

Geologischer Atlas der Schweiz Atlas géologique de la Suisse

1:25 000

Blatt

1251 Val Bedretto

Topografie: Landeskarte der Schweiz 1:25 000

(Atlasblatt 68)

Erläuterungen

verfasst von
TONI LABHART

Mit 15 Textfiguren, 7 Tabellen und 2 Tafelbeilagen

2005

Herausgegeben vom Bundesamt für Wasser und Geologie
Publié par l'Office fédéral des eaux et de la géologie

Empfehlung für die Angabe in einem Literaturverzeichnis*Karte:*

HAFNER, S., GÜNTHER, A., BURCKHARDT, C.E., STEIGER, R.H., HANSEN, J.W. & NIGGLI, C.R. (1975): Blatt 1251 Val Bedretto. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte 68.

Erläuterungen:

LABHART, T. (2005): Blatt 1251 Val Bedretto. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 68.

Vertrieb: Bundesamt für Landestopographie, CH-3084 Wabern

© 2005, Bundesamt für Wasser und Geologie, CH-3003 Bern-Ittigen. – 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.

ISSN 1420-2913
ISBN 3-906723-80-1

INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort des Herausgebers	4
Vorwort des Verfassers	6
Einführung	7
Stratigraphie	18
Aarmassiv	18
Prätriadisches Kristallin	18
Gotthard-«Massiv»	19
Prätriadisches Kristallin	19
Urseren-Zone	45
Nufenen-Zone	48
Penninikum	52
Bedretto-Zone	52
Lebendun-Decke	56
Maggia-Decke	58
Quartär	63
Tektonik	68
Metamorphose	72
Zerrklüfte und ihre Mineralien	75
Grosse Tunnelbauten	78
Exkursionen	83
Literaturverzeichnis	87
Publizierte Geologische Karten	98

VORWORT DES HERAUSGEBERS

Vor dreissig Jahren veröffentlichte die Schweizerische Geologische Kommission (SGK) das Blatt Val Bedretto des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000. Der Bereich des Gotthard-«Massives» westlich des Gotthardpasses, der den grössten Teil des Kartengebietes ausmacht, wurde von Dr. S. Hafner 1955–1958 für seine Dissertationsarbeit und danach bis 1962 im Rahmen seiner Tätigkeit als externer Mitarbeiter der SGK kartiert. In der gleichen Zeitspanne nahm Dr. H.R. Steiger dieselben Einheiten östlich des Passes auf. Ältere Kartierungen von Dr. C.E. Burckhardt und Dr. A. Günthert deckten grösstenteils die südlich anschliessenden Bündnerschiefer und unterpenninischen Kristalldecken ab.

Ursprünglich war vorgesehen, eine Vergrösserung des LK-Blattes Gotthard 1:50 000 als topografische Grundlage für das Atlasblatt zu verwenden. Die für Anfang der 1960er Jahre vorgesehene Publikation wurde aufgeschoben, als bekannt wurde, dass 1965 das neue LK-Blatt Val Bedretto 1:25 000 erscheinen sollte. Aus diesem Anlass wurde der südliche Teil des Kartengebietes vollständig revidiert und die Aufnahme der noch nicht kartierten Nufenen-Zone beschleunigt (siehe Autorenkärtchen am Rand der geologischen Karte). Nach der Reinzeichnung der gesamten Karte auf der neuen topografischen Basis und der dadurch bedingten weiteren Revision (u.a. neue Gotthard- und Nufenenstrasse) konnte die Karte schliesslich 1975 publiziert werden.

Auch nach seinem Umzug nach Chicago im Jahre 1962 engagierte sich Prof. S. Hafner stark für die Herausgabe von Blatt Val Bedretto und widmete sich während seiner gelegentlichen Aufenthalte in der Schweiz der Revision und der Begleitung der Redaktion. Dass die Erstellung des Manuskripts für die Erläuterungen ins Stocken geriet, liegt unter anderem am unglücklichen Umstand, dass seine Belegsammlung samt den Dünnschliffen im Geologischen Institut der ETH Zürich verloren ging.

Die Erläuterungen zu dieser geologisch, geografisch und – wegen der wichtigen Bahn- und Strassenachsen – auch verkehrstechnisch hochinteressanten Karte wurden zunehmend vermisst. Nach verschiedenen ergebnislos verlaufenen Anläufen zur Wiederaufnahme der Arbeit konnte die Landesgeologie im Jahre 2001 Prof. T. Labhart dafür gewinnen, ein Manuskript zu verfassen. Für diesen Auftrag konnte sich der Autor – der auf dem nördlich anschliessenden Atlasblatt Urseren kartiert – auf vorhandene Arbeiten und Publikationen sowie auf seine eigenen reichen Kenntnisse stützen. Leider verursachten die beschränkten Ressourcen bei der Landesgeologie und sowie parallel laufende redaktionelle Projekte weitere Verzögerungen der Herausgabe.

Die Landesgeologie dankt Prof. T. Labhart für die geleistete Arbeit und die Lösung der anspruchsvollen Aufgabe, die Geologie von Blatt Val Bedretto ohne

Belegsammlung für das Gotthardgebiet und nur auf der Grundlage von Notizen, Textentwürfen und Publikationen umfassend und ausgewogen zu beschreiben.

Die wissenschaftliche Review wurde von der SGK unter der Leitung von Prof. A. Pfiffner koordiniert und in verdankenswerter Weise von Frau M. Ustaszewski-Lukesch und Herrn PD Dr. N. Mancktelow durchgeführt. Eine frühe Fassung des Manuskripts wurde von Prof. K. Ramseyer durchgelesen.

Das Bundesamt für Wasser und Geologie dankt allen, die seinerzeit zur Herstellung des Atlasblattes Val Bedretto beitrugen wie auch denen, die dem Verfasser Informationen und Dokumente für die Redaktion der Erläuterungen zur Verfügung gestellt haben.

Oktober 2005

Bundesamt für Wasser und Geologie
Geologische Landesaufnahme

VORWORT DES VERFASSERS

Die Motivation, Erläuterungen zu einem nicht selber kartierten Atlasblatt zu verfassen, habe ich aus meiner persönlichen Affinität zur Gotthardregion geschöpft. Ich bin ihr durch mannigfache wissenschaftliche, alpinistische und militärische Aktivitäten verbunden.

Das Hauptziel dieser Erläuterungen ist es, dem Benützer des Atlasblattes die Interpretation der Karte zu erleichtern. Aus diesem Grunde halten wir uns in der Gliederung des zentralen und umfangmässig grössten Teils *Stratigraphie* strikt an die Legende des Atlasblattes¹⁾.

Nun ist natürlich die Forschung in den vergangenen vier Jahrzehnten auch im Gotthardgebiet nicht stehen geblieben. Neukartierungen gibt es zwar kaum, so dass ein modernes Blatt Val Bedretto 2005 mit Ausnahme der Bedretto-Zone wohl nicht wesentlich anders aussähe als die vorliegende Ausgabe 1975. Hingegen liegen über hundert neue Publikationen vor, die sich direkt oder indirekt auf das Gebiet des Kartenblattes beziehen. Auf viele dieser Arbeiten wird im Text Bezug genommen, vor allem in den allgemeinen Abschnitten, einige zusätzliche sind nur im Literaturverzeichnis aufgeführt. Für die beiden grossen Teilregionen Gotthardmassiv und Penninikum sind die wichtigsten neuen Erkenntnisse in speziellen Kapiteln zusammengefasst (S. 8ff.).

Die Beschreibung der Stratigraphie des Penninikums basiert auf einem Manuskript von Dr. A. Günthert († 1996) aus dem Jahr 1976. Seine Texte wurden redaktionell bearbeitet und etwas gekürzt, aber nur punktuell verändert.

Der Verfasser dankt Dr. Felix Renner, Luzern, für seine Bemerkungen zum Abschnitt Quartär.

¹⁾ Beim Zitieren der Legende der Haupt- und Nebenkarte wurde die alte Schreibweise von Gesteinsbezeichnungen und von Namen tektonischer Einheiten belassen, während im Text die aktuelle Schreibweise verwendet wird.

EINFÜHRUNG

Geologisch-tektonische Übersicht

Dieser Abschnitt bezieht sich – auch in der Benennung und Schreibweise der Einheiten – auf das Nebenkärtchen *Geologisch-tektonische Übersicht* 1:150 000 des Atlasblattes. Über moderne Gliederungsversuche orientieren die beiden Kapitel auf den S. 8ff.

