend vor allem aus Dolomit sowie untergeordnet aus Kalk, sind stark länglich deformiert. Auf der Karte sind diese Feinbrekzien, obwohl immer vorhanden, selten darstellbar (nur bei Koord. 767.5/147.6 sowie gegenüber von Marmorera).

UNTEROSTALPIN

ERR- UND JULIER-DECKE
(inkl. Carungas- und Rocabella-Einheit)

Kristallin

Die kristallinen Gesteine der Julier-Decke, der Err-Decke und der Carungas-Einheit sind sich sehr ähnlich und werden daher im Folgenden gemeinsam beschrieben. Der mengenmässige Anteil an Altkristallin, Intrusiva, Subvulkaniten und Vulkaniten dagegen ist in den einzelnen tektonischen Einheiten verschieden: In der Julier-Decke überwiegen jungpaläozoische Intrusiva, in der Err-Decke und Carungas-Einheit sind Altkristallin, Intrusiva, Subvulkanite und Vulkanite in vergleichbaren Mengen vorhanden.

ALTKRISTALLIN

Zum Altkristallin werden alle Gesteine gerechnet, die bereits vor der Intrusion der jungpaläozoischen Granite und Diorite deformiert und metamorphosiert waren. Es kann zwischen Metasedimenten (vorwiegend Biotit-Plagioklasgneise) und Metamagmatiten (mehrheitlich Streifen- und Augengneise) unterschieden werden. Die Metamagmatite grenzen mit Intrusivkontakten an die Metasedimente. Im Gelände wurden verschiedene Typen von Biotit-Plagioklasgneisen unterschieden, was Rückschlüsse auf ihre sedimentären Ursprungsgesteine (Protolithen) erlaubt.

Die von CORNELIUS (1932) auf seiner Karte als Quarzphyllit bezeichneten Gesteine sind vorwiegend kataklastisch deformierte Paragneise und untergeordnet kataklasierte Orthogneise.

G Biotit-Plagioklasgneise i. Allg. (Metasedimente)

Diese Gesteinsbezeichnung wurde bei Aufschlüssen gewählt, in denen eine weitere Unterteilung der Metasedimente wegen starker tektonischer Überprägung oder aus kartographischen Gründen nicht möglich war. Diese stark geschieferten und gebänderten Gesteine bestehen aus albitreichem Plagioklas (40–60%), Quarz (20–40%), mehr oder weniger stark chloritisiertem und serizitisiertem Biotit (10–20%) und untergeordnet aus primären Mineralien wie Zirkon und Apatit sowie sekundären Mineralien wie Epidot und Karbonat. Alkalifeldspat kommt nur untergeordnet vor und ist ein Umwandlungsprodukt einer hydrothermalen Überprägung und der alpinen Metamorphose. Untergeordnet treten Hornblende

führende Biotit-Plagioklasgneise auf, wobei die metamorph gebildete, grüne Hornblende während der alpinen Metamorphose weitgehend in Klinozoisit umgewandelt wurde.

Quarzitische Biotit-Plagioklasgneis

Grössere Vorkommen von quarzitischem Biotit-Plagioklasgneis sind im Gebiet von Blatt Bivio nicht beobachtet worden; kleinere Aufschlüsse wurden am Piz Picuogl ausgeschieden. Der Übergang zu den gebänderten Biotitgneisen ist fließend, wobei sich meistens der Quarzgehalt auf Kosten des Plagioklases erhöht. Die Dicke der quarzreichen Bänder liegt meist im Bereich von 5–20 cm, kann aber auch 50–100 cm betragen.

Der Quarzanteil schwankt zwischen 40 und 95 %. Weitere Hauptgemengteile sind albitreicher Plagioklas und 5–10 % Biotit. Akzessorisch treten Zirkon, Monazit und Turmalin auf. Ebenfalls vorhanden sind Muskovit und Chlorit sowie Klinozoisit und Titanit, die bei der alpinen Metamorphose vor allem aus Biotit entstanden sein dürften.

Granat führender Zweiglimmergneis (Metapelit)

Granat führenden Zweiglimmergneis findet man meist als Einschaltung in gebänderten Biotitgneisen. Er fällt im Gelände vor allem durch seinen hohen Gehalt an mittelkörnigem Muskovit auf. Im frischen Bruch sind dunkelfarbige, etwa 5 mm grosse Granatkörner sichtbar. Sie sind stark geschiefert und intensiv verfault.

Neben Plagioklas (30–60 %), Quarz (10–30 %), Biotit (15–50 %) und Muskovit (5–15 %) ist immer bis zu 10 % Granat vorhanden. Die Mikrosondenanalysen von HALMES (1991) ergaben im Kern der Granate hohe Gehalte an Almandin (70 %) neben geringeren Anteilen an Spessartin (15–20 %) und Pyrop (5–15 %). Primärer Kalifeldspat ist selten in Mengen über 10 % anzutreffen. Im Kontaktbereich zu den jungpaläozoischen Intrusiva wurden zudem Cordierit (u. a. an der Botta dal Tiroler am östlichen Kartengebietsrand) und fibrolithischer Sillimanit (Piz Saluver im Gebiet von Blatt St. Moritz) beobachtet. Als Akzessorien treten Zirkon, Monazit, Apatit, Turmalin und Ilmenit auf.

Der Zweiglimmergneis führt oft Graphit, was seine Herkunft als Pelit bestätigt.

Gebänderter Biotitgneis

Gebänderter Biotitgneis dominiert den Osthang des oberen Val Bever. Die charakteristische Bänderung wird durch den Wechsel zwischen 1–5 cm dicken, biotitreichen und 3–10 cm dicken plagioklas- und quarzreichen Lagen hervorgerufen und dürfte ein Abbild der primären, sedimentären Bänderung der ursprünglich pelitischen und psammitischen Gesteine sein. In diesen Gesteinen sind oft früh(?)paläozoisch gebildete Falten im Dezimeter- bis Dekameterbereich gut

sichtbar. Die Schieferung verläuft wegen der extremen Isoklinalfaltung meistens parallel zur Stoffbänderung.

Die starke Inhomogenität dieser Gneise ist auch im Dünnschliff klar ersichtlich. Die Mengenverhältnisse von Biotit ($< 5\text{--}30\%$), Plagioklas ($20\text{--}60\%$) und Quarz ($20\text{--}50\%$) variieren sehr stark. Frischer Biotit ($X_{\text{Mg}} 0,4\text{--}0,5$) zeigt eine rotbraune Farbe und wird mit zunehmendem Chloritgehalt grünlichbraun. Beim Plagioklas handelt es sich vorwiegend um Oligoklas und Andesin. Als primäre Akzessorien sind Zirkon, Apatit, Monazit, Ilmenit, Pyrit und Arsenopyrit vorhanden. Als sekundäre Akzessorien findet man häufig Epidot/Klinozoisit, Titanit, Kalzit, Serizit und Hämatit.

Das sedimentäre Ausgangsgestein dieser quarzitisches Biotitgneise muss eine Wechsellagerung von Sandstein und sandigem Tonstein gewesen sein.

A Amphibolit

Beim Vadret Calderas ist zwischen Biotit-Plagioklasgneisen und Orthogneisen ein Amphibolitvorkommen aufgeschlossen. Unter dem Mikroskop sieht man vor allem lagig angeordneten Epidot und Aktinolith neben Albit ($10\text{--}15\%$) und Titanit ($2\text{--}5\%$). Diese Minerale wurden während der alpinen Metamorphose gebildet. Vor der alpinen Umwandlung bestand der Amphibolit etwa zu gleichen Anteilen aus Hornblende und basischem Plagioklas sowie $5\text{--}10\%$ Ilmenit oder Titanomagnetit. Das Gefüge liefert keine Antwort auf die Frage, ob der Amphibolit aus einem Diorit oder einem Basalt hervorgegangen ist.

G_γ Streifengneis (Metagranit)

Grössere Orthogneisvorkommen treten im oberen Val Bever, am Corn Margun und am Piz Jenatsch auf. Im Vergleich zu den Augengneisen tritt die Grösse der Augen stark zurück und die mittelkörnigen Quarze und Feldspäte sind perlschnurartig angeordnet. Sie gleichen den Streifengneisen des Gotthard-«Massivs». Der Orthogneis unterscheidet sich im Gelände von den Metasedimenten (Paragneisen) vor allem durch seine Homogenität im Dekameterbereich. Die grünliche Farbe des Orthogneises beruht auf der starken Chloritisierung der Biotite.

Der primäre Modalbestand des Orthogneises mit Quarz ($30\text{--}40\%$), Plagioklas ($25\text{--}45\%$), Alkalifeldspat ($25\text{--}35\%$) und Biotit ($5\text{--}10\%$) deutet ebenfalls auf ein ursprünglich granitisches Gestein hin. Im Dünnschliff beobachtet man einen Wechsel von quarz- und alkalifeldspatreichen Lagen mit solchen, die von Plagioklas und Biotit dominiert sind. In letzteren sind die Akzessorien Zirkon, Ilmenit und Klinozoisit konzentriert. In einigen Schliffen konnten zudem $10\ \mu\text{m}$ grosse spessartinreiche Granate beobachtet werden.

Augengneis (metamorph überprägter porphyrischer Granit)

Der Augengneis bildet hauptsächlich mehrere hundert Meter grosse Vorkommen am Piz Traunter Ovas, wo er zum Teil stark pyritisiert ist. Auffallend sind seine grosse Homogenität über mehrere hundert Meter und die bis zu 5 cm grossen Alkalifeldspat-Phänokristalle. Diese erzeugen meist ein deutliches Streckungslinear auf der Schieferung.

Der Augengneis weist folgenden Modalbestand auf: Quarz (25–40%), Plagioklas (30–40%), Kalifeldspat (15–35%) und Biotit (etwa 5%). Ob primär Muskovit vorhanden war, ist schwierig zu beurteilen. Der heute vorhandene Muskovit ist durch hydrothermale Umwandlung aus Biotit und Kalifeldspat entstanden oder wurde während der alpinen oder einer älteren Metamorphose gebildet. Akzessorisch treten Zirkon und Apatit auf. Aus der Umwandlung von Plagioklas ist Klinozoisit entstanden. Gleichzeitig ist Biotit teilweise in Chlorit übergegangen. An einigen Orten zeigt der Augengneis eine schwache Bänderung mit helleren und dunkleren Lagen. Im Dünnschliff ist ersichtlich, dass in den helleren Lagen Quarz und Feldspat angereichert sind. In den dunkleren Lagen ist der Gehalt an mafischen Mineralien, vor allem Biotit, grösser. Zudem ist in den dunkleren Lagen fast immer Granat vorhanden. Diese Bänderung dürfte metamorphen Ursprungs sein, hervorgerufen durch selektives Wachstum (Segregation) während der Deformation (Vergneisung) und Metamorphose des porphyrischen Granitprotoliths. Bei den Kalifeldspat-Phänokristallen stellt sich immer die Frage, ob diese primär magmatisch entstanden oder erst während der nachträglichen Metamorphose gewachsen sind. Viele Kalifeldspatkörner zeigen Anwachsungen in der Schieferungsrichtung, die sicher ein Produkt der Metamorphose darstellen. Die Kerne der Phänokristalle dagegen dürften primärmagmatisch entstanden sein, wie dies THÉLIN (1983) für die Alkalifeldspat-Augen in den von der alpinen Metamorphose überprägten Gneisen der «Bernhard-Decke» zeigen konnte.

INTRUSIVGESTEINE (SPÄT- BIS POSTVARISZISCH)

Die Intrusivkörper mit granitoiden und dioritischen Gesteinen in der Err- und Julier-Decke, welche vor hundert Jahren noch als «Massive» bezeichnet wurden, bilden die Hauptmasse des östlichen Kartierungsgebietes. Aufgrund ihrer Gefüge und Farben unterschieden frühere Autoren verschiedene Granittypen, wie z.B. Albula-, Err-, Roccabella- oder Julier-Granit. Die Gefüge sind weitgehend durch die Abkühlungsgeschichte bestimmt, die stark von der Position im Intrusivkörper abhängt. Die Farben sind vor allem durch postintrusive hydrothermale Umwandlungen und während der alpinen Metamorphose entstanden.

Die granitoiden und dioritischen Gesteine wurden aufgrund ihrer im Gelände ermittelten Modalbestände kartiert und mit Dünnschliffen überprüft. Figur 14

zeigt die im Dünnschliff ermittelten Modalbestände von etwa 120 Handstücken (37 von HALMES 1991) im QAP-Diagramm nach STRECKEISEN (1976). Gemäss dieser Darstellung unterscheiden sich die Felder der auf der Karte als «Alkalifeldspatgranit und Syenit» und der als «Kalkalkaligranit und Granodiorit» bezeichneten Gesteine deutlich. Die Kalkalkaligranite und Granodiorite bilden eine Punktwolke, die über die Trennlinie zwischen den Feldern von Granit und Granodiorit hinwegreicht. Die Entwicklung einer kalkalkalischen Serie von Diorit über Quarzdiorit, Tonalit und Granodiorit zu Granit ist aus Figur 14 klar ersichtlich. Die Entwicklung der alkalischen Serie von Monzonit zu Syenit und Alkalifeldspatgranit ist anhand der Modalbestände etwas weniger deutlich erkennbar.

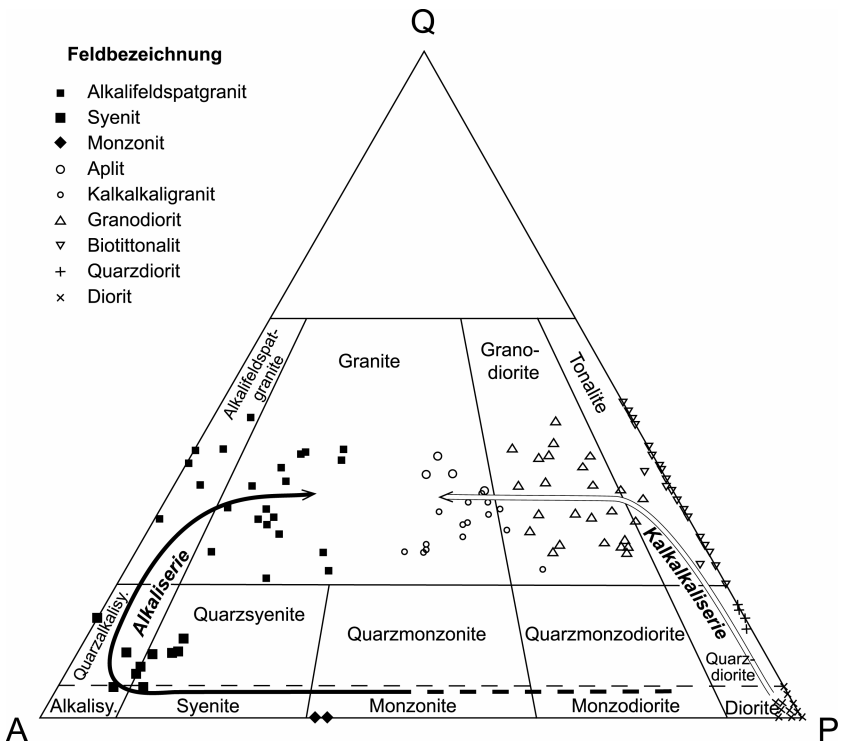


Fig. 14: Quarz-Alkalifeldspat-Plagioklas-Diagramm (nach STRECKEISEN 1976) mit den aus Dünnschliffen ermittelten Modalbeständen der jungpaläozoischen Intrusivgesteine im unterostalpinen Kristallin.

Die Gesteine der Alkaliserie intrudierten in die Gesteine der kalkalkalischen Serie. Die Kontakte der Kalkalkalserie mit den Nebengesteinen sind als Schollenkontakte ausgebildet, wogegen die Alkaligesteine scharf begrenzte Kontakte zeigen.

8 Diorit

Der Grat zwischen Piz da las Coluonnas und Spedla, der Grat nordöstlich Crutscharöls und die Hänge am Botta dal Tiroler (nördlich der Alp Güglia) bilden die grössten Dioritvorkommen im Gebiet von Blatt Bivio. Daneben treten zahlreiche kleinere Dioritvorkommen als Einschlüsse in den Granodioriten auf. CORNELIUS (1935) hat die grösseren Dioritvorkommen als konkordant in den Granit eingelagerte Platten beschrieben. Oft grenzen die Vorkommen von Diorit und Granodiorit mit einem mehrere Dekameter mächtigen Schollenkontakt aneinander und können daher nicht scharf voneinander abgegrenzt werden. Bei der Geländeaufnahme im Massstab 1:10 000 wurden diese Zonen als Mischgesteine kartiert. Bei der Reinzeichnung im Massstab 1:25 000 waren diese nicht mehr als separate Einheit darstellbar. Sie wurden auf der Karte stellenweise als Apophyse von Granodiorit im Diorit dargestellt. CORNELIUS (1935) hat diese Mischgesteine als «Redwizite» oder «kontaktmetamorphe Diorite» bezeichnet.

Die Strukturen und das Gefüge der Diorite sind sehr variabel. Von Meter zu Meter ändert die Korngrösse von sehr feinkörnig (0,2–0,5 mm) bis fast mittelkörnig (1–3 mm). Diese Varietäten können schollenartig miteinander verknüpft sein oder Lagen und Gänge bilden. Letztere sind meist porphyrisch und können als pegmatitischer Diorit bezeichnet werden. Als Spezialität ist der Kugeldiorit aus dem Kontakthof des Tonalits (HALMES 1991) und das von BÜHLER (1983) von der Alp Güglia beschriebene Geröll von Kugeldiorit zu erwähnen. Etwas häufiger treten Ocelli von 10 mm Durchmesser aus Quarz und Feldspat auf. Diese werden allgemein als Entmischungerscheinung gedeutet. An einzelnen Stellen findet man bis 50 cm grosse Bereiche, die zu mehr als 90 % aus Amphibolen bestehen und als Hornblendite zu bezeichnen sind. Im Handstück erkennt man in den Dioriten neben Plagioklas und schwarzgrünen Hornblenditen als Nebengemengteile etwas chloritisierten Biotit sowie seltener Quarz.

Die im Dünnschliff ermittelten Hauptbestandteile umfassen Plagioklas (40–70 %), Amphibol (10–40 %), Biotit (5–10 %) und Quarz (0–15 %). Im QAP-Diagramm (Fig. 14) bilden die Diorite eine Häufung im Plagioklas-Eckpunkt und erstrecken sich entlang der Q-P-Kante bis ins Feld der Quarzdiorite. Untergeordnet findet man Reste von diopsidischem Augit. Als Akzessorien treten Apatit, Zirkon, Monazit, Ilmenit und Pyrit auf. Die Plagioklase sind fast vollständig zersetzt, und nur in einzelnen Fällen konnte eine primäre Zusammensetzung mit einem Anorthitgehalt von 35–45 % ermittelt werden. Vielfach sind die Plagioklase

in eine feinkörnige Masse von Klinozoisit, Serizit und Albit umgewandelt. Einzelne albitreiche Körner sind von der alpinen Metamorphose verschont geblieben. Es dürfte sich um Albite handeln, die bei den hydrothermalen Umwandlungen gebildet worden sind. Die Amphibole gehören gemäss ihrer optischen Eigenschaften grösstenteils zu den gemeinen Hornblenden. Mikrosondenanalysen von BÜHLER (1983) deuten auf ferroedenitische und hastingsitische Chemismen hin. Gelegentlich sind noch braun gefärbte Kerne erhalten. An den Rändern können (alpine?) Umwandlungen zu Aktinolith beobachtet werden. EGGENBERGER (1990) hat aus dem Aluminiumgehalt der Hornblenden mit Hilfe des «Barometers von HAMMARSTROM & ZEN (1986)» Drücke zwischen 2,5 und 3 kb bestimmt, was einer Intrusionstiefe von 8–10 km entspricht. In den Hornblenden findet man Einschlüsse von Plagioklas, doch ist die Hauptmasse der Plagioklase während und nach der Ausscheidung der Hornblenden weiter gewachsen. Auch den Biotit findet man zum Teil als Einschluss in Hornblende, obwohl die meisten Biotite nach den Hornblenden kristallisiert sind. Chlorit ist das häufigste Zersetzungsprodukt sowohl der Hornblenden als auch von Biotit und dürfte grösstenteils bei der alpinen Metamorphose entstanden sein. Dies gilt auch für Klinozoisit/Epidot, Serizit und Titanit. Ein Teil des Serizits dürfte schon in einer präalpinen hydrothermalen Phase gebildet worden sein.

γ Kalkkalkaligranit und Granodiorit («Err- und Julier-Granit»)

Kalkkalkalische Granitoide sind im ganzen östlichen Teil des Kartengebietes verbreitet und wurden früher als Julier-Granit bezeichnet. Sie bilden mit ihrer grünen Farbe bis heute sozusagen das Leitgestein der Region. Intrusivkontakte zum Altkristallin sind häufig; sehr schöne sind am Vadret Calderas und Vadret d'Err zu sehen. Die meisten Varietäten sind mittel- bis grobkörnig (1–5 mm), eher gleichkörnig, stellenweise aber auch porphyrisch. Sowohl Plagioklas als auch Alkalifeldspat können bis zu 10 mm grosse Phänokristalle bilden. Die rote Färbung dieser Phänokristalle, hervorgerufen durch winzige Hämatitschüppchen auf den Spaltflächen, ist wohl eine Folge der hydrothermalen Umwandlungen nach der Kristallisation des Plutons (PETERS 1987). Die kalkkalkalischen Granitoide liegen im QAP-Diagramm (Fig. 14) zu gleichen Teilen im Granodioritfeld und im kalifeldspatarmen Teil des Granitfeldes.

Die im Dünnschliff ermittelten Modalbestände umfassen Quarz (25–45%), Plagioklas (35–65%), Kalifeldspat (10–40%), Hornblende (5–10%) und Biotit (0–5%). Als primäre Akzessorien treten Apatit, Zirkon, Monazit, Ilmenit und Pyrit auf. Chlorit, Klinozoisit/Epidot, Serizit und Titanit findet man als Umwandlungsprodukte von Plagioklas, Biotit und Hornblende. Stülpmelan als Produkt der alpinen Metamorphose trifft man vorwiegend auf den intergranularen Grenzen zwischen Kalifeldspat und Quarz. Obwohl die Plagioklase meist stark

zersetzt sind, liessen sich mit der Mikrosonde an frischen Resten noch Anorthitgehalte von 20–30 % bestimmen. Die Zusammensetzung der Hornblenden ist wie in den Dioriten ferroedenitisch bis hastingsitisch. Die Biotite mit einem X_{Fe} -Verhältnis von 0,6 sind ziemlich reich an Fe, was zusammen mit dem TiO_2 -Gehalt von 1,6–1,7 Gew. % ihre intensiv rotbraune Farbe erklärt. Die Kalifeldspäte treten je hälftig als Phänokristalle oder in der Grundmasse auf. Im Kern zeigen sie meist Mikroklingitterung und randlich Mikroperthitbildung. Die Kalifeldspäte der Grundmasse weisen oft symplektitische Verwachsungen von Quarz auf (Myrmekite). Die grüne Farbe der granitoiden Gesteine wird durch die Chloritisierung der Biotite, vor allem aber durch die Umwandlung der Plagioklase verursacht. CORNELIUS (1935) macht hierfür die Bildung von Serizit und Zoisit auf Kosten von Anorthit verantwortlich.

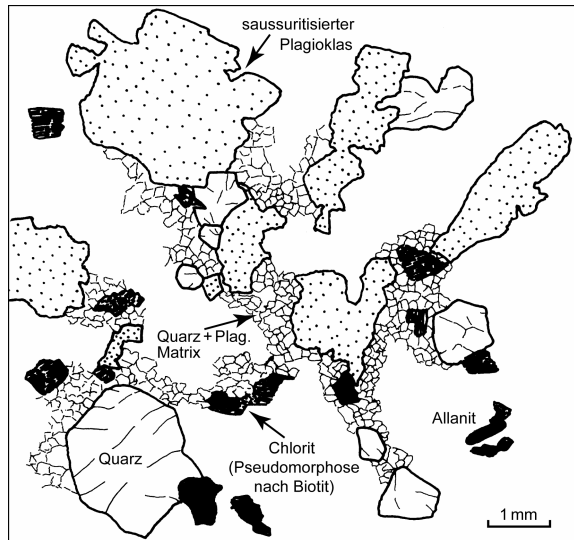
Gemäss den Befunden in den Nagra-Bohrungen in der Nordschweiz (PETERS & HOFMANN 1984, PETERS 1987) können die Umwandlungserscheinungen in den Plagioklasen auf mehrere aufeinanderfolgende Prozesse zurückgeführt werden. Die Feldspäte wurden im Anschluss an die Kristallisation des Intrusivkörpers bei einer Autometasomatose oder bei einem späteren vulkanotektonischen Ereignis (z.B. permischer Alkalivulkanismus) zum Teil in Tonmineralien umgewandelt, was zu einer charakteristischen, wolkenartigen Verteilung der Umwandlungsprodukte führte. Erst bei der alpinen Metamorphose sind aus diesen Tonmineral-Albit-Aggregaten die filzigen, mikrolithischen Verwachsungen von Klinozoisit/Epidot, Pumpellyit und Serizit mit Albit entstanden. HALMES (1991) hat auch Prehnit in solchen mikrolithischen Verwachsungen nachweisen können. Er macht Pumpellyit verantwortlich für die blaugrüne Färbung der Julier-Gesteine und Epidot/Klinozoisit für die pistaziengrünen Umwandlungen. Aus frischen alten Plagioklasen entstanden während der alpinen Metamorphose die gleichen Umwandlungsprodukte. Dieselben sind aber weniger feinkörnig und bilden vor allem deutlich abgegrenzte Mineralkörner. Wie im Kristallin der Nordschweiz besteht auch hier ein deutlicher Zusammenhang zwischen der Chloritisierung der Biotite und der Bildung von Serizit bei der Plagioklasumwandlung. Das Kalium für die Serizitisierung von Plagioklas stammt grösstenteils aus dem Biotit. Grenzt Biotit an Plagioklas, so ist der Biotit meist vollständig chloritisiert. Im Quarz eingeschlossen kann er aber noch vollkommen frisch erhalten sein.

πγ Granitporphyr («Tschima-da-Flix-Granit»)

Der Begriff Granitporphyr wurde ursprünglich für permische Subvulkanite verwendet. Der granophyrische Subvulkanit der Tschima da Flix unterscheidet sich im Gefüge deutlich vom «Nair-Porphyr» und von den kalkalkalischen Graniten und Granodioriten. Die schönsten Vorkommen dieses Granitporphyrs sind an der Tschima da Flix und an der Julierstrasse bei Sur Gonda. Makrosko-

pisch erkennt man Quarz, Kalifeldspat und Plagioklas als bis zu 15 mm grosse Phänokristalle in einer dichten grünlichen Grundmasse. Im Dünnschliff (Fig. 15) erscheint Plagioklas in vielen idiomorphen Körnern, während interstitieller Quarz und Kalifeldspat vorwiegend xenomorph ausgebildet sind. Biotit ist fast vollständig in Chlorit, Serizit, Klinozoisit und Titanit umgewandelt. Hornblende konnte nicht nachgewiesen werden; einzelne Pseudomorphosen deuten auf ein früheres Vorhandensein derselben hin. Der ursprüngliche Modalbestand umfasste Quarz (25–30 %), Plagioklas (35–40 %), Kalifeldspat (25–30 %), Biotit 5 % und Hornblende (5–10 %). Als primäre Akzessorien treten Apatit und Zirkon auf. Durch die Deformation und Rekristallisation des Quarzes und der Umwandlungsprodukte der Grundmasse hat sich oft ein gneisiges Gefüge ausgebildet.

Fig. 15: Dünnschliff eines Granitporphyrs vom Typ Tschima da Flix (MERCOLLI 1985).



γσ Alkalifeldspatgranit und Syenit

Die grössten Vorkommen von Alkalifeldspatgranit trifft man am Piz Lagrev. Dieses Gestein besitzt öfters eine auffällige rote Verwitterungsfarbe. Die Kontakte zu den Dioriten und Granitoiden der Kalkkalkalserie und dem Altkristallin sind scharf und zeigen keine Schollenbildung. Im QAP-Diagramm (Fig. 14) sind die Modalbestände der im Gelände als Alkaligranite und Syenite bezeichneten Gesteine über die Felder Monzonite, Syenite, Quarzsyenite, Quarzalkalisyenite,

Alkalifeldspatgranite und dem alkalifeldspatreichen Teil des Granitfeldes verteilt. Da deren Mineralbestände qualitativ die gleichen sind, sie im Gelände kontinuierlich ineinander übergehen und zudem geochemisch eng verwandt sind, wurden sie auf der Karte zusammengefasst. STAUB (1946) hat sie als «rote und weisse Alkaligranite» bezeichnet. Auffällig ist vor allem der Kontrast zwischen den schwarzen, mafischen Bestandteilen Biotit und Hornblende einerseits und den roten und weissen Alkalifeldspäten andererseits, aber auch das Fehlen grösserer Mengen von vergrüntem Plagioklasen. Die meisten Typen sind gleich- und mittelkörnig und die mafischen Mineralien büschelig ausgebildet.

Die Mineralbestand umfasst Quarz (5–40%), Kalifeldspat (30–90%), Plagioklas (10–25%), Hornblende (2–10%) und Biotit (2–10%). In den monzonitischen Partien treten bis zu 30% Hornblendenauf. Sehr typisch sind die oft 0,1 mm grossen Zirkone und Orthite. Sonstige primäre Akzessorien sind Monazit und Fluorit. Bei den Alkalifeldspäten handelt es sich meist um frische Perthite, wobei gelegentlich Schachbrettalbit auftritt. Die von BÜHLER (1983) erwähnten *Rapakivi-Strukturen* (Ummantelung von Alkalifeldspat durch einen Saum von Plagioklas) sind in den Alkalifeldspatgraniten im Kontakt zu den Dioriten recht häufig. Gelegentlich ist der Alkalifeldspat ausserhalb des Plagioklassaumes weitergewachsen. Die Plagioklase haben einen Anorthitgehalt von ca. 25%. Anwachsrande von Albit sind grösstenteils ein Produkt der alpinen Metamorphose. Die meisten Hornblendenauf sind zersetzt und weisen viele Erzausscheidungen auf. Sowohl die primären Hornblendenauf als auch ihre Umwandlungsprodukte zeigen intensive grüne Farbtöne. Der Chemismus ist hastingsitisch, mit einer Riebeckitkomponente von etwa 25%. Der Biotit ist stark rotbraun gefärbt und teilweise in Stilpnomelan umgewandelt. Letzterer, dessen Büschel mit der Lupe erkennbar sind, ist ein Leitmineral der Alkalifeldspatgranite. Er bildet sich vor allem randlich von Hornblende und Biotit und wächst bevorzugt entlang von Spaltflächen in die Kalifeldspäte hinein. Serizit, Klinozoisit/Epidot und Titanit sind ebenfalls vorwiegend Produkte der alpinen Metamorphose.

GANGGESTEINE (SPÄT- BIS POSTVARISZISCH)

In der Karte sind Aplite, Rhyolithporphyre und basische Gänge eingezeichnet. Es wurden nur die bedeutenderen Gänge kartiert, da viele zu wenig mächtig oder nur über kurze Distanzen verfolgbar sind. Pegmatite sind ebenfalls vorhanden. Sie bilden aber meist nur sehr kurze Gänge oder Nester. Sie sind daher auf der Karte nicht ausgeschieden. Viele dunkle Gänge (u.a. am Piz da las Coluonnas), die im Gelände für basische Gänge gehalten wurden, erwiesen sich als Rhyolithporphyre.

Ap Aplite

Die Aplite sind leukokrate, feinkörnige Gesteine, die meist als 10–30 cm dicke, plattenförmige Gänge die Intrusivgesteine und das Altkristallin durchschlagen. Makroskopisch sind fast nur Quarz und Feldspat bestimmbar, wobei ihr Verhältnis von 1:1 bis 1:3,5 variiert.