Das Atlasblatt erschliesst von Nordwesten nach Südosten ein Querprofil vom Aar-Massiv durch das gesamte Gotthard-«Massiv» bis in die Stirnzone der penninischen Tessiner Decken. Im Nordwesten beginnend, trifft man auf folgende Einheiten:

- Das *Aarmassiv*, hier an seinem südöstlichsten Rand vertreten durch prätridisches Kristallin der südlichen Gneiszone.
- Die *Urseren-Zone*, die steil gestellte nördliche Sedimentbedeckung des Gotthard-«Massivs», umfassend Permokarbon und Mesozoikum (Trias, Lias und Dogger). Das Permokarbon der Urseren-Zone ist verschuppt mit Teilen eines von Westen in das Kartenblatt hineinstreichenden und hier auskeilenden Kristallinspans, des so genannten *Gomser Zwischenmassivs*. Seine Gesteine erscheinen in der Legende der Karte 1:25 000 unter «*Gotthard-«Massiv», prätridisches Kristallin, G_C Biotit-Plagioklasgneiss, titanit- und epidotreich*».
- Das Kristallin des *Gotthard-«Massivs»* wird gegliedert in eine von granitoiden Gesteinen dominierte Zentralzone, die im Nordwesten wie im Südosten von altkristallinen Einheiten flankiert wird. Die Zentralzone umfasst *jüngere Intrusiva (Rotondo-Granit, Fibbia- und Gamsboden-Gneiss* sowie kleine, schwach vergneiste granitoide Körper), *Streifengneiss* und ähnliche Gesteine sowie die altkristalline *Guspis-Zone*, deren Name in der Legende zur Karte 1:25 000 nicht enthalten ist. Der breiten, ungliederten *nördlichen Paragesteins-Zone* im Nordwesten steht im Südosten eine ganze Anzahl von ungefähr massivparallel verlaufenden Altkristallineinheiten gegenüber: die *südliche Paragesteins-Zone* (umfassend die *Giubine-Serie*, den *Sorescia-Gneiss* und die *Prato-Serie*) und die *Tremola-Serie*, zweigeteilt in die *Zonen von Pontino und Sasso Rosso* und die *Nelva-Zone*. In der Legende zur Karte 1:25 000 werden die Zonen von Pontino und Sasso Rosso nicht aufgeführt und die Nelva-Zone als Nelva-Serie bezeichnet.
- An den Südostrand des Gotthardkristallins lehnt sich die *Nufenen-Zone* an, der bei der Alpenfaltung nicht abgescherte Teil der südlichen Sedimentbedeckung des Massivs. Sie besteht aus karbonatischer Trias (in die zwischen Alpe di Cruina und Airolo der Tessin eingetieft ist) und einer steil

gestellten, isoklinal verfalteten und verschuppten Lias-Serie südlich des Nufenenpasses.

- Südöstlich des Val Bedretto folgt die *Bedretto-Zone*, ein intensiv verfalteter Komplex mesozoischer Sedimente in der Stirnzone des *Penninikums*. Es sind Bündnerschiefer überwiegend liasischen, um Teil aber auch jüngeren Alters mit eingelagerten Triaszügen.
- In der Südostecke des Atlasblattes sind Anteile von zwei Tessiner Decken aufgeschlossen. Die *Lebendun-Decke* ist hier, an ihrem Ostende, in steil stehende, mit Bündnerschiefern verkeilte isoklinale Falten und Schuppen aufgesplittert. Der anschliessende nordöstlichste Teil der *Maggia-Decke*, auch *Maggia-Lappen* genannt, enthält neben Paragneisen den *Matorello-Gneiss*, einen variszischen, alpin vergneisten Granitkörper mit komplizierter Geometrie und umstrittener Genese.

Gotthard-«Massiv»: neue Arbeiten

Über die *tektonische Stellung des Gotthard-«Massivs»* wird seit bald hundert Jahren diskutiert. So schrieb Albert Heim: «Immer noch bleiben Zweifel darüber, ob das Gotthardmassiv den autochthonen Zentralmassiven zuzurechnen sei oder dem fächerig vorgeschobenen Gewölbeteil einer penninischen Decke entspreche.» (HEIM 1921, Bd. 2, S. 215). MILNES (1974a, b) ordnete das «Gotthardmassiv» einem subpenninischen Deckenstapel zu, und viele haben sich seither dieser Interpretation angeschlossen. Auch die Resultate des Nationalen Forschungsprojekts (NFP) 20 lassen das Gotthard-«Massiv» als frontale, steil gestellte und rückgefaltete Stirn einer tiefpenninischen Gotthard-Decke erscheinen, deren Rücken unter der Leventina etwa 2 km unter dem Meeresspiegel zu erwarten ist (SCHMID 1998). Dennoch scheuen praktisch alle Forscher den Begriff *Gotthard-Decke* und verwenden die Unsicherheit signalisierende *Gotthard-«Massiv»*, welches schon in den Legenden des vorliegenden Atlasblattes erscheint und seither für die betroffenen Atlasblätter und Übersichtskarten angewendet worden ist. Einige neuere Autoren bevorzugen die neutrale Bezeichnung *Gotthard-Einheit (Gotthard Unit)*.

Neue Arbeiten konnten bestätigen, dass das Gotthardkristallin die Unterlage von faziell klar süd- bzw. ultrahelveticischen Sedimenten ist (Nufenen-Zone, im Osten Piora-Zone; SCHMID 1998).

Die *polyorogene Entstehungsgeschichte des Gotthardkristallins* konnte dank radiometrischen Altersbestimmungen an Zirkon und minutiöser Untersuchung basischer Gesteine in vielen Belangen geklärt werden. Von grosser Bedeutung ist dabei der Nachweis eines vollständigen *kaledonischen plattentektonischen Zyklus* (OBERLI et al. 1981; ABRECHT et al. 1991; BIINO & MEISEL 1993; OBERLI et al.

1993; ABRECHT & BIINO 1994; BIINO 1994a, 1994b, 1995; MEISEL & BIINO 1994; MERCOLLI et al. 1994a; OBERLI et al. 1994).

Die wichtigsten Ergebnisse dieser Arbeiten sind, kurz zusammengefasst:

- Die in den nördlichen Paragneisen des Massivs eingeschlossenen Amphibolite und Serpentine enthalten stellenweise Relikte einer kaledonischen eklogit- und granulitfaziellen Metamorphose.
- Die Amphibolite und Granatamphibolite sind Metabasalte und -gabbros. Es sind die ältesten magmatischen Gesteine des Massivs.
- Aufgrund geochemischer und isotopengeochemischer Daten wie auch aus Feldbefunden lassen sich zwei Gruppen basisch-ultrabasischer Gesteine unterscheiden. Eine ältere ozeanisch-ophiolithische Serie gleicht *Assoziationen aus ozeanischer Mantel-Krusten-Grenze*. Dazu gehört die Mehrzahl der Serpentine, wohl auch die wenigen Vorkommen im Nordosten des Kartenblattes. Eine jüngere Serie umfasst Metagabbros mit Inselbogencharakter, begleitet von Ultramafiten, die als Kumulate gedeutet werden. Repräsentativ für diesen Typ ist das Vorkommen am Chastelhorn auf Blatt Urseren – 3 km nördlich von Blatt Val Bedretto – wo auf 0,4 km² ein Granatamphibolit mit magmatischen Reliktstrukturen und polymetamorpher Überprägung abgeschlossen ist.
- Alle diese Gesteine haben eine eklogitfazielle Metamorphose erfahren, deren Höhepunkt mit 468 Ma recht sicher datiert ist. Ein knappes Dutzend von über tausend untersuchten Proben basischer Gesteine zeigen dabei nach BIINO (1995) unveränderte eklogitische Paragenesen, viele andere jedoch reliktitisch-retrograde in Form von Symplektit- oder Coronastrukturen. Drei der Eklogitvorkommen liegen auf Blatt Val Bedretto (The new metamorphic map of the Alps, FREY et al. 1999a). Die Fundpunkte werden in der Literatur leider nur vage umschrieben: «Witenwasserental» oder «Grossmutterhorn» – gemeint ist wohl das Gross Muttenhorn – (BIINO 1994a, S. 92). In den Paragneisen und -schiefern sind kaum Spuren dieses Hochdruckereignisses erhalten geblieben.
- Die Paragneise enthalten detritische Zirkone mit Altern zwischen 0,6 und 3,4 Ga. Sie werden gedeutet als Abtragungsprodukte einer panafrikanisch geprägten Gondwana-Kruste, welche ihrerseits aus aufgearbeiteter präkambrischer Kruste besteht (SCHALTEGGER & GEBAUER 1999).
- Der PT-Pfad der kaledonischen Metamorphose zeigt die Abfolge Eklogitfazies–Granulitfazies–Granatamphibolitfazies mit jüngerer retrograder grünschieferfazieller Überprägung.