Die Aplite enthalten 10–25 % Alkalifeldspat, der Mikroklingitterung und perthitische Entmischungen zeigt. Der Plagioklas ist hypidiomorph und im Kern etwas anorthitreicher (An_{15-20}) als am Rand. Der Quarz zeigt kaum Eigengestalt und ist oft zwickelfüllend. Pseudomorphosen nach Serizit deuten auf Gehalte von 2–5 % an primärem Biotit hin. Zirkone sind selten. Kleine almandinreiche Granate können auftreten. Als sekundäre Bildungen bei der Umwandlung von Plagioklas findet man Klinozoisit/Epidot. Während der alpinen Metamorphose hat sich etwas Stilpnomelan gebildet.

$\pi\rho$ Rhyolithporphyrgänge

Rhyolithporphyrgänge treten vor allem am Piz da las Coluonnas, am Piz Lagrev und am Crutscharöls auf. Ihre Verbreitung ist an die Vorkommen von Alkaligranitintrusiva geknüpft. Im Gelände lassen sich ein heller und ein dunkler Typ unterscheiden. Der helle Typ ist hellgrünlich gefärbt, dicht, mit fast glasigem Bruch und mit transparenten Einsprenglingen von Quarz. Der dunkle Typ ist dunkelbraun gefärbt und verwitterungsanfälliger als der helle Typ. Mit der Lupe sind oft Alkalifeldspateinsprenglinge erkennbar. Dieser dunkle Typ wurde im Feld häufig zuerst als basischer Gang oder Lamprophyr bezeichnet. Erst die mikroskopische Untersuchung zeigte, dass es sich meist um Rhyolithporphyr handelt. Die chemischen Analysen ergaben einen eindeutig rhyolithischen Chemismus (Fig. 16). Das unterschiedliche Verwitterungsverhalten kann mit dem unterschiedlichen Kristallisationsgrad der Alkalifeldspäte und der ungleichen Sauerstoff-Pufferkapazität des Wirtgesteins erklärt werden: Die hellen Rhyolithporphyre enthalten kaum Alkalifeldspat-Phänokristalle und sind fast immer an Diorite oder Granodiorite gebunden, die reich an Fe^{2+} -haltigen Mineralien (Biotit, Hornblende) sind. Die dunklen Gänge führen stets Alkalifeldspat-Phänokristalle und sind vor allem an leukokrate Alkalifeldspatgranite gebunden.

Unter dem Mikroskop sind in den hellen Rhyolithporphyrgängen vor allem korrodierte, 3 mm grosse Quarz-Phänokristalle sowie einzelne Alkalifeldspat-Phänokristalle sichtbar. Im dunklen Typ überwiegt der Anteil an Alkalifeldspat-Phänokristallen, in Form von Karlsbader Zwillingen mit starker perthitischer Entmischung. In der Grundmasse beider Typen sind umgewandelter Plagioklas (An_{20-30}), etwas hastingsitische Hornblende und Biotit mit Apatit als Akzessorium vorhanden. Stilpnomelan, Serizit und Klinozoisit/Epidot sind als Produkte der

alpinen Metamorphose erkennbar. Der Stilpnomelan in dem dunklen Typ ist sehr dunkel und fast undurchsichtig. Er dürfte, zusammen mit dem feinverteilten Magnetit, für die dunkle Farbe dieser Gesteine verantwortlich sein.

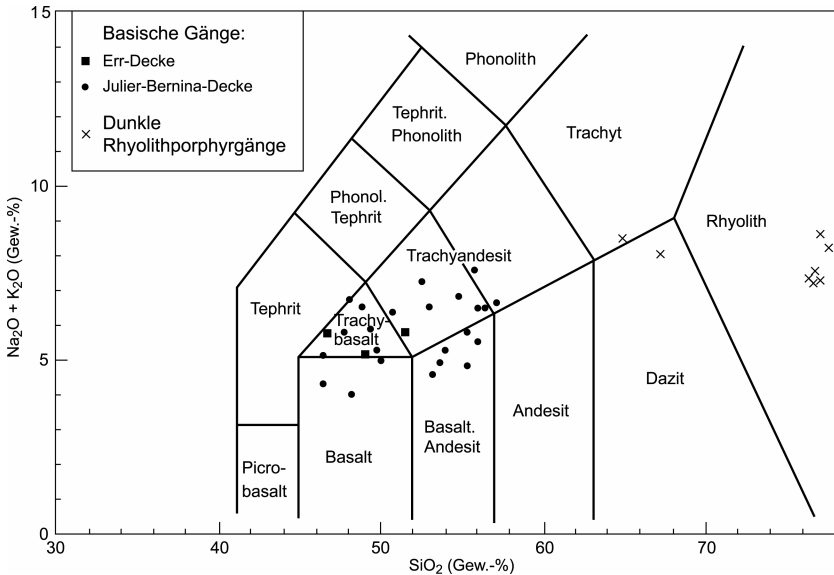


Fig. 16: Total-Alkali-Silika-Diagramm nach LE MAÎTRE (1984) der basischen Gänge aus der Err- und der Julier-Bernina-Decke sowie der dunklen Rhyolithporphyrgänge.

D, L Basische Gänge (Dolerit, Lamprophyr)

Zahlreiche basische Gänge durchschwärmen sowohl das Altkristallin als auch die jungpaläozoischen Intrusiva. Ihre Mächtigkeit variiert von 5 cm bis 20 m mit einer Häufung um 0,5–1 m. Auf der Karte sind nur diejenigen dargestellt, die sich über längere Strecken verfolgen lassen. Es sind dichte, dunkelgrüne Gesteine mit splinterigem Bruch. Ein Teil der Gänge ist porphyrisch ausgebildet, mit vorwiegend Plagioklas und untergeordnet Klinopyroxen als Phänokristalle. Dieser porphyrische Typ weist oft auch makroskopisch erkennbare Abschreckungsränder zum Nebengestein auf.

Mikroskopisch lässt sich meistens noch ein ophitisches bis intersertales Gefüge von Plagioklasleisten erkennen. Die oft noch frischen Klinopyroxen-Phänokristalle umwachsen häufig früher kristallisierte Plagioklasleisten. Sowohl Titanaugite wie diopsidische Augite liessen sich bestimmen. Weniger häufig als die Klinopyroxene treten braun gefärbte, pargasitische Hornblenden als Einsprenglinge auf. Grüne Hornblende findet man als Ummantelung der Klinopyroxene und pargasitischen Hornblenden. Aktinolithische Hornblende ist als Produkt der alpinen Metamorphose auf Kosten von Olivin(?), Klinopyroxen, brauner und grüner Hornblende und der Zwickelfüllungen gebildet worden. In einigen Gängen tritt Biotit in grösseren Mengen auf. Vereinzelt sind in den Zwickelfüllungen primär magmatische Mineralien erkennbar. Primäre Akzessorien sind Apatit, Ilmenit und Titanomagnetit. Bei der alpinen Metamorphose sind Serizit, Klinoisit/Epidot, Chlorit, Aktinolith, Kalzit und Titanit entstanden.

Die basischen Gänge im Err- und Julier-Kristallin wurden von CORNELIUS (1935) und STAUB (1946) gesamthaft als Lamprophyre bezeichnet. Viele basische Gänge im Kartierungsgebiet führen aber Feldspat als Einsprenglinge und dürften deshalb nach WIMMENAUER (1973) und ROCK (1977) genau genommen nicht als Lamprophyre bezeichnet werden, obschon die meisten anderen Kriterien für Lamprophyre (hohe K_2O+Na_2O -Gehalte im Vergleich zu SiO_2 , hohe Gehalte an Seltenen Erden – REE) erfüllt wären. Eine Abtrennung dieser Gänge mit Feldspateinsprenglingen von den «echten» Lamprophyren wäre aber auch geochemisch wenig sinnvoll, weisen doch alle basischen Gänge des Kartierungsgebiets einen recht einheitlichen Chemismus auf. Wie auf Figur 16 ersichtlich, streuen die Analysen der basischen Gänge im TAS-Diagramm (LE MAÎTRE 1984) um die Grenzlinie zwischen den trachytischen Gesteinen und den Basalten und Andesiten. Im Diagramm von McDONALD & KATSURA (1964) würden sie alle ins Feld der Alkalibasalte zu liegen kommen. OBERHÄNSLI (1986) konnte betreffend der Lamprophyre in den Zentralalpen zeigen, dass die lamprophyrischen Magmen nicht kogenetisch mit den Kalkalkalimagnen der Wirtgesteine sind. EIKENBERG (1984) wies mit Hilfe der Geochemie nach, dass die Magmen der basischen Gänge auch nicht mit den Magmen der alkalischen Serie verwandt sind. Aus diesem Grund sind die dunklen Rhyolithporphyrgänge, die im Gelände vielfach auf den ersten Blick als Lamprophyre bezeichnet wurden, auch keine Semilamprophyre. Nicht geklärt ist die Frage, ob es zwei Generationen von basischen Gängen gibt: eine frühere, die nach der Intrusion der kalkalkalischen Serie gebildet wurde, und eine spätere, die nach der Intrusion der alkalischen Serie entstanden ist. Die Intrusivkontakte aller Gangsysteme lassen keinerlei Aussage zu.

VULKANISCHE GESTEINE (SPÄTVARISZISCH)

α Metaandesit («Vairana-Schiefer»)

Bei der Lokalität Vairana, westlich des Piz Neir, am Piz Surparé und am Piz Scalotta finden sich einige grössere und kleinere Vorkommen von Metaandesit, welche zusammen mit Metarhyolithen der kalkalkalischen Serie auftreten (DIETRICH 1964). MERCOLLI (1985, 1987) hat diese basischen Gesteine aufgrund ihrer geochemischen Zusammensetzung in Metaandesite und metabasaltische Andesite eingeteilt. Letztere zeigen die massige Textur eines Lavastroms. Die Gesteine sind feinkörnig, dicht und dunkelgrün gefärbt. Gelegentlich erkennt man hellgrün gefärbte Phänokristalle von Plagioklas. Mikroskopisch sind neben Plagioklas Pseudomorphosen nach Amphibol- und Pyroxen-Phänokristallen erkennbar. Die Grundmasse ist komplett rekristallisiert und besteht aus Albit, Chlorit, Serizit, Klinozoisit/Epidot und Kalzit (Fig. 17). Ein primär pyroklastischer Charakter der Metandesite s. str. ist nur noch schwach angedeutet.

Geochemisch gehören die metabasaltischen Andesite, Metaandesite, Metadazite, Metarhyodazite und Metarhyolite zum zeitgleichen Magmatismus, welcher zur Intrusion der spätkarbonischen Kalkalkaligranite, Granodiorite und Diorite führte.

δρ Metadazit

Ein Vorkommen von Metadazit erscheint zwischen Tschima da Flix und Piz d'Agnel im Kontakt zum Gneis, Metarhyolith und Granitporphyr. Makroskopisch ist das Gestein massig, homogen und dunkelgrün gefärbt.

Mikroskopisch deuten die Resorptionserscheinungen im Quarz auf seinen vulkanischen bis subvulkanischen Charakter hin. Der Anteil an mafischen Bestandteilen ist etwas geringer als in den Metaandesiten. Geochemisch nimmt der Metadazit eine Stellung zwischen Andesiten und Rhyodaziten ein (MERCOLLI 1985).

τρ Metakristalltuff («Sprenkelschiefer»)

Der Metakristalltuff weist eine stark schieferige Textur auf und ist an seiner meist violetten Farbe und weisslichen Plagioklaseinsprenglingen erkennbar. Er ist nur wenige Meter mächtig und lässt sich über Distanzen von mehreren hundert Meter verfolgen. Letzteres lässt auf eine pyroklastische Entstehung schliessen. Die mehrfache Repetition des Metakristalltuffs ist sowohl primär als auch tektonisch bedingt.

Mikroskopisch erkennt man Plagioklas, Kalifeldspat, Quarz und selten Biotit als Einsprenglinge in einer Grundmasse von Quarz, Plagioklas (albitisiert), Serizit, Chlorit und Hämatit. Geochemisch handelt es sich bei diesem Gestein vorwiegend um Rhyodazit (MERCOLLI 1985).

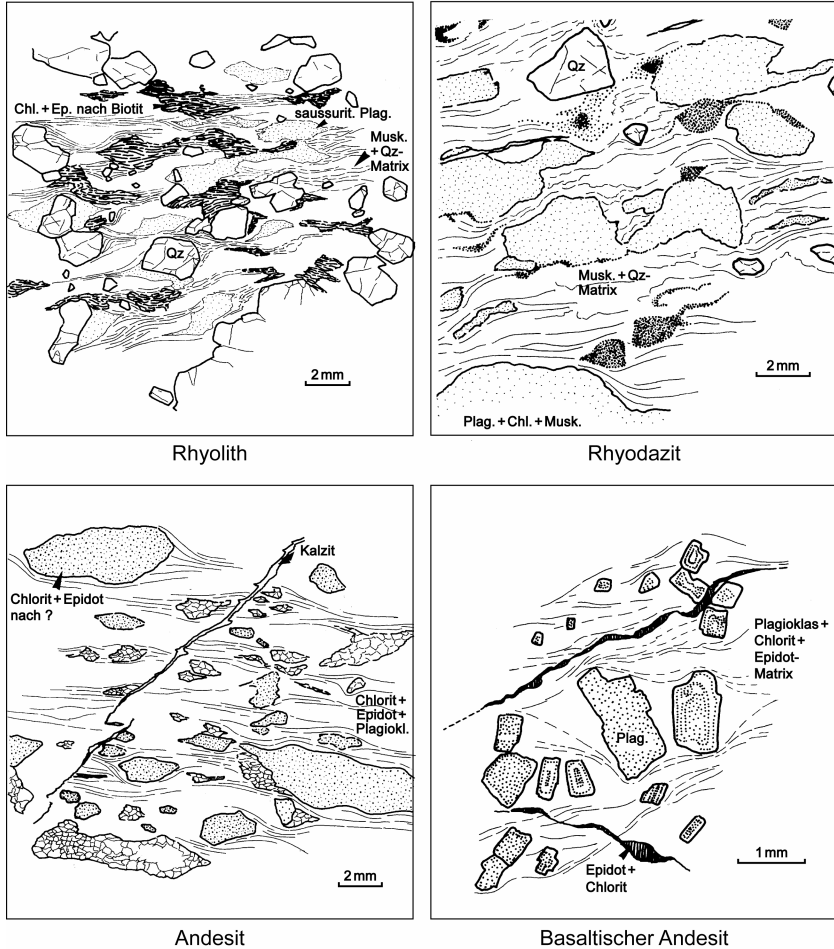


Fig. 17: Texturtypen der oberkarbonischen Eruptiva in der Err-Decke (MERCOLLI 1985).

ρ **Metarhyolith** («Nair-Porphyröid»)

Der Metarhyolith im Gebiet von Blatt Bivio gehört ebenfalls der Kalkkalkserie an. Die grössten Vorkommen lassen sich vom Piz Surgonda über den Piz d’Agnel und Piz Campagnung zum Piz Neir verfolgen. Weitere Vorkommen finden sich am Piz Scalotta und Piz Surparé (DIETRICH 1964). Metarhyolith der Alkaliserie, welcher am Piz Trovat und am Sass Queder (Blatt Piz Bernina) sowie an der Gianda Chalchagn und am Munt dals Lejs (Blatt St. Moritz) auftreten, fehlt im Gebiet von Blatt Bivio. Am Piz d’Agnel ist der primäre Kontakt gut erhalten, sonst ist er oft tektonisiert. Alle kalkkalkalischen Rhyolithe dürften bereits variszisch deformiert worden sein.

Makroskopisch beobachtet man in einer dichten Matrix schwimmende, bis 3 mm grosse, rundliche Quarz- und Feldspateinsprenglinge. In der Grundmasse sind Serizit und Chlorit erkennbar. Pseudomorphosen nach ehemaligen Glasfetzen (Fiamme) und Fluidaltexturen sind selten erkennbar. Wahrscheinlich handelt es sich um verschweisste Pyroklastika (MERCOLLI 1985). Unter dem Mikroskop variiert das Verhältnis der Einsprenglinge zur Grundmasse zwischen 1:10 und 1:5. Bei den Einsprenglingen überwiegt Quarz neben Kalifeldspat und Plagioklas (Anorthit₂₅). Vereinzelt wurden Pseudomorphosen nach Biotit und Hornblende sowie Klinopyroxen beobachtet. Als Umwandlungsprodukte der primären Mineralien und der Glasmatrix trifft man Serizit, Chlorit, Epidot, Albit, Stilpnomelan, Ilmenit, Pyrit, Kalzit und vor allem Quarz. Quarze mit Einbuchtungen deuten auf Resorption.

Metarhyolithbrekzie

Metarhyolithbrekzien kommen im Gebiet von Blatt Bivio nur am Piz Surgonda und an der Fuorcla d’Agnel sowie südlich davon am Pkt. 2800 m vor. Sie bestehen aus Rhyolithkomponenten mit Durchmesser zwischen weniger als 1 mm und 30 cm und zeigen keine offensichtliche Schichtung. Es könnte sich sowohl um eine Schlotbrekzie als auch um einen schlecht sortierten Pyroklastit handeln.

Mikroskopisch gleichen die Rhyolithkomponenten sehr stark den vorher beschriebenen Metarhyolithen der kalkkalkalischen Serie.

Sedimente

Inhalt und Gliederung der Formationen und Members im Unterostalpin folgen der Empfehlung des Schweizerischen Komitees für Stratigraphie für das Ostalpin (mündl. Mitt. H. Furrer 2004), basierend auf FURRERS (1985) Vorschlag, der weitgehend in die Kartenlegende übernommen wurde. In Figur 18 ist die

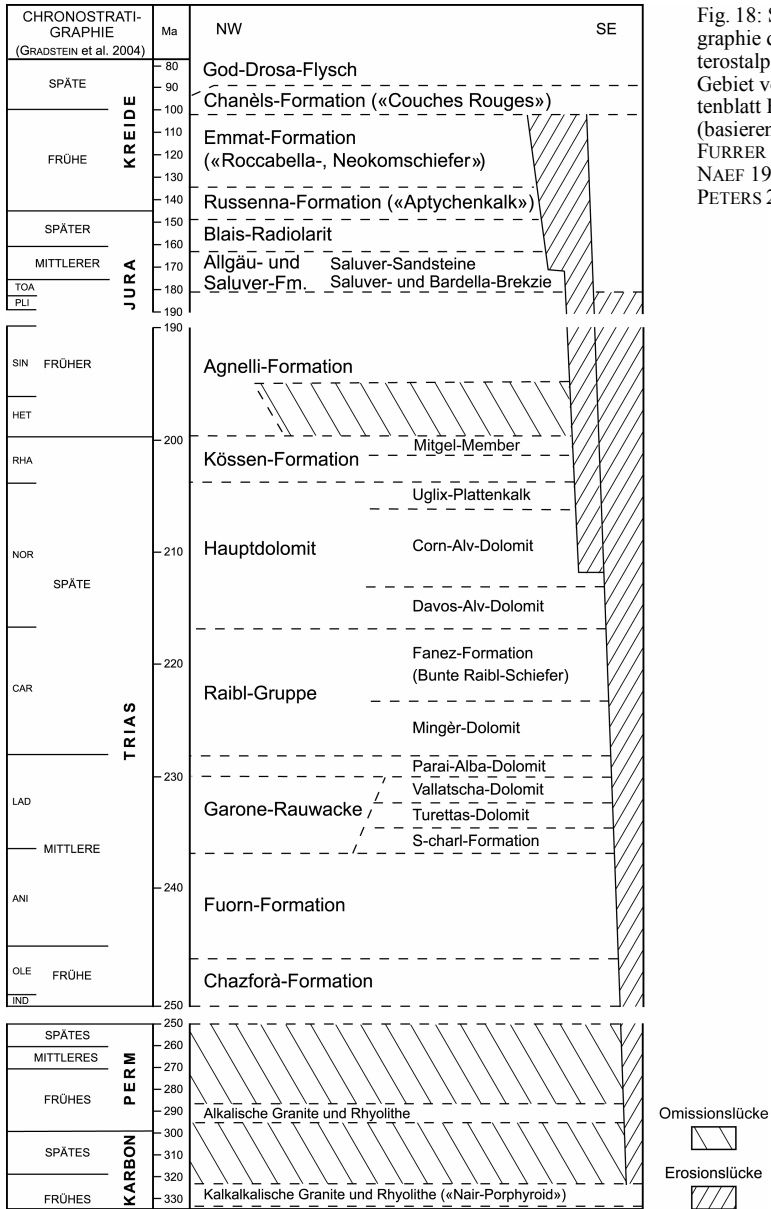


Fig. 18: Stratigraphie des Unterostalpins im Gebiet von Kartenblatt Bivio (basierend auf FURRER 1985, NAEF 1987, PETERS 2005).

verwendete Nomenklatur, gestützt auf FURRER (1985) und NAEF (1987), dargestellt. Letzterer hat die Stratigraphie und die Palinspastik der Triasabfolgen des Unterostalpins in Graubünden sehr eingehend bearbeitet. Für detaillierte Profilbeschreibungen der Trias sei auf diese Arbeit verwiesen.

Auf ähnliche Weise hat EBERLI (1985, 1987, 1988) die jurassischen Sedimente im Unter- und Oberostalpin beschrieben. FINGER (1978) befasste sich vor allem mit den jurassischen Brekzien in der Zone von Samedan.

pt **Chazforà-Formation** («Verrucano»)
 Fuorn-Formation («Buntsandstein»)

Die grössten Vorkommen der Chazforà- und der Fuorn-Formation trifft man am Piz Laviner, Piz Jenatsch, Piz Campagnung und zwischen Piz Surgonda und Corn Suvretta, wo sie den Gneisen, Graniten und Vulkaniten des Err-Kristallins diskordant auflagern. Am Piz Jenatsch (Fig. 19) findet man an der Basis 2–5 m farbige Konglomerate und feldspatreiche Grobsandsteine. Diese bilden dm-mächtige Bänke und weisen normale Gradierung auf. Neben Quarzanreicherungen finden sich kleinere Quarze mit Resorptionerscheinungen, die aus Rhyolithen stammen. Diese Gesteine werden zur Chazforà-Formation gerechnet. Sie geht in bunten Quarzsandstein mit flacher Kreuzschichtung und dünnen Siltzwischenlagen über, welche teilweise karbonatreich sind. Letztere können Hellglimmer enthalten und werden zur Fuorn-Formation gerechnet. Darüber folgen mit Erosionsdiskordanz etwa 4 m karbonatfreier Sandstein mit Rekurrenzen von Chazforà-Fazies (NAEF 1987). Letztere werden von mergeligem Siltstein und Sandstein mit abnehmendem Quarzgehalt überlagert. Zuerst tritt vereinzelt sandiger, oft leicht kalkiger Dolomit auf. Am Piz Jenatsch ist die Grenze zur S-charl-Formation durch einen 10 cm mächtigen, grauen, von schwarzen Tonhäuten durchzogenen, flaserigen Feinsandstein markiert. Am Piz Laviner (Fig. 20), Piz Surgonda und im Vairanagebiet ist die Chazforà-Formation weniger deutlich ausgebildet und nur durch das Vorhandensein von mehrere Zentimeter grossen Quarzklasten vom Sandstein der Fuorn-Formation zu unterscheiden. Im Gebiet von Piz Surgonda und Piz Campagnung ist der nur leicht karbonatische Sandstein der Fuorn-Formation stark durch Erosion des ehemaligen vulkanischen Untergrundes geprägt. Viele Quarze zeigen die typischen Eruptions-Resorptionerscheinungen und werden von Alkalifeldspat begleitet. Nur der Sandstein der Fuorn-Formation ist in diesen Gebieten dolomitisch. Im oberen Val Savriez treten einzelne Sandsteinvorkommen der Fuorn-Formation auf, welche dort zur verkehrt liegenden Abfolge der Carungas-Einheit gehören.

Die Basis der Sedimentbedeckung grenzt sowohl mit einem Erosionskontakt als auch mit einem Verwitterungshorizont (Piz Jenatsch, Piz Surgonda und Piz Campagnung) an das Kristallin oder ist tektonisch. Die Obergrenze im Gebiet Piz

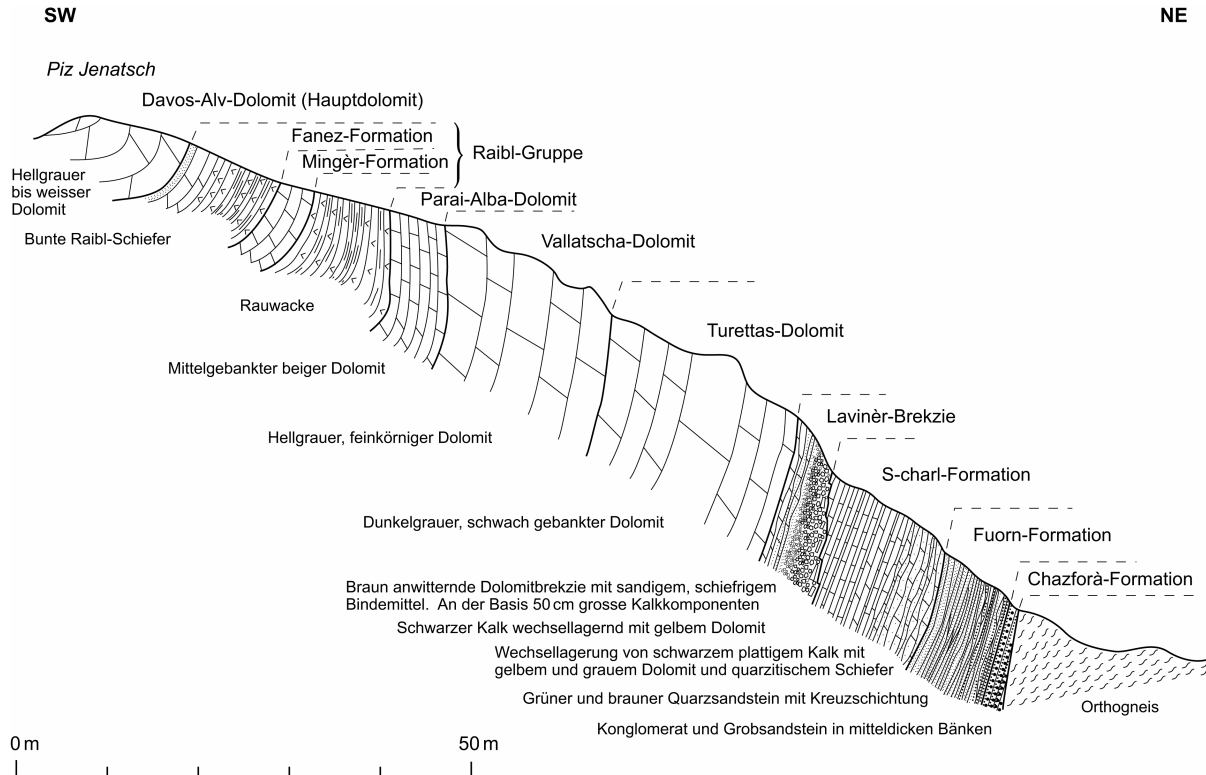


Fig. 19: Profil durch die Trias am Nordostgrat des Piz Jenatsch (Koord. 774.70/157.11).

Surgonda und Vairana wird durch das Auftreten der ersten Rauwacken bestimmt. Am Piz Jenatsch und Piz Laviner ist der Übergang in die S-charl-Formation weniger abrupt und eher sandig und dolomitisch ausgeprägt. Das Alter ergibt sich aus der Position dieser Abfolgen zwischen den karbonischen Rhyolithporphyren und dem mitteltriadischen S-charl-Dolomit. Die von NAEF (1987) in der Fuorn-Formation gefundene Kleinforaminiferen *Glomospirella* sp. und *Spirillina* sp. lassen ein Anisien-Alter vermuten.

t₁ Garone-Rauwacke («Untere Rauwacke»); Rauwacke i. Allg.

Mächtige, grau und gelb anwitternde Massen von Rauwacke trifft man südwestlich von Corn Margun und bei der Lokalität Vairana. In frischen Abbrüchen ist Gips vorhanden und die Schichtung noch sichtbar. Auch Dolinen sind ein Hinweis auf das Vorhandensein von Gips. Die so genannte «Untere Rauwacke», die sich oft aus den obersten Schichten der Fuorn-Formation entwickelt, wird auf der Karte als Garone-Rauwacke bezeichnet. NAEF (1987) interpretiert die Garone-Rauwacke als eine primär evaporitfreie Abfolge von S-charl-, Turettas- und Vallatscha-Dolomit, die während der alpinen Gebirgsbildung durch Zufuhr von sulfatreichen Lösungen aus dem Hangenden und Liegenden in Rauwacke umgewandelt wurde. Bei den geschichteten Abfolgen von Dolomit mit Gips dürfte es sich wohl um Evaporite mit primärem Gips handeln.

Die Untergrenze der Garone-Rauwacke ist durch das erstmalige Auftreten von Rauwacke und die Obergrenze durch das Verschwinden derselben definiert.

Der in der Rauwacke eingeschaltete helle Dolomit enthält Kalkalgen, die, ähnlich wie in der S-charl-Formation und dem Vallatscha-Dolomit, ein Ladinien-Alter anzeigen könnten.

t₂₋₃ S-charl-Formation («Muschelkalk»)

Am Piz Jenatsch, Piz Laviner und Piz Chembels ist die S-charl-Formation charakteristisch entwickelt. Die unteren 5–10 m sind dünnplattig, leicht sandig und dolomitisch ausgebildet. Mikrofaziell handelt es sich um feinsandige, fein laminierte und gradierte Peldolomikrite. Im mittleren Teil werden die Karbonate von schwarzen, gut sortierten Feinsand- und Siltlagen durchsetzt. Ostracoden sind häufig. In den oberen 8–20 m wird die Formation dickbankiger, und die hellen dolomitischen Bänke wechseln mit dunklen blaugrauen Kalken. Eine starke Rekristallisation hat die mikrofaziellen Merkmale weitgehend zerstört. Packstones und Wackestones dominieren über gelegentliche oolithische Grainstones. Neben Schalenbruchstücken von Gastropoden und Bivalven hat NAEF (1987) bis 1,5 cm grosse Reste von Sauropterygieren am Piz Laviner beschrieben.

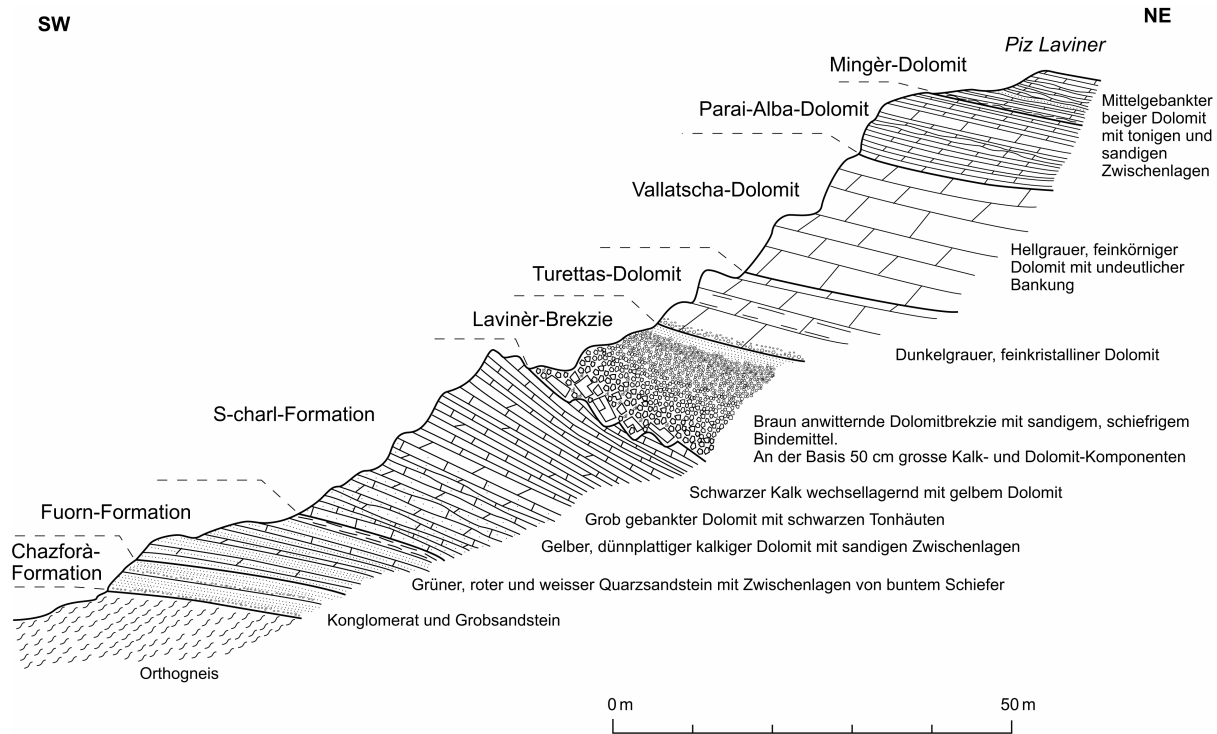


Fig. 20: Profil durch die Trias am Südwestgrat des Piz Laviner (Koord. 775.43/157.98).