Aus diesen Beobachtungen wurde folgende Abfolge der Ereignisse rekonstruiert:

- Ein ozeanisches Stadium und kontinentnahe, vielleicht flyschartige Ablagerung grosser Mengen detritischer Sedimente, der heutigen Paragneise. Das Ganze ist innerhalb des Spätproterozikums nicht genau datiert. Indizien für 1000–900 Ma für das ozeanische Stadium und 870 Ma für einen basaltischen Protolithen müssen verifiziert werden (BIINO 1995). Die Sedimentbildung fällt wahrscheinlich in die Zeit nach 600 Ma (SCHALTEGGER & GEBAUER 1999). Sollten sich diese Alterswerte bestätigen, würde es sich um einen überaus langlebigen Ozean gehandelt haben.
- Vermischung der Serien in einem Akkretionskeil unter Inkorporation abge-scherter Peridotite.
- Intrusion der jüngeren Gabbros in die Keilsequenz.
- Subduktion an einem aktiven Kontinentalrand mit eklogitfazieller Prägung aller Gesteine. Zirkonalter zwischen 471 und 467 Ma werden als das ordovizische Alter dieser Metamorphose interpretiert und sind zugleich das Minimalalter der vielleicht nur kurz zuvor erfolgten Gabbrointrusion.
- Rasche Heraushebung mit sukzessiver Metamorphose in Granulitfazies und Granatamphibolitfazies.
- Gleichzeitig oder kurz danach erfolgte die Bildung von Migmatiten. Argumente sind das Auftreten von Sillimanit und Disthen im Migmatitgneis (BIINO 1994a). Grossräumige Krustenaufschmelzung führte zur Bildung und Intrusion des «Streifengneis»-Magmas um 440 Ma (ARNOLD 1970b, BOSSART et al. 1986, SERGEEV & STEIGER 1993, 1995, 1996). Später ist der Granit unter amphibolitfazialen Bedingungen zu einem Orthogneis mit ausgeprägter Foliation und einem charakteristischen Linear, dem Streifengneis, umgeprägt worden (vgl. S. 19f.). Dies geschah anlässlich eines regionalen Ereignisses, welches weite Bereiche des Gotthard-«Massivs» erfasste (ARNOLD 1970a,b; PETTKE & KLAPER 1992). Dabei scheint es auch zu grossräumiger steilachsiger schlingenartiger Verfaltung gekommen zu sein. Dieses bedeutende, insgesamt schlecht verstandene Ereignis konnte bis heute zeitlich nicht festgelegt werden. Es spielte sich ab im Zeitraum zwischen 440 Ma und der Intrusion der variszischen Granite um etwa 300 Ma, welche Streifengneise durchsetzen oder als Schollen einschliessen. Meist wird variszisches Alter postuliert.

Das *spätvariszische Alter der «jüngeren Granitkörper»* ist in den neunziger Jahren des vergangenen Jahrhunderts durch zahlreiche Altersbestimmungen erhärtet worden. Dabei sind die Intrusionsalter der verschiedenen Komplexe mit zunehmend präziserer Auflösung der Zirkonalter immer näher zusammengedrückt (GUERROT & STEIGER 1991, SERGEEV & STEIGER 1993, 1994, 1995, 1996, 1998; SERGEEV et al. 1993, 1995). Unterschieden wird heute ein älterer magmatischer

Puls von $296,0 \pm 1,2$ Ma, umfassend Gamsboden und Fibbia (dazu im Osten Medels und Cristallina), und ein etwas jüngerer von $294,5 + 3,5/-2,0$ Ma mit Rotondo, Tremola, Prosa und Cacciola (inkl. Winterhorn).

Als Konsequenz dieser neuen Erkenntnisse haben MERCOLLI et al. (1994b) eine *Neugliederung des Gotthardkristallins* vorgeschlagen. Sie unterscheiden darin folgende lithostratigraphischen Einheiten:

- Vor- bis spätordovizisches Proto-Gotthardkristallin, welches metasedimentäre Gneise mit Metaophiolithen und Inselbogen-Metagabbros («Metasedimentary and metaophiolitic gneiss unit») und Migmatische Gneise umfasst
- Spätordovizische Metagranite
- Mittelpaläozoische Metasedimente
- Spätvariszische Granite

Dieses Konzept bringt als Positivum eine klarere Gliederung des Gotthardkristallins unter Abkehr von den rein lithologisch definierten *Serien* und *Zonen* vor allem des südlichen Gotthard-«Massivs». Umgekehrt erfordert es grobe Verallgemeinerungen und ungesicherte Zuordnungen. Ein Beispiel dafür ist die Anwendung der Neugliederung auf das Gebiet des Atlasblattes Val Bedretto durch die Autoren (Fig.1). Problematisch sind z.B. die «Migmatic gneiss units»: die Mehrheit der so bezeichneten Einheiten enthält keine echten Migmatite, insbesondere diejenigen im Nordwestteil des Blattes. Die Einstufung der Prato-Serie als metaophiolithische Serie müsste durch neue Untersuchungen belegt werden.

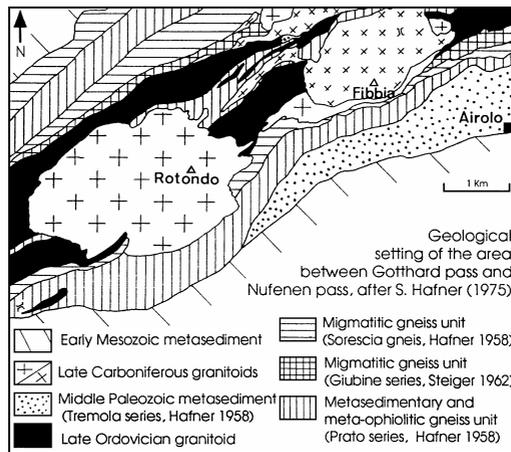


Fig. 1: Versuch einer Neugliederung der Serien auf Blatt Val Bedretto. Aus MERCOLLI et al. (1994b, Fig. 3).

Ihre Amphibolite sind bisher von allen Bearbeitern als Paragesteine interpretiert worden (vgl. S.21).

Weitere Hinweise zur alpinetektonischen und -metamorphen Überprägung des Gotthardkristallins finden sich auf den S. 68ff. und 72ff. Neuere Übersichts-darstellungen der metamorphen, magmatischen und tektonischen Entwicklungsgeschichte des Gotthard-«Massivs» im Rahmen der Gesamtalpen finden sich z.B. in BONIN et al. (1993), GEBAUER (1993), LEHNER et al. (1997), PFIFFNER et al. (1997), VON RAUMER (1998), VON RAUMER et al. (1993, 1999) und SCHMID et al. (1996).

Penninikum: neue Arbeiten

Mehrere neuere Arbeiten befassen sich vor allem mit der Gliederung und Paläogeographie der Bedretto-Zone sowie mit der alpinen Metamorphose und der alpinen Tektonik; hier wurde oft auch die Nufenen-Zone mit einbezogen.

Gliederung und Paläogeographie der Bedretto-Zone.

Die Bedretto-Zone ist durch PROBST (1980) und LEU (1985, 1986) in unterschiedlicher Weise gegliedert und interpretiert worden. PROBST stützte sich dabei auf Untersuchungen im Osten, LEU auf solche im Westen. Im Val Bedretto, für beide marginal gelegen, überlagern sich die Arbeitsgebiete.

Die Neugliederung von PROBST ist aus der Kartenskizze in Figur 2 ersichtlich. Er erkennt im nördlichen Teil der Bedretto-Zone das Westende der *Sosto-Schiefer*. Sie bilden anschliessend an die Trias der Nufenen-Zone am Südhang des Val Bedretto eine 500 bis maximal 1000 m breite Zone, die im Osten bis 1600, im Westen bis 1900 m ü.M. reicht. Im Gelände bauen sie eine ausgeprägte, oft von Hangschutt bedeckte und schlecht aufgeschlossene Steilstufe auf. Im Gebiet südlich der Alpe di Formazzora / Ri di Val d'Olgia verzahnen sich die Sosto-Schiefer mit der Formazzora-Serie und keilen aus. Die Sosto-Schiefer bestehen fast ausschliesslich aus dunklen, bläulichen, braungrau anwitternden Kalkglimmerschiefern, wie sie in derartiger Mächtigkeit und Monotonie in den nordpenninischen Bündnerschiefern nicht vorkommen. Die Sosto-Schiefer stammen paläogeographisch von der Adula-Schwelle; sie sind von Süden über die Bündnerschiefer geschoben und später darin eingemuldet worden (Taf. I). Ihr Alter ist Oberjura bis Unterkreide (PANTIĆ & GANSSER 1977, PANTIĆ & ISLER 1981). Die Bündnerschiefer zwischen den Sosto-Schiefern und der Maggia-Decke werden als *Zone Tremorgio - San Giacomo* bezeichnet und in drei «tektonische Untereinheiten» gegliedert, von Nord nach Süd die *Formazzora-Serie*¹⁾, die *Schuppenzone* und das *Lebendun-Mesozoikum*. Ihre Lithologie geht aus Figur 3 hervor.

¹⁾ Die namengebende Alp heisst in den offiziellen Kartenwerken Alpe di Formazzora.

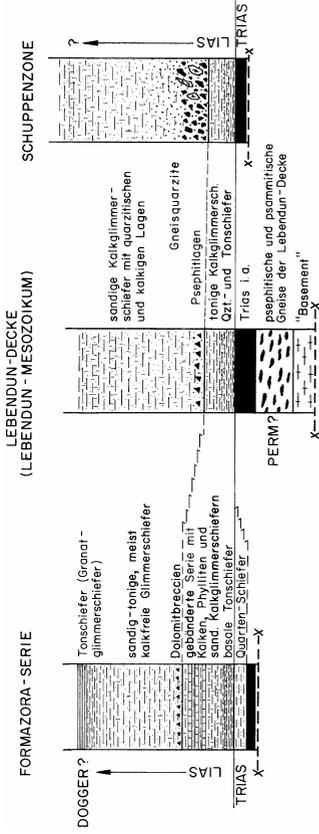


Fig. 3: Idealisierte Normalprofile der tektonischen Einheiten der Zone Tremorgio - San Giacomo. Aus PROBST (1980, Fig. 23).

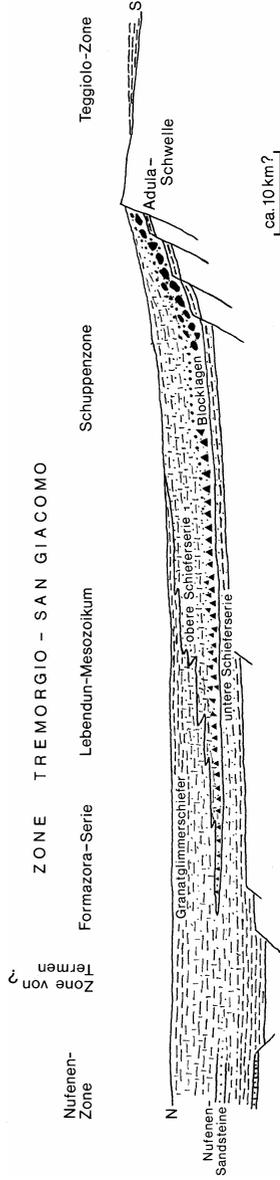


Fig. 4: Hypothetisches Profil durch den Ablagerungsraum der nordpeninischen Bündnerschiefer. Aus PROBST (1980, Fig. 32).

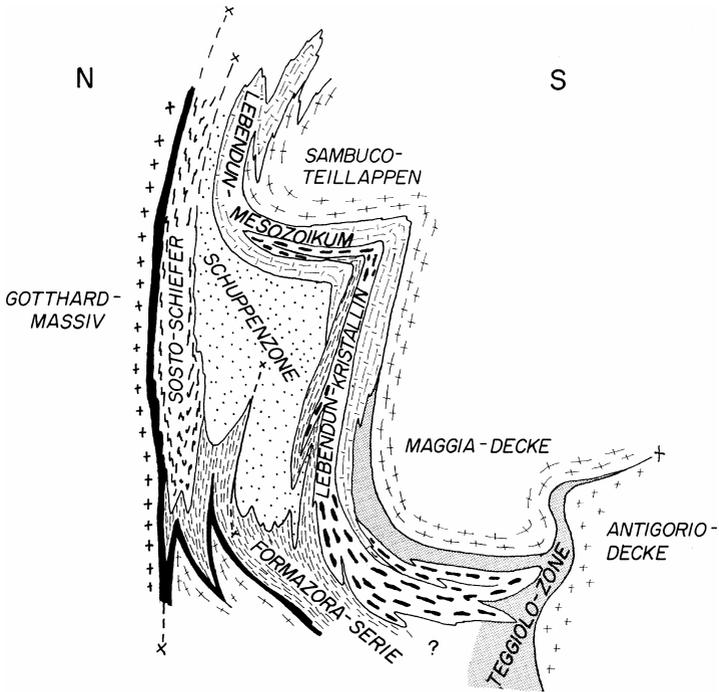


Fig. 5: Schematischer Aufbau der Bedretto-Zone. Aus PROBST (1980, Fig. 21).

bedeutende, südlich an das Gotthardkristallin und die Lucomagno-Decke anschließende Grundgebirgsdecke betrachtet. Die insgesamt 500–600 m mächtige Sabbione-Zone wird in drei lithologische Einheiten gegliedert, von unten nach oben in eine basale Abfolge, sandig-kalkige Glimmerschiefer und sandig-tonige Glimmerschiefer mit Psephitlagen. Die unteren Einheiten korreliert er direkt mit der Nufenen-Zone.

Im Norden zieht LEU (1986, S. 785) die östliche Fortsetzung seiner *Rosswald-Serie* (sandige Kalkglimmerschiefer der mesozoischen Bedeckung der Monte-Leone-Decke) bis ins Val Bedretto, wo sie an die Sosto-Schiefer grenzen und eventuell in diese übergehen. LEU (1986) gibt nur ein einziges Profil durch die Bedretto-Zone (sein östlichstes). Für die Tafel I wurde daher die Profilsérie von PROBST (1980) übernommen.

Alpine Tektonik und Metamorphose

Die Sedimentzonen südlich des Gotthardkristallins sind charakterisiert durch ihre mehrphasige alpine Verfallung. Zahlreiche Bearbeiter haben sich seit den sechziger Jahren des 20. Jahrhunderts mit diesen komplizierten Verhältnissen befasst. Nach frühen Arbeiten durch deutsche Forscher (PLESSMANN 1957, 1958 und WUNDERLICH 1957, 1958) brachte vor allen eine Serie von Dissertationen englischer Universitäten eine Fülle neuer Erkenntnisse. Eine Schlüsselstellung nehmen die Arbeiten von MILNES (1974a, b) ein. Mit dem Gebiet des Atlasblattes und seiner unmittelbaren Nachbarschaft befassen sich die Arbeiten von HIGGINS (1964b), HEITZMANN (1969), GRUBENMANN (1970), HANSEN (1972), STECK et al. (1979), HUBER et al. (1980), PROBST (1980), HERREN (1981), KLAPER (1982, 1983, 1986) und LEU (1986). Eine zusammenfassende Darstellung für das Gebiet Basòdino–Cristallina–Campolungo geben GRUJIC & MANCKTELOW (1996).

Es ist nicht leicht, einen Überblick über die alpine Tektonik und Metamorphose zu gewinnen. Dies liegt einerseits an den komplexen, sich überlagernden Faltungsabfolgen, bis zu sechs an der Zahl, die sich nicht in allen Gebieten und in gleicher Art äussern. Weil die Falten zudem meist nicht koaxial verlaufen, resultiert eine komplexe Geometrie, was die Konstruktion exakter Profile erschwert, ja verunmöglicht (HUBER et al. 1980). Ferner haben die Bearbeiter die Faltungs- bzw. Deformationsphasen nicht einheitlich benannt und nummeriert, was den Vergleich der Arbeiten recht mühsam gestaltet. Sehr hilfreich ist die tabellarische Gegenüberstellung der in über 20 Arbeiten ausgeschiedenen tektonischen Phasen in GRUJIC & MANCKTELOW (1996, S.496). Für Details über einzelne Gebiete muss auf die Originalarbeiten verwiesen werden.

In grossen Zügen sind sich die Autoren aber einig über den Ablauf der Ereignisse. Es lassen sich drei Faltungsphasen D_1 – D_3 ausscheiden, welche drei tektonischen Entwicklungsstadien entsprechen. Diese Dreiteilung geht zurück auf MILNES (1974a, b):

- D_1 : Älteste, meist nur in Relikten vorhandene Falten und Schieferungen hängen zusammen mit frühalpinen, nordwärts gerichteten Überschiebungen, der Bildung des penninischen Deckenstapels und der Abscherung ultrahelvetischer Sedimente (Phase *early alpine* von MILNES). Am Ende erreicht die Deformation erstmals duktilen Charakter.
- D_2 : Eine in der ganzen Region dominierende isoklinale Faltung mit penetrativer Schieferung und starker Elongation in SE–NW-Richtung ist die Folge starker Einengung und einer Verfallung des Deckenstapels. Dies ist die Phase *main alpine folds* von MILNES. Ihre Gefügeelemente prägen insbesondere das Val Bedretto und verwischen dort weitgehend die älteren Strukturen; Faltenachsen und Linear fallen mit 40–60° nach NE.

- D_3 : Eine jüngste Einengungsphase hatte grossräumige, synformale Verbiegungen zur Folge, die sich in einer Steilstellung der Strukturen äussern (*late alpine folds* und northern steep belt bzw. *nördliche Steilzone* nach MILNES 1974b). Eine dieser grossen Rückfalten ist die Basòdino-Falte, eine andere die Cristallina-Falte (Cristallina synform von GRUJIC & MANCKTELOW 1996). Im Aufschluss äussert sich D_3 oft nur sporadisch als mittelsteil nordfallende Schieferung. Am Südrand des Gotthard-«Massivs» wird die steil südostfallende Schieferung S_2 in vertikale Position oder steiles Nordwestfallen aufgerichtet, wobei diese Entwicklung im westlichen Val Bedretto auch auf das Gotthardkristallin übergreift (Tremola-Serie).

Diese Deformationsabfolge wurde in ähnlicher Art und Weise in den Bündnerschiefern, in der Verschuppungszone von Mesozoikum, Maggia- und Lebendun-Kristallin im Narètggebiet (KLAPER 1982) wie auch im Kristallin der Maggia-Decke beobachtet (HUBER et al. 1980, am Nordrand von Blatt Basòdino). Die den Matorello-Gneis der Maggia-Decke selektiv überprägenden Mylonitzonen entsprechen der Schieferung S_2 (RAMSAY & ALLISON 1979); vgl. S. 63. In der Nufenen-Zone ist ein D_1 -Schuppen- und Faltenkomplex während D_2 zu eng gepressten grossen Falten mit steiler S_2 -Schieferung komprimiert worden. Die Faltenachsen zeigen ein äusserst variables Einfallen von 20–80° gegen NE oder SW (STECK et al. 1979, HERREN 1981, KLAPER 1986); vgl. Figur 14, S. 86.