Die Untergrenze wird vom Dach der Fuorn-Formation gebildet. Die Obergrenze wird im Jenatschgebiet durch die grobklastische Lavinèr-Brekzie und durch die ersten mächtigeren, sandfreien Bänke des Turettas-Dolomits markiert.

Das Alter wurde im Unterengadin als Anisien–Ladinien bestimmt.

- t₃** **Lavinèr-Brekzie** («Wetterstein-Basisbrekzie»)
 Turettas-Dolomit («Zwischendolomit»)
 Vallatscha-Dolomit («Wetterstein-Dolomit»)

Die Vorkommen der *Lavinèr-Brekzie* beschränken sich auf das Jenatschgebiet. Die am Piz Laviner 10 m mächtige Brekzie wurde von CORNELIUS (1935) als «Raiblerbasisbrekzie» und von STÖCKLIN (1949) als «Wetterstein-basisbrekzie» bezeichnet. Die Komponenten stammen aus der liegenden S-charl-Formation, wobei an der Basis m-mächtige fragmentierte Kalkbänke in einer spärlichen Matrix stecken. Auch die schlecht gerundeten Dolomitkomponenten entstammen der S-charl-Formation. Verkieselte Hämatitimpregnationen trifft man in den untersten Partien. Die Matrix besteht aus leicht tonig-dolomitischem Siltstein, der zum Teil rekristallisiert ist. Die Lavinèr-Brekzie dürfte das Produkt subaerischer Erosion sein.

Die Untergrenze bilden dickbankige Kalke der oberen S-charl-Formation, die Obergrenze dünnplattige Bänke des Turettas-Dolomits.

Im Jenatschgebiet sind der *Turettas-Dolomit* und der *Vallatscha-Dolomit* als 35 m mächtige Steilstufe ausgebildet (Fig. 20). Das untere Drittel (max. die untere Hälfte) besteht aus dunkel anwitterndem, dünnplattigem Turettas-Dolomit, welcher teilweise von dünnplattigen braunen Tonlagen durchsetzt wird und entlang kleineren Rissen verkieselt ist. Knollig-fleckige Dolomitbänke werden von NAEF (1987) als diagenetisch überprägte bioturbirte Bänke interpretiert und nicht als «Korallenrasen» (STÖCKLIN 1949). Als Fossilreste trifft man Gastropoden, Diploporen, fragliche Ostracoden und eine einzelne Trochitenbank. Der Vallatscha-Dolomit bildet die zwei oberen Drittel der Steilstufe. Dieser Dolomit ist hell anwitternd und grobgebankt, im oberen Teil intensiv intern brekziiert und sehr reich an Diploporen. Drusenartige Kalkspatfüllungen («Augen») deutet NAEF (1987) als Lösungsporen ehemaliger Anhydritknollen.

Ferner erscheinen in der Garone-Rauwacke grau anwitternde Dolomite, die als Turettas-Dolomit bezeichnet werden können. CORNELIUS (1935) hat diese Vorkommen zusammen mit dem heller anwitternden dünnplattigen Parai-Alba-Dolomit als «Zwischendolomit» ausgeschieden.

Die Untergrenze gegen den S-charl-Dolomit wird am ersten sandfreien Dolomit gezogen, die Obergrenze im Jenatschgebiet wird über dem obersten dickbankigen Dolomit gelegt. Im Gebiet von Piz Surgonda ist der obere Kontakt oft tektonisch.

Das Alter wird aufgrund von Kalkalgen als Ladinien angenommen.

t₄ **Parai-Alba-Dolomit Raibl-Gruppe**

Die *Raibl-Gruppe* umfasst eine Abfolge von buntem Schiefer und hellbeigem Dolomit. Die untersten Dolomitschichten, die auf der Karte mit der Raibl-Gruppe zusammengefasst sind, gehören nach FURRER (1985), FRANK (1986) und NAEF (1987) nicht zur Raibl-Gruppe. Sie verkörpern eine eigene Formation im Hangenden des Vallatscha-Dolomits und werden als *Parai-Alba-Dolomit* bezeichnet. Dabei handelt es sich nach NAEF (1987) um hellgrau und hellbeige anwitternden, dünn gebankten grauen Dolomit mit scharf abgegrenzten hellbraunen kieseligen Tuffitlagen. Es sind vorwiegend sterile Mikrite mit spärlichen Ostracodenlagen. Die Raibl-Gruppe wird nach FURRER (1985) in eine Mingèr- und eine Fanez-Formation unterteilt. Im Unterschied zum Oberostalpin sind die Äquivalente im Unterostalpin des Oberengadins und des Oberhalbsteins wesentlich geringmächtiger. Der Dolomit der Mingèr-Formation wittert hell- bis dunkelgrau an und ist von schwarzen Tonschiefer- und Tufflagen begleitet. Er lässt sich nur im Jenatschgebiet (Fig. 19, 20) von dem darunter liegenden Turettas- und Vallatscha-Dolomit unterscheiden. Die Fanez-Formation (Fig. 18) entspricht den oberen «Raibler Schichten», wie sie im Gebiet von Blatt Albulapass ausgeschieden wurden. Sie besteht vorwiegend aus rotem, seltener grünem Tonschiefer, Silt- und Sandstein sowie gelb anwitternden brekziösen Dolomitbänkchen und bildet einen bevorzugten tektonischen Gleithorizont. Ihre wahre Mächtigkeit ist daher schwer abschätzbar, dürfte aber maximal 10 m betragen. Die wichtigsten Vorkommen findet man an der Fuorcla Alva, Fuorcla digl Leget zwischen Val d'Agnel und Val da Natons, am Fuss des Piz Cugnets und im Val da Natons.

Die Untergrenze liegt nur in der Jenatschgruppe über der obersten mächtigen Dolomitbank des Vallatscha-Dolomits. Normalerweise ist sie im Kartengebiet immer tektonischer Natur und oft als Rauwacke ausgebildet. Die Obergrenze liegt an der Basis der untersten grauen Dolomitbank des Hauptdolomits.

Das Alter der Raibl-Gruppe konnte in der Err- und der Julier-Decke bis anhin nicht bestimmt werden. In Analogie zum Oberostalpin (FRANK 1986) wird ein Carnien-Alter angenommen und der Parai-Alba-Dolomit in das Ladinien gestellt.

t₅ **Hauptdolomit**

Der Hauptdolomit tritt im Gebiet von Blatt Bivio in der Regel als hell anwitternder, grauer, mittel- bis dickbankiger Dolomit auf. Meist sind die Bänke brekziiert und stark rekristallisiert, mit Kalzit in Poren und Adern. Die stratigraphische Einordnung als Hauptdolomit kann nur durch Kontakte zu den bunten Schichten der Raibl-Gruppe im Liegenden oder zur Kössen-Formation im Hangenden gesichert werden. Die oberste Kuppe des Piz Jenatsch (Fig. 19) und ein kleines Vorkommen bei Pkt. 3060 m südöstlich des Piz Laviner können zum

Hauptdolomit gerechnet werden. In den Profilen am Corn Alv hat NAEF (1987) im Hauptdolomit den grobzuckrig rekristallisierten Davos-Alv-Dolomit, den Corn-Alv-Dolomit und den Uglix-Plattenkalk ausgeschieden. Der Corn-Alv-Dolomit besteht aus gebanktem, hellgrauem und buntem Dolomit, durchsetzt von rotem Tonschiefer und bunten Brekzienlagen. Es handelt sich vorwiegend um intertidalen Dolomit mit gut erkennbaren zyklischen Abfolgen. Dolomit vom Typus Davos-Alv findet man meistens in Zusammenhang mit bunten Schichten der Raibl-Gruppe, wie bei der Lokalität Vairana. Die meisten Dolomitvorkommen, zum Beispiel diejenigen im Val d'Agnel und beim Leg Grevasalvas, aber auch diejenigen der Carungas-Einheit und der Platta-Decke, bestehen aus relativ monotonem, grob gebanktem Dolomit. Meist fehlen primäre Sedimentstrukturen. Da der Dolomit häufig mit der Kössen-Formation assoziiert ist, wird er auch als Corn-Alv-Dolomit bezeichnet. Nur am Corn Alv hat NAEF (1987) eine Dolomit-Kalk-Wechselagerung in den obersten 10 m zur Kössen-Formation beobachtet. Diese 10 m hat er in Anlehnung an die Verhältnisse im Oberostalpin als Uglix-Plattenkalk bezeichnet.

Die Untergrenze des Hauptdolomits wird mit dem Auftreten der ersten grauen Dolomitbank über dem bunten Schiefer oder gelben, dünnplattigen Dolomit der Raibl-Gruppe gezogen. Die Obergrenze ist durch die ersten dunklen Mergellagen oder Kalke mit Makrofossilien der Kössen-Formation markiert.

Das Alter des Hauptdolomits kann lediglich durch seine Stellung zwischen der liegenden Raibl-Gruppe (Carnien) und der hangenden Kössen-Formation (Rhät) als Norien eingeengt werden. Diagnostische Leitfossilien wurden im Gebiet des Kartenblattes bisher nicht gefunden.

r Kössen-Formation

Grössere Vorkommen der Kössen-Formation mit fast vollständigen Abfolgen vom Hauptdolomit bis in die Agnelli-Formation treten am Piz Bardella, Corn Alv und Crap Alv auf. Die Kössen-Formation setzt mit einer dm-mächtigen schwarzen Tonschieferlage über dem Hauptdolomit ein. Es folgen 5–15 m dünn gebankter mergeliger Kalk mit Lumachellen, der dem subtidalen Bereich entstammt. Darüber liegt in unterschiedlicher Mächtigkeit (10–30 m) dick gebankter, teilweise dolomitisierter Kalk, der als Mitgel-Member (FURRER 1985) bezeichnet wird. Dieser enthält spärliche Korallen und Stromatolithe.

Die Untergrenze bildet die erste Tonschieferlage im Hangenden des Hauptdolomits. Die Obergrenze wird über der letzten Dolomitbank im Liegenden des Kalks der Agnelli-Formation gezogen.

Das Alter ist anhand von Muscheln und Korallen als Rhät bestimmt worden (CORNELIUS 1935, FINGER 1972).

I Agnelli-Formation

Die Agnelli-Formation ist vom Piz Bardella bis zum Crap Alv sowie unterhalb der Jenatschhütte (Chamanna Jenatsch) aufgeschlossen und weist eine Mächtigkeit von 25 m auf. Die untere Hälfte besteht aus 5–20 cm dicken Bänken aus schwach mergeligem mikritischem Kalk, die obere Hälfte aus massivem kieseligem mikritischem Kalk mit Silexlagen und Silexkonkretionen. Vereinzelt sind im oberen Teil dünne Crinoidenbrekzienlagen eingeschaltet.

Die Untergrenze verläuft oberhalb der letzten Dolomitbank der liegenden Kössen-Formation. Sie ist meistens erosiv und liegt an der Basis der Bardella-Brekzie. Seltener ist sie als Kondensationshorizont mit Eisen-Mangan-Krusten und Ammoniten ausgebildet.

Der untere Teil des Kalks ist mit *Paltechioceras* sp. als Hettangien datiert (FINGER 1978). SCHÜPBACH (1970) bestimmte im mittleren Teil der Formation am Piz Alv (Berninagebiet) mit *Eparietites* sp. ein Sinémurien-Alter. Der Kondensationshorizont enthält *Arnioceras* sp., der auf mittleres bis spätes Sinémurien deutet. Neuere Bestimmungen von Ammoniten aus dem Hartgrund ergaben ein Pliensbachien-Alter (mündl. Mitt. H. Furrer). Die Schichten über dem Hartgrund haben aufgrund von *Hildoceras* sp. ein Pliensbachien- bis Toarcien-Alter (FINGER 1978).

i_A Allgäu- und Saluver-Formation

Der Begriff Allgäu-Formation wird hier in einem weiteren Sinne verwendet: Die Formation umfasst nicht nur die regelmässige Wechsellagerung von dunklem Mergel und Kalk (FURRER 1985, EBERLI 1987, 1988), sondern auch die Abfolgen von Bardella- und Saluver-Brekzie. In den meisten Aufschlüssen trifft man stark wechselnde Abfolgen von dunklem Mergel und Kalk mit Brekzienlagen, in denen auch das Verhältnis von Kristallin- zu Dolomitkomponenten sehr unterschiedlich ist. Aus diesem Grund lassen sich im Massstab 1:25 000 die Allgäu-Formation (s. str.), die Saluver- und die Bardella-Brekzie nicht getrennt darstellen. Bedeutendere Kristallin- und Dolomitbrekzienlagen sind mit Signaturen auf der Karte dargestellt. Die Mächtigkeit der Allgäu-Formation inklusive ihrer Brekzieneinschaltungen wechselt stark: am Piz Bardella beträgt sie etwa 170 m, am Piz d'Err 250 m, am Piz Nair und am Piz Padella (Blatt St. Moritz) 250 m bzw. 100 m. Sie kann aber auch – wahrscheinlich tektonisch – auf einige Dekameter reduziert sein. Vorkommen mit überwiegend Mergel und tonigem Mergel trifft man an der Fuorcla Alva. Der Mergel weist meist einen Karbonatgehalt von 30 bis 50 % auf, führt fein verteilten Pyrit und ist flaserig und fein laminiert. In den Mergel-Kalk-Wechsellagerungen beträgt der Kalkgehalt infolge eines erhöhten Anteils an karbonatischen Resedimenten bis zu 90%. Es handelt sich dabei

vorwiegend um proximale Turbidite. Spurenfossilien vom Typus Chondrites sind häufig. Seltener ist *Zoophycos* isp. am Piz Schlattain (Blatt St. Moritz; ROESLI 1947).

Die Untergrenze verläuft über dem Hartgrund bzw. der Crinoidenbrekzie der Agnelli-Formation oder erosiv auf Kalk der letzteren oder auf einer noch tieferen Einheit. Die Obergrenze ist durch das erste Auftreten von dünn gebanktem grünschwarzem Kieselschiefer definiert (FINGER 1978).

Das Alter der Allgäu-Formation im Kartierungsgebiet ist nur indirekt durch ihre Lage zwischen der Crinoidenbrekzie der liegenden Agnelli-Formation (Pliensbachien–Toarcien) und dem hangenden Blais-Radiolarit (später Dogger bis mittlerer Malm) bestimmt.

Bardella- und Err-Brekzie

In der Bardella- und Err-Brekzie dominieren Dolomit- über Kristallinkomponenten. Die grössten Vorkommen im Kartierungsgebiet treten am Piz Bardella und am Nordosthang des Piz d'Err auf. Die Abfolge besteht aus einer Wechsellaagerung von groben Karbonatbrekzien (Dolomit und Kalk) mit grauem, bräunlich anwitterndem Mergel, kalkigem Mergel und feinsandigem Kalkschiefer. Im Typusprofil am Piz Bardella finden sich zudem Kristallinkomponenten. Es treten sowohl Brekzien mit vollständigen Bouma-Zyklen als auch ungradierte Brekzien mit frei in der Matrix eingebetteten Geröllen auf. Die Bankdicken schwanken zwischen 2 und 7 m. Der mittlere Korndurchmesser der zehn grössten Komponenten beträgt jeweils etwa 5 % der Bankmächtigkeit (FINGER 1978).

Die Untergrenze liegt entweder bei den ersten Mergel-, Kalkschiefer-, Sandstein- oder Brekzienbänken oberhalb des grauen massigen Kalks der Agnelli-Formation oder greift erosiv in den Kalk der Kössen-Formation sowie in den Hauptdolomit hinab. Die Obergrenze liegt unterhalb des untersten grünlich-schwarzen Kieselschiefers des Blais-Radiolarits.

Das Alter ist jünger als Pliensbachien (oberste Agnelli-Formation) und älter als der Grenzbereich mittlerer/später Jura (Blais-Radiolarit).

Saluver-Brekzie

Als Saluver-Brekzie werden die Brekzien mit vorwiegend Kristallinkomponenten bezeichnet. Sie sind im oberen Valletta dal Güglia aufgeschlossen und lassen sich nach Osten bis nach Corviglia (Blatt St. Moritz) verfolgen. Sowohl mono- als auch polymikte Brekzien sind vorhanden. Das Verhältnis von Kristallin- zu Dolomitkomponenten variiert stark, mit einem kontinuierlichen Übergang in die Bardella-Brekzie. Gelegentlich trifft man bis zu 30 m grosse Blöcke. Die mittlere Mächtigkeit der Bänke beträgt etwa 7 m. Erosionskontakte sind sehr häufig. Komponentengrößen von 1–2 cm und 8–16 cm Durchmesser überwiegen (FINGER 1978). Gradierung liegt nur selten vor. Mit Ausnahme einer undeutli-

chen Einregelung der Komponenten (vor allem Gneisgerölle) parallel zur Schichtung sind keine Sedimentstrukturen zu erkennen. Gneise bilden die Hauptanteile aller Komponenten, untergeordnet treten Granodiorit-, Diorit-, Aplit-, Alkalifeldspatgranit- und Rhyolithkomponenten auf. Ein Teil der Komponenten ist kataklastisch deformiert. Auch trifft man Kataklasite mit herauswitternden Quarzen. MANATSCHALL & BERNOULLI (1999) deuten diese Kataklasite als Erosionsprodukte der Bruchbrekzien der jurassischen Abschiebungsbrüche. F. Schenker (pers. Mitt.) fand in den Quarzen dieser Kataklasite (Koord. 777.230/151.800) planare Strukturen, die für Impaktbrekzien, wie man sie im Nördlinger Ries antrifft, charakteristisch sind.

Die Untergrenze ist im Gebeit von Blatt Bivio nicht sichtbar; im Gebiet von Blatt St. Moritz liegt sie mit erosivem Kontakt auf Kristallin. Die Obergrenze bilden Saluver-Sandsteine oder Mergel der Allgäu-Formation.

Aufgrund der stratigraphischen Stellung wird ein Dogger-Alter angenommen.

Saluver-Sandsteine

Die Saluver-Sandsteine sind südwestlich des Leg Grevasalvas und am Muot Cotschen gut aufgeschlossen. Sie bestehen aus roten und gelben Sandsteinen mit dünnen Tonschieferlagen. Gelegentlich treten Einschaltungen von Brekzien auf. FINGER (1978) hat diese Sandsteine als «B-Member» der Saluver-Formation bezeichnet. In den Saluver-Sandsteinen sind oft vollständige Turbidizyklen erhalten geblieben und erosive Kontakte selten. Die groben Arkosen (Korngrösse 1–5 mm) sind im oberen Teil der Bänke deutlich gradiert. Die in der sandigen Matrix liegenden grösseren Komponenten zeigen keine Gradierung, können aber in Lagen angereichert sein. Messungen von Strömungsrichtungen (ohne Berücksichtigung eventueller Rotationen der Decken und Schuppen) ergaben mehrheitlich Schüttungen aus dem Nordosten, was die Ergebnisse von FINGER (1978) bestätigt. Bei den Korngrössen über 2 mm überwiegen Gesteinskomponenten aus Granit, Rhyolith und Gneis, zwischen 0,06–2 mm die Mineralien Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas sowie vereinzelt Hellglimmer.

Überwiegend grobe Brekzien mit Kristallinkomponenten bilden die Untergrenze, während die Obergrenze durch dunkle Mergel der Allgäu-Schichten oder Kieselschiefer des Blais-Radiolarits markiert wird.

Das Alter der Saluver-Sandsteine wird nach FINGER (1978) und FURRER (1985) als Dogger angesehen.

i_B **Blais-Radiolarit**

Radiolarite werden in den Sedimentserien der unterostalpinen Decken als Blais-Radiolarit bezeichnet (FURRER 1985). Grössere Vorkommen findet man am Spelm Ravulaunas (im NW-Teil des Valletta dal Güglia) und am Piz d'Emmat

Dadora. Aufgrund ihrer starken Verfallung ist die Mächtigkeit nur grob abschätzbar; sie dürfte ca. 30 m betragen. Der untere Bereich des Blais-Radiolarits besteht aus ca. 5 m schwarzem, kieseligem Schiefer. Im mittleren und oberen Bereich besteht er aus einer Wechsellagerung von rotem und grünem Kieselschiefer mit Tonschieferzwischenlagen. Die Bänke sind meist 1–5 cm dick. Der Tonschieferanteil kann tektonisch stark angereichert oder reduziert sein (SUANA 1984). Die mehrheitlich aus Kieselschiefer bestehenden Partien sind meist von vielen Quarzadern durchzogen. Im Dünnschliff wird der kieselige Radiolarit von feinkörnigem Quarz dominiert. Mit Quarz gefüllte Pseudomorphosen (Solution Molds) nach Radiolarien liegen häufig vor, doch sind Speziebestimmungen aufgrund der Rekristallisation unmöglich. Serizit und untergeordnet Chlorit treten als Nebengemengteile auf; in den Tonschieferlagen sind sie Hauptgemengteile.

Die Untergrenze liegt am Übergang von grauschwarzem Mergel zu karbonatfreiem schwarzem Kieselschiefer. An der Obergrenze wechseln in einem 0,2–0,5 m mächtigen Intervall roter und grüner Kieselschiefer mit mikritischem Kalk. Die lithostratigraphische Grenze bildet die oberste Kieselschieferlage.

Das Alter der Radiolarite ist nicht direkt bestimmt und wird als später Dogger bis mittlerer Malm angenommen (BILL et al. 2001).

Radiolaritbrekzie

Am Nordostabhang des Spelm Ravulaunas (Koord. 776.125/151.675) zieht eine 5 m mächtige Brekzie durch die Radiolaritwand. Neben Dolomit treten Kalke, Biotit-Plagioklasgneise, Quarzanreicherungen und Radiolarite als Komponenten auf. Die Komponenten sind bis zu 5 cm gross. Der rote Radiolarit zwischen dieser Brekzie und den Saluver-Brekzien ist stark mit Manganoxiden imprägniert. Das Fehlen von Internstrukturen in der Radiolaritbrekzienbank weist gemäss REGLI (1992) auf ein einmaliges Schüttungsereignis.

Da die Radiolaritbrekzie im Blais-Radiolarit auftritt, muss sie ebenfalls zwischen spätem Dogger und mittlerem Malm entstanden sein.

i_R Russenna-Formation («Aptychenkalk»)

Hellgrauer und gelbgrüner, dünnplattiger mikritischer Kalk, der zusammen mit Radiolarit auftritt, wird als «Aptychen-» oder «Calpionellenkalk» bezeichnet. In Anlehnung an die Engadiner Dolomiten wird durch FURRER (1985) auch für das Unterostalpin die Bezeichnung Russenna-Formation vorgeschlagen. Die Mächtigkeit beträgt maximal 15 m. Am Piz d'Emmat Dadora können durch tektonische Repetition grössere Mächtigkeiten vorgetäuscht sein. Auch die weniger stark beanspruchten mikritischen Kalke sind fast vollständig rekristallisiert. Sie enthalten 5–10 % detritischen Quarz und glimmerartige Tonminerale.

Die Untergrenze wird durch den obersten Kieselschiefer des darunter liegenden Radiolarits gebildet, die Obergrenze durch das Einsetzen von Mergelagen zwischen den Kalkbänken markiert.

In der Zone von Samedan konnte das Alter aufgrund der nur schlecht erhaltenen Calpionellen nicht bestimmt werden. In der Arosler Zone weist der «Calpionellenkalk» gemäss ALLEMANN (2002) ein Tithonien- bis mittleres Berriasien-Alter auf. CARON et al. (1982) haben in der Ortler-Decke ein Profil beschrieben, welches «Aptychenkalke» sowie Kalke und Tonschiefer (Emmat-Formation?) und Mergel (Chanèls-Formation?) umfasst. Der «Aptychenkalk» (entsprechend der Russenna-Formation) hat dort ein Tithonien- bis frühes Aptien-Alter geliefert.

c Kalk und Tonschiefer i. Allg.; Emmat-Formation

Die Emmat-Formation umfasst eine Abfolge von grauem Kalk und grauem bis schwarzem Tonschiefer, z.T. mit kalkarenitischen Einschaltungen. Sie wurde von GIOVANOLI (1972) und NOLD (1972; s. a. FINGER 1978) am Piz d'Emmat Dadaint als «Emmat-Serie» definiert und entspricht den «Neokomschiefern» von STÖCKLIN (1949) und den «Roccabella-Schiefern» von DIETRICH (1964) und DIETRICH & PETERS (1968). Der untere Teil der Emmat-Formation enthält unmittelbar über dem «Aptychenkalk» einige graue Kalkschieferlagen. Diese sind kalkreicher als der obere Teil, der mehr schwarzen Tonschiefer enthält. WEISSERT & BERNOULLI (1985) haben den unteren Teil mit den Palombini-Kalken und den oberen Teil mit den Lavagna-Schiefern aus dem Apennin verglichen. In den Kalkarenitlagen fallen makroskopisch vor allem die gelborange verwitternden Dolomitkomponenten auf. Im Dünnschliff sind Kristallin-, Dolomit- und Kalkkomponenten etwa gleich stark vertreten. In allen Proben ist reichlich Pyrit und schlecht kristallisierter Graphit vorhanden.

Die Untergrenze gegen die Russenna-Formation ist durch die erste Einschaltung von schwarzem Mergel festgelegt. Die Obergrenze wird oberhalb des obersten schwarzen Ton- oder Mergelschiefers bzw. unterhalb des gelblich verwitternden, Rotaliporen führenden Mergels der Chanèls-Formation (nur im Gebiet von Blatt St. Moritz ausgeschieden) gezogen.

Die Emmat-Formation ist älter als die hangende Chanèls-Formation (spätes Aptien) und jünger als die innerhalb der Formation gefundenen aufgearbeiteten Calpionellen der frühesten Kreide.

Tonschiefer, Phyllit und Kalkarenit

Diese Einheit besteht aus einer Abfolge von schwarzen Tonschiefern, Phylliten, Mergeln, dünnplattigen Kalkareniten und Feinbrekzien, welche an der Basis des Piz Scalotta und des Piz Surparé sowie am Südgrat des Piz Barschein

(Koord. 771.4/149.0) in grosser Menge aufgeschlossen sind. Ihre Mächtigkeit ist aufgrund starker Verschuppung schwierig abzuschätzen, dürfte aber mindestens 50 m betragen. Die Abfolge ähnelt derjenigen des God-Drosa-Flyschs im Gebiet von Blatt St. Moritz. Allerdings zeigt diese Einheit im Gebiet von Blatt Bivio eine stärkere metamorphe Überprägung. In feinsandigen Einschaltungen haben die Kalzit- und Quarzkristalle Korngrössen von 0,02–0,2 mm. Auffallend sind Rhomboeder von eisenhaltigem Dolomit. In den Serizitlagen treten zonierte Turmaline auf.

In einem marmorisierten Kalkarenit (Koord. 765.420/149.960) aus einer Abfolge von Tonschiefer und Phyllit treten nach F. Allemann (mündl. Mitt.) schlecht erhaltenen Globotruncaniden auf, welche ein Alter von Cénomanien bis Maastrichtien indizieren. Es handelt dabei um eine Couches-Rouges-Fazies. Dies ist ein Hinweis, dass ein Grossteil der Tonschiefer und Phyllite des Piz Scalotta und des Piz Surparé jünger als die Emmat-Formation ist. Zudem treten in dieser Einheit zahlreiche, mehrere Meter grosse Kristallin- und Dolomiteinschlüsse auf, welche sowohl als tektonische Einschuppungen als auch als tektonosedimentäre Olistholithe interpretiert werden könnten.

QUARTÄR

Quartärbildungen bedecken einen sehr grossen Teil des Kartengebietes. Diese jungen Ablagerungen und die damit verbundenen Prozesse standen in den letzten Jahrzehnten vermehrt im Brennpunkt von Diskussionen über Naturschutz (Trinkwasser, Moore usw.) und Naturgefahren (Murgänge, Sackungen, Rutschungen). Die Quartärforschung hat aber auch im Zusammenhang mit der modernen Paläoklimaforschung und aktuellen Klimafragen einen enormen Aufschwung erlebt. Das Oberhalbstein ist durch grosse Bergsturz- und Sackungsmassen charakterisiert, von denen die meisten während des Gletscherrückzugs aus dem Haupttal im Spätglazial der Letzten Eiszeit gebildet wurden. Bis zur Einführung der ^{14}C -Datierungsmethode stützte man sich bei der Korrelation von Gletscherständen meist auf die Lagebeziehung von Moränenwällen und auf deren Formerhaltung sowie auf glaziologische Annahmen (Berechnung von Gletschergleichgewichtslinien bzw. Schneegrenzdepressionswerten). Zudem war man auf die relativen Alterseinstufungen aus Pollenanalysen angewiesen. In einem Hochtal wie dem Oberhalbstein oder dem Engadin ist dies wegen der vielen Eiszuflüsse aus den Seitentälern mit besonders grossen Unsicherheiten verbunden. Mit ^{14}C -Datierungen und vor allem mit Expositionsaltern (^{10}Be , ^{26}Al und ^{36}Cl) an Moränenblöcken dürften viele dieser Unsicherheiten in nächster Zeit ausgeräumt werden können. Die Ergebnisse laufender Expositionsaltersbestimmungen wer-

den die heutige Auffassung zur zeitlichen Stellung vor allem der älteren Moränenwälle (Cinuos-chel-/Clavadel-Stadium, Daun-Stadium) sicher noch erheblich modifizieren. Die ältesten im Oberhalbstein, Avers und Oberengadin erhaltenen geologischen Spuren des Quartärs stammen aus der Zeit des jüngsten Vergletscherungsmaximums (LGM = Last Glacial Maximum) und der nachfolgenden späteiszeitlichen Stadien. Einer der drei im schweizerischen Alpenraum nachgewiesenen grossen letzteiszeitlichen Eisdome baute sich im Oberengadin auf (FLORINETH 1998). Aus dieser Konstellation lässt sich ableiten, dass zur Zeit des LGM eine Eistransfluenz vom Oberengadin über den Julierpass ins Oberhalbstein bestand. Das Alter des letzteiszeitlichen Maximums wird allgemein mit 18 000 bis 20 000 ¹⁴C-Jahren BP (= kalibriertes Alter von 22 000 bis 25 000 Jahren BP bzw. Sauerstoffisotopenstadium OIS 2) angenommen. Zu dieser Zeit ragten nur wenige Berggipfel als so genannte Nunataks aus den Eismassen. Moränenmaterial aus dieser Zeit wurde vom Eis ins Mittelland verfrachtet und dort abgelagert. Offen bleibt ausserdem, wann die flachen Hänge und die Trogschultern, wie sie am Cuolmens Ets (südlich von Bivio), auf der Alp da Starschagns (westlich des Marmorerasees) und auf der Alp Flix ausgebildet sind, entstanden sind. Die Differenzierung des Eistrückganges am Ende der Letzten Eiszeit ist im Kartierungsgebiet erst für den Zeitraum des ausgehenden Spätglazials ansatzweise möglich, als der Zerfall des inneralpinen Eisstromnetzes bereits weit fortgeschritten war. Bei den kartierten Moränenwällen stellt sich zudem die Frage, ob diese bei Wiedervorstössen oder nur während längerer Stillstandsphasen gebildet worden sind. Die verschiedenen Forschergruppen scheinen sich einig zu sein, dass um ca. 15 000 cal. BP, nach einer raschen Erwärmung, das Oberengadin, das Oberhalbstein und das Avers praktisch gletscherfrei waren (Fig. 21). Erst in der jüngeren Dryas-Zeit (11 000–10 200 Jahre BP, entspricht 12 800–11 600 cal. BP) rückten die Lokalgletscher wieder weit in die Seitentäler vor und bildeten die Wälle des Egesen-Stadiums.