Die alpine Metamorphose und ihr Bezug zur Deformationsabfolge wurde untersucht von KLAPER (1982, 1983, 1986), KLAPER & BUCHER-NURMINEN (1987), PROBST (1980), LEU (1986) und KAMBER (1993). Bei allen Unterschieden im Detail zeigte sich überall ein ähnliches Bild: Während S_2 wurden vorwiegend Phyllosilikate wie Muskovit, Margarit, Paragonit, Chlorit und Biotit gebildet. Zwischen D_2 und D_3 und während D_3 wuchsen als Porphyroblasten Klinozoisit, Plagioklas, Hornblende, Granat, Staurolith und Disthen, später – z.T. retrograd – wieder Biotit, Hellglimmer und Chlorit. Granat zeigt manchmal synkinematisches Wachstum mit s-förmig gedrehten oder wirbelförmigen Einschlüssen. Der Höhepunkt der Metamorphose wurde demnach erst nach den Hauptfaltungsphasen erreicht. Dies äussert sich auch darin, dass die Metamorphosezonen die tektonischen Grenzen zwischen Penninikum, Nufenen-Zone und Gotthardkristallin in spitzem Winkel schneiden (KLAPER & BUCHER-NURMINEN 1987).

Angaben zu den Druck/Temperatur-Bedingungen der Metamorphose finden sich im Abschnitt Metamorphose auf S. 74.

STRATIGRAPHIE

AAR-MASSIV

PRÄTRIADISCHES KRISTALLIN

Aufgeschlossen ist ein flächenmässig geringer Ausschnitt aus der südlichen Gneiszone des Aar-Massivs. Diese ist im Raum Gletsch durch vielfältige Gesteinstypen – Gneise, Migmatite und jüngere Granite – vertreten, die von NIGGLI (1965a) im Detail beschrieben worden sind. Die Metamorphose dürfte kaledonischen Alters sein (Abrecht 1994, LABHART 1999).

GO_A Helle granitische Gneise, z. T. mit Kalifeldspat-Porphyroblasten

Diese hellen, teilweise augigen Gneise sind Vertreter eines im ganzen südlichen Aar-Massivs verbreiteten Gesteinstyps, der hier im Raum Gletsch–Furkaspas in zwei Zügen als *Augengneise von Gletsch* und *Gneise Grimsel-Längis* auftritt. Nach NIGGLI (1965a, S. 73ff.) sind es helle, z. T. massige, z. T. aber auch stark geschieferte Gesteine mit stellenweise vorhandener Augentextur. Die Augen sind einschlussreiche Kalifeldspat-Perthite, teils mit Mikroklingitterung. Es finden sich alle Variationen vom klassischen Augengneis bis zum augenfreien Gestein.

Der *Mineralbestand* variiert daher recht stark: Quarz (als konstantester Bestandteil), Kalifeldspat und Plagioklas dominieren (je >15 %); dazu kommen Biotit (meist zwischen 4 und 15 %), Hellglimmer, Epidot und Chlorit; ferner Titanit, Orthit, Apatit, Zirkon, Kalzit und Opakmineralien.

Die Ansichten über das Ausgangsmaterial sind kontrovers: NIGGLI (1965a) spricht von feldspatisierten Sedimenten, OSCHIDARI (1986) sieht überwiegend Metagranite; die Deutung als Metakonglomerate durch FEHR (1922) ist von allen späteren Bearbeitern abgelehnt worden.

δq Dunkle Biotit-Quarzdiorite mit graublauen Albit–Oligoklas-Porphyroblasten, stellenweise verschiefert

Die Biotit-Quarzdiorite gehören zu einem der konstantesten Horizonte innerhalb der südlichen Gneise (FEHR 1922, zitiert in NIGGLI 1965a, S. 48). Es sind mittel- bis grobkörnige, z. T. massige, z. T. stark geschieferte dunkelbraun-violette Gesteine mit graublauem Plagioklas in der Matrix wie auch als eingestreute Porphyroblasten. Charakteristisch sind schlierenförmige Feldspat-Anhäufungen

und kleine, eingeregelt, diskusförmige basische Schollen. NIGGLI (1965a) interpretiert die Quarzdiorite als magmatische, genetisch mit der Bildung der Migmatite von Gletsch verknüpfte Gesteine.

Mineralbestand: Quarz 34–43 %, Plagioklas (Albit/Oligoklas–Andesin bis An 40 %) 25–30 %, Biotit 16–18 %, Muskovit 3–5 %, Epidot 1,7–3 %, Akzessorien: Kalzit, Chlorit, Apatit, Zirkon, Orthit, Granat und Opakminerale.

GOTTHARD-«MASSIV» (±ULTRAHELVETISCH)

(alpin metamorph, z.T. auch polymetamorph)

PRÄTRIADISCHES KRISTALLIN

Ältere, ± konkordante Gesteinskörper

- GOS** Heller Glimmer-Alkalifeldspatgneiss, grobstreifig bis grobflaserig
± ebene Texturflächen (Zentraler Streifengneiss)
- GO's** Helle Glimmer-Alkalifeldspatgneisse, fein- bis mittelstreifig,
oft wechsellagernd mit glimmerreicheren Gneissen, ± ebene
Texturflächen

Als Streifengneise werden seit Albert Heim (HEIM 1921) die älteren Orthogneise des Gotthard-«Massivs» bezeichnet, nämlich Zweiglimmergneise granitoider Zusammensetzung und mit charakteristischem Lineargefüge.

In der zentralen Längsachse des Massivs treten sie auf als massivparallel lang gestreckte, unregelmässige, zwischen die Gneiszonen eingeschaltete Körper mit komplizierter und längst nicht überall geklärt Geometrie. Ihr Anteil an der Oberfläche des Massivs ist beträchtlich, insgesamt grösser als diejenige der jüngeren variszischen Granitkörper. Die Entstehungsgeschichte ist bereits auf S. 10 kurz geschildert worden: Der Protolith ist um 440 Ma intrudiert und später zum heutigen Streifengneis umgeprägt worden. In der neueren Literatur wird von *ordovizischen Metagraniten* gesprochen. Am Kontakt zu den älteren («vorstreifengneissischen») Gneiskomplexen finden sich vielerorts Intrusivkontakte, wenn auch verwischt durch jüngere Metamorphose und Tektonik. Mehrere Generationen ererbter Zirkone und ein hohes initiales $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis kennzeichnen das Gestein als krustenderivierten Granit. Die variszischen Granite durchlagen die Streifengneise oder schliessen sie als Schollen ein.

Durch primäre Unterschiede und infolge späterer Überprägung ergibt sich eine grosse Variation von Streifengneistypen von granitisch-granodioritischer bis tonalitischer Zusammensetzung. Sie sind nicht immer eindeutig von anderen,

älteren Gneisen zu unterscheiden. Mehrere Autoren sprechen denn auch von Streifengneisen im engeren bzw. im weiteren Sinne, so auch S. Hafner auf dem vorliegenden Kartenblatt mit den Einheiten **GOS** und **GO'S**. Unseres Erachtens gehört auch der Oberstafel-Gneis (**GOO**) zu diesem Komplex (vgl. S. 42).

Der Typus **GOS** tritt in mehreren an der Oberfläche nicht zusammenhängenden Arealen auf:

- In der Umgebung des Lago della Sella in der Nordostecke des Kartenblattes (mit Fortsetzung auf den angrenzenden Blättern Urseren und Oberalppass).
- Im Gebiet Stegenhorn–Ronggergrat–Hüenerstock im oberen Witenwasserental. Dies ist der frühere Hüenerstock-Gneis, wie er von FISCHER (1923) definiert und noch von HAFNER (1958) als Untereinheit der so genannten Cavanna-Serie ausgeschieden wurde.
- Als schmaler Zug im Nordwesten des Rotodomassivs, der von Stelliboden gegen Südwesten über das Stotzig Muttenhorn bis auf die Westseite des Gonerlitals streicht und hier südwärts um den abtauchenden Rotondo-Granit abdreht. Hier baut er die markanten Gipfel Mittaghorn, Pizzo Gallina und Pizzo Nero auf.
- Ein der Prato-Serie eingelagerter, ENE–WSW streichender Komplex von knapp 2 km Länge und wenigen hundert Metern Breite südöstlich des Nufenenpasses.

Im Kartenbild fällt auf, dass der Hauptkörper des Rotondo-Granits den Raum des Streifengneises einnimmt. Die von SERGEEV & STEIGER (1995) im Granit gefundenen reliktschen, 440 Ma alten Zirkone stammen wohl aus eingeschmolzenen Streifengneispaketen.

Auch der Streifengneistyp **GO'S** bildet unzusammenhängende, lang gestreckte Komplexe:

- Mehrere, einen **GO**-Streifengneiszug flankierende schmale Zonen nordwestlich des Rotodomassivs (Gerental – Stotzig Muttenhorn – Rottälligrat – Witenwasserental), in KELLER & SCHNEIDER (1982) als Tälligrat-Serie bezeichnet.
- Ein südlich an den Gamsboden-Granitgneis anlehrender Zug nordwestlich des Lago di Lucendo.
- Ein kleines Areal östlich des Monte Prosa, welches noch von STEIGER (1962) als Streifengneis im engeren Sinne kartiert worden war. Dieses Vorkommen keilt über dem Gotthard-Strassentunnel aus (KELLER et al. 1987); vgl. Tafel I, Profil 2.