Pleistozän

q_{4m} Moräne des letzteiszeitlichen Maximums (LGM) und des älteren Spätglazials bzw. des Spätglazials i. Allg.

Die Talflanken der Haupttäler und die grossen Seitentäler sind von geringmächtiger Moräne bedeckt. Von den älteren spätglazialen Stadien konnten auf dem Kartenblatt nur Moränenwälle, die dem Daun-Stadium zugeschrieben werden können, ausgeschieden werden. In Analogie zu den Untersuchungen von SUTER (1981) im Val Bever und am Julier wurden die Moränenwälle auf der Alp Flix dem Daun-Stadium zugewiesen. SCHLOSSER (1990) hat die Letzteren zur

Egesen-Serie gerechnet. Das Material der Moränen ist petrographisch grösstenteils ähnlich den benachbarten Felsaufschlüssen. Nur in wenigen Fällen lässt sich ein Transport über grössere Distanzen eindeutig feststellen.

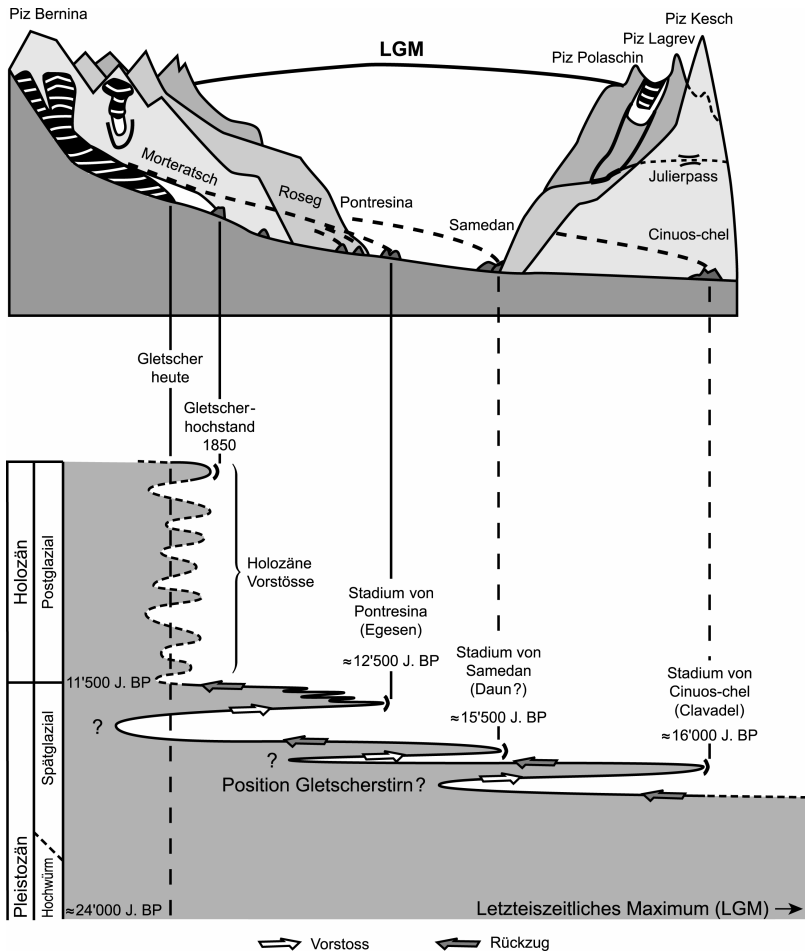


Fig. 21: Spät- und postglaziale Gletscherstadien im Oberengadin (LGM – Last Glacial Maximum). Altersangaben in Jahren vor heute (^{14}C -Altersbestimmung, kalibrierte Werte; modifiziert nach MAISCH et al. 1999).

q_{5m} Lokalmoräne (Egesen-Stadium)

Im Gegensatz zu den älteren, dem letzteiszeitlichen Maximum zugewiesenen Moränendecken sind die Ablagerungen der Lokalgletscher meist klar von Moränenwällen begrenzt. Die Moränen von Lokalgletschern, welche meist nur in geringem Abstand ausserhalb der Moränen des 1850er-Vorstosses liegen, werden in Anlehnung an MAISCH (1981) dem Egesen-Stadium zugerechnet. MAISCH et al. (1999) postulieren für dieses Stadium mehrere Substadien, die sich vor allem bei den grossen Gletschern mit deutlich voneinander getrennten Endmoränenwällen manifestieren, wie die Wälle auf Plang, im Val Bercla und am Julierpass. Bei Gletschern mit viel kleinerem Einzugsgebiet liegen die Endmoränenwälle dieser Substadien fast unmittelbar aneinander, wie z. B. am Vadret Lagrev, dessen Endmoräne sich bei Alp Güglia (Blatt St. Moritz) befinden. Die äusserste Endmoräne des Egesen-Stadiums des Vadret Lagrev konnte durch IVY-OCHS et al. (1996) mit einem Expositionsalter (¹⁰Be, ²⁶Al und ³⁶Cl) von 11 800 ± 500 Jahren BP datiert werden. Für drei Blöcke auf einer inneren Moräne dieses Gletschers bestimmten sie ein Alter von 10 400 ± 400 Jahren BP. Zusätzlich sind vereinzelt auch Moränen zu beobachten, die nach dem Abschmelzen des Gletschers und unter Permafrostbedingungen zu kriechen begonnen haben. Solche fossile Blockgletscher aus Moränenmaterial sind u. a. südlich des Piz Arlatsch, nordöstlich des Piz Platta sowie östlich des Piz Scalotta ausgeschieden.

Moränenbastion, fluvioglaziale Ablagerungen (Spätglazial)

Im frontalen Bereich einiger Lokalmoränen findet sich ausgewaschene oder aufgearbeitete Moräne, die z. T. von fluvioglazialen Ablagerungen nicht unterscheidbar ist. Östlich und südöstlich des Piz Chembels bildet der frontale Bereich der in das Val Bever vorgebauten Moränenwälle des Egesen-Stadiums eine spätglaziale Moränenbastion.

Fossiler Blockgletscher i. Allg.

Fossile Blockgletscher sind im Kartengebiet sehr häufig und wurden v. a. aufgrund ihres Bewuchses mit Flechten von den aktiven (kriechenden) Blockgletschern unterschieden. Beispiele lassen sich im Val Bercla oder am Westhang des Piz d'Err beobachten. Andere, wie zum Beispiel die Blockgletscher am Nordhang des Piz Cucarnegl, sind im oberen Teil durch rezenten Hangschutt begrenzt. Die Mehrzahl der fossilen Blockgletscher liegt meist deutlich unterhalb der aktiven Exemplare. Beiden Typen ist gemeinsam, dass sie von Hangschutt gespiesen und von Bodeneis (Permafrost) durchsetzt waren.

Holozän

q_{rm} Rezente Moräne

Alle Moränen, die beim Gletscherhochstand von 1850 und danach abgelagert wurden, werden als rezente Moränen angesehen. Im Kartierungsgebiet wurden im Bereich der 1850er-Hochstände keine Moränenwälle gefunden, welche weitere neuzeitliche oder vorneuzeitliche Vorstösse belegen würden. Deren Spuren sind allenfalls vom Gletscherhochstand von 1850 verwischt worden. Die Begrenzungen des 1850er-Stadiums sind auf den alten topografischen Karten (Originalmesstischblätter der Dufourkarte und Karten des Siegfriedatlas) gut zu erkennen. An einigen Stellen begannen die Moränen durch die Wirkung des Permafrostbodens zu kriechen und wurden so zu echten Blockgletschern. Ein eindrückliches Beispiel findet sich südöstlich des Tälhornes.

Moränenbastion, fluvioglaziale Ablagerungen

Rein fluvioglaziale Ablagerungen finden sich im oberen Val Gronda, im Vorfeld des Mittler Wissberggletschers sowie nördlich des Piz Platta. Unterhalb des Gletscherkars am Piz Arblatsch hat sich auf der talseitigen Flanke der rezenten Moränenwälle eine mächtige Moränenbastion gebildet. An anderen Orten ist die Moräne ausgewaschen oder aufgearbeitet.

Moränenmaterial auf Gletscher und Toteis

Auf dem vorliegenden Kartenblatt wurde am Vadret Calderas und am Vadret d'Err vollständig von Moräne bedecktes Gletschereis ausgeschieden. Kleinere Vorkommen dieser Art sind auch am rechten Rand des Vadret d'Agnel und am Fuss des Piz Traunter Ovas anzutreffen.

Aktiver Blockgletscher i. Allg.

Aktive Blockgletscher als Leitformen des alpinen Permafrostes sind auf einer Höhe von ca. 2700 m sehr häufig, wie im oberen Valletta dal Güglia, am Corn Alv, am Westhang des Piz Calderas, am Piz Scalotta und am Jupperhorn. Die Übergänge von rezenten Blockgletschern nach oben zu steilen Schutthalden sind z. T. morphologisch fließend. Einige von diesen Blockgletschern sind wegen des Ausschmelzens ihres internen Eises in den letzten Jahren inaktiv geworden.

Solifluktionsgebiet

Von den verschiedenen Schuttbewegungsformen, welche durch Frost-Tau-Wechsel entstehen (Wanderblöcke, Steinpolygone, Streifen usw.), lassen sich nur wenige Girlanden und Erdströme im Massstab des Geologischen Atlas darstellen. Die Schutthänge nördlich des Südwestgrats des Piz d'Agnel und westlich des Piz Mez sowie im Avers zeigen viele Solifluktionwülste.

Sackungsmasse

Eine grosse Sackungsmasse befindet sich nordöstlich von Bivio. Im unteren Teil und in der südöstlichen Ecke haben sich Blockfelder aus der Sackungsmasse entwickelt. Ebenfalls ist ein Teil gerutscht (östlich von Bivio bei Plaz sowie bei Barscheinz und auf der Alp Natons). Eine grosse Flyschmasse von gut 1 km² ist zwischen Piz Spegnas und Julia gesackt. Kleinere Sackungsmassen trifft man südlich des Piz Forbesch sowie im Avers, wo die Lithologie der «Averser Bündnerschiefer» dafür prädestiniert ist. Die meisten Sackungen sind wie auch die Bergstürze und Rutschungen im Anschluss an das letztezeitliche Maximum (LGM) entstanden, d. h. nachdem der Talgletscher abgeschmolzen war. So kann auch die grosse Terrasse der Alp Flix und die Masse bei Nascharegnas als Sackungsmasse betrachtet werden, welche jedoch nach einem früheren glazialen Hochstand vor dem LGM gebildet wurde.

Rutschmasse

Im Gegensatz zu Sackungen ist in Rutschungen der ursprüngliche Gesteinsverband verloren gegangen (z. B. auf der Alp Flix, südlich von Bivio). Eine grössere Rutschmasse findet man oberhalb der Alp Nova (Val Schmorras, in der NW-Ecke des Kartengebietes) und auf der Westseite des Val Curtegnas, wo die Moräne auf dem Flysch rutscht. Entlang dem Averser Rhein rutschten sowohl die Moräne des letzteiszeitlichen Maximums wie die unterliegenden «Averser Bündnerschiefer». Der Castigl-Hang, welcher den NW-Abschluss des Marmoreraesee bildet und aus mit Felssturzböcken vermischter Moräne besteht, rutscht noch heute. Im Rahmen der Überwachung der Stauanlage Marmorera wurden mehrere Bohrungen abgeteuft und mit Slope-Rohr, Trivec-Rohr und mit Mehrfachpiezometern ausgerüstet. Bewegungen von 8–10 mm/Jahr nach Südosten wasserseits des Damms und 3–6 mm/Jahr nach Nordosten luftseits des Damms wurden gemessen. Weiterhin rutschen Teile der Sackungsmasse unterhalb der Alp Natons, am nördlichen Ende der grossen Sackungsmasse von Murtér, dies sogar schon vor dem Bau der Stauanlage Marmorera. Aus den Berichten der Jahreskontrollen der Stauanlage geht hervor, dass sich Teile des Hangs mit 5–10 cm/Jahr seewärts bewegen (pers. Mitt. M. Kobel).

Talklüftung

Die auf der Karte dargestellten Talklüfte verlaufen mehrheitlich in den Moränen des letzteiszeitlichen Maximums. Man erkennt sie an kleinen (10–20 m breiten) Nackentälchen, welche oft über 200–500 m verfolgbar und auf die darunter im Fels verlaufenden Klüfte zurückzuführen sind. Diese Nackentälchen treten meistens nicht einzeln, sondern in Staffeln auf, wie z.B. 1–2 km nordöstlich von Bivio.

Bergsturzlagerungen, Blockschutt

Nach dem letzteiszeitlichen Maximum stürzten Bergsturmassen von Mutans und von Cotschens ins Haupttal zwischen Marmorera- und Mulegns. Die Abrisskanten sind noch deutlich zu erkennen.

Protalus Rampart («Schneehaldenmoräne»)

Bei den Protalus Ramparts handelt es sich um Initialstadien (oder Embryonalformen) von Blockgletschern. Je nach Entwicklungsgrad und Ausdehnung gehen sie fliegend in Blockgletscher über.

Trockenschuttkegel; Hangschutt, z. T. mit Blockschutt

Gemischter Schuttkegel

Hangschutt (Korngrösse ca. 1 mm bis 50 cm) findet sich meist am Fuss kleinerer und grösserer Felswände. Oberhalb der Waldgrenze ist die Abgrenzung zu Moräne relativ klar. In bewaldeten Gebieten ist die Unterscheidung dagegen schwierig, vor allem wenn die Moränen ausgeschwemmt worden sind.

Trockenschuttkegel stellen sich dort ein, wo Runsen aus den Felswänden ausmünden und damit den anfallenden Gesteinsschutt kanalisieren. Das Material gelangt nach seiner Absprengung in trockenem Zustand auf den Schuttkegel. Oft ist Wasser oder Schnee beim Transport mitbeteiligt und die Abgrenzung zu den Schwemmfächern fliegend (*gemischte Schuttkegel*). Ein Beispiel liegt südwestlich der Tschima da Flix gegen das Val Savriez vor.

Schwemmfächer, Bachschuttkegel

Schwemmfächer und Bachschuttkegel haben sich besonders am Ostufer der Ava da Curtegnas aus dem Arblatsch-Flysch gebildet. Auch entlang dem Nordufer des Averser Rheins entstehen Bachschuttkegel aus zahlreichen kleinen Zuflüssen.

Travertinterrasse

Eine grosse Travertinterrasse liegt am Zusammenfluss der Ava da Schmorras und der Ava da Curtegn (Tocfs, NW-Ecke des Kartengebiets). Das Wasser stammt aus dem Rutschgebiet nördlich des Piz Mez.

Hochmoor, Sumpf

Hochmoore und Sümpfe liegen in grosser Zahl über den Moränen auf den flachen Terrassen von Alp Flix, Muttans, Kanonensattel, Murtér, Cuolmens und Crap da Radons. Meistens überlagert das Moränenmaterial Metabasalte und Serpentine der Platta-Decke, welche wenig wasserdurchlässig sind, wodurch allmählich Sümpfe und Hochmoore entstanden sind. Generell scheinen sie einen Stand des Talgletschers zu markieren, da sie meist auf ca. 2000 m Höhe liegen. Bisher sind aus diesen Ablagerungen weder Pollen- noch ¹⁴C-Alter bekannt.

Erosionsrand, Terrassenrand

Erosionsränder sind auf der geologische Karte nicht ausgeschieden, da sie auf der topographische Grundlage detailliert dargestellt sind. Die allermeisten Erosionsränder, wie beispielsweise entlang der Ava da Curtegn und an der Kante der Flixer Terrasse, liegen seit langem unterhalb der Permafrostgrenze und besitzen ein geringes Gefahrenpotential für Murgänge. Die Erosionsrinne bei Pkt. 2819 m oberhalb von Plang Lung (Koord. 772.80/155.35) dürfte mit dem Rückgang des Permafrostes etwas mehr Material liefern, aber keine Gefahr für Tigias darstellen, da sie in eine Karmulde mündet. Die Erosionskante im Crutscharöls in der Südostecke des Kartengebietes, Materiallieferant der Murgänge, die westlich Plaz bei Sils-Baselgia niedergehen, sollte periodisch beobachtet werden.

Terrassenränder sind wenig ausgeprägt und auf der Karte ebenfalls nicht ausgeschieden.

q_a Alluvion

Eine grössere Alluvialebene erscheint am nördlichen Kartengebietsrand gegen Rona im Tal der Julia. Nur im Tal des Averser Rheins sowie in den kleineren Tälern Val Curtegn, Val Gronda, Val Bercla und Val d'Agnel sowie entlang der Julia war der Materialeintrag der von den seitlichen, steilen Wänden zum Talboden hinunterreichenden Hang- und Bachschuttkegel ausreichend, um kleinere Alluvialebenen entstehen zu lassen.

Künstliche Aufschüttung

Die einzige grosse künstliche Aufschüttung ist für den Bau des Marmorera-Schwergewichtsstaudamms erstellt worden. Der Betonkern ist mit Opalinus-Ton aus dem Jura ummantelt und mit Schwergewichtsblöcken aus Serpentin, Gabbro, Metabasalt, Rodingit und Radiolarit der unmittelbaren Umgebung aufgeschüttet.

Dolinen

Dolinen sind im Kartengebiet trotz der grossen Verbreitung von Rauwacken und anderer löslicher Karbonatgesteine sehr selten. Eine Doline liegt im Val d'Agnel nördlich Pkt. 2705 m, eine zweite befindet sich fast 2 km weiter südöstlich, am Westfuss des Piz Valletta.

TEKTONISCHER AUFBAU

Der tektonische Aufbau des Kartengebietes ist das Ergebnis mehrerer aufeinanderfolgender Gebirgsbildungsvorgänge, wobei die alpine Orogenese weitgehend das gesamte geologische Erscheinungsbild formte. Nach einer ersten belegten Sedimentationsphase vor ca. 900 Millionen Jahren wurden die ursprünglichen Sedimente in mehreren tektonischen und magmatischen Phasen überprägt.

Die Gliederung des Deckenstapels des Oberhalbsteins geht vor allem auf CORNELIUS (1932, 1950) und STAUB (1926, 1948) zurück und wurde aufgrund sorgfältiger Kartierungen und stratigraphischer Kriterien vorgenommen. NOLD (1972), FINGER (1978) und HANDY et al. (1993) haben die älteren Konzepte vor allem nordwestlich der Engadiner Linie modifiziert und neue Namen eingeführt. Letztere wurden teilweise in der Legende der tektonischen Übersicht 1:200 000 und zusammen mit der auf Blatt Albulapass verwendeten Einteilung (BEARTH et al. 1987) übernommen. Diese tektonischen Gliederungen basieren weitgehend auf lithologischen Kriterien und nicht auf einer durch Fossilien belegten Stratigraphie. Aufgrund von Faziesunterschieden erscheinen deshalb stratigraphisch zusammengehörende Gesteinsabfolgen in verschiedenen tektonischen Einheiten. Zudem resultierten zahlreiche Verschuppungen an lithologischen Grenzen aus dem unterschiedlichen gesteinsmechanischen Verhalten während der alpinen Gebirgsbildungsphasen. Beispiele liegen sowohl in sedimentären Abfolgen (z.B. Bardella-Einheit) als auch im Kristallin und besonders in den Ophiolithen (z.B. in Serpentiniten und Ophikalziten) vor. Im Kristallin ist eine solche tektonische

Gliederung sehr problematisch, da etliche tektonische Grenzen längs Kontakten Granit/Gneis oder Granit/Vulkanit gezogen wurden, obwohl diese Gesteine ursprünglich eine zusammenhängende Abfolge bildeten. So kristallisierten in der tieferen Oberkruste Granite, während oberflächennah sowohl ältere Gneise als auch jüngere Subvulkanite und Vulkanite vorlagen.

In der Profilsérie (Taf. I) sind die Verhältnisse der stratigraphischen und tektonischen Einheiten dargestellt. Die Grenzflächen der grossen tektonischen Einheiten fallen einheitlich mit 9–12° nach ESE ein. Nur im Bereich des tektonischen Fensters von Bever und im Val Gronda sind lokale Aufwölbungen vorhanden.

Arblatsch-Flysch

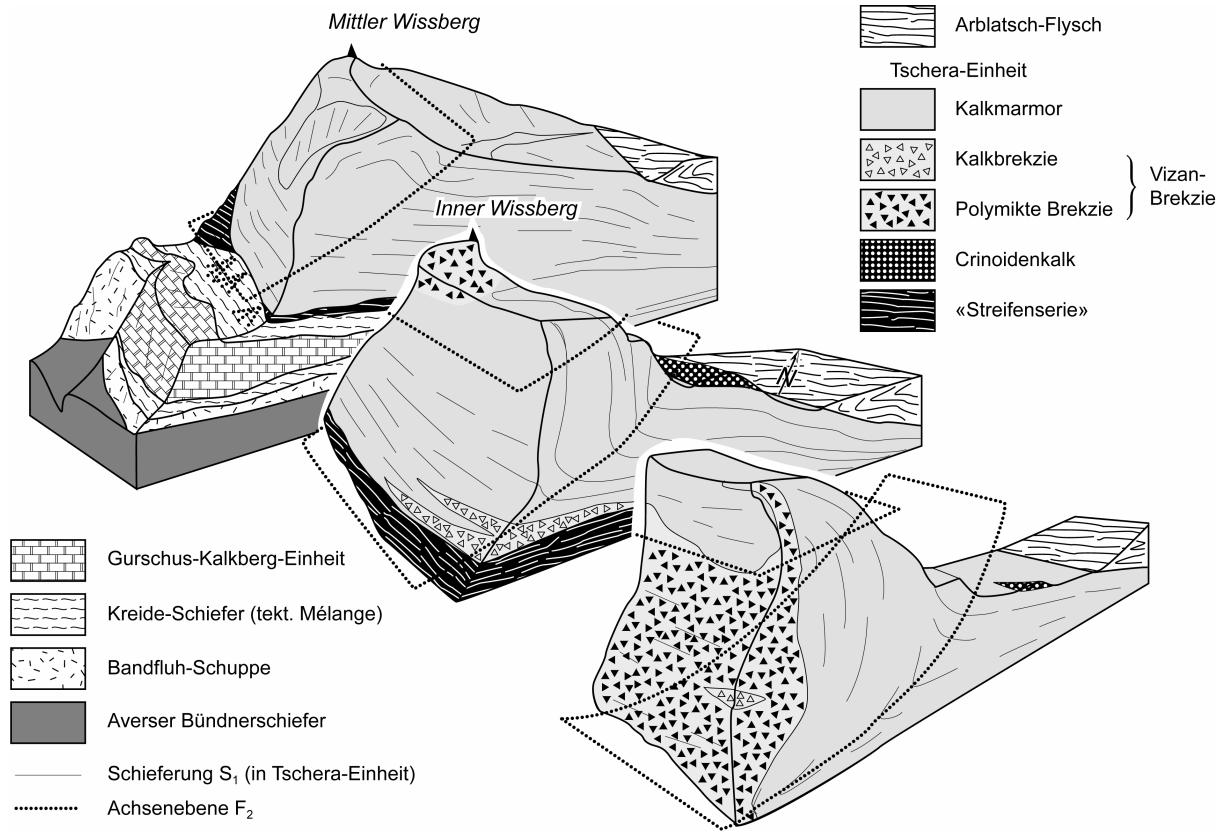
Der Arblatsch-Flysch wurde von ZIEGLER (1956) in eine nördliche Arlos-Schuppe und in eine südliche Forbesch-Schuppe, die durch die Livizung-Einheit getrennt sind, eingeteilt. Nach Westen liess sich die tektonische Trennlinie in die schroffen Wände des Piz Arblatsch nur schwer auf Luftbildern verfolgen. Der gesamte Arblatsch-Flysch wurde erst von den tertiären Deformationsphasen erfasst. Die Flyschmassen wurden bei einem Süd–Nord-Schub während der alpinen Gebirgsbildung lokal angehäuft (ZIEGLER 1956).

Suretta-Decke

In den Moränen nördlich des Mittler Wissbergs ist noch ein Zipfel des «Rofna-Porphyr» der Suretta-Decke vorhanden, welcher einen Teil einer Kristallinschuppe, prominent auch am Hürelì (759.0/151.0) in den «Averser Bündnerschiefern», darstellt.

Schamser Decken

Die Problematik der Schamser Decken – Einwicklung der Suretta-Decke von oben oder von unten – hat viele Forscher fasziniert, nicht zuletzt bei der Geotrasverse, die nicht weit westlich des Kartengebietes verlief (SCHMID et al. 1996). Die interne Struktur der Schamser Decken ist sehr komplex. STREIFF et al. (1971, 1976) unterteilten sie in Tschera-, Gelbhorn- und Gurschus-Kalkberg-Decke. RÜCK (1995) und SCHREURS (1995) gliederten sie in nur zwei Einheiten: die Gelbhorn- und die Tschera-Kalkberg-Einheit. Im Gebiet von Blatt Bivio wurde letztere von PAULI (1988) am Wissberg und an der Bandflue in drei Einheiten, die nach ihm durch Mélange-Zonen getrennt sind, eingeteilt (Fig. 22). Gemäss PAULI (1988) entspricht das unterste Kalkmarmorband am Mittler Wissberg (Pkt. 2706 m) und Chlin Wissberg der bis Juf verfolgbaren Bandflue-Einheit. In Figur 22 ist angedeutet, wie die zweite Deformationsphase die Spuren der liegenden Falten der ersten Deformationsphase verbiegt; beide Phasen werden von SCHREURS (1995) ins Tertiär gestellt.



Avers-Decke

Die «Averser Bündnerschiefer» sind an ihrer oberen Grenze zu den Schamser Decken stärker verschiefert als auf der Westseite des Averser Rheins. Diese tektonische Zone ist nach Schersinnbestimmungen mit der Rückbewegung der Schamser Decken in Verbindung zu bringen (SCHREURS 1995). Bis in die 1980er-Jahre haben die Geologen die «Averser Bündnerschiefer» nicht von den übrigen nordpenninischen Bündnerschiefern getrennt. Aufgrund vor allem tektonischer Überlegungen stellen heute viele Autoren den Ablagerungsraum der «Averser Bündnerschiefer» weiter nach Süden als den der anderen Bündnerschiefer; die «Averser Bündnerschiefer» wären somit südpenninisch (z.B. SCHMID et al. 1990, 2004, Geologische bzw. Tektonische Karte der Schweiz 1:500 000). Faziell und mikrofaziell lassen sich diese Gesteine jedoch nicht mit den anderen südpenninischen Sedimenten im Bündner Querschnitt vergleichen. Hingegen bestehen in (mikro)fazieller Hinsicht viele Gemeinsamkeiten mit den nordpenninischen Bündnerschiefern und den Bündnerschiefern im Unterengadin.

Platta-Decke s. l.

Val-Gronda-Einheit

Da Fossilien fehlen und keine klaren Leitgesteine in dieser Einheit angetroffen wurden, ist sowohl die stratigraphische als auch die tektonische Zuordnung der Val-Gronda-Einheit unklar. Lithologisch entspricht sie nach DIETRICH (1969) noch am ehesten den Kreideabfolgen der Platta-Decke und kann faziell aus einem abgesonderten tiefmarinen Becken abgeleitet werden. Ihre tektonische Stellung an der Basis der Platta-Decke kann unterschiedlich erklärt werden. Weil W. H. Ziegler (pers. Mitt.) im Stollen Marmorera–Tinizong (ZIEGLER 1956) die Val-Gronda-Gesteine im obersten Teil der Forbesch- und der Arlos-Schuppe ohne sichtbaren tektonischen Kontakt mit dem darunterliegenden Arblatsch-Sandstein sieht, zieht er eine Zuordnung als oberen Teil des Arblatsch-Flyschs in Betracht. Nach P. Nievergelt (pers. Mitt.) käme eine Korrelation mit den «Averser Bündnerschiefern» ebenfalls in Frage. LINIGER (1992) interpretiert die obersten 20–50 m der Val-Gronda-Gesteine als Mylonite (Turba-Mylonitzone).

Platta-Decke s. str.

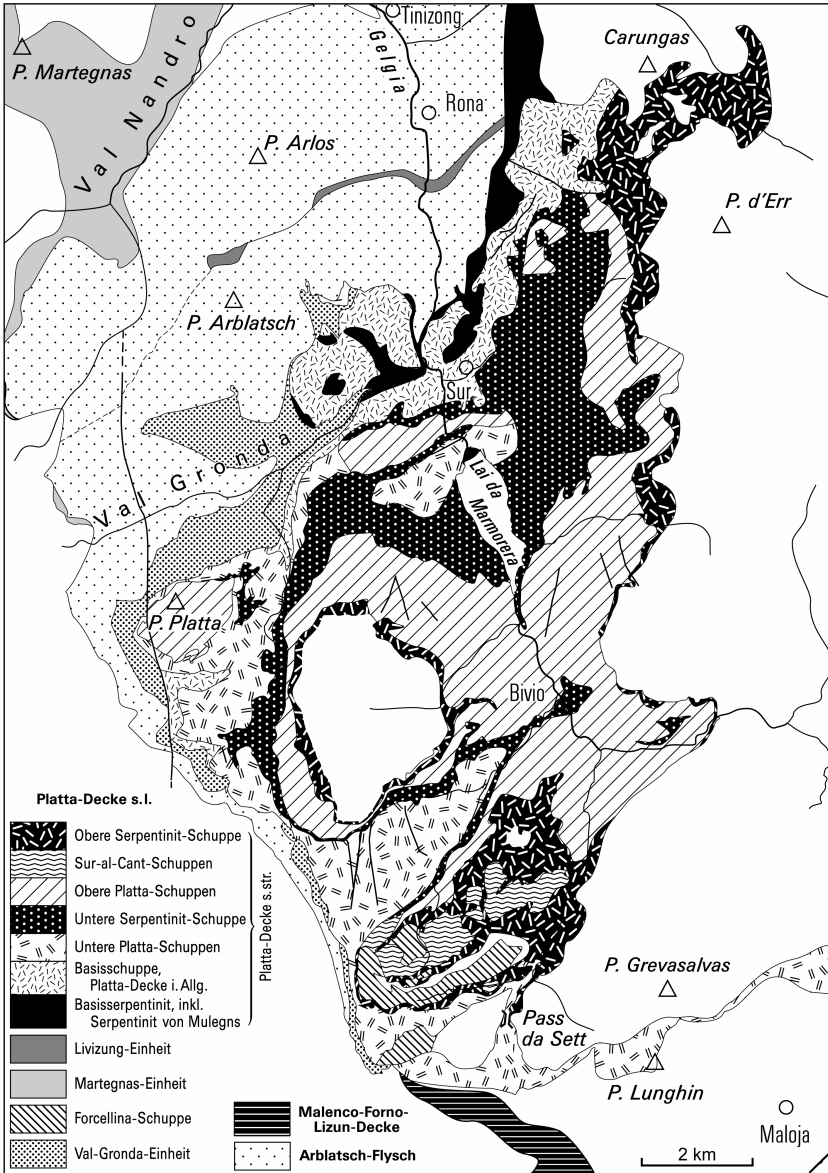
Die Platta-Decke wurde von DIETRICH (1969) und DIETRICH & PETERS (1968) in verschiedene Schuppen unterteilt (Fig. 23). Deren Bildung wird durch starke Kompetenzunterschiede zwischen vulkanischen Sequenzen und Serpentiniten begünstigt. Präophiolithische exotische Gesteine wie Kristallin und Trias-bis Doggersedimente sind in allen Schuppen anzutreffen. Die Deutung ihrer Herkunft ist auf Seite 23 erwähnt.