Streifengneise sind helle, lagige Zweiglimmergneise mit mehr oder weniger linearem Gefüge. Linsen- bis augenförmige Alkalifeldspäte verleihen dem Ge-

stein im Querbruch oft Augengneis-Charakter. Das Linear kann sehr auffallend sein: lang gezogene, herauswitternde Stängel aus Quarz, Plagioklas und Glimmer; andere Vorkommen zeigen eine diskretere Glimmerlineation. Dieses Linear fällt stets wenig steil ein, im Gegensatz zum steil stehenden jungen Glimmerlinear alpiner Schiefer- und Mylonitzonen. Im Aufschlussbereich ergibt dies eindrückliche Beispiele der Überlagerung voralpiner und alpiner Gefüge. Nicht selten sind begleitende vergneiste Pegmatit- und Aplitgänge.

Mineralbestand (stark schwankend): Quarz 25–35 %, Alkalifeldspat 20–35 %, Plagioklas 15–30 % (nach HUBER 1943 An 5–13 %), Muskovit um 10 %, Biotit um 5 %, Akzessorien: Titanit, Orthit, Epidot, Chlorit, Apatit, Zirkon, Granat, Kalzit, Rutil und Opakmineralien.

GM Helle, feinstreifige Glimmer-Alkalifeldspatgneisse, Glimmer-Plagioklasgneisse und -schiefer, aplitische Lagen, pegmatitische Gänge und Linsen; intensive Wechsellagerung, stark verfaultet (Prato-Serie u. a.)

Der Gesteinstyp **GM** umfasst mehrere nicht zusammenhängende und über das gesamte Gotthardkristallin gestreute Vorkommen:

- Eine 500–1500 m (max. 2000 m) breite, massivparallele Paragneiszone, die sich von Grasso di mezzo südlich des Lago della Sella 18 km weit gegen Westen quer durch das ganze Atlasblatt bis zum Nufenenpass erstreckt. Vom Weiler Prato an westwärts bildet sie den Südrand des Gotthard-«Massivs». Zusammen mit zwei flankierenden Amphibolitziügen baut sie die Prato-Serie von HAFNER (1958) auf. Sie ist im Gotthard-Strassentunnel in einer Mächtigkeit von 400–450 m angefahren worden (KELLER et al. 1987; s. unten).
- Ein kleines Areal am Nordostrand des Blattes nördlich des Monte Prosa (ohne Amphibolite).
- Eine km-mächtige Zone im Nordwesten des Kartenblattes (Verlauf: Gerental – nördlich Gross Muttenhorn – Nordseite Muttental). Abgesehen von einem grösseren Amphibolitkomplex nordwestlich des Gross Muttenhorns enthält sie viele kleine Amphibolitlinsen und -züge sowie zwei Serpentinlinsen.
- Ein ganz kleines Gebiet im Witenwasserental zwischen südlich Sunnsbühl und Schijenmännli (mit Amphiboliten und einer Serpentinlinse).

Von diesen Vorkommen ist das erstgenannte das bedeutsamste und bestuntersuchte. Es entspricht der so genannten *mittleren Gneiszone* der *Prato-Serie* von HAFNER (1958). Flankiert wird sie von zwei auffallend konstanten, fünfzig bis wenige hundert Meter mächtigen Amphibolitzonen, von HAFNER als *nördlicher* bzw. *südlicher Amphibolitzug* der Prato-Serie bezeichnet. Der nördliche

wird zwischen Alpe di Ruina und Alpe de la Cassina durch den Rotondo-Granit unterbrochen. Die Amphibolite sind charakteristische Bestandteile der Prato-Serie; sie werden im Abschnitt Amphibolite auf S. 31 vorgestellt.

Die folgende Beschreibung basiert auf den detaillierten Untersuchungen von HAFNER (1958) in der Prato-Serie s. str. Die nördlichen Teilgebiete sind nie im Detail untersucht worden, auch fehlen ihnen manche typische Merkmale wie Bänderung, Migmatite und Faltenbau, welche die Prato-Serie «in ihrer Entwicklung im Gotthardmassiv wohl einzigartig machen» (HAFNER 1958, S. 277). Die zentrale Gneiszone ist charakterisiert durch eine intensive Bänderung mit raschem Gesteinswechsel quer zum Streichen, im Ostteil im cm- bis m-Bereich, im Westen im Bereich 50–100 m. Wichtigste Gesteinstypen sind:

1. Glimmer-Alkalifeldspatgneise
2. Feinlagige Glimmer-Alkalifeldspatgneise
3. Glimmer-Albitgneise und -schiefer, Granat führend
4. Glimmerarme Albitgneise aplitischer Zusammensetzung
5. Biotitgneise, Epidot und Karbonat führend
6. Glimmergneisquarzite
7. Biotitschiefer mit Quarz, Epidot und Karbonat
8. Pegmatite
9. Amphibolite und Hornblendeschiefer.

Tabelle 1: *Mineralbestand der Gesteine der Prato-Serie s. str., in Vol.-%.*
Nach HAFNER (1958, Tab. 1)

Gestein	Qz	Kfsp	Plag (% An-Gehalt)	Mu	Bi	Hbl	Epidot	Karbonat	Gr
1	25–35	20–35	20–30 (2–5)	5–10	5–10	–	–	–	–
2	30–40	20–35	30–50 (0–5)	5–15	2–5	–	–	–	–
3	25–45	5–20	5–30 (0–6)	25–45	10–20	–	–	–	2–4
4	15–30	–	55–75 (0–6)	0–10	5–10	–	–	–	–
5	25–40	0–3	20–35 (2–15)	–	15–25	–	0–10	0–10	–
6	50–90	–	3–20 (um 2)	5–15	5–15	–	–	–	–
7	10–20	–	2–5 (20–25)	–	50–65	–	10–20	5–10	–
8	10–30	–	30–80 (0–40)	0–5	–	–	–	–	–
9	0–30	0–25	0–30 (20–40)	–	0–40	40–80	0–45	0–5	0–25

Amphibolite, Hornblendegneise und Biotitschiefer liegen häufig in Form von Linsen und Knauern vor, die von hellen Gneisen umflossen werden. Der migmatische Charakter wird noch unterstrichen durch das Auftreten pegmatitisch-aplitischer Schlieren und Lagen, welche (in Dimensionen zwischen 10 cm

und 100 m) die Bänderung subkonkordant und diskordant durchsetzen. Die Häufigkeit dieser Bildungen nimmt gegen Westen zu, ebenso einige Gesteinstypen wie Glimmer-Alkalifeldspatgneise (1) und Granat führende Glimmer-Albitgneise (3). Die Bänderung ist in unterschiedlichem Masse und in allen Grössenordnungen verfault und verbogen, vom dm- und m-Bereich bis zum 100-m- und km-Bereich im Nufenengebiet. Eine ältere Faltung wird zeitlich in Zusammenhang mit der Migmatitbildung gebracht, eine jüngere mit alpiner Tektonik. Erschwerend für eine Alterszuteilung ist die Parallelität der Faltenachsen.

HAFNER (1958) interpretierte die Prato-Serie mitsamt den begleitenden Amphiboliten als Paragneisserie. Die Bänderung ist nach ihm aber nicht das Abbild sedimentärer Wechsellagerung, sondern das Produkt metamorpher Differentiation. MERCOLLI et al. (1994b) ordnen die Prato-Serie der Gruppe der «metasedimentären, metaophiolithischen Gneise» zu. KELLER et al. (1987) geben eine gute Beschreibung der im Gotthard-Strassentunnel angetroffenen Gesteinstypen. Neben hellen Glimmergneisen treten Biotitschiefer, Hornblendegneise sowie charakteristische feingebänderte Amphibolite auf. Die Serie zeigt eine komplizierte Internstruktur mit vielen steilen, engen Falten. Typisch ist die stromatitische Lagerung der hellen und dunklen Gesteinsarten. Die Amphibolite sind meist gebändert und zeigen scharfe Grenzen, wobei Amphibolithorizonte mit hellen Glimmergneisen wechsellagern. In der ganzen Zone verbreitet sind linsenartige Pegmatite.

Tabelle 2: Modalbestand der vier wichtigsten Gesteinstypen der Prato-Serie im Gotthard-Strassentunnel, in Vol.-%. Nach KELLER et al. (1987, Tab. 5)

Gemengteil	Zweiglimmergneis	Biotitschiefer und Glimmerschiefer	Hornblendegneise und -schiefer	Amphibolite
Quarz	45	35	20	15
Plagioklas	25	10	5	25
Hellglimmer	15	20	0	0
Biotit	10	25	10	5
Hornblende	5	0	50	50
Epidot	5	5	15	5
Karbonat	5	5	5	0
Granat	0–5	0	0	0–5

Die meisten Gesteine vom Typ **GM** sind alpin verschiefert (STEIGER 1962). Besonders im Südteil zeigt die alpine Schieferung das charakteristische steile N–S-Glimmerlinear.

GG **Biotit-Plagioklasgneiss, titanit- und epidotreich**

Dieser Gesteinstyp bildet eine rund 500 m mächtige, beiderseits an Permo-karbon grenzende, gegen Osten auskeilende Schuppe im Vorfeld des Muttengletschers am Nordwestrand des Gebietes des Atlasblattes. Sie entspricht dem Ostende des Gomser Zwischenmassivs (vgl. geologisch-tektonische Übersicht S. 7). Das Gestein ist von OBERHOLZER (1955, S. 396ff.) beschrieben worden. Es handelt sich um einen leicht porphyrischen Biotit-Plagioklasgneiss, der wegen des Gehalts an Chlorit und Epidot grünlich erscheint.