Im Detail sind die Schuppen lokal begrenzt, so dass ihre Einteilung nur eine grobe Annäherung darstellt. Spätere Bearbeiter (MANATSCHAL & NIEVERGELT 1997, DESMURS et al. 2001, SCHALTEGGER et al. 2002, BERNOULLI et al. 2003, MÜNTENER et al. 2004) haben die ursprüngliche Einteilung übernommen, stärker vereinfacht und betrachten die Obere Serpentin-Schuppe, welche nur Pyroxenitadern aber keine Doleritgänge enthalten soll, als Reste eines subkontinentalen Mantels unter unterostalpinem Kristallin.

Die eigentliche Gipfelpyramide des Piz Platta, die aufgrund der Serpentinittrennung zu den Oberen Platta-Schuppen zu rechnen ist, besteht aus drei überkippten und überschobenen Schuppen (Profil 2, Taf. I; DIETRICH 1969). An der Basis liegt eine Verkehrtserie, dann eine mittlere Normalserie und am Gipfel schliesslich wieder eine Verkehrtserie vor. Diese tektonischen Verhältnisse ergaben sich sowohl aus der Ablagerungspolarität der Pillows und der vulkanischen Abfolge als auch aus der Stratigraphie der eingeschalteten Radiolarite und Kalkschiefer. Figur 24 kennzeichnet die typische Schuppentektonik innerhalb der Platta-Decke.

Ein Zusammenhang zwischen Platta- und Malenco-Forno-Ophiolithen wäre eine Erklärung für die Anhäufung von Serpentiniten im Gebiet des Marmorera-sees. Der Zusammenhang mit der Martegnas- und Livigung-Einheit, die vor allem wegen ihres Ophiolithgehalts zur Platta-Decke gerechnet werden, ist nicht offensichtlich. Eine Einschuppung von Anteilen der Platta-Decke in den Arblatsch-Flysch während der tertiären Kompressionsphase könnte für die Platznahme der Martegnas- und Livigung-Einheit verantwortlich sein.

Fig. 23: Tektonische Karte der Platta-Decke (nach DIETRICH & PETERS 1968, DIETRICH 1969 und neuen Aufnahmen).



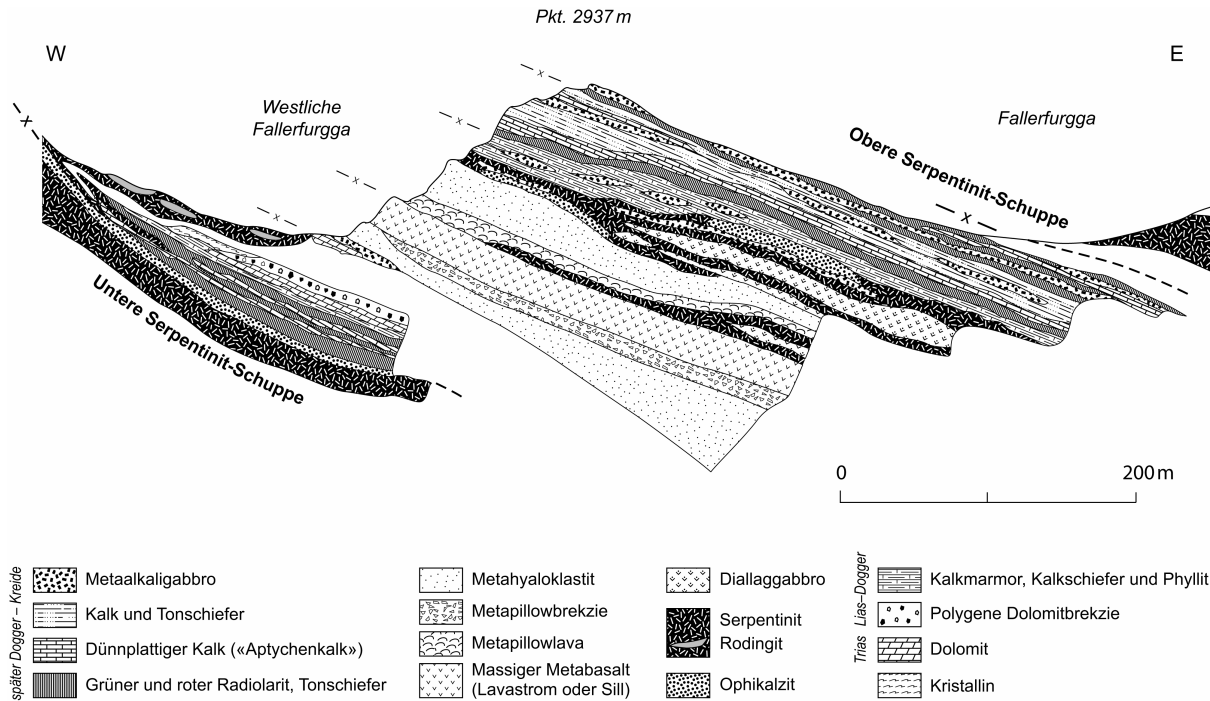


Fig. 24: Profil durch die Oberen Platta-Schuppen entlang des Grats, der Mazzaspitz und Piz Surparé verbindet (aus DIETRICH 1969).

Martegnas-Einheit

Die tektonisch eigenständige Martegnas-Einheit besteht im Gebiet von Blatt Bivio aus Radiolariten, Kalkmarmoren, Kalkphylliten, Serpentiniten, Metagabbros und Metabasalten mit prääpöolithischen exotischen Gesteinen wie Kristallin, Triasdolomit sowie Doggerkalkschiefer und -phyllit. Sie wurde bereits von STAUB (1920) als ein nördlicher Ausläufer der Platta-Decke angesehen, der unter dem Arblatsch-Flysch eingewickelt ist. Nach ZIEGLER (1956), STAUB (1958) sowie EIERMANN (1984, 1988) wurden Elemente der Platta-Decke in einer ersten Phase über die Flyschmassen geschoben und anschliessend von unten in diese eingewickelt. Das Gabbrovorkommen in den dunklen Kalk- und Tonschiefern westlich und südlich des Piz Cagniel müsste auch in diesem Sinne erklärt werden. SCHREURS (1995; s.a. SCHMID et al. 1990) interpretiert die Martegnas-Einheit als tektonisches Mélange und verbindet sie mit dem Areua-Bruschghorn-Mélange, das zwischen den Schamser Decken im Hangenden und den nordpenninischen Bündnerschiefern und Flyschen (Tomül-Decke) im Liegenden liegt. Jedoch negiert diese Interpretation die stratigraphische Verwandtschaft der Sedimente der Martegnas-Einheit mit denjenigen der Platta-Decke.

Livizung-Einheit

Die Livizung-Einheit, von STAUB (1926) und ZIEGLER (1956) als Livizung-Zug bezeichnet, liegt im Kartengebiet im Kar nordwestlich des Piz Arblatsch zwischen den Flyschmassen und setzt sich aus Linsen von Serpentin, Metabasalt, Dolomit und Granit mit Sedimentanteilen zusammen. Diese Einheit lässt sich unter dem Quartär, auch im Druckstollen Marmorera-Tinizong, bis in die Talsohle bei Rona verfolgen. Die Livizung-Einheit trennt die Flyschmassen der Forbesch- und der Arlos-Schuppe und dürfte einen nordwestlichen Ausläufer der Platta-Decke darstellen.

Err- und Julier-Decke

Carungas-Einheit, Roccabella-Einheit

Die Carungas-Einheit ist am besten entwickelt im Val d'Err auf dem nördlich benachbarten Gebiet von Blatt Savognin. Sie zieht zwischen der Platta-Decke im Liegenden und der Err-Decke im Hangenden nach Süden bis an die Julierstrasse, wo sie auf wenige Meter reduziert wird. Südlich der Strasse wird die Mächtigkeit wieder grösser; der Gesteinszug lässt sich unter den Namen Roccabella-Einheit um den Piz Grevasalvas bis nach Sils-Baselgia verfolgen. Wie weiter oben erwähnt, könnte es sich bei der Roccabella-Einheit um eine tektonische Anhäufung der jüngsten Sedimente der Err-Decke handeln. Die Carungas-

Einheit zieht als dünnes Band aus Sedimenten über die Platta-Decke von Foppa zum Septimerpass und zum Piz Lunghin. Die Gesteinsabfolgen entsprechen dem Unterostalpin und können nicht von den überlagernden Sedimenten der Err-Decke unterschieden werden. Auch der kristalline Anteil entspricht dem Kristallin der Err-Decke. Charakteristisch ist einerseits eine starke Zerstückelung der Gesteinsabfolgen, andererseits eine starke lokale Anreicherung einzelner Schichtglieder, wie der Emmat-Formation in der Roccabella oder der Russenna-Formation am Piz d'Emmat Dadora.

Bei dieser Einheit dürfte es sich um den am nächsten beim jurassischen Riftsystem gelegenen Teil der Err-Decke handeln, der schon bei der jurassischen Extensionstektonik zerstückelt wurde.

Verkehrtschenkel der Err-Decke

Augenfälligster Zeuge des von CORNELIUS (1932, 1950) benannten Begriffes «Verkehrtschenkel» bildet der Westgrat des Piz d'Err, wo die Err-Brekzien den Granit zu umwickeln scheinen. Diese tektonische Einheit ist mit Unterbrüchen über den Piz Cugnets bis unter den Piz Neir nach Süden zu verfolgen. Meist sind nur kleine Reste von Metarhyolith, Hauptdolomit, Raibl-Dolomit, Allgäuschiefer, Bardella-Brekzie, Radiolarit und Kalkschiefer vorhanden. Es ist nicht verwunderlich, dass sich STAUB (1934) skeptisch über die Verkehrtserie äusserte, ist doch die Abgrenzung gegenüber der unterliegenden Abfolge der Carungas-Einheit oft schwierig. Im Fenster des Val Bever und bei der Jenatschhütte ist eine Abtrennung nicht möglich. In den Profilen (Taf. I) wurden deshalb diese Aufschlüsse zur Carungas-Einheit gestellt. MANATSCHAL & NIEVERGELT (1997) haben die Umbiegung am Piz d'Err als D₂-Falte gedeutet. MANATSCHAL (1995) hat die Gesteine des Verkehrtschenkels der Err-Decke zusammen mit der Carungas-Einheit als «lower Err unit» bezeichnet. Tektonisch ist ihre Position unter der Hauptmasse der Err-Decke. Man kann diesen Verkehrtschenkel als Deckenfront der kretazischen Faltungsphase bei der Bildung der Olistholithe vom Typus Schlattain-Olisthostrom-Einheit (PETERS 2005) deuten.

Kristallin der Err-Decke

Die nordöstliche Ecke des Kartengebietes wird von jungpaläozoischen Graniten, Granodioriten und Dioriten mit altkristallinen Ortho- und Paragneisen aufgebaut. In der südlichen Fortsetzung nimmt der Anteil an Vulkaniten stark zu. Der obere Teil der Scalotta-Klippe wird zum Err-Kristallin gerechnet und besteht aus Gneisen, die von den Vulkaniten überlagert werden.

Zone von Samedan

In der Zone von Samedan wurde sedimentäres Material gegenüber dem Kristallin tektonisch stark angereichert. Es stellt sich die Frage, ob Faltungs-, Press- und Stauchungsvorgänge zu Ausquetschungen und damit zur Anreicherung der duktilen Sedimente (SUANA 1984) geführt haben, oder ob die weicheren Sedimente von der kristallinen Unterlage abgeschürft und durch Schuppung angehäuft wurden. Die Zone von Samedan zeigt bei den kompetenten Gesteinen, z.B. bei Dolomit und Brekzien, mehrheitlich einen dachziegelartigen Schuppenbau. Daneben trifft man aber auch Anreicherung und Auspressungen der wenig kompetenten Schiefer der Allgäu-Formation und des God-Drosa-Flyschs. Die früheren Bearbeiter der Zone von Samedan (STAUB 1948, FINGER 1978, HANDY 1996) versuchten, die verschiedenen Schuppen einzelnen Decken bzw. Einheiten, z.B. der Carungas-Einheit, der Err- oder der Bernina-Decke, zuzuordnen. Da direkte Zusammenhänge zwischen dem kristallinen Grundgebirge und den höheren Schuppen fehlen, wird die Zuordnung sehr spekulativ.

In den einzelnen Schuppen bzw. tektonischen Einheiten ist fast immer nur ein Teilabschnitt der gesamten Sedimentbedeckung vertreten. Von unten nach oben sind in der tektonischen Abfolge der Einheiten meist stratigraphisch jüngere Teilabschnitte vorhanden.

Sedimente des Normalschenkels der Err-Decke

Die unmittelbar auf dem Kristallin oder auf Vulkaniten gelegenen Sedimentserie wurde von FINGER (1978) als «Grisch-Schuppe», von HANDY et al. (1993) «Neir-Einheit, normalliegend» bezeichnet. Ausser an vereinzelt Stellen (z.B. SW-Teil des Piz Jenatsch bis Piz Chambels) liegt diese Sedimentserie normal auf dem Kristallin. Sie wird deshalb als autochthon angesehen, obwohl ihre Kontakte meistens alpinktonisch beansprucht wurden. Am Piz Jenatsch und Piz Laviner prägt eine Verwitterungszone die unterliegende Kristallinoberfläche. Sie kommt durch eine starke Rotfärbung der Feldspäte zum Ausdruck und könnte unmittelbar vor der Sedimentation, d.h. in Perm und Trias, entstanden sein. MANATSCHAL & NIEVERGELT (1997) deuten jedoch zirkulierende Lösungen entlang einem flachliegenden Abscherungshorizont (Low-Angle Detachment Fault, Fig. 25 und 26) während der Rifting-Phase im Dogger (s. auch FROITZHEIM & EBERLI 1990, FROITZHEIM & MANATSCHAL 1996, MANATSCHAL et al. 2000) als Grund für die Rotfärbung. Eine weitere deutliche Oberflächenverwitterungszone zeigt das Kristallin im Liegenden des Sandsteins der Fuorn-Formation am Piz Surgonda, Corn Margun und Piz Campagnung.

Die ursprüngliche Sedimentbedeckung der Err-Decke umfasst fast alle der auf Figur 18 zwischen der detritischen Basis der Fuorn-Formation und der Russenna-Formation aufgeführten Formationen. An den meisten Orten (Piz Jenatsch,

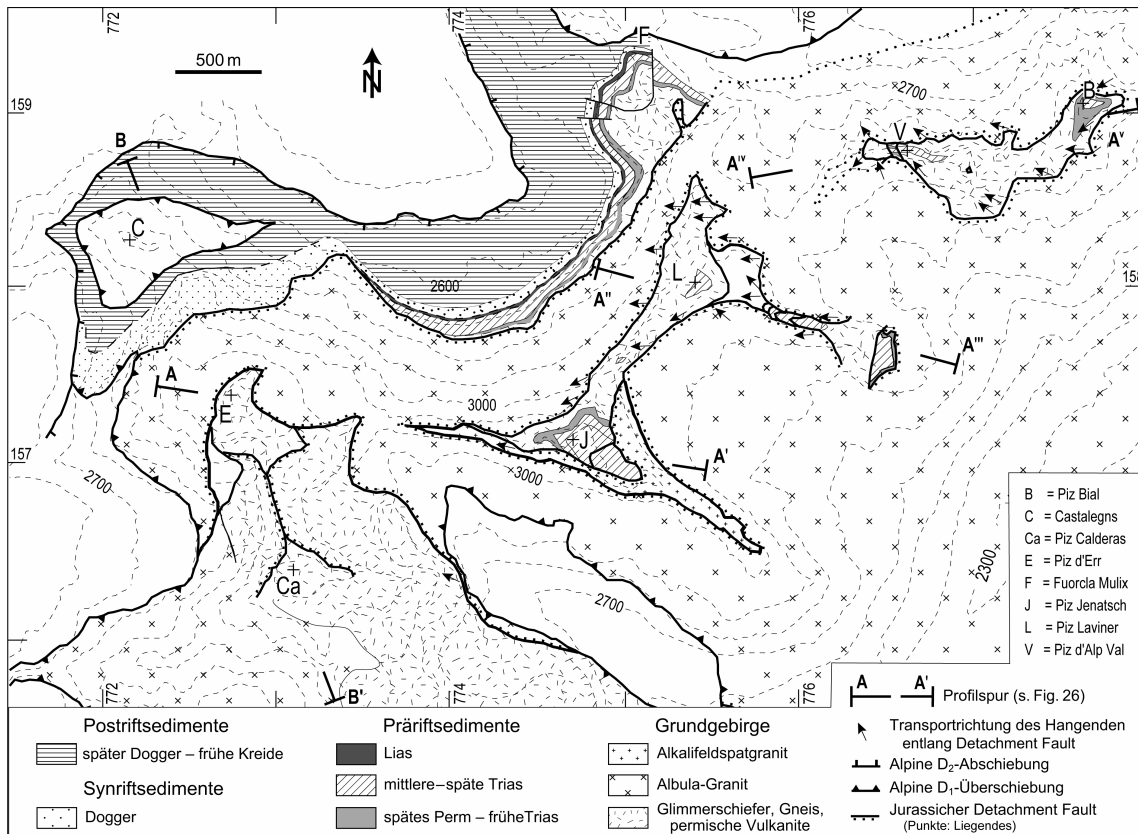


Fig. 25: Tektonische Karte des Gebiets Piz d'Err – Piz Bial (NE-Ecke des Kartengebietes; aus MANATSCHAL & NIEVERGELT 1997).

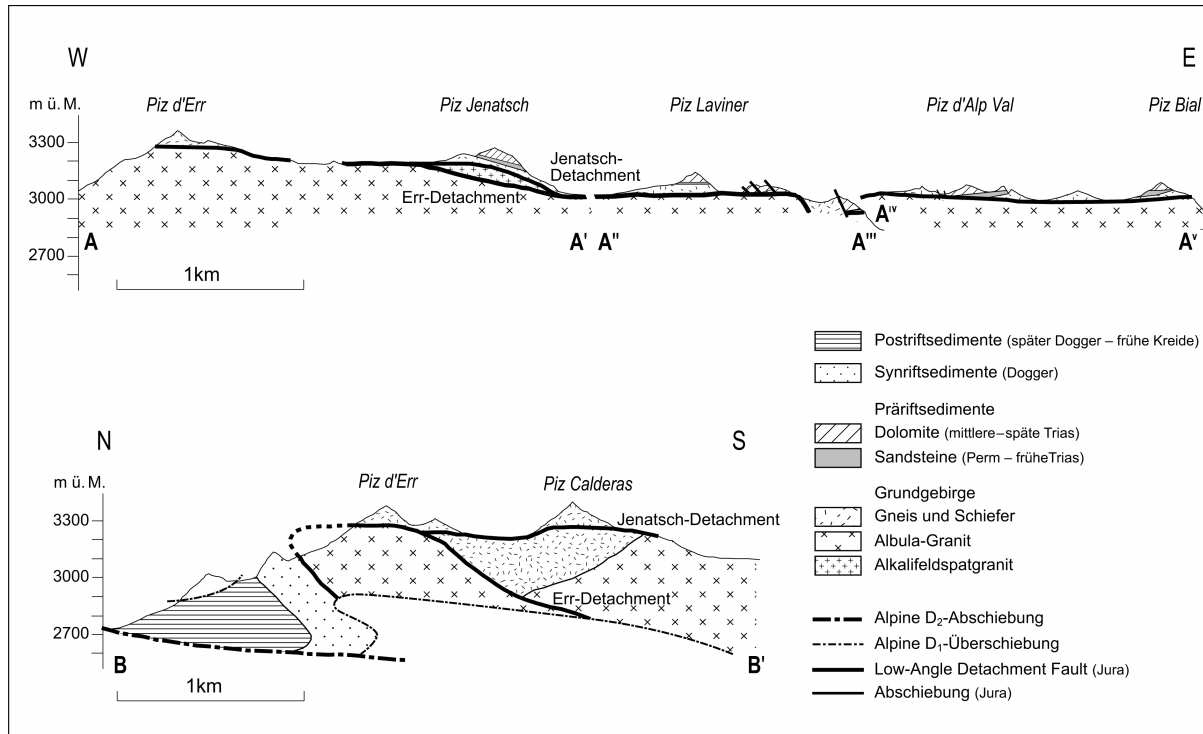


Fig. 26: Profile durch das Gebiet Piz d'Err – Piz Bial (NE-Ecke des Kartengebietes; aus MANATSCHAL & NIEVERGELT 1997).
Lage der Profile: s. Fig. 25.

Piz Laviner, Piz Surgonda) sind die Profile nur bis in die späte Trias kontinuierlich aufgeschlossen. Der Hauptdolomit mit den überlagernden Lias- und Doggerabfolgen ist oft abgeschert und liegt als mehr oder weniger selbständige Schuppe vor (Corn Alv, Bardella). Abfolgen mit Blais-Radiolarit, Kalk der Russenna-Formation oder Emmat-Schiefer sind seltener und noch weiter vom kristallinen Substrat entfernt. Es wäre durchaus denkbar, dass diese drei Formationen der Roccabella und des Piz d'Emmat Dadora, die bisher zur Carungas-Einheit gerechnet wurden, ursprünglich die autochthone Bedeckung der Err-Decke repräsentierten. Die von CORNELIUS (1950) und späteren Bearbeitern postulierte Rückfalte wäre damit nur eine Verschuppung und Anreicherung der jüngeren Sedimentbedeckung der Err-Decke.

Grevasalvas-Einheit

Die Zone mit stark zerstückelten Sedimentabfolgen unterhalb des Julier-Kristallins, die von nördlich La Veduta über den Leg Grevasalvas zur Fuorcla Grevasalvas südlich des Kartengebietes zieht, hat CORNELIUS (1950) als oberen Grevasalvas-Keil bezeichnet. HERWEGH (1992) hat fünf Grevasalvas-Elemente und eine Dadaint-Einheit ausgeschieden, die er über die Err-Decke s. str. stellt. Auf Atlasblatt St. Moritz hat PETERS (2005) die Grevasalvas-Einheit unter dem Kristallin der Err-Decke platziert. Im Gebiet von Blatt Bivio wird sie zur Sedimentbedeckung des Err-Kristallins gerechnet, das tektonisch sehr stark beansprucht und zerstückelt wurde.

Julier-Decke

Die Julier-Decke liegt in der südöstlichen Ecke des Kartengebietes und besteht dort nur aus Kristallin. Dieses umfasst jungpaläozoische Granite, Granodiorite und Diorite der kalkalkalischen Serie, Alkalifeldspatgranite und Syenite der Alkaliserie sowie ältere Ortho- und Paragneise.

PETROGENESE, PALÄOGEOGRAPHIE

Proterozoikum bis Frühpaläozoikum: Altkristallin

Die ältesten Gesteine sind Paragneise (vorwiegend Biotit-Plagioklasgneise), deren Zirkone einem ca. 900 Ma alten kristallinen Einzugsgebiet entstammen. Diese Gesteine erlitten eine Thermodynamometamorphose mit starker Isoklinalverfaltung unter amphibolitfaziellen Bedingungen. Es ist unklar, ob dieses Ereignis

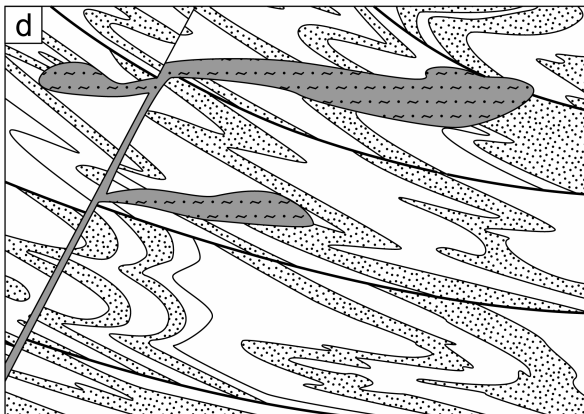
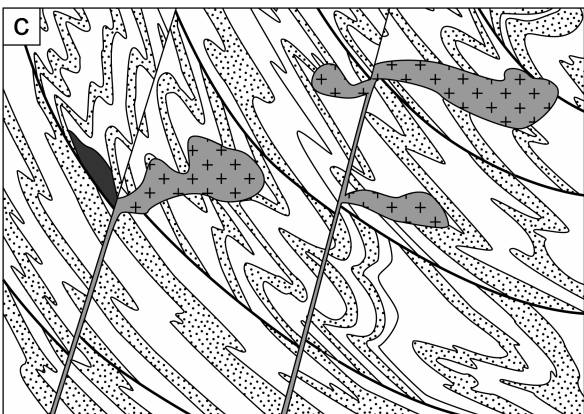
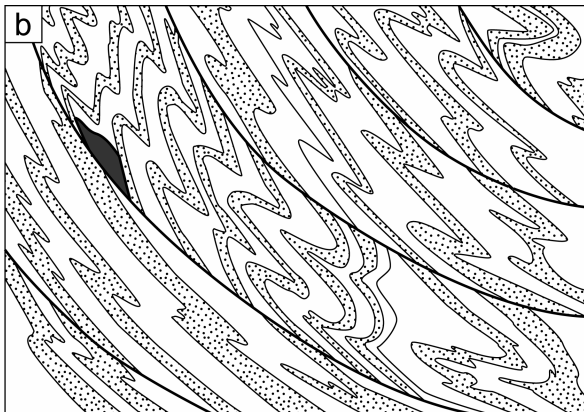
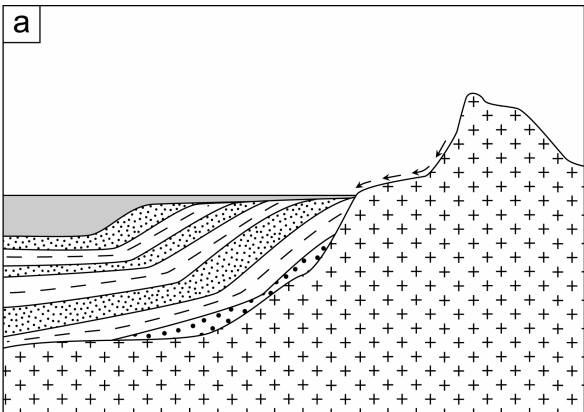
nis bereits im Proterozoikum oder erst während der kaledonischen Gebirgsbildung im frühen Paläozoikum stattfand.

Eine magmatische Phase mit der Intrusion von Graniten fand im frühen Paläozoikum statt. Eine Tektonometamorphose unter amphibolitfaziellen Bedingungen folgte gegen Ende der kaledonischen Gebirgsbildung, während derer Granite zusammen mit ihrer Gneishülle verschiefert wurden. Dann bildete eine Dehnungsphase im Devon oder frühen Karbon Grabenstrukturen. In die neu entstandenen Gräben wurden Konglomerate und Sandsteine geschüttet. Die Darstellung in Figur 27 ist ein Versuch, die Geschichte des Altkristallins zu skizzieren.

Paläozoikum: jungpaläozoisches Kristallin

Die geochemischen Daten der Arbeiten aus dem Err-, Julier- und Bernina-Kristallin von RAGETH (1982), BÜHLER (1983), MERCOLLI (1985), BÜCHI (1987), EGGENBERGER (1990), HALMES (1991) und RIZZOLI (1997) belegen eindrücklich zwei magmatische Phasen: eine frühere, frühkarbonische Phase mit einer kalkalkalischen und eine spätere, frühpermische Phase mit einer alkalischen Entwicklung. Im R_1/R_2 -Diagramm von DE LA ROCHE et al. (1980) ist die Entwicklung dieser Serien anschaulich zusammengefasst (Fig. 28). EGGENBERGER (1990) hat die Zirkonmorphologie nach PUPIN (1980) von Proben aus dem Err- und Julier-Kristallin untersucht und damit ein gemischtes Mantel-Krustenmaterial festgestellt. Die zahlreichen Gneisschollen geben einen Hinweis auf eine Beteiligung von sedimentärem Ausgangsmaterial und Aufschmelzung in der Kruste.

Auf Figur 29 ist skizziert, wie man sich die Petrogenese des jungpaläozoischen Kristallins vorstellen kann. In eine vorwiegend aus Para- und Orthogneisen bestehende Rumpfebene, die wenige, mit frühkarbonischen Sedimenten gefüllte Grabensenken aufwies, drangen um 330 Ma (BÜCHI 1994, VON QUADT et al. 1994) kalkalkalische Magmen hoch. Ein Teil der Magmen erreichte die Erdoberfläche, was zur Bildung von vulkanischen Ablagerungen führte, die heute als Metarhyolithe und Metaandesite vorliegen. Einige Magmen erstarrten kurz vor der Extrusion in die vorgängig entstandenen Vulkanite und bildeten die Granitporphyre vom Typus Tschima da Flix. Der Grossteil der Magmen blieb jedoch in der Kruste stecken und intrudierte als Diorite, Tonalite, Granodiorite, Granite und Aplite. Aus dem Fehlen von magmatischem Muskovit und anhand der aus Hornblenden abgeschätzten Druckwerte kann geschlossen werden, dass die Intrusionstiefe weniger als 7 km betrug (EGGENBERGER 1990). In der Spätphase des frühkarbonischen Vulkanismus kam es zu erhöhter Zirkulation von wässrigen Fluiden, die das Nebengestein der Klüfte hydrothermal umwandelten. Hierbei kam es u. a. zur lokalen Imprägnierung mit Sulfiden (vor allem mit Pyrit), zur Vertonung basischer Plagioklase und zur Rötung von Kalifeldspäten.



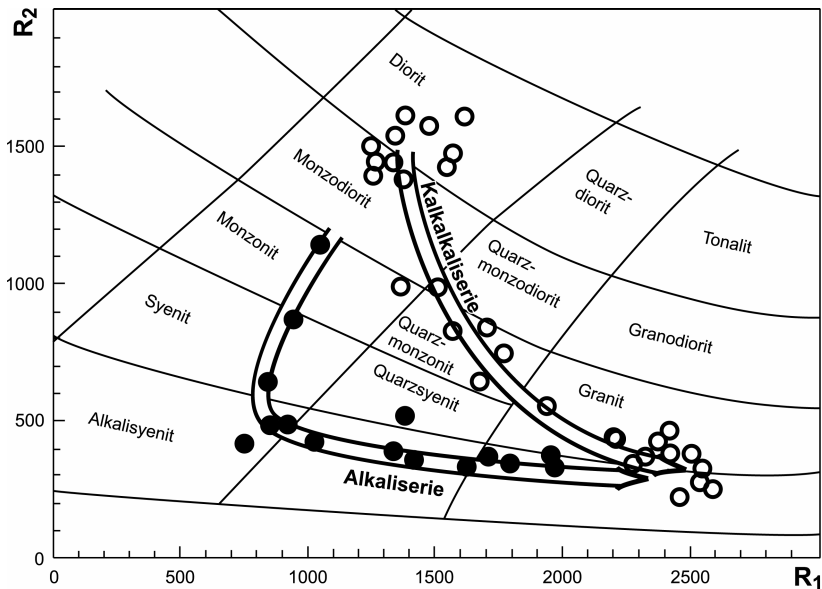


Fig. 28: R₁/R₂-Diagramm nach DE LA ROCHE et al. (1980) für die jungpaläozoischen Intrusiva und Extrusiva. Die frühkarbonische kalkalkalische Serie (O) hebt sich deutlich von der frühpermisschen alkalischen Serie (●) ab (Daten von BÜHLER 1983, BÜCHI 1987, EGGENBERGER 1990, HALMES 1991 und RIZZOLI 1997).

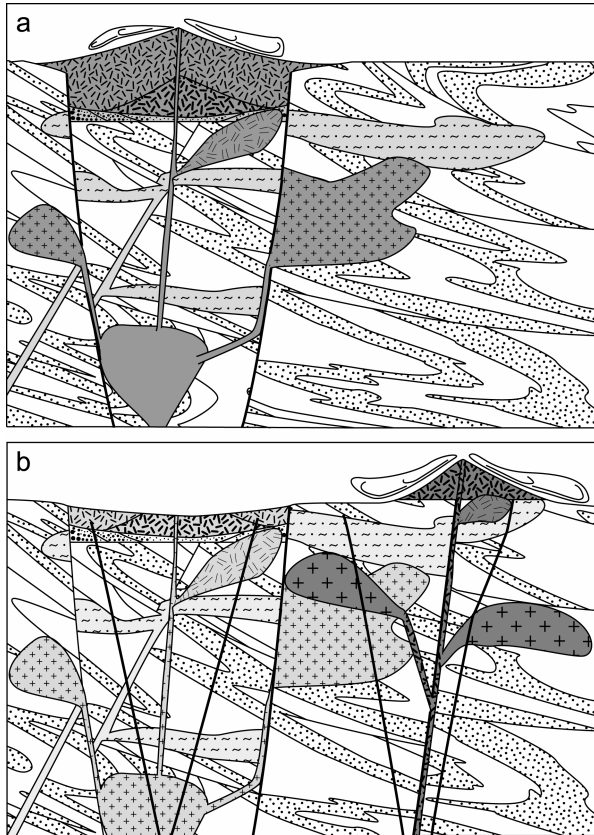
Fig. 27: Petrogenese der vorkarbonischen Gesteine.

- Proterozoikum*: Bildung der sedimentären Ursprungsgesteine (Protolith) der Paragneise aus einer Wechsellagerung von Sandsteinen (Arkosen, Grauwacken) und Tonen, entstanden in einem kristallinen Einzugsgebiet mit 900 Ma alten Zirkonen.
- Neoproterozoikum (?Ordovizium)*: Paragneise als Produkte einer Deformation und Metamorphose unter Bedingungen der oberen Amphibolitfazies. Dunkelgrau: metamorphe ultrabasische und basische Gesteine.
- Frühes Paläozoikum (?kaledonische Orogenese)*: Intrusion von Graniten und grobporphyrischen Graniten (Protolith der späteren Orthogneise) in die neoproterozoischen Paragneise.
- Mittleres Paläozoikum*: Deformation und Regionalmetamorphose unter Bedingungen der Amphibolitfazies.

Fig. 29: Petrogenese des jungpaläozoischen Kristallins.

a) *Frühes Karbon*: «Rifting mit gekoppelter Subduktion» und kalkalkalischem Vulkanismus unter Bildung von Rhyolithen («Nair-Porphryoid») und Andesiten («Vairana-Schiefer»), subvulkanischen Granitporphyren (Typ Tschima da Flix) und Corvatsch-Granit. Intrusion von Dioriten und Granodioriten (Typ Julier); sowie postmagmatischer hydrothermaler Tätigkeit (Pyritisierung mit Bildung der «Pyritquarzite»).

b) *Frühes Perm*: krustale Dehnungs- und Extrusionsphase; Aufdringen von Alkalimagnen entlang Bruchzonen; Ablagerung der Alkalirhyolithe (Typ Sassi Queder) und Intrusionen der Monzonite, Syenite und Alkalifeldspatgranite; nachfolgende hypabyssale Intrusion von Rhyolith- und anschließenden basischen Gängen.



Im frühesten Perm kam es erneut zur Magmenbildung, unter Beteiligung von Alkalibasalten, die aus Tiefen von mehr als 50 km, d. h. aus dem Erdmantel, aufstiegen. Von den Differentiationsprodukten dieser Magmen gelangten praktisch nur die rhyolithischen Endprodukte entlang spätkarbonischen Brüchen an die Erdoberfläche. Die Rhyolithe wurden als Pyroklastika, als Rhyolithströme oder als Ignimbrite abgelagert. Die Rhyolithmagmen, die knapp unter der Oberfläche stecken blieben, kristallisierten als Alkalifeldspatgranite aus. Auch dieser frühpermische Vulkanismus verursachte hydrothermale Umwandlungen.

Als die alkalischen Intrusiva weitgehend abgekühlt waren, drangen basische Magmen entlang vorwiegend vertikalen Klüften ein.

Mesozoikum

Perm – Trias:

Denudationsphase und Flachmeerverbindung nach Osten zur Paläotethys

Die spärlichen, detritischen Ablagerungen der Chazforà- und Fuorn-Formation deuten auf eine ruhige Emersionsphase zwischen mittlerem Perm und früher Trias. Während der mittleren und späten Trias lag der Ablagerungsraum im Faziesbereich zwischen Germanischer und Alpiner Trias.

Ähnliche lithologische Ausbildung von Evaporiten, Dolomiten (Anisien bis Carnien) und Flachwasserkalken (Rhät) zeigt sich für den Bereich zwischen Briançonnais-Plattform (Schamser Decken) und Unterostalpin.

Der Hauptdolomit (Norien) sowie der fossilreiche Kalk der Kössen-Formation (Rhät) lassen sich in den verschiedenen ostalpinen tektonischen Schuppen gut verfolgen. Die Regressionsphase an der Trias/Jura-Grenze führte vielerorts zu einer Sedimentationslücke. Mit dem Kalk der Agnelli-Formation sind an wenigen Stellen Ablagerungen aus dem frühen Jura erhalten.

Bereits in der späten Trias stellen sich im Ost- und Südalpin Vertikalbewegungen ein, welche zu Horst- und Grabenbildungen und zu alkalisch betonten Vulkanismus führten.

Jura bis frühe Kreide:

Mantelaufstieg und ozeanische Tröge («alpine Ophiolithe»).

Die grossräumigen geodynamischen Vorgänge, welche seit dem frühen Jura ein Auseinanderdriften der Kontinente Gondwana und Laurasia mit vollständiger, weltweiter Erneuerung der gesamten ozeanischen Kruste einleiteten, wirkten sich in Form von starker Zerrungs- und Dehnungstektonik auch an der westlichen Schnittstelle zwischen Tethys und Atlantik im alpinen und mediterranen Raum aus, was vielerorts zur Freilegung des Mantels und zu Abschiebungsbrüchen führte. Neben einer ausgeprägten Vertikaltektonik mit Brekzienbildung entlang der Briançonnais-Plattform zwischen Walliser und Piemont-Trog stellten sich seit dem mittleren Jura auch an den nördlichen Randzonen der südlichen Kontinentblöcke («Ostalpin-Südalpin-(Adria)Mikroplatte») weitere starke Vertikalbewegungen und Dehnungsvorgänge ein, welche Brekzienablagerungen in Form zahlreicher submariner Schuttfächer an den Rändern des sich öffnenden Piemont-Trogs (Bardella-, Saluver- und Vizian-Brekzie) auslösten.

Die Brekzien verzahnen sich im Osten (Err-Decke) mit Sandsteinen (Saluver-Sandsteine) und dunklen Mergel- und Kalkablagerungen der Allgäu-Formation und im Westen mit den schwarzen Kalk- und Tonschiefern der Nisellas-Einheit (Gelbhorn-Decke). In den Bündnerschiefern sind Brekzien viel seltener.

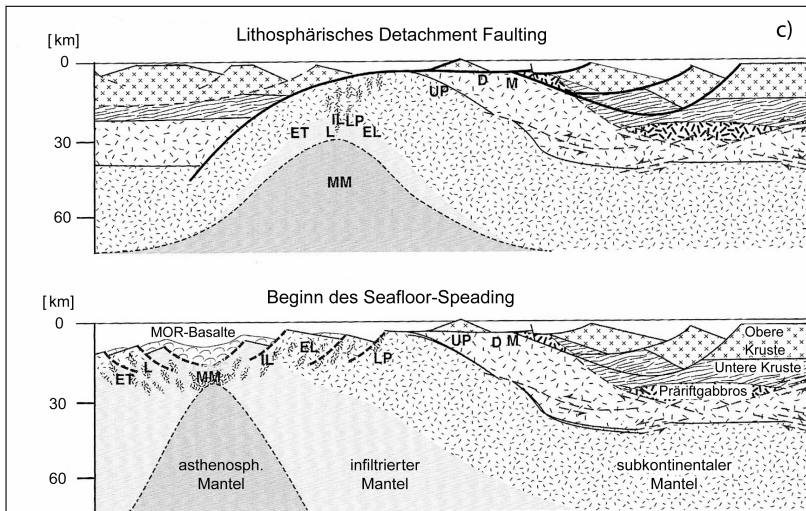
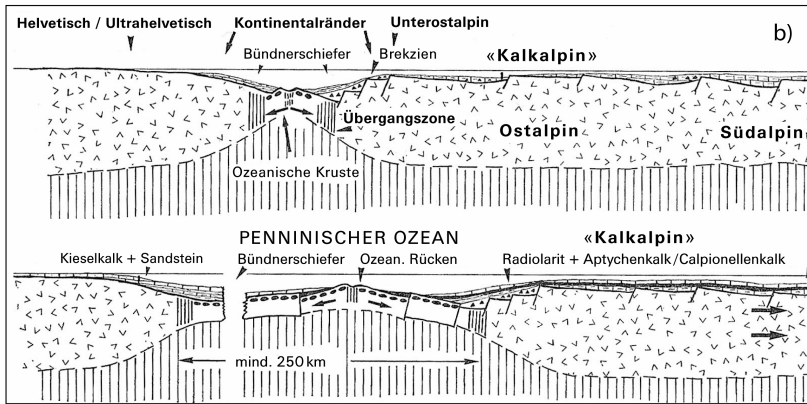
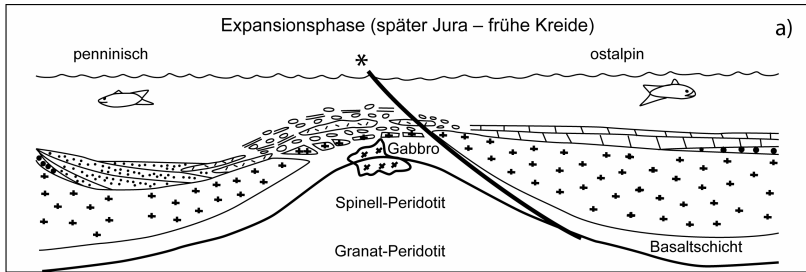
Die unterschiedliche Verteilung der jurassischen Brekzien im Unterostalpin im Gebiet von Blatt Bivio deutet auf eine starke syntektonische Sedimentation längs aktiver Bruchränder hin. Der Bereich mit Brekzienbildung wurde zuerst als südöstlicher Rand der «penninischen Geosynklinale» (TRÜMPY 1960) und später als passiver Kontinentalrand (TRÜMPY 1975, MANATSCHAL & NIEVERGELT 1997) gedeutet. Die in der Nair-Einheit am deutlichsten vorliegende Gliederung dieser Beckenrandsedimente in grobe, komponentengestützte Brekzien, sandige Bänke und Tonschiefer mit feinklastischen, sandigen Lagen erlaubt Rückschlüsse auf die Geometrie der Brüche, welche die Sedimentbecken begrenzten (FINGER 1978, MANATSCHAL 1995). Die Hauptbrüche verliefen NNE–SSW bis NE–SW und fielen im Ablagerungsraum der Zone von Samedan nach W bis NW ein. Sedimenttransport (FINGER 1978) und Rutschungen (HANDY 1996) zeigen ähnliche Richtungen. In tektonisch höheren Einheiten, wie zum Beispiel in der Ortler-Decke, ist das Fallen der Brüche und der Sedimenttransport in der Allgäu-Formation (Lias–Dogger) eher gegen E bis NE orientiert (EBERLI 1988, FROITZHEIM & EBERLI 1990).

Über die Zusammensetzung und Art der Entstehung der ozeanischen Kruste, basierend auf den heute vorliegenden alpinen Ophiolithvorkommen, bestehen bei den Verfassern zwei kontrastierende Modellvorstellungen:

- 1) Das «klassische» plattentektonische Modell mit der orthogonalen Entstehung ozeanischer Kruste entlang einem mittelozeanischen Rücken (Fig. 30b).
- 2) Das Modell einer starken Mantelaufwölbung (Fig. 30a und c) mit nachfolgender Freilegung (TROMMSDORFF et al. 1993, HERRMANN et al. 1997, MANATSCHAL & NIEVERGELT 1997, DESMURS et al. 2001, MÜNTENER & PICCARDO 2003) und zeitgleicher geringer partieller Aufschmelzung fertiler Mantelanteile, was zu kleineren Mengen basaltischer bis gabbroider Vulkanite und Subvulkanite führte.

Fig. 30: Modell der jurassischen Extension.

- a) Mantelaufstieg und Freilegung (PETERS 1969).
- b) Bildung einer «klassischen» ozeanischer Kruste mit Gabbro-Layer und Sheeted Dikes (DIETRICH 1976).
- c) Aufdringen von Asthenosphäre in subkontinentalen Mantel und Bildung von Effusiva und Intrusiva (MÜNTENER & PICCARDO 2003); UP = Upper Platta, LP = Lower Platta, D = Davos, M = Malenco, EL = External Ligurides, IL = Internal Ligurides, MM = Monte Maggiore.



Die jüngere Phase dieser Aufwölbung wurde mit 160 ± 8 Ma (PETERS & STETTLER 1987: Ar/Ar-Alter an Phlogopit aus Totalp-Peridotit, Aroser Zone), die Intrusion der Gabbros mit 161 ± 1 Ma (SCHALTEGGER et al. 2002: U/Pb-Alter an Zirkon) radiometrisch datiert. Die Mineralparagenesen und die Elementverteilung zwischen den koexistierenden Phasen in den Peridotitmyloniten der Platta-Decke deuten auf Deformationen bei 1000°C und bei 850°C (DESMURS 2002), was einen Mantelaufstieg in ozeanische Kruste infolge von Diapirismus belegen würde.

Nach den Vorstellungen von FROITZHEIM & EBERLI (1990), HANDY (1996) und MANATSCHAL & NIEVERGELT (1997) entwickelten sich bei der Öffnung des Piemont-Ozeans ein Teil der nach Westen fallenden Abschiebungen zu flach einfallenden listrischen Brüchen (Detachment Faults). Durch die Mantelaufstieg im Zentrum des Piemont-Ozeans wurden die Mantellherzolithe im späten Dogger bis an den Ozeanboden freigelegt.

Die Mantelaufwölbung erzeugte im mittleren Jura im Bereich des Julier-Berninagebietes eine horstartige Schulter, die bis zur Ablagerung der spätjurassischen Radiolarite die Ablagerungscharakteristik und Geometrie der angrenzenden Sedimentbecken bestimmte. Die Anwesenheit dieses Horstes würde die Fazies der mittelljurassischen Sedimente (Allgäu-Formation) sowohl nach Osten (Richtung Ortler) als auch in distaler Richtung nach Westen gegen den Platta-Ablagerungsraum (EBERLI 1988) erklären. Aus dem früheren Beginn der Sedimentation der Allgäu-Formation im Ortlergebiet hat EBERLI (1988) zwei Riftphasen, ausgelöst durch eine Wanderung der Mantelkonvektionszelle, in Betracht gezogen.

Bis auf wenige geringmächtige Vorkommen von Radiolaritbrekzien werden die Pillowlaven, Pillowbrekzien und Hyaloklastite konkordant von spätjurassischen Radiolariten überlagert. Damit ist die Zeitspanne der Bildung einer ozeanischen Kruste auf ca. 10 Ma eingeengt (Fig. 11), womit die Breite des Piemont-Ozeanbeckens bei einer Ausdehnungsrate von 1–2 cm pro Jahr auf ca. 100–200 km beschränkt ist. Als gutes Modell für den Beginn der Öffnung des Platta-Ozeans kann der Spinell-Peridotit von Zabargad im Roten Meer herangezogen werden, für die maximale Breite des Platta-Ozeans der Golf von Aden.

Stratigraphisch gehen die Radiolarite in «Calpionellenkalk» («Aptychenkalk») des späten Tithonien und Berriasien über. Der Kalkmarmor der «Unteren Nivaigl-Serie» ist mit dem «Aptychenkalk» zu vergleichen. Er wird von einer Wechsellagerung von grauem Kalk und dunklem Tonschiefer konkordant überlagert (Emmat-Formation – «Argille a Palombini» oder «Roccabella-Serie» – und «Obere Nivaigl-Serie»).

In der Platta-Decke manifestierte sich zu dieser Zeit ein Alkalimagmatismus mit der Intrusion von Alkaligabbrosills.

Im späteren Albien wurden zunächst von Olistholithen begleitete polymikte Brekzien sedimentiert, welche den Beginn einer ersten alpinen Gebirgsbildungs-

phase ankündigten. Gegen Ende der frühen Kreide erfolgte die Sedimentation der mergeligen Kalke der «Rudnal-Serie» des Arblatsch-Flyschs.

Späte Kreide bis Eozän: Alpine Gebirgsbildung

Im unterostalpinen Ablagerungsraum hörte die Sedimentation im Céno-manien auf, während sie in der Platta-Decke mit der Ablagerung von Tonen, Mergeln und Kalken bis ins Campanien fort dauerte. Flysch der «Spegnas-Serie» wurde bis in das Campanien und der Arblatsch-Sandstein ab dem Campanien bis in das frühe Eozän abgelagert.

Für die älteren Bearbeiter der Bündner Geologie – CORNELIUS (1932, 1935, 1950, 1951) und STAUB (1934, 1948) – war die alpine Gebirgsbildung einphasig und durch eine vorwiegend nordgerichtete Überschiebungstektonik geprägt. Die Neubearbeitung ostalpiner Gebiete durch die Zürcher, Basler und Berner Schule in den 1980er- und 1990er-Jahren hat zu einem differenzierteren tektonischen Bild geführt. Demzufolge sind zwei grosse Kompressionsphasen, gefolgt von zwei Extensionsphasen, für den alpinen Gebirgsbau verantwortlich:

1. Früh Alpine Faltungsphasen

Eine erste Kompressionsphase (RING et al. 1988, 1989; «eo-alpine», kretazi-sche Phase, Trupchun-Phase von FROITZHEIM et al. 1994) umfasste einen vorwiegend nach Westen gerichteten Schub mit der Bildung nach Osten einfallender Überschiebungen sowie einer ersten Schieferung, Faltung und Lineation (S_1 , F_1 , LS_1 von FROITZHEIM et al. 1994 und HANDY 1996) unter regionalmetamorphen grünschieferfaziellen Bedingungen. Der Anfang dieser ersten Phase fällt nach FROITZHEIM et al. (1994) mit dem Beginn der Ablagerung des God-Drosa-Flyschs zusammen. Nach unseren Ergebnissen aus der Clavadatsch-Zone stellen die groben, ab dem späten Albin erfolgten Schüttungen in der Chanèls-Formation erste Vorboten von Überschiebungen dar, während die Sedimentation des God-Drosa-Flyschs erst gegen Ende des Céno-manien bzw. zu Beginn des Turoniens erfolgte.

Diese Sedimentation deckt sich mit der Ablagerung erster polymikter Feinbrekzien mit ophiolithischem Erosionsmaterial (z.B. Chromspinnell) in den Kreideschiefern der Platta-Decke (DIETRICH 1970).

Analoge Ablagerungen, deren Gleichaltrigkeit mit Foraminiferen belegt ist, wurden in den Bündnerschiefern (Schistes lustrés) des Piemont-Trogs in den Westalpen nachgewiesen (MARTHALER 1981). SCHMID et al. (2004) interpretieren diese «eo-alpine» Phase als Schliessung des ozeanischen Meliata-Beckens und Kollision des moesisch-eurasischen Kontinentalrandes mit der apulisch-adriatischen Mikroplatte.

Begleitend oder anschliessend an diese erste Kompressionsphase kam es im ostalpinen Raum zu einer Dehnungsphase (Ducan-Ela-Phase) mit der Ausbildung einer zweiten Schieferung, Faltung und Lineation (D_2 , F_2 , LS_2 von FROITZHEIM et al. 1994), welche durch TIETZ (1993) und HANDY et al. (1996) sowie VILLA et al. (2000) mit 80–65 Ma (Coniacien bis Maastrichtien) datiert wurde. Diese Dehnung erzeugte vor allem nach Osten einfallende Abschiebungen.

2. Tertiäre Faltungsphasen

Während des Eozäns wurden im paläogeographisch südlichen Bereich des Prättigau-Flyschablagerungsraums die mächtigen klastische Sedimente des Arblatsch-Sandsteins von Süden her aus dem Ostalpin stammend geschüttet (ZIEGLER 1956).

Die zweite, nach N bis NNE gerichtete Phase («meso-alpine», frühtertiäre Blaisun-Phase von FROITZHEIM et al. 1994, Kollisionsphase nach HANDY 1996) bewirkte eine starke N–S-Verkürzung. Die neu gebildeten bzw. reaktivierten Überschiebungen fallen nach Süden ein und sind von einer dritten Schieferung und Faltung (S_3 , F_3) begleitet. Diese zweite Kompressionsphase ist älter als die kalkalische Intrusion des Bergeller Plutons (TROMMSDORFF & NIEVERGELT 1983), aber jünger als die Ablagerungen des eozänen Arblatsch-Flyschs.

Im Anschluss an die «meso-alpine» Kompressionsphase stellte sich im Kartengebiet erneut eine Dehnungsphase (Turba-Phase, FROITZHEIM et al. 1994) mit nach Osten einfallenden Abschiebungen ein, welche nach FROITZHEIM et al. (1994) ein Oligozän-Alter haben soll. Das wichtigste Beispiel ist nach LINIGER (1992) und NIEVERGELT et al. (1996) die Turba-Mylonitzone, wo eine Transportrichtung nach Osten feststellbar ist. SCHMID et al. (1990) und SCHREURS (1995) interpretieren die aktuelle Stellung der tektonischen Einheiten im Liegenden dieser Mylonitzone – Arblatsch-Flysch über Schamser Decken über Avers-Decke – als Resultat einer Rückfaltung, die nach der tertiäre Kompressionsphase und vor oder während dieser Dehnungsphase aktiv war.

Eine weitere, bisher nicht datierbare Deformationsphase, die allerdings älter als die Bewegungen entlang der Engadiner Linie ist, wurde als Domleschg-Phase bezeichnet (FROITZHEIM et al. 1994); sie bildet im östlichen Kartengebiet nordvergente Falten (F_4 von HANDY et al. 1993) mit steil nach Süden einfallenden Axialebenen und E–W-streichenden Abschiebungen.

In den Schamser Decken hat SCHREURS (1995) als Deformationsphasen eine erste, vorwiegend WNW-gerichtete Kompressionsphase und eine zweite, NW-gerichtete Kompressionsphase ausgeschieden. Beide stellt er ins Tertiär, da er die gleichen Deformationen in den tertiären Flyschablagerungen sieht.

METAMORPHOSE

Die penninischen Deckeneinheiten östlich des Lepontins wurden während des frühen Tertiärs weitgehend unter grünschieferfaziellen Bedingungen metamorphosiert. Relikte einer Blauschiefermetamorphose sind nur in den nordöstlichen Bereichen der Adula-Decke erhalten, stellenweise tritt (Fe-Mg-)Karpholith in den Bündnerschiefern im nördlichen Graubünden auf.

Die tektonischen Deckeneinheiten zwischen Unterpenninikum und Unterostalpin im Gebiet von Blatt Bivio weisen einen komplexen metamorphen Zustand von tieferer zu höherer Grünschieferfazies auf, welcher auf unterschiedliche metamorphe Prozesse und Phasen zurückzuführen ist: eine wahrscheinlich jurassische ozeanische Metamorphose sowie zwei alpine orogene Phasen während der späten Kreide und des frühen Tertiärs. Mittels Illit-Kristallinität (DIETRICH 1969, FERREIRO MÄHLMANN 1995) und Inkohlungsparametern (Vitrinitreflexe) organischer Substanzen konnte FERREIRO MÄHLMANN (1995) die paläogeothermischen Geschichte der Grenzzone zwischen Ostalpin und Penninikum im Oberhalbstein ableiten, welche eine kontinuierliche Zunahme einer starken Diagenese über die Anchizone, vorliegend in den Gipfelregionen des Piz d'Err und des Piz Jenatsch, bis in die Epizone der Err-, Carungas- und Platta-Deckeneinheiten erkennen lässt. Das Auftreten von Prehnit als Produkt der Regionalmetamorphose von vertonten Plagioklasen in Granit des obersten Bereich des Err-Kristallins (HALMES 1991) bestätigt die Abnahme des Metamorphosegrades im heutigen Deckelstapel des Kartengebiets.

Generell kann im Oberhalbstein eine Erhöhung des Metamorphosegrades von Norden nach Süden mittels des Indexminerals Pumpellyit festgestellt werden (Stabilitätsbereich $P_{\text{fluid}}-T$ nach experimentellen Daten: 250–400°C und 2,7–4,5 kbar; HINRICHSSEN & SCHÜRMMANN 1969, LIOU 1970, NITSCH 1971). Pumpellyit tritt in allen Metabasalten und Metagabbros des nördlichen und mittleren Oberhalbsteins und insbesondere des Plattagebietes auf. Prehnit, der in der nördlich anschliessenden Aroser Zone zusammen mit Pumpellyit vorliegt, fehlt dagegen im gesamten Oberhalbstein. Im südlichen Oberhalbstein scheint entlang einer Grenzzone, welche etwa über die Fuorcla da la Valletta zieht und in Richtung Julierpass verläuft, Pumpellyit zu verschwinden. Südlich dieser Grenze, insbesondere in der Forcellina-Schuppe (südlich des Gebietes von Blatt Bivio) setzen sich die vollständig zu Grünschiefern überprägten Metabasalte vorwiegend aus Albit, Chlorit, Epidot, Muskovit, Aktinolith, und Titanit zusammen (DIETRICH et al. 1974). In der Forcellina-Schuppe tritt die Paragenese einer wahrscheinlich druckbetonten höheren Grünschieferfazies mit Riebeckit auf: Albit, Chlorit, Epidot, Aktinolith, Kalzit ± Quarz und Riebeckit.

Lawsonit tritt submikroskopisch in der Matrix von undeformierter Pillowlava (Falotta) zusammen mit Quarz, Kalzit und Hämatit auf. Dieser Lawsonit kann nicht als Hochdruckindikator verwendet werden, da die Paragenese auf einen niedrigen $X_{\text{H}_2\text{O}}$ hindeutet (CRAWFORD & FYFE 1965). In vielen Metabasalten und Metagabros treten zusätzlich undeformierte Stilpnomelanaggregate auf.

Im Bereich von Sur al Cant (ca. 4 km südlich von Bivio) verschwindet der Pumpellyit; es tritt nur noch die typische Grünschieferparagenese auf: Albit, Aktinolith, Chlorit, Epidot, Titanit, Kalzit und Quarz.

Alkali amphibole (Riebeckit und Crossit) erscheinen als Umwachsungen an Aktinolith in alkalischen Metagabros und Metabasaltsills (z.B. Flüeseen, südlich der Fallerfurgga) sowie in Kieselschiefern und Radiolariten und wurden bereits von STAUB (1920) als Glaukophan beschrieben.

Maschenserpentinite, bestehend aus Chrysotil, Lizardit und Magnetit, bilden die Hauptgemengteile aller Serpentinite im gesamten Bereich von Blatt Bivio (DIETRICH & PETERS 1971). Feinkristalliner Blätterserpentin (Antigorit) erscheint als gesteinsbildendes Mineral mit Gitterstruktur südlich von Bivio im Serpentin der Forcellina-Schuppe.

Allerdings treten mehrere kristallographisch verschiedenartige Antigorit-varietäten in Assoziationen mit Fe-Antigorit, Greenalith, Ilvait, Kalzit und Dolomit als Klüftparagenesen sowohl in tektonisch stark beanspruchten Serpentiniten als auch nahe der sulfidisch-oxidischen Vererzungen auf (DIETRICH 1972a, b).

Meistens sind jedoch die zahlreichen Klüfte in stark tektonisierten Serpentiniten von faserigem Chrysotil, Diopsid, Talk und Chlorit ausgefüllt. Kalzit ist reichlich, Dolomit gelegentlich vorhanden.

HYDROGEOLOGIE

Quellen

Alle Quellen der Grundwasserschutzkarte Blatt Bivio (1:25 000; Amt für Umwelt des Kantons Graubünden) sind auch auf Atlasblatt Bivio eingezeichnet. Zusätzlich sind noch einige weitere, unbedeutendere Quellen aufgeführt. Die meisten Quellen treten im Lockergestein, am Kontakt zwischen Hangschutt und Moräne sowie zwischen Moräne und anstehendem Fels aus. Das ins Kristallin infiltrierte Wasser zirkuliert entlang von Spalten und Klüften. Es tritt häufig nicht als Felsquelle zu Tage, sondern speist Quellen im Hangschutt. Das Wasser der Mineralquelle bei Juf tritt aus dem Kalkmarmor der Bandflue-Einheit (Schamser Decken) aus, welcher offenbar als Aquifer unter dem aufliegenden Arblatsch-Flysch wirkt.

ROHSTOFFE

Sulfidisch-oxidische Vererzungen im Serpentin

In den Oberhalbsteiner Serpentiniten finden sich an etwa zwei Dutzend Lokalitäten reichere oxidische und sulfidische Vererzungen. Durch ihre markante rostbraune Anwitterung heben sich diese Vorkommen gut von den umgebenden Serpentiniten ab. Von den sechs abgebauten Vererzungen existieren geschichtliche Überlieferungen eines zeitweiligen Abbaues, der bis ins 14. Jahrhundert zurückreicht. Die teilweise verfallenen Stollen weisen auf eine recht beträchtliche Menge abgebauter Eisen- und Kupfererze hin, die am Abbauort in Pochhütten aufbereitet und in einigen kleinen Öfen im Tale verhüttet wurden (DIETRICH 1972a).

Die Vererzungen liegen in stark tektonisierten Serpentiniten und Ophikalziten und sind vorzugsweise an Störungen gebunden, die meist konkordant zu den grösseren Überschiebungshorizonten verlaufen. Innerhalb der Störungszonen können die vererzten Horizonte sehr mächtig werden (max. 20–30 m), die Form von Boudins und Platten annehmen (horizontale Erstreckung max. 200 m), dann aber bis auf einige Millimeter auskeilen oder sich in unzählige, mm-dünne Horizonte aufspalten. In unmittelbarer Nähe der Vererzungen sind die Serpentinite von vielen Kalzitadern durchsetzt.

Nach dem erzmineralogischen Inhalt sowie ihrer lokalen Verbreitung von Norden nach Süden konnten die Oberhalbsteiner Vorkommen in drei grössere Gruppen unterteilt werden (DIETRICH 1972a):

1. Die Vorkommen der *nördlichen Gruppe* zwischen Tiefencastel und Mulegns enthalten eine sehr einfache Paragenese: Pyrit, Chalkopyrit und Magnetit mit sekundären Umwandlungen in Malachit und Goethit.
2. Die Vorkommen der *mittleren Gruppe* zwischen Mulegns und Bivio enthalten reichere Paragenesen. Sie liegen in der grossen Serpentinittmasse zwischen den Oberen und den Unteren Schuppen der Platta-Decke, beiderseits des Marmoreraasees. Eine vererzte Zone zieht sich vom Hochwasserspiegel nach Westen bis auf 2260 m hinauf und erreicht dort die grösste Mächtigkeit von 20–30 m.

Folgende Assoziationen werden gefunden:

- a) Pyrrhotin (als hexagonaler und monokliner Troilit), z.T. in Markasit-Pyrit umgewandelt, Linneit, Violarit, Bravoiit, Pentlandit und Chalkopyrit,
- b) Chalkopyrit, Cubanit, Valleriit und fraglich Chalkopyrrhotin sowie Linneit, Bornit-Chalkopyrit mit Umwandlungen in Covellin, Neodigenit und Chalkosin,
- d) Magnetit, Ilvait und Sphalerit. Oberflächennah liegen Umwandlungen von Pyrrhotin, Markasit, Pyrit, Ilvait und Magnetit in Goethit sowie Chalkopyrit in Malachit vor. In der weiteren Fortsetzung der vererzten Hauptmasse treffen wir kleinere Erzvorkommen, in denen eher die Assoziation Magnetit, Ilvait, Andradit und Sphalerit gegenüber den Fe-Cu-Ni-Sulfiden überwiegt.