Mineralbestand einer Probe von Koord. 671.800/155.300, 700 m ausserhalb der westlichen Blattgrenze: Albit/Oligoklas 48 %, Quarz 22 %, Biotit 19,5 %, Chlorit 4 %, Epidot + Titanit 6,5 %.

Von OBERHOLZER (1955) wurde das Gestein aufgrund des mikroskopischen Befundes, aber auch wegen der zahlreichen eingelagerten Aplitgänge, als Meta-quarzdiorit bezeichnet.

G **Dunkle Biotit-Plagioklasgneisse, fein- bis mittelstreifig, ± ebene Texturflächen (Sorescia-Gneiss u.a.)**

Dieser Gesteinstyp tritt in verschiedenen, räumlich getrennten Vorkommen am Süd- und am Nordrand des Massivs auf:

- Ein geschlossener Zug von 100–400 m Mächtigkeit im südlichen Massivteil zieht vom Pizzo Canariscio (bzw. der Alpe di Sorescia) im Osten zum Nufenenpass; auf 4 km Länge wird er unterbrochen durch den Rotondo-Granit. Dieser Sorescia-Gneiss s. str. wurde in drei Untertagebauten in Mächtigkeiten von jeweils 200–400 m angefahren, im Gotthard-Bahntunnel, im Gotthard-Strassentunnel und im Lucendrostollen. Das Vorkommen im Strassentunnel wird durch den Tremola-Granit in zwei ungleich grosse Teile zerschnitten (KELLER et al. 1987; vgl. Taf. I, Profil 2).
- Zwei etwa km-mächtige, parallel laufende Züge am Nordwestrand des Massivs werden getrennt durch eine Zone des Gesteins vom Typ **GM**. Einer mit Einschlüssen von Metaeklogiten bildet den Nordrand des Massivs, in den anderen, südöstlichen, ist das Tal der Muttenreuss eingetieft.

Das Vorkommen im südlichen Gotthard-«Massiv» ist der klassische Sorescia-Gneiss, der 1873 bzw. 1880 von VON FRITSCH und STAPFF erstmals erwähnt, und von HAFNER (1958) und STEIGER (1962) im Detail untersucht worden ist. Diesen beiden Arbeiten entstammen im wesentlichen die Angaben für die nachfolgende Zusammenfassung.

Der Sorescia-Gneiss ist ein über weite Strecken gleichartig ausgebildeter, dunkler, feinlagiger Zweiglimmer-Plagioklasgneiss, der von allen Bearbeitern als Paragneiss gedeutet wird.

Mineralbestand (nach HAFNER 1958, STEIGER 1962 und KELLER et al. 1987): Quarz 45 % (Bandbreite 35–70 %), Plagioklas (Albit/Oligoklas bzw. Andesin) 20 % (15–25 %), Biotit 15 % (10–30 %), Hellglimmer 10 % (5–25 %), ferner: Kalifeldspat 0–10 %, Granat 0–5 %, Karbonat 0–10 %, Epidot 0–5 % und Chlorit 0–5 %.

Gebietsweise treten im Gneis in m-Abständen mehrere Zentimeter grosse Quarz-Feldspat-Augen auf, andernorts (beispielsweise im Gotthard-Strassentunnel) fehlen sie praktisch ganz. Sie bestehen nach STEIGER (1962, S. 496) überwiegend aus Quarz (40 %), Schachbrettalbit (45 %) und Mikroclin (10 %). Ihre Entstehung ist unklar.

Generell ist ein voralpiner amphibolitfazieller Mineralbestand retrograd überprägt worden von alpiner Metamorphose in der oberen Grünschieferfazies. Die alpine Schieferung mit der typischen steilen Glimmerstriemung ist weit verbreitet.

Seit STAPFF (1880) ist immer wieder darauf aufmerksam gemacht worden, dass der Sorescia-Gneis grosse Ähnlichkeit mit anderen Biotit-Plagioklasgneisen des Gotthard-«Massivs» hat, u.a. mit solchen der Gneisseries der Prato-Serie (HAFNER 1958, S. 277), vor allem aber auch mit den Gurschen-Gneisen des nördlichen Massivteils (HAFNER 1958, S. 274). Aus diesem Grunde erscheinen Auscheidung und Abgrenzung der Zonen im Nordwesten des Atlasblattes nicht zwingend. Im Furkatunnel konnte trotz hervorragenden Aufschlüssen nicht zwischen Gesteinen des Typs **G** und **GM** unterschieden werden.

Die Deutung der Sorescia-Gneise als ultrametamorphe Serie durch HAFNER (1958) wie auch die Einstufung als *Migmatische Gneise* durch MERCOLLI et al. (1994b) ist schwer nachvollziehbar.

G' **Dunkle Biotit-Sericitgneise und -schiefer, wechsellagernd mit hellen, quarzitischen Gneissen, feinstreifig; oft mit biotitreichen Schmitzen; oft gebogene und verfaltete Texturflächen (Giubine-Serie u.a.)**

Der Gesteinstyp **G'** tritt in zwei räumlich getrennten, lang gestreckten, schmalen Vorkommen auf:

- Im Nordosten ein maximal 500 m mächtiger Zug, der von den Laghetti degli Ovi gegen Westen streicht und bereits nach rund 3,5 km am Osthang des Val Tremola auskeilt. Hier wird er vom Tremola-Granit intrudiert und aufgeblättert. Dies ist die Giubine-Serie in engeren Sinne (vgl. tektonische Übersicht auf Atlasblatt Val Bedretto). Dieser Zug keilt auch gegen die Tiefe zu aus und erreicht das Niveau des Gotthard-Strassentunnels nicht (s. Taf. I, Profil 2). Hingegen wurde er nach STEIGER sowohl im Lucendrostollen (in einer Mächtigkeit von 400–450 m) als auch im Gotthard-Bahntunnel (Mächtigkeit etwa 500 m, Profil beschrieben in STEIGER 1958,

S. 560f.) beobachtet. MERCOLLI et al. (1994b) bezeichnen diesen Zug als *Giubine West* und ordnen ihn ihren *migmatischen Gneisen* zu.

- Ein Zug von 10 km Länge und 100–300 m Mächtigkeit zwischen dem Gerental, der Südostseite des Muttentales und dem Sunnsbühl im Witenwasserental. Er zieht in den Furkatunnel, wo er nicht gegen die anderen Biotit-Plagioklasgneise vom Typ **G** und **GM** abgegrenzt werden konnte.

Die Giubine-Serie s. str. ist durch STEIGER (1962, S. 506ff. und 560f.) bearbeitet worden. Er nennt auf seiner Karte (Taf. VI) dieses Westende der Serie *Schmitzengneis-Zone*, aufgebaut aus Biotit-Serizitgneisen und -schiefern mit biotitreichen Schmitzen (Schmitzengneise), sandigen Zweiglimmerschiefern und fleckigen Zweiglimmergneisen. Die Schmitzengneise beschreibt STEIGER als Glimmergneise bis Glimmerschiefer, welche dm- bis m-lange, nur mehrere Zentimeter mächtige Einschlüsse eines dunklen, biotitreichen Gesteins enthalten, dazu Epidot-Granatknauer. ARNOLD (1970a, S. 88) beobachtete eigentliche Kalksilikatfelse mit alten, fremdartig orientierten Strukturen. Die sandigen Zweiglimmerschiefer sind sehr feinkörnige, dunkelgraue, sehr dunkel anwitternde und sandig zerfallende Biotit-Serizitschiefer. Sie treten vor allem im Kontaktbereich gegen die Streifengneise auf. Die fleckigen Zweiglimmergneise zeichnen sich aus durch Biotitnester auf den Schieferflächen und kleine helle Quarz-Feldspat-Auflagen im Querbruch. Sie treten im Grenzbereich gegen den Sorescia-Gneis auf.

Tabelle 3: *Mineralbestand der Gesteine der Giubine-Serie, in Vol.-%*
Nach STEIGER (1962, S. 510)

	Glimmerschiefer	Schmitzengneis / Glimmergneise
Quarz	40 (25–69)	45 (30–50)
Hellglimmer	25 (10–40)	20 (5–25)
Biotit	20 (10–25)	15 (5–25)
Plagioklas (Albit/Oligoklas und Oligoklas/Andesin)	10 (5–15)	20 (15–40)
Granat	5 (0–10)	0–5
Chlorit	0–10	0–5
Epidot	–	0–5

Der Grossteil der Gesteine ist nach STEIGER «unzweifelhaft sedimentärer Herkunft». Die Protolithen sind Sande, Kalksande, Konglomerate und Tone. Die Serie ist polymetamorph; voralpine wie alpine Metamorphose sind ungefähr gleich stark (obere Grünschiefer- bis untere Amphibolitfazies). Die alpine Schieferung mit dem charakteristischen steilen Glimmerlinear ist dominant.

ARNOLD (1970a, S. 38) hat festgestellt, dass die Schmitzengneise den Gneisen vom Piz Paradis mit ihrer komplexen Genese zum Verwecheln ähnlich sind. Vertiefte Untersuchungen könnten daher unter Umständen ein neues, komplizierteres Bild der Vorgeschichte dieser Gesteine ergeben.