3. Die Vorkommen der *südlichen Gruppe* zwischen Bivio und dem Lunghinpass (Pass Lunghin) liegen ebenfalls immer in Serpentinzonen, welche häufig stark gestört und tektonisiert sind.

Folgende Assoziationen werden gefunden:

- a) Pyrrhotin und Bravoit. Der Pyrrhotin ist oft in Markasit umgewandelt. Bravoit und Violarit nur noch in Spuren vorhanden,
- b) Chalkopyrit mit Cubanit oder Pyrit mit Magnetit,
- c) Bornit mit Covellin und Chalkosin sowie fraglichem Neodigenit,
- d) Magnetit und Ilvait, vergesellschaftet mit Aktinolith, Diopsid und Antigorit. Ilvait nimmt in diesen Paragenesen eine besondere Stellung zwischen Sulfiden, Oxiden und Silikaten ein, zumal er nicht nur in rhombischer, sondern auch in der neuen monoklinen Modifikation auftritt.

Die Genese der Vererzungen ist von komplexer Natur (DIETRICH 1972a). Eine erste orthomagmatische Sulfidanreicherung in peridotitischen Muttergesteinen ist wahrscheinlich, da in einigen massigen Serpentiniten reliktsch bis zu 0,1 mm grosse, z.T. linsenförmige Pentlanditkristalle vorliegen. Allerdings muss aus den metamorphen Mineralien und Strukturen der Serpentinite, Metagabbros und Metabasalte gefolgert werden, dass während der alpinen Metamorphosephasen Druck und Temperatur genügend hoch waren, um die ursprünglichen Sulfide und Oxide umzuwandeln oder in Lösung zu bringen. Parallel dazu müssen auch die Hauptausscheidungen der Erzlösungen, angereichert an Fe, Mg, Ca, SiO₂, H₂O, O₂ und CO₂, stattgefunden haben, welche zur Bildung der Begleitminerale Ilvait, Andradit, Aktinolith, Diopsid, Kluft-Antigorit, Greenalith und Magnetit führten. Ebenso gelangten Mobilisate von S₂, Fe, Cu, Ni, Co und Zn der primären Sulfide aus den Serpentiniten und ihren basischen Begleitgesteinen in geeignete Migrationszonen (Störungs- und Überschiebungshorizonte), wo sie als metasomatische Sulfide und Oxide ausgeschieden wurden.

Die Erzlagerstätten des Oberhalbsteins, jener historisch bedeutsamen Taltschaft zwischen Alpennord- und Alpensüdseite, sind mit der faszinierenden Geschichte Graubündens eng verknüpft. So klein und unergiebig aus heutiger Sicht fast alle Lagerstätten gewesen sein mögen, so spielten sie in den vergangenen Jahrhunderten im politischen Ringen Graubündens mit den angrenzenden Ländern eine bedeutende Rolle (s. VON SPRECHER 1875). Noch bevor es zu irgendeiner naturkundlichen Erforschung dieses Alpenteiles kam, kannte man eine sehr grosse Anzahl von Lagerstätten, von denen heute viele in Vergessenheit geraten sind und sogar bei modernen geologischen Aufnahmen aufgrund ihrer Abbaunwürdigkeit und Bedeckung mit jungem Hangschutt nicht mehr beachtet wurden.

Eine ausführliche geschichtliche Darstellung der Oberhalbsteiner Lagerstätten findet sich bei DIETRICH (1972a).

Sulfidische Vererzungen im Kristallin

Das Kristallin der Err-Decke ist stellenweise stark verquarzt und mit Pyrit imprägniert. CORNELIUS (1932) hat einen Teil dieser Gesteine auf seiner Karte als Pyritquarzite ausgeschieden. Oft handelt es sich um ursprüngliche Rhyolithporphyre, wie beispielsweise südlich La Veduta (Julier Hospiz). Die volumemässig grössten Pyritimprägnationen liegen am Piz Traunter Ovas und beim Vadret Traunter Ovas, wo vor allem die Augengneise bis fast zur Unkenntlichkeit mit Pyrit durchsetzt wurden. Erzgänge sind selten. Nur im Kessel von Grevasalvas ist ein solcher Erzgang wahrscheinlich abgebaut worden, findet man doch unweit von Pkt. 2494 m eine Schürfstelle in einem Erzgang, welcher sich etwa 150 m in SSW-Richtung durch die Paragneise verfolgen lässt. Neben Pyrit findet man als primäre Erzminerale Zinkblende, Bleiglanz, Fahlerz, Arsenkies, Magnetkies und Kupferkies (SAAGER 1962). Der Bleiglanz enthält Silber und dürfte das Hauptinteresse der alten Schürfungen gewesen sein. Die Vererzung ist mit den Vererzungen in den Rhyolithporphyren von Plaz bei Sils-Baselgia vergleichbar. Die Entstehung dieser Vererzung wie auch die Pyritimprägnationen im Err-Kristallin sind wahrscheinlich an hydrothermale Phasen im Anschluss an den frühpermischen Vulkanismus geknüpft.

Mangan

Das Manganerz kommt primär als synsedimentäre, mm- bis cm-mächtige Braunitlagen in den die Pillowlaven überlagernden Radiolariten vor. Die Auflage lässt sich am nordöstlichen Rücken des Piz digl Plaz (nördlich von Sur) gut studieren (SUANA 1984). Direkt über den Pillowlaven liegt roter Tonschiefer mit dünnen Hornsteinlagen. Diese werden von einer 2–5 m mächtigen Wechsellagerung aus dunkel- und hellrotem Kieselschiefer und rotem Tonschiefer überlagert, welcher Anhäufungen von lagigen Sursassitkonkretionen und basalen dünnen Braunitlagen aufweist. Gegen oben gehen sie in erzfreien feinschichtigen roten und grünen Kieselschiefer mit rotem Tonschiefer über. Die mehrphasige Deformation hat zu einer lokalen Anhäufung von Erz führendem Radiolarit geführt. Durch Auspressung weniger kompetenten Materials (vor allem Radiolarienschieferlagen) und Verschweissung sind bis zu 100 m³ grosse Manganerzkörper entstanden.

Die geochemische Untersuchung der Radiolarite dieser und weiterer an Ophiolithe gebundener Lagerstätten in den Alpen (PETERS 1988) zeigte keine erhöhten Gehalte an Co, Ni, Cu, wie in hydrogenen Sedimenten und Manganknollen des Pazifiks. Die stark variablen Elementgehalte der Radiolarite sind auf variable Beiträge unterschiedlichen Ursprungs zurückzuführen: Mn, Zn, V, Ce,

Nd und La sind hydrothermal, Al, Ti, K, Zr, Rb, Ga, Sc sowie ein Teil von Fe und Pb sind detritisch; Si, P, U, Y, Nb und der Rest des Fe sind biogen.

Nichtmetallische Rohstoffe

Für den lokalen Gebrauch wurde früher an vielen Orten Kies und Sand aus Flussablagerungen und aus Hangschutt gewonnen. Im Jahre 2005 war nur noch ein Abbau rezenter und subrezenter Flusskiesablagerungen zwischen Mulegns und Cunter in Betrieb. Am Südufer des Marmorera-sees wird Felsschotter aus Metapillowlaven gebrochen.

LITERATURVERZEICHNIS

- ALLEMANN, F. (2002): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Fürstentums Liechtenstein. – Regierung des Fürstentums, Bern/Vaduz.
- BEARTH, P., HEIERLI, H. & ROESLI, F. (1987): Blatt 1237 Albulapass. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte 81.
- BECCALUVA, L., OHNENSTETTER, D., OHNENSTETTER, M. & VENTURELLI, G. (1977): The trace element geochemistry of Corsican ophiolites. – *Contr. Mineral. Petrol.* 64/1, 11–31.
- 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: DILEK, Y. & NEWCOMB, S. (eds.): Ophiolite concept and the evolution of geological thought (p. 93–110). – *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* 373.
- BERNOULLI, D. & WEISSERT, H. (1985): Sedimentary fabrics in Alpine ophiolites, South Pennine Arosa zone, Switzerland. – *Geology* 13/11, 755–758.
- BERTRAND, J., DIETRICH, V., NIEVERGELT, P. & VUAGNAT, M. (1987): Comparative major and trace element geochemistry of gabbroic and volcanic rock sequences, Montgenèvre Ophiolite, Western Alps. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 67/1-2, 147–169.
- BILL, M., O'DOHERTY, L., GUEX, J., BAUMGARTNER P.O. & MASSON, H. (2001): Radiolarite ages in Alpine-Mediterranean ophiolites: constraints on the oceanic spreading and the Tethys-Atlantic connection. – *Geol. Soc. Amer. Bull.* 113/1, 129–143.
- BODMER-BEDER, A. (1898): Über Olivindiabase aus dem Plessurgebirge, Graubünden. – *N. Jb. Mineral. Geol. Paläont., Beil. Bd.* 12, 238.
- BONATTI, E., HONNOREZ, J. & FERRARA, G. (1971): Peridotite-gabbro-basalt complex from the equatorial Mid-Atlantic Ridge. – *Phil. Trans. r. Soc. London (A)* 268, 385–402.
- BONATTI, E., HONNOREZ, J., KIRST, P. & RADICATI, F. (1975): Metagabbros from the Mid-Atlantic Ridge at 06°N: Contact-hydrothermal-dynamic metamorphism beneath the axial valley. – *J. Geol.* 83, 61–78.
- BUCH, L. VON (1816): Über den Gabbro. – *Ges. natf. Freunde Berlin, Jg.* 7, 234–237.
- BÜCHI, H. (1987): Geologie und Petrographie der Bernina. IX. Das Gebiet zwischen Pontresina und Morteratschgletscher. – *Diplomarb. 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-Bernina-Decke). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 63/2–3, 457–477.
- BURNHAM, C.W. (1985): Energy release in subvolcanic environments; implications for breccia formation. – *Econ. Geol.* 80/6, 1515–1522.
- CARON, M., DÖSSEGER, R., STEIGER, R. & TRÜMPY, R. (1982): Das Alter der jüngsten Sedimente der Ortler-Decke (Oberostalpin) in der Val Trupchun (Schweizerischer Nationalpark, Graubünden). – *Eclogae geol. Helv.* 75/1, 159–169.
- CASTELLI, S. (2000): Geomorphologische Kartierung im Gebiet Julierpass, Val Suvretta und Corvatsch (Oberengadin, GR), sowie Versuche zur Relativedatierung der morphologischen Formen mit der Schmidthammermethode. – *Diplomarb. Univ. Zürich (unpubl.)*.
- CORNELIUS, H.P. (1932): Geologische Karte der Err-Julier-Gruppe, 1:25 000. Geologische Spezialkarte Nr. 115A und 115B (zwei Blätter). – *Geol. Komm. schweiz. natf. Ges.*
- (1935): Geologie der Err-Julier-Gruppe (Erläuterungen zur Spezialkarte Nr. 115). I. Teil: Das Baumaterial (Stratigraphie und Petrographie, excl. Quartär). – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 70/1.
- (1950): Geologie der Err-Julier-Gruppe (Erläuterungen zur Spezialkarte Nr. 115). II. Teil: Der Gebirgsbau. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 70/2.

- CORNELIUS, H.P. (1951): Geologie der Err-Julier-Gruppe (Erläuterungen zur Spezialkarte Nr. 115). III. Teil: Quartär und Oberflächengestaltung. Hydrologie. Anhang: Nutzbare Mineralien und Gesteine. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 70/3.
- CRAWFORD, W.A. & FYFE, W.S. (1965): Lawsonite equilibria. – Amer. J. Sci. 263, 262–270.
- DE LA ROCHE, H., LETERRIER, J., GRANDCLAUDE, P. & MARCHAL, M. (1980): A classification of volcanic and plutonic rocks using R₁-R₂-diagram and major-element analyses – its relationships with current nomenclature. – Chem. Geol. 29/3-4, 183–210.
- DESMURS, L. (2002): Mantle evolution and magmatism in an evolving ocean-continent transition: the Platta nappe, eastern Switzerland. – Diss. ETH Zürich No. 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 (p. 235–266). – Geol. Soc. London Spec. Publ. 187.
- DESMURS, L., MÜNTENER, O. & MANATSCHAL, G. (2002): Onset of magmatic accretion within a magma-poor rifted margin: a case study from the Platta ocean-continent transition, eastern Switzerland. – Contr. Mineral. Petrol. 144/3, 365–382.
- DIETRICH, V. (1964): Geologie der Scalotta-Klippe. – Diplomarb. geol. Inst. ETH Zürich (unpubl.).
- (1969): Die Ophiolithe des Oberhalbsteins (Graubünden) und das Ophiolithmaterial der ostschweizerischen Molasseablagerungen, ein petrographischer Vergleich. – Europ. Hochschulschr., Reihe 17, Bd. 1 (Herbert Lang, Bern).
- (1970): Die Stratigraphie der Platta-Decke. Faziale Zusammenhänge zwischen Oberperninikum und Unterostalpin. – Eclogae geol. Helv. 63/2, 631–671.
- (1972a): Die sulfidischen Vererzungen in den Oberhalbsteiner Serpentiniten. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 49.
- (1972b): Ilvait, Ferroantigorit und Greenalith als Begleiter oxidisch-sulfidischer Vererzungen in den Oberhalbsteiner Serpentiniten. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 52/1, 57–74.
- (1976): Plattentektonik in den Ostalpen, eine Arbeitshypothese. – Geotekt. Forsch. 50, 1–84.
- DIETRICH, V. [J.], NISBET, E. & OBERHÄNSLI, R. (1977): Chemismus metabasaltischer Gesteine aus Alpenen Ophiolithen. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 57/3, 464–466.
- DIETRICH, V. & OBERHÄNSLI, R. (1976): Der Gabbro der Jufer-Horen. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 56/3, 481–500.
- DIETRICH, V. & PETERS, T. (1968): Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft in den Oberhalbstein. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 48/3, 835–843.
- (1971): Regionale Verteilung der Mg-Phyllosilikate in den Serpentiniten des Oberhalbsteins. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 51/2-3, 329–348.
- DIETRICH, V., VUAGNAT, M. & BERTRAND, J. (1974): Alpine metamorphism of mafic rocks. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 54/2-3, 291–332.
- EBERLI, G.P. (1985): Die jurassischen Sedimente in den ostalpinen Decken Graubündens – Relikte eines passiven Kontinentalrandes. – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.] 255.
- (1987): Carbonate turbidite sequences deposited in rift-basins of the Jurassic Tethys ocean (Eastern Alps, Switzerland). – Sedimentology 34/3, 363–388.
- (1988): The evolution of the southern continental margin of the Jurassic Tethys ocean as recorded in the Allgäu Formation of the Austroalpine Nappes of Graubünden (Switzerland). – Eclogae geol. Helv. 81/1, 175–214.
- EGGENBERGER, U. (1990): Petrographische und geochemische Untersuchungen im Gebiet zwischen St. Moritz und dem Val Bever. Geochemischer Vergleich mit anderen variszischen Intrusiva (Aar/Baveno/Bernina/Err/Julier). – Lizentiatsarb. Univ. Bern (unpubl.).

- EIERMANN, D.R. (1984): Geologische Untersuchungen am Piz Martegnas. – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
- (1988): Zur Stellung des Martegnas-Zuges. – *Eclogae geol. Helv.* 81/2, 259–272.
- EIKENBERG, J. (1984): Geologie und Petrographie der Bernina. Teil VIII: Val da Fain. – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
- ESCHER, A. & STUDER, B. (1839): Geologische Beschreibung von Mittel-Bündten. – *N. Denkschr. allg. schweiz. Ges. Natw.* 3.
- FERREIRO MÄHLMANN, R. (1995): Das Diagenese-Metamorphose-Muster von Vitritreflexion und Illit-«Kristallinität» in Mittelbünden und im Oberhalbstein. Teil 1: Bezüge zur Stockwerktektonik. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 75/1, 85–122.
- FINGER, W. (1972): Geologie der Val d’Agnelli und des Vairana-Kessels (Oberhalbstein). – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
- (1978): Die Zone von Samaden (Unterostalpine Decken, Graubuenden) und ihre jurassischen Brekzien. – *Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.]* 224.
- FLORINETH, D. (1998): Geometry of the Last Glacial Maximum (LGM) in the Swiss Alps and its paleoclimatological significance. – *Diss. Univ. Bern.*
- FLORINETH, D. & SCHLÜCHTER, C. (2000): Alpine evidence for atmospheric circulation patterns in Europe during the Last Glacial Maximum. – *Quaternary Res.* 54/3, 295–308.
- FRANK, S.M. (1986): Die Raibl-Gruppe und ihr Liegendes im Oberostalpin Graubündens: die Entwicklung einer evaporitischen Karbonatplattform unter wechselnden Klimabedingungen: transgressive «events» und frühcarnischer Vulkanismus. – *Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.]* 269.
- FRISCH, W., RING, U., DÜRR, S., BORCHERT, S. & BIEHLER, D. (1994): The Arosa Zone and Platta Nappe ophiolites (eastern Swiss Alps): geochemical characteristics and their meaning for the evolution of the Penninic Ocean. – *Jb. geol. Bundesanst. (Wien)* 137/1, 19–33.
- FROITZHEIM, N. & EBERLI, G.P. (1990): Extensional detachment faulting in the evolution of a Tethys passive continental margin, Eastern Alps, Switzerland. – *Geol. Soc. Amer. Bull.* 102, 1297–1308.
- 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.* 108/9, 1120–1133.
- FROITZHEIM, N., SCHMID, S.M. & CONTI, P. (1994): Repeated change from crustal shortening to orogenparallel extension in the Austroalpine units of Graubünden. – *Eclogae geol. Helv.* 87/2, 559–612.
- FURRER, H. (1985, ed.): Field workshop on Triassic and Jurassic sediments in the Eastern Alps of Switzerland, 25th–29th August 1985, guide-book. – *Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.]* 248.
- GANSSE, A. (1937): Der Nordrand der Tambodecke. Geologische und petrographische Untersuchungen zwischen San Bernardino und Splügenpass. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 17/2, 291–523.
- GEOTIMES (1972): Definition of «Ophiolite». Penrose Field Conference on Ophiolites. – *Geotimes* 17/2, 24–25.
- GIOVANOLI, F. (1972): Geologie der Roccabella bei Bivio im Oberhalbstein. – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
- GRADSTEIN, F.M., OGG, J.G., SMITH, A.G., BLEEKER, W. & LOURENS, L.J. (2004): A new geologic time scale with special reference to Precambrian and Neogene. – *Episodes* 27, 83–100.
- GRUNAU, H. (1947): Geologie von Arosa (Graubünden) mit besonderer Berücksichtigung des Radiolarit-Problems. – *Diss. Univ. Bern.*

- GRÜNENFELDER, M. (1956): Petrographie des Roffnakristallins in Mittelbünden und seine Eisenvererzung. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 35.
- HACQUET, B. (1785): Physikalisch-politische Reise aus den Dinarischen durch die Julischen, Carnischen, Rhätischen in die Norischen Alpen, im Jahre 1781 und 1783 unternommen. Teil II, 4. Kap. (S. 377–380). – Böhme, Leipzig.
- HALMES, C. (1991): Petrographische und geochemische Untersuchungen am Err-Kristallin zwischen St. Moritz und dem Val Bever (Engadin, Graubünden). – Lizentiatsarb. Univ. Bern (unpubl.).
- HAMMARSTROM, J.M. & ZEN, E-AN (1986): Aluminum in Hornblende: an empirical igneous geobarometer. – Amer. Mineralogist 71/11-12, 1297–1313.
- HANDKE, A. (1977): Geologische Untersuchungen in den oberen Val Bever (GR). – Diplomarbeit ETH Zürich (unpubl.).
- HANDY, M.R. (1996): The transition from passive to active margin tectonics: a case study from the Zone of Samedan (eastern Switzerland). – Geol. Rdsch. 85/4, 832–851.
- 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.
- 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.
- HEIM, A. (1891): Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein. – Beitr. geol. Karte Schweiz 25.
- 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/B9, 20123–20132.
- HERWEGH, M. (1992): Kinematik der Julierüberschiebung am Südwestrand der Zone von Samedan (Unterostalpin, Julierpass). – Lizentiatsarb. Univ. Bern (unpubl.).
- HEUGEL, W. VON (1982): Die Zonierung in Pillows. Ein Vergleich von frischen ozeanischen bis zu alpinen metamorphen Pillowlaven. – Diss. phil.-natw. Fak. Univ. Bern.
- HINRICHSEN, T. & SCHÜRMAN, K. (1969): Untersuchungen zur Stabilität von Pumpellyit. – N. Jb. Mineral. Mh. 10, 441–445.
- IMBAUMGARTEN, T. (2005): Kartierung und GIS-basierte Darstellung der Geomorphologie im Gebiet Val Bever/Val Saluver (GR) sowie Modellierung spät- und postglazialer Gletscherstände in der Val Muragl (GR). – Diplomarb. Univ. Zürich (unpubl.).
- IVY-OCHS, S., SCHLÜCHTER, C., KUBIK, P.W., SYNAL, H.-A., BEER, J. & KERSCHNER, H. (1996): The exposure age of an Egesen moraine at Julier Pass, Switzerland, measured with the cosmogenic radionuclides ^{10}Be , ^{26}Al and ^{36}Cl . – Eclogae geol. Helv. 89/3, 1049–1063.
- KOCH, R. (2003): Geomorphologische Kartierung im Berninagebiet sowie GIS-basierte Darstellung und Analyse der Geomorphologie im Gebiet Oberengadin (GR). – Diplomarb. Univ. Zürich (unpubl.).
- KRUYSSSE, H.A.C. (1967): Geologie der Schamser Decken zwischen Avers und Oberhalbstein (Graubünden). – Eclogae geol. Helv. 60/1, 157–235.
- LE MAÎTRE, R.W. (1984): A proposal by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks for a chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica (TAS) diagram. – Austral. J. Earth Sci. 31, 243–255.
- LINIGER, M. (1992): Der ostalpin-penninische Grenzbereich im Gebiet der nördlichen Margna-Decke (Graubünden, Schweiz). – Diss. ETH Zürich Nr. 9769.

- LIOU, J.G. (1970): Synthesis and stability relations of wairakite, $\text{CaAl}_2\text{Si}_4\text{O}_{12} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. – *Contrib. Mineral. Petrol.* 27/4, 259–282.
- MAISCH, M. (1981): Glazialmorphologische und gletschergeschichtliche Untersuchungen im Gebiet zwischen Landwasser- und Albulatal (Kt. Graubünden, Schweiz). – *Phys. Geogr.* 3 (geogr. Inst. Univ. Zürich).
- MAISCH, M., BURGA, C.A. & FILZE, P. (1999): Lebendiges Gletschervorfeld. Führer und Begleitbuch zum Gletscherlehrpfad Morteratsch. – Geogr. Inst. Univ. Zürich (2. Aufl.).
- MANATSCHAL, G. (1995): Jurassic rifting and formation of a passive continental margin (Platta and Err nappes, Eastern Switzerland): geometry, kinematics and geochemistry of fault rocks and a comparison with the Galicia margin. – Diss. ETH Zürich Nr. 11188.
- MANATSCHAL, G. & BERNOULLI, D. (1999): Architecture and tectonic evolution of nonvolcanic margins: present-day Galicia and ancient Adria. – *Tectonics* 18/6, 1099–1119.
- MANATSCHAL, G., ENGSTRÖM, A., DESMURS, L., SCHALTEGGER, U., COSCA, M., MÜNTENER, O. & BERNOULLI, D. (2006): What is the tectono-metamorphic evolution of continental break-up: the example of the Tasna ocean-continent transition. – *J. struct. Geol.* 28, 1849–1869.
- 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.
- MARQUER, D., CHALLANDES, N. & SCHALTEGGER, U. (1998): Early Permian magmatism in Briançonnais terranes: Truzzo granite and Roffina rhyolite (eastern Penninic nappes, Swiss and Italian Alps). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 78/3, 397–414.
- MARTHALER, M. (1981): Découverte de foraminifères planctoniques dans les «schistes lustrés» de la pointe de Tourtemagne (Valais). – *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 75 (359), 171–178 [auch: *Bull. Lab. Géol. etc. Univ. Lausanne* 254].
- (1984): Géologie des unités penniques entre le val d'Annivers et le val de Tourtemagne (Valais, Suisse). – *Eclogae geol. Helv.* 77/2, 395–448.
- MCDONALD, M. & KATSURA, T. (1964): Chemical composition of Hawaiian lavas. – *J. Petrol.* 5, 82–133.
- MERCOLLI, I. (1985): The volcanic suite from the Julier area. – *Habilschr. Univ. Bern*.
- (1989): The volcanic suite of the Julier area (Grisons). Part I: volcanic and tectonic evolution. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 69/3, 423–433.
- MEYER, H. (1909): Geologische Untersuchungen am Nordostrande des Surettamassives im südlichen Graubünden. – *Ber. natf. Ges. Freiburg i. B.* 17.
- MIYASHIRO, A. (1973): *Metamorphism and Metamorphic Belts*. – Allen and Unwin, London.
- (1975): Classification, characteristics, and origin of ophiolites. – *J. Geol.* 83, 249–281.
- MÜNTENER, O., PETTKE, T., DESMURS, L., MEIER, M. & SCHALTEGGER, U. (2004): Refertilization of mantle peridotite in embryonic ocean basins: trace element and Nd isotope evidence and implications for crust-mantle relationships. – *Earth and planet. Sci. Lett.* 221, 293–308.
- MÜNTENER, O. & PICCARDO, G.B. (2003): Melt migration in ophiolitic peridotites: the message from Alpine-Apennine peridotites and implications for embryonic ocean basins. In: DILEK, Y. & ROBINSON, P.T. (eds): *Ophiolites in earth history* (p. 69–89). – *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 218.
- NAEF, H. (1987): Ein Beitrag zur Stratigraphie der Trias-Serien im Unterostalpin Graubündens (Grisoniden). – *Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.]* 276.
- NÄNNY, P. (1946): Neuere Untersuchungen im Prätigauflysch. – *Eclogae geol. Helv.* 39/2, 115–132.
- (1948): Zur Geologie der Prätigauschiefer zwischen Rhätikon und Plessur. – *Diss. Univ. Zürich*.
- NIEVERGELT, P. (1976): Die Basis der Unterostalpinen Decken im Gebiet der Alp Flix, Oberhalbstein GR. – *Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.)*.

- NIEVERGELT, 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.
- NITSCH, K.-H. (1971): Stabilitätsbeziehungen von Prehnit- und Pumpellyit-haltigen Paragenesen. – *Contrib. Mineral. Petrol.* 30/3, 240–260.
- NOLD, M. (1972): Geologie des Grevasalvasgebietes am Julierpass. – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
- OBERHÄNSLI, R. (1986): Geochemistry of meta-lamprophyres from the central Swiss Alps. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 66/3, 315–342.
- OBERHÄNSLI, R. & DIETRICH, V. (1975): Geochemische Untersuchungen an Metabasalten der alpinen Ophiolithe. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 55/3, 574–576.
- PAULI, C. (1988): Geologie des Averser Wissberg. – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
- PEARCE, J.A. & CANN, J.R. (1973): Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. – *Earth and planet. Sci. Lett.* 19, 290–300.
- PEARCE, J.A., HARRIS, N.B.W. & TINDLE, A.G. (1984): Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. – *J. Petrol.* 25/4, 956–983.
- PETERS, T. (1963): Mineralogie und Petrographie des Totalpserpentins bei Davos. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 43/2, 529–685.
- (1969): Rocks of the alpine Ophiolitic suite: discussion on the paper «The origin of ultramafic and ultrabasic rocks» by P. J. Wyllie. – *Tectonophysics* 7/5–6, 507–509.
- (1987): Das Kristallin der Nordschweiz: Petrographie und hydrothermale Umwandlungen. – *Ecolgae geol. Helv.* 80/2, 305–322.
- (1988): Geochemistry of manganese-bearing cherts associated with Alpine Ophiolites and the Hawasina Formations in Oman. – *Marine Geol.* 84/3–4, 229–238.
- (2005): Blatt 1257 St. Moritz. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25 000, Erläut. 118.
- PETERS, T., BLECHSCHMIDT, I., KRYSSTYN, L., DUMITRICA, P., MERCOLLI, I., EL AMIN, O. & AL TOWAYA, A. (2005): Geological map of Ibra, sheet NF 40-8A, 1:10 000, explanatory notes. – Directorate General of Minerals, Ministry of Commerce and Industry, Muscat, Oman.
- PETERS, T. & HOFMANN, B. (1984): Hydrothermal clay mineral formation in a Biotite-Granite in northern Switzerland. – *Clay Minerals* 19, 579–590.
- PETERS, T., IMMENHAUSER, A., MERCOLLI, I. & MEYER, J. (1995): Geological map of Masirah north and Masirah south, Sheets K768-north and -south, 1:50 000, explanatory notes. – Directorate General of Minerals, Oman Ministry of Petroleum and Minerals.
- PETERS, T. & STETTLER, A. (1987): Radiometric age, thermobarometry and mode of emplacement of the Totalp peridotite in the Eastern Swiss Alps. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 67/3, 285–294.
- PUPIN, J.P. (1980): Zircon and granite petrology. – *Contrib. Mineral. Petrol.* 73, 207–220.
- QUADT, A. VON, GRÜNENFELDER, M. & BÜCHI, H. (1994): U-Pb zircon ages from igneous rocks of the Bernina nappe system (Grisons, Switzerland). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 74/3, 373–382.
- RAGETH, R. (1982): Geologie und Petrographie der Bernina. Teil III: Diavolezza: Resultate petrographischer und geochemischer Untersuchungen zwischen Berninapass und Val Morteratsch. – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
- RAMPONE, E. & PICCARDO, G.B. (2000): The ophiolite-oceanic lithosphere analogue: new insights from the Northern Apennines (Italy). In: DILEK, Y., MOORES, E., ELTHON, D. & NICOLAS, A. (eds): Ophiolites and oceanic crust: new insights from field studies and the Ocean Dilling Program (p. 21–34). – *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* 349.
- REGLI, C. (1992): Strukturgeologische Untersuchungen am Westrand der Zone von Samedan (Unterostalpine Decken, Julierpass). – Lizentiatsarb. Univ. Bern (unpubl.).

- RING, U., RATSCHBACHER, L. & FRISCH, W. (1988): Plate-boundary kinematics in the Alps; motion in the Arosa suture zone. – *Geology* 16/8, 696–698.
- RING, U., RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., BIEHLER, D. & KRALIK, M. (1989): Kinematics of the Alpine plate-margin: structural styles, strain and motion along the Penninic-Austroalpine boundary in the Swiss-Austrian Alps. – *J. geol. Soc. (London)* 146/5, 835–849.
- RIZZOLI, G. (1997): Petrography and geochemistry of the Rosatsch Group (Lower Austroalpine / Bernina Nappe). – Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.).
- ROCK, N.M.S. (1977): The nature and origin of lamprophyres: some definitions, distinctions, and derivations. – *Earth-Sci. Rev.* 13, 123–169.
- ROESLI, F. (1947): Ergänzungen zur Stratigraphie der Schlattain-Serie mit besonderer Berücksichtigung eines Vorkommens von Cancellophycus-Schichten im Oberengadin (sedimentäre Zone von Samaden). – *Eclogae geol. Helv.* 40/2, 223–227.
- RÖSLI, U.E. (1988): Geochemische und mineralogische Untersuchungen an Metarodingiten. – Diss ETH Zürich, Nr. 8589.
- RÜCK, P. (1995): Die Schamser Decken. Teil I: Stratigraphisch-sedimentologische Untersuchung der Schamser Decken. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 167.
- SAAGER, R. (1962): Die Vererzungen im Kristallin der Erdecke im Gebiet von Grevasalvas am Julierpass. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 42/2, 327–348.
- SALIS, C.U. VON (1806): Über den Bergbau in Bünden. – *N. Sammler (Chur)* 2/1, 491–562.
- 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, 156–162.
- SCHLOSSER, O. (1990): Geomorphologische Kartierung und glazialmorphologische Untersuchungen in der Err-Gruppe (Oberhalbstein, Kt. Graubünden). – Diplomarb. Univ. Zürich (unpubl.).
- SCHMID, S.M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E. & SCHUSTER, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. – *Eclogae geol. Helv.* 97/1, 93–117.
- SCHMID, S.M., PFIFFNER, O.A., FROITZHEIM, N., SCHÖNBORN, G. & KISSLING, E. (1996): Geophysical-geological transect and tectonic evolution of the Swiss-Italian Alps. – *Tectonics* 15, 1036–1064.
- SCHMID, S.M., RÜCK, P. & SCHREURS, G. (1990): The significance of the Schams nappes for the reconstruction of the paleotectonic and orogenic evolution of the Penninic zone along the NFP-20 East traverse (Grisons, eastern Switzerland). In: ROURE, F., HEITZMANN, P. & POLINO, R. (eds): Deep structure of the Alps (p. 263–287). – *Mém. Soc. géol. France* 156; *Mém. Soc. géol. suisse I; Soc. geol. ital., Vol. spec. I*.
- SCHMIDT, C. (1891): Beiträge zur Kenntnis der im Gebiete von Blatt XIV der geolog. Karte der Schweiz in 1:100 000 auftretenden Gesteine. – *Beitr. geol. Karte Schweiz* 25, Anhang.
- SCHREURS, G. (1995): The Schams nappes. Part II: Geometry and kinematics of the Schams nappes and adjacent tectonic units in the Penninic zone. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 167.
- SCHÜPBACH, M.A. (1970): Der Sedimentzug Piz Alv – Val da Fain. – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
- SCHWIZER, B. (1983): Die Tristel-Formation. – Diss. Univ. Bern.
- SHERVAIS, J.W. (1982): Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. – *Earth and planet. Sci. Lett.* 59/1, 101–118.
- SPRECHER, J.A. VON (1875): Kulturgeschichte der Drei Bünde im 18. Jahrhundert. Bearb. und neu hrsg. mit Einführung, Textergänzungen und Literaturnachtrag von R. JENNY. – Bischofberger, Chur (1951).

- STAUB, R. (1915): Petrographische Untersuchungen im westlichen Berninagebirge. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 60, 55–336.
- (1916): Zur Tektonik der südöstlichen Schweizeralpen. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 46/1, 1–46.
- (1920): Geologische Betrachtungen im Avers und Oberhalbstein. – Eclogae geol. Helv. 15/4, 492–501.
- (1922): Ueber die Verteilung der Serpentine in den alpinen Ophiolithen. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 2, 78–149.
- (1924): Der Bau der Alpen. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 52.
- (1926): Geologische Karte des Avers (Piz Platta – Duan). Geologische Spezialkarte Nr. 97, 1:50 000. – Schweiz. geol. Komm.
- (1928): Die geologischen Verhältnisse eines Septimertunnels. – Vjschr. natf. Ges. Zürich. 73, 161–194.
- (1934): Uebersicht über die Geologie Graubündens. In: Geologischer Führer der Schweiz, Fasc. III (S. 205–239). – Schweiz. geol. Ges. (Wepf, Basel).
- (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. schweiz. natf. Ges.
- (1948): Über den Bau der Gebirge zwischen Samaden und Julierpass. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 93.
- (1958): Klippendecke und Zentralalpenbau. Beziehungen und Probleme. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 103.
- STEINMANN, G. (1895): Geologische Beobachtungen in den Alpen. I. Das Alter der Bündner Schiefer. – Ber. natf. Ges. Freiburg i. B. 9/3, 1–19.
- (1897): Geologische Beobachtungen in den Alpen. I. Das Alter der Bündner Schiefer (Fortsetzung und Schluss). – Ber. natf. Ges. Freiburg i. B. 10/2, 21–98.
- (1905): Geologische Beobachtungen in den Alpen. II: Die Schardtische Ueberfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabsätze und der ophiolithischen Massengesteine. – Ber. natf. Ges. Freiburg i. B. 16, 18–67.
- STÖCKLIN, J. (1949): Zur Geologie der nördlichen Errgruppe zwischen Val d'Err und Weissenstein. – Diss. Univ. Zürich.
- STRECKEISEN, A. (1976): To each plutonic rock its proper name. – Earth-Sci. Rev. 12, 1–33.
- STREIFF, V. (1939): Geologische Untersuchungen im Ostschams (Graubünden). – Diss. Univ. Zürich.
- (1962): Zur östliche Beheimatung der Klippendecken. – Eclogae geol. Helv. 55/1, 77–134.
- STREIFF, V., JÄCKLI, H. & NEHER, J. (1971): Blatt 1235 Andeer. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte 56.
- (1976): Blatt 1235 Andeer. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 56.
- STUDER, B. (1851): Geologie der Schweiz. Bd. I. – Stämpfli (Bern) und Schulthess (Zürich).
- SUANA, M. (1984): Die Manganerzlagerstätten von Tinizong (Oberhalbstein, Graubünden). – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 64.
- SUN S.-s. & McDONOUGH W.F. (1989): Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: SAUNDERS, A.D. & NORRY M.J. (eds): Magmatism in the ocean basins (p. 313–345). – Geol. Soc. London Spec. Publ. 42.
- SUTER, J. (1981): Gletschergeschichte des Oberengadins: Untersuchung von Gletscherschwankungen in der Err-Julier-Gruppe. – Phys. Geogr. 2 (Diss. Univ. Zürich).
- THÉLIN, P. (1983): Les gneiss ocellés de la nappe du Grand Saint-Bernard: essai d'évaluation des critères susceptibles d'en préciser l'héritité pré-métamorphique (Alpes valaisannes, Suisse). – Thèse Univ. Lausanne.

- THEOBALD, G. (1862): Cima da Flix und Piz d'Err mit ihrer Umgebung. – Jber. natf. Ges. Graubünden [N.F.] VII. Jg., Vereinsjahr 1860–1861, 5–54.
- (1864): Geologische Beschreibung der in den Blättern X und XV des eidg. Atlases enth. Gebirge von Graubünden (Nordöstliche Gebirge von Graubünden). – Beitr. geol. Karte Schweiz 2.
- (1865): Geologische Karte der Schweiz 1:100 000, Blatt XX Sondrio–Bormio. – Schweiz. geol. Komm.
- (1866): Geologische Beschreibung der in Blatt XX des eidg. Atlases enth. Gebirge von Graubünden (Die südöstlichen Gebirge von Graubünden und dem angrenzenden Veltlin). – Beitr. geol. Karte Schweiz 3.
- TIETZ, R. (1993): Strukturgeologische Untersuchungen an der Grenze Unterostalpin-Penninikum im Raum Piz Lunghin und Piz dal Sasc (Graubünden). – Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.).
- TREUIL, M. & VARET, J. (1973): Critères volcanologiques, pétrologiques et géochimiques de la genèse et de la différenciation des magmas basaltiques: exemple de l'Afar. – Bull. Soc. géol. France (7) 15/5–6, 506–540.
- TROMMSDORFF, V. & NIEVERGELT, P. (1983): The Bregaglia(Bergell)-Iorio intrusive and its field relations. – Mem. Soc. geol. ital. 26, 55–68.
- TROMMSDORFF, V., PICCARDO, G.B. & MONTRASIO, A. (1993): From magmatism through metamorphism to sea-floor emplacement of subcontinental Adria lithosphere during pre-Alpine rifting (Malenco, Italy). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 73/2, 191–203.
- TROMMSDORFF, V., SCHWANDER, H. & PETERS, T. (1970): Mangansilikate der alpinen Metamorphose in Radiolariten des Julier-Bernina-Gebietes. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 50/3, 539–545.
- TRÜMPY, R. (1960): Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps. – Geol. Soc. Amer. Bull. 71/6, 843–908.
- (1975): Penninic-Austroalpine boundary in the Swiss Alps: presumed former continental margin and its problems. – Amer. J. Sci. 275A, 209–238.
- UTTINGER, J. (1972): Geologie der östlichen Val d'Agnelli und Valletta dal Güglia, Julierpass (Kt. Graubünden). – Diplomarb. Univ. Zürich (unpubl.).
- VALLANCE, T.G. (1974): Spilitic degradation of tholeiitic basalt. – J. Petrol. 15/1, 79–96.
- 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.
- VUAGNAT, M. (1946): Sur quelques diabases suisses. Contribution à l'étude du problème des spilites et des pillow lavas. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 26/2, 116–228.
- (1948): Remarques sur trois diabases en coussins de l'Oberhalbstein. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 28/1, 263–273.
- WEISSERT, H.J. & BERNOULLI, D. (1985): A transform margin in the Mesozoic Tethys: evidence from the Swiss Alps. – Geol. Rdsch. 74/3, 665–679.
- WIMMENAUER, W. (1973): Lamprophyre, Semilamprophyre und anchibasaltische Ganggesteine. – Fortschr. Mineral. 51, 3–67.
- ZIEGLER, W.H. (1952): Geologische Aufnahme der Druckstollen Marmorera-Tinzen. – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
- (1956): Geologische Studien in den Flyschgebieten des Oberhalbsteins (Graubünden). – Eclogae geol. Helv. 49/1, 1–78.

PUBLIZIERTE GEOLOGISCHE KARTEN

Geologische Karte der Schweiz 1:500 000 (2005)

Tektonische Karte der Schweiz 1:500 000 (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 XIV Altdorf–Chur, von ALB. HEIM, A. ESCHER V. D. LINTH, G. THEOBALD, A. BALTZER & K. V. FRITSCH, 1885.

Blatt XV Davos–Martinsbruck, von G. THEOBALD, 1864.

Blatt XIX Bellinzona–Chiavenna, von F. ROLLE, 1882.

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

Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000

Nr. 56 Andeer (LK 1235), von V. STREIFF, H. JÄCKLI & J. NEHER, 1971.

Nr. 81 Albulapass (LK 1237), von P. BEARTH, H. HEIERLI & F. ROESLI, 1987.

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

Nr. 119 Piz Bernina (LK 1277), von P. SPILLMANN & V. TROMMSDORFF, 2005.

Geologische Spezialkarten

Nr. 97 Geologische Karte des Avers, 1:50 000, von R. STAUB, 1926.

Nr. 114 Geologische Karte der Landschaft Schams, 1:50 000, von O. WILHELM, 1929.

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.

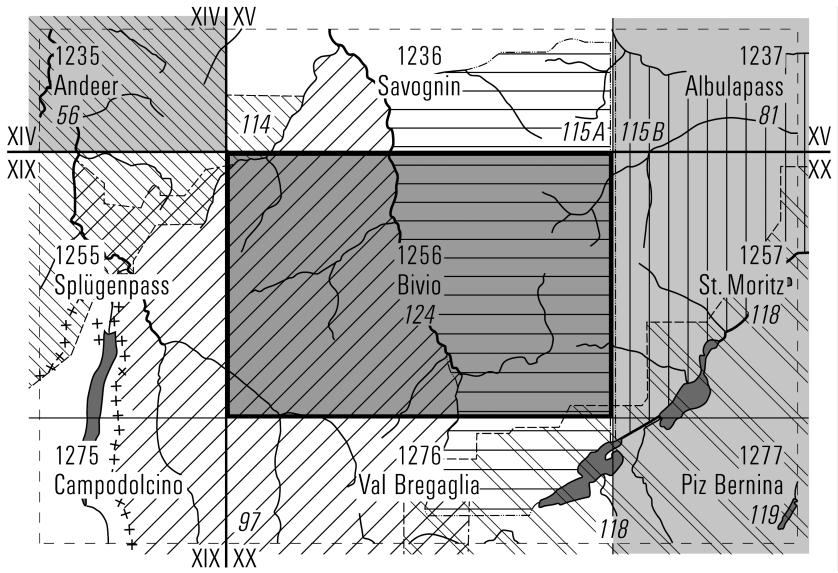


Fig. 31: Publierte geologische Karten (mit topografischer Grundlage).

ANHANG

Deutsch-rätoromanisches Glossar – Pledari tudestg-rumantsch**Geologische Ausdrücke****Terms per la geologia**

Abrissrand	ur da la sfendaglia (m)
Abschiebung, Verwerfung	ruttadira normala
Ader	vaina (f)
Amphibolit	amfibolit (m)
Andesit	andesit (m)
Asthenosphäre	astenosfera (f)
Aufschüttung (Anhäufung)	mantun (m)
Aufschüttung (Auffüllung)	emplenida (artifiziala) (f)
Aufschüttung (Damm)	rempar (m)
Augengneis	gneis cun eglis da feldspat
Bank (Schicht)	rasada (f), stresa (f)
Basalt	basalt (m)
Bergschlipf (Erdrutsch)	sbuvaditsch (m)
(Meeres- / Sediment-)Becken	batschida (da la mar / da sediments)
Bergsturz	bova
Blockgletscher	glatscher da schelira permanenta
Brekzie	breczia (f)
Bruch	ruttadira
Decke	cozza
Deformation	defurmaziun
dehnen	stender
Dehnung	stendida
(Fluss-)Delta	delta (m)
Diorit	diorit (m)
Dogger	Dogger, Giura mesaun
Doline	dratguir da sfundrament (m)
Dolomit (Gestein)	dolomia (f)
Dolomit (Mineral)	dolomit (m)
Einheit	unitad (f)
Erdbeben	terratrembel
Erdgeschichte	istorgia da la terra
Erz	mineral, metal
Falte	fauda
Fassung	enchaschament (m)
Feldspat	feldspat (m)

Fliesen (Gestein, geol.)	flussiun plastica
fliesen (Gestein, geol.)	cular, fluir
Fossil	fossil (m)
Gang	vau (m)
Gebirge (Gebirgsgürtel)	chadaina da muntognas
Geomorphologie	geomorfologia
(einzelnes) Geröll, Kieselstein	crappugl
Gestein	crappa
gleiten	glischnar
Gletscherstadium	stadi d'englatschament
Glimmer	mica (m)
Glimmerschiefer	platti / schist da mica
Gneis	gneis (m)
Graben	foss
Granit	granit (m)
Granodiorit	granodiorit (m)
Grundgebirge	sochel
Hangschutt(-kegel)	gonda
Hebung	auzament
Hochmoor	pali auta (f)
Horst	horst
Jura	Giura (perioda Giurassica)
Kalk	chaltschina
Kalzit	calcit (m)
Kies	gera
Kissenlava, Pillowlava	lava en furma da plimatsch (f)
Kompression	cumpressiun (f)
Konglomerat	conglomerat (m)
Kontinentalrand	ur continental (m)
Kreide	Cretazic (perioda Cretazica)
Kristallin	cristallin (m)
(Erd-)Kruste	crusta (f) (da la terra), cros(a)
Lias	Lias, Giura inferiur
Lithosphäre	litosfera (f)
Lockergesteine	crappa lucca
Malm	Malm, Giura superiur
(Erd-)Mantel	mantè (m)
Mergel	marna
Mesozoikum	Mesozoicum (m)
metamorph	metamorf
Metamorphose	metamorfosa (f)

Mineral	mineral (m)
Moräne (Wall)	morena (f)
Nagelfluh	crap squitschà
Ozean	ocean (m)
Paläontologie	paleontologia
Paläozoikum	Paleozoicum (m)
Peridotit	peridotit (m)
Plattengrenze	cunfin da las plattas
Plattentektonik	tectonica (f) da plattas
Porphyr	porfir (m)
Präkambrium	Precambrium (m)
Proterozoikum	Proterozoicum
Pyrit	pirit (m)
Quartär	Quartar (m)
Quarz	quarz (m)
Quelle	funtauna (f)
Quelltuff	travertin
Radiolarit	radiolarit (m)
Rauwacke (geol.)	corniola
Relief	relief
Rüfe, Mure, Murgang	bova
Sackung	sbuwada
Sand	sablun
Sandstein	crap da sablun
Schelf	plattafurma continentala
Schicht	rasada, stresa
Schichtung	stratificaziun
Schiefer	schist (m), platti (m)
Schieferung	schistusitad
Schlamm / Schlick	glitta
Schmelze, Magma	magma (m)
Schneehaldenmoräne	morena da spunda da neiv
Schuppe	cozza pitschna
Schutt / Detritus / Geröll(-haufen)	glera, gera (f)
Schuttfächer	cugn alluvial
Schwemmebene	planira alluviala
Serpentin	serpentin (m)
Serpentinit	serpentinit (m)
Steinsalz (Gestein)	halit (m)
Steinsalz (Produkt)	sal da crap
Stratigraphie	stratigrafia

Terrasse	terrassa (f)
Tertiär	Terziar (m)
Ton(-mineral)	arschiglia (f)
Tonschiefer	platti d'arschiglia
Tonstein	crap d'arschiglia
Transformbruch	ruttadira transfurmanta
Trias	Trias
(Meeres-)Trog	foss oceanic
Tuff (vulkanisch)	(crap da) tuf (m), tuf vulanic
Überschiebung	ruttadira inversa
Versenkung	sfundrament
Vulkan	vulcan (m)
Vulkanite	vulcanit(s) (m)

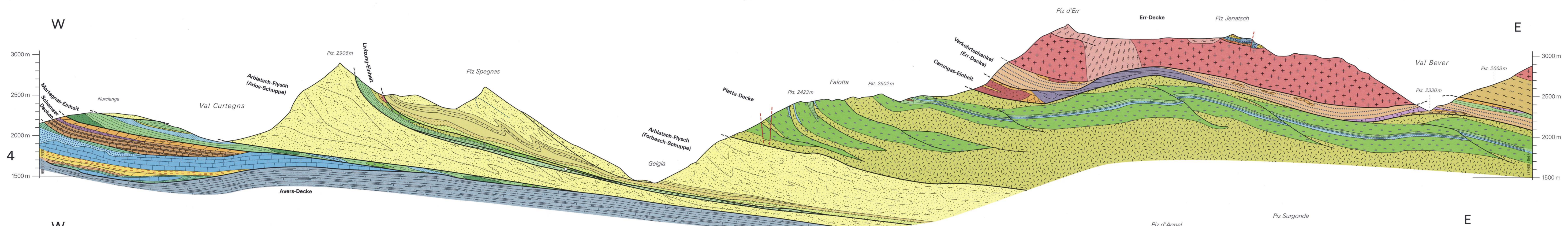
Terminologie vorgeschlagen von
 Prof. Adrian Pfiffner,
 Überarbeitung durch Prof. Clau Solèr,
 Abteilung Sprache der Lia Rumantscha.
 Sommer 1997

Terminologia proponida da
 prof. Adrian Pfiffner,
 Elavuraziun da prof. Clau Solèr,
 post da linguatg da la Lia Rumantscha.
 Stad 1997

BEILAGEN

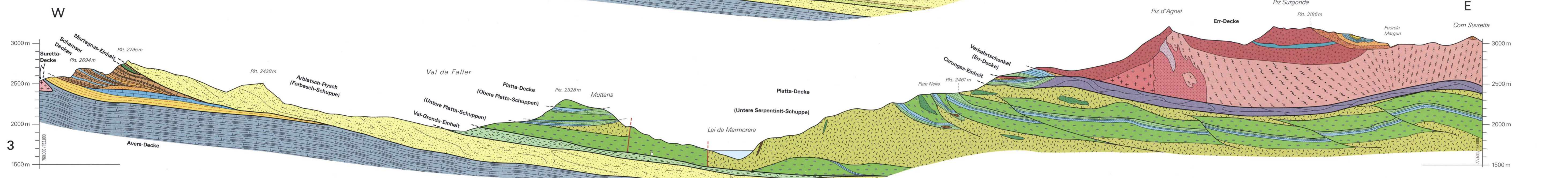
Tafel I: Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Bivio

Tafel II: Geologisches Profil entlang dem Druckstollen Marmorera–Tinizong

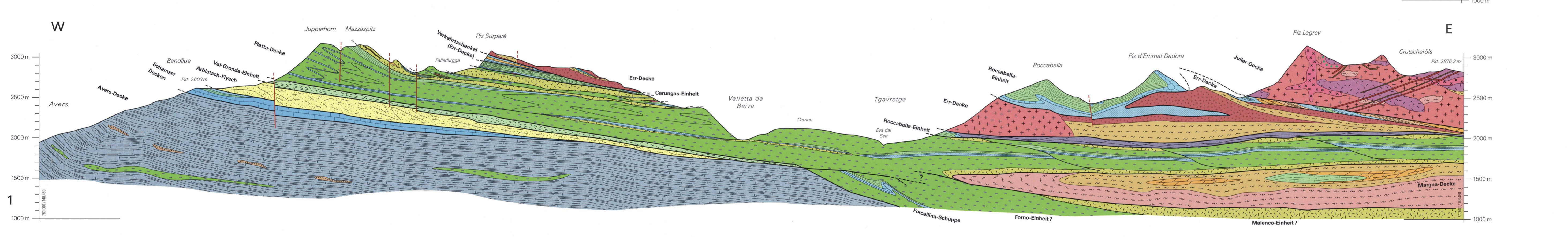
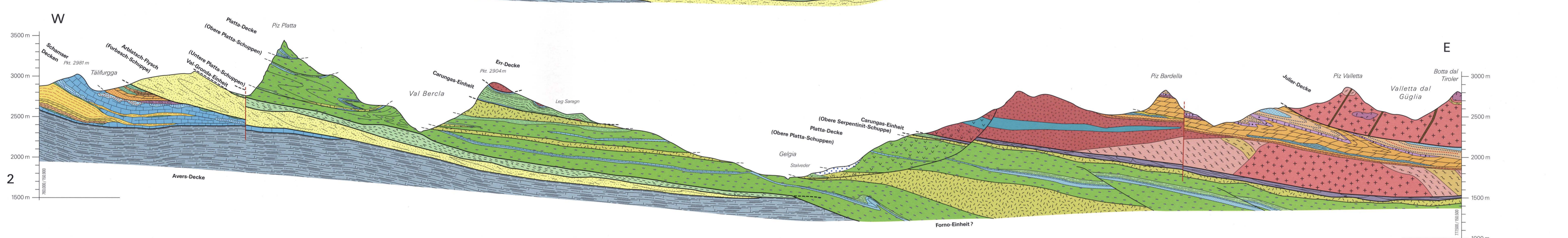
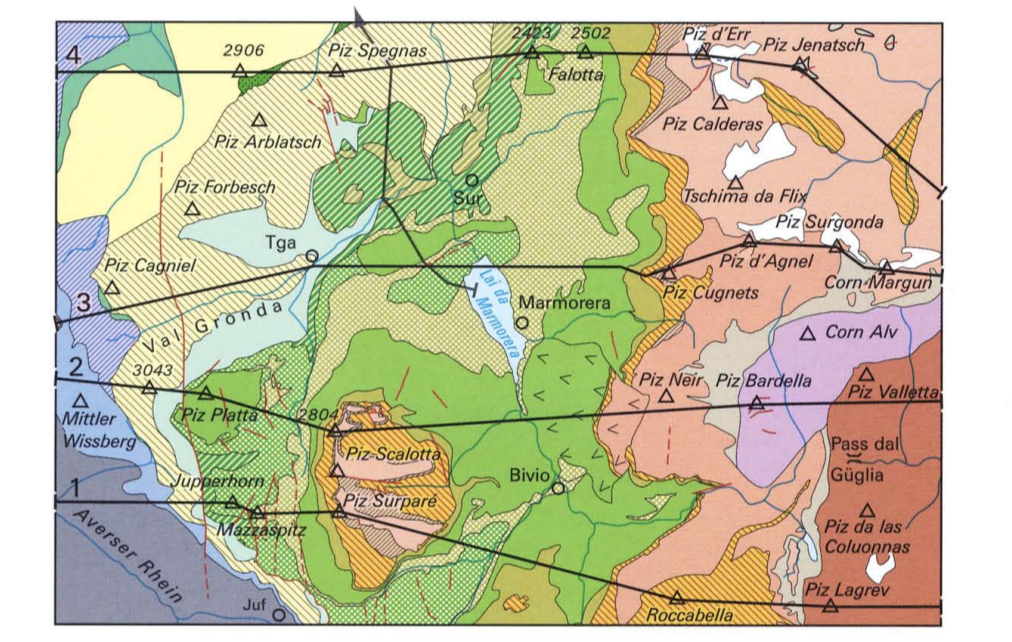


Geologische Profile
durch das Gebiet von Atlasblatt Bivio
von
Tjerk Peters und Volker J. Dietrich

Massstab 1:25 000
1000m 0 1km



Tektonische Übersicht
1:150 000



Unterostalpin

Margna-, Err- und Julier-Decke
(inkl. Carungas- und Roccabella-Einheit)

Sedimente

- Kalkschiefer, Phyllit und Kalkarenite
- Kalk und Tonschiefer i. Allg.; Emmat-Formation
- Russenma-Formation
- Blais-Radiolarit
- Allgäu- und Saluver-Formation
- Saluver-Brekzie
- Bardella- und Err-Brekzie
- Agriali-Formation
- Kässen-Formation
- Hauptdolomit
- Para-Alba-Dolomit, Raibl-Gruppe
- Turettas-Dolomit, Vallatscha-Dolomit
- Lavinér-Brekzie
- S-charl-Formation
- Garone-Rauwacke; Rauwacke i. Allg.
- Fusim-Formation
- Chazforá-Formation

Kristallin

- Metarhyolith (Nair-Porphyröide), Metakristalluff (Sprengelschiefer)
- Metadazit
- Metaandesit (Vairana-Schiefer)
- Basische Gänge
- Rhyolithporphyrgänge
- Alkalifeldspatgranit und Syenit
- idem, mit Rapakivi-Textur
- Granitporphyr (Tschima-da-Fix-Granit)
- Kalkalkaligranit und Granodiorit (Err- und Julier-Granit)
- Diorit
- Augengneis
- Streifengneis
- Biotit-Plagioklasgneise
- Undifferenzierte Lithologie der Carungas- und Roccabella-Einheit

Penninikum

Platta-Decke
(inkl. Livung- und Martegnas-Einheit und Malenco-Forno-Litau-Decke)

Sedimente

- Schwarzer Tonschiefer und Kiesschiefer (eFlixer Schichten)
- Metakalkgabbro (eFlixer Diabas)
- Kalk und Tonschiefer i. Allg.
- Hellgrauer und gelbgrüner, dünnplattiger, mikritischer Kalk
- Roter und grüner Radiolarit, roter Tonschiefer

Ophiolithe

- Metabasalt i. Allg.
- Metagabbro i. Allg.
- Serpentin
- Rodingitische Dolerit- und Gabbrogänge
- Heligrauer Dolomit

Präophiolitische exotische Gesteine

- Heligrauer Dolomit

Val-Gronda-Einheit

- Kalkschiefer und kieseliges Marmor, Gellgrüner und grauer Kalkmarmor (untere Nivaig-Serie), Phyllit und Tonschiefer, Sandstein bis Quarzit

Avers-Decke

- Kalkglimmerschiefer mit Sandstein-, Tonschiefer- und dolomitisches Feinbrekzie-Lagen (Averser Bündnerschiefer)
- Metabasalt, Grünschiefer i. Allg.
- Kalk-Dolomit und Dolomitbrekzie

Schamser Decken

- Kalkphyllit, grauer toniger Kalkschiefer (obere Nivaig-Serie), Gelbgrüner und grauer Kalkmarmor (untere Nivaig-Serie)
- Seritquarzit mit glimmerreichen Zwischenlagen (Metaradiolarit)
- Schwarzer Kalk- und Tonschiefer
- Kalkmarmor
- Kalkbrekzie
- Polymikte Brekzie; vorwiegend Dolomitkomponenten
- Knolliger Kalk, sandiger Kalk mit Crinoiden, kieseliges Kalk
- Hellgrauer Dolomit (eBlonder Dolomits)
- Dolomit-Kalkmarmor-Wechsellagerung (eStreifenserie)
- Hellgrauer Dolomit
- Grauer Dolomit und Kalk mit Tuffithorizonten
- Rauwacke

Suretta-Decke

- Metagranitporphyr (eRofna-Porphyr)

Arblatsch-Flysch

- Arblatsch-Sandstein
- Konglomerat
- eSpagnas-Serie
- Sandstein
- Bunte Schiefer
- eRudal-Serie

Unterostalpin

Err- und Julier-Decke

- Julier-Kristallin
- Padella-, Nair-, Grisch- und Bardella-Einheit
- Sedimente des Normalschenkels
- Vulkanite
- Kristallin
- Sedimente des Verkehrtschenkels
- Carungas- und Roccabella-Einheit

Penninikum

Platta-Decke s.l.

- Obere Serpentin-Schuppe
- Obere Platta-Schuppen
- Untere Serpentin-Schuppe
- Untere Platta-Schuppen
- Basisschuppe; Platta-Decke i. Allg.
- Basisserpentin, inkl. Serpentin von Mulegns

Avers-Decke

- Averser Bündnerschiefer

Schamser Decken

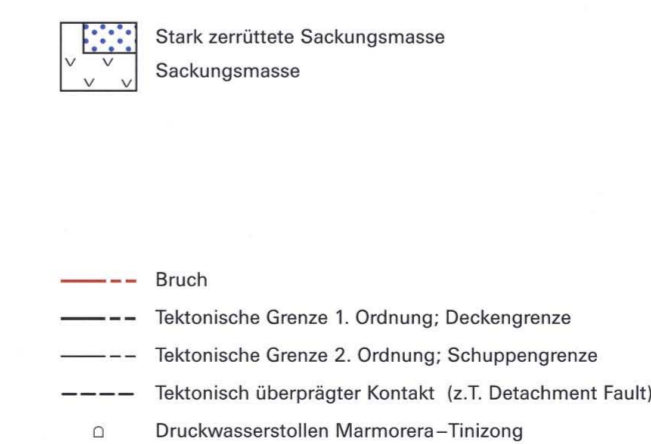
- Gelbhorn-Decke
- Tschiera-, Gurschus-Kalberg-Decke, Bandflue-Schuppe

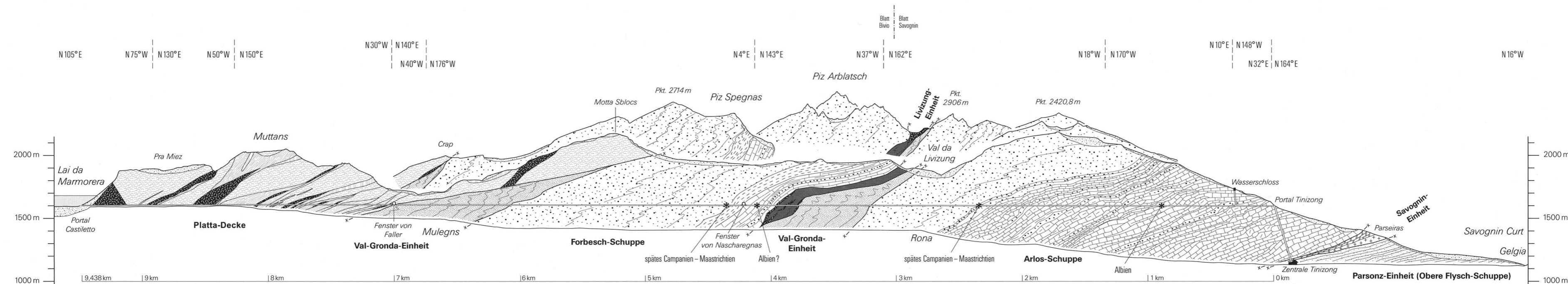
Suretta-Decke

- Kristallin

Arblatsch-Flysch s.l.

- Forbesch-Schuppe
- Arlas-Schuppe





Geologisches Profil entlang dem Druckstollen Marmorera–Tinizong

nach W.H. Ziegler (1952)

überarbeitet von W.H. Ziegler, T. Peters und F. Allemann

Massstab 1:25 000