TREMOLA-SERIE

Die Tremola-Serie ist sicher die bekannteste und wohl auch eine der eigenartigsten Serien des Gotthardkristallins: metasedimentär, alpin monometamorph, mit einer vielfältigen, rasch wechselnden Lithologie schieferiger Gesteine, darunter die berühmten Hornblende-Granat-Garbenschiefer. Sie hat schon früh durch Laura Hezner eine monographische Bearbeitung erfahren, eine Arbeit, deren Aussagen auch heute noch in manchen Belangen gültig sind (HEZNER 1909).

Der ständige Gesteinswechsel hat zur Konsequenz, dass auf dem Atlasblatt mit einer einzigen Ausnahme (den Albitgneisen) nicht Lithologien, sondern Zonen bestimmter Lithologiehäufigkeit ausgeschieden worden sind. Die Unterteilungen beruhen auf den Arbeiten von HAFNER (1958) für den westlichen und STEIGER (1962) für den östlichen Teil des Gebiets. HAFNER machte eine Zweiteilung in eine Nelva-Zone und eine Zone von Motta di dentro (die auf dem Atlasblatt nicht genannt wird). STEIGER unterschied die Zonen von Pontino und Sasso Rosso (beide in der geologisch-tektonischen Übersicht erwähnt, aber nicht differenziert) und die Nelva-Zone (in der Übersicht wie auf der Karte aufgeführt, in der Kartenlegende als *Nelva-Serie* bezeichnet). Diese Zoneneinteilung ist nicht zwingend: so lassen sich die hervorragend aufgeschlossenen Profile im Gotthard-Bahntunnel mit denjenigen der Oberfläche «nur in ganz grossen Zügen korrelieren» (STEIGER 1962, S.438). Im Strassentunnel gelang dies überhaupt nicht (KELLER et al. 1987, S. 18). Inkonsequenterweise haben die Autoren die Zoneneinteilung dann aber auf dem Befundprofil 1:10000 und dem Horizontalschnitt 1:10000 doch «andeutungsweise» übernommen (Anhänge 3 und 4b). Angesichts dieser Tatsachen besprechen wir vorerst die Zonen und erst am Schluss des Kapitels die Gesteine als Ganzes.

GT Wechsellagerung von dunklen Hornblendegneissen und -schiefern, Glimmergneissen, -schiefern und -phylliten, Quarziten und Silikat-Karbonatgesteinen; Hornblende- (oft garbenförmig) und Granat-Porphyroblasten häufig

Der Hauptzug verläuft von der Alpe di Pontino durch das untere Val Tremola und den Nordabhang des Val Bedretto gegen Westen und keilt bei Ronco aus. Die Mächtigkeit beträgt im Osten rund 1 km (im Gotthard-Strassentunnel 1,4 km), gegen Westen nimmt sie etwas ab. Zwischen Villa und Ronco bildet er

den Südrand des Gotthard-«Massivs». Dieser Komplex entspricht der Zone von Motto di dentro von HAFNER (1958).

Im Massivinnern, südlich des Siwerbenhorns, ist ein isoliertes kleines, aus drei Aufschlüssen bestehendes Vorkommen kartiert, eingelagert in die Kontaktzone des Gamsboden-Granitgneises und angrenzend an Streifengneis (Schwerpunkt Koord. 682.400/156.800). Sollte eine vertiefte Untersuchung die Zugehörigkeit zur Tremola-Serie bestätigen, hätte dies unter Umständen schwer wiegende Konsequenzen für die genetische Deutung der Gesamtserie und die Tektonik des Gotthard-«Massivs».

Hornblende-Plagioklasgneiss

Als Hornblende-Plagioklasgneis dargestellt ist ein Zug von max. 300 m Breite und 2,5 km Länge nordöstlich von Bedretto (Raum Traversa di Cavanna), deutlich schief zum generellen Streichen der Serie und des Massivs verlaufend.

Diese Gesteinsserie ist von HAFNER (1958, S. 321) beschrieben worden als ein etwa 100 m mächtiger Komplex von Albitgneisen mit beträchtlichem Feldspatgehalt, dessen Mineralführung und Struktur für die Gesteine der Tremola-Serie fremdartig ist: Quarz 20–40 %, Albit (An 0–4 %) 40–65 %, Hellglimmer 5–20 %, Biotit 0–10 %. HAFNER schloss nicht aus, dass es sich um eine tektonische Schuppe einer Partie aus dem nördlich angrenzenden Altkristallin (Prato-Serie?) handelt. Unerklärlich bleibt also die Bezeichnung «Hornblende-Plagioklasgneiss» in der Legende.

Feldspatreiche Glimmergneisse, Hornblendeschiefer und -gneisse, Glimmerschiefer

Dieser 800–1000 m mächtige, West–Ost verlaufende Zug östlich des Val Tremola zwischen Motto di dentro und der Alpe di Pontino entspricht der *Pontino-Zone* von STEIGER (1962).

Vorwiegend Chlorit-Glimmerschiefer und -gneisse, Chlorit- und Hornblendeschiefer

Entspricht der *Zone des Sasso Rosso* von STEIGER (1962).

G'T Vorwiegend Zweiglimmergneisse, wechsellagernd mit Granat-Glimmerschiefern und -phylliten (Nelva-Serie)

Bei Motta Bartola an der Gotthardstrasse und im Gotthard-Strassentunnel rund 1 km mächtiger, gegen Westen rasch ausdünnender und bei Villa auskeilender Zug. Er bildet zwischen dem östlichen Blattrand und Villa den Südrand des Gotthard-«Massivs». Entspricht der *Nelva-Zone* von HAFNER (1958) und STEIGER (1962).

Die *Tremola-Serie* ist im Wesentlichen aus sieben Gesteinstypen aufgebaut. Sie sind in der Tabelle 4 aufgelistet. Mengenmässig dominieren glimmer- und chloritreiche Gneise und Schiefer sowie Hornblendegneise und -schiefer. Diese Grundtypen sind durch kleinräumige, rasche Übergänge und Zwischenstufen miteinander verbunden, so dass im Felde, nicht zuletzt auch wegen unterschiedlicher Ausbildung der Mineralien, der Eindruck einer enormen Vielfalt entsteht.

Tabelle 4: *Wichtigste Gesteinstypen der Tremola-Serie. Oberfläche nach STEIGER (1962, S. 398), Gotthard-Strassentunnel nach KELLER et al. (1987, Tab. 6).*
Häufigkeit in %

Gesteinstyp	Oberfläche	Strassentunnel
1. Glimmergneise	35	63
2. Glimmerschiefer	30	
3. Hornblendegneise	8	27
4. Hornblendeschiefer	12	
5. Silikatkarbonatgesteine	5	7
6. Amphibolite	3	2
7. Quarzite	7	1

Die Gesteinsvielfalt resultiert aus der Kombination von neun wesentlichen Gemengteilen (Tab. 5). Dazu kommen Akzessorien, wie etwa die für den Grad der alpinen Metamorphose wichtigen Mineralien Disthen und Staurolith.

Tabelle 5: *Mineralbestand der wichtigsten Tremola-Gesteine, in Vol.-%.*
Nach KELLER et al. (1987, Tab. 6), STEIGER (1962) und HAFNER (1958, Tab. 3)

Gesteinstyp	Qz	Plag	Biotit	Hellgl	Chl	Hbl	Gr	Karb	Ep
Glimmergneise	35–40	25	15	10–15	0–5	0–5	0–5	0–5	–
Glimmerschiefer	30–35	10	15–20	30–35	0–5	0–10	0–5	0–5	–
Hornblendegneise	30	25	10	+	5	25	+	5	–
Hornblendeschiefer	20	10	10	+	10	50	+	0–5	0–5
Silikatkarbonatgesteine	25	10	10	10	0–5	–	–	40	0–5
Kalksilikatgesteine	15	0–5	–	–	5	15	–	25	35
Amphibolite	15	20	5	–	5	50	–	5	0–5
Quarzite	75	5	+	15	+	+	+	5	–

Unter diesen Mineralien nimmt die Hornblende eine Sonderstellung ein. Sie tritt in mehreren Generationen und in grosser Vielfalt auf, manchmal in der Schieferungsfläche ungeordnet oder – seltener – parallel zum Glimmerlinear eingeregelt, häufig in garbenartigen Aggregaten, die unregelmäßig als junge Porphyroblasten die Schieferung durchwachsen. Spezialuntersuchungen stammen von STEIGER (1961, 1962, 1964), GRÖGLER & STEIGER (1961) und SIBBALD (1972).

Als Porphyroblasten, welche ein schiefriges Gewebe von Glimmern und Chlorit durchsetzen, treten neben Hornblende Granat, Biotit («Querbiotit»), Staurolith und Disthen auf. Granate mit gedrehten Einschlüssen belegen synkinematisches Wachstum. Damit zeigt die Tremola-Serie als einzige Einheit des Gotthardkristallins ähnliche Deformations/Kristallisations-Verhältnisse wie die südlich anschliessenden Sedimentserien (S. 15). Praktisch der gesamte Mineralbestand ist alpin im Grenzbereich Grünschiefer-/Amphibolitfazies gebildet worden. Sichere Relikte älterer Metamorphose fehlen.

Die Serie ist klar metasedimentär. Unter den Protolithen dominieren Tone, mergelige Tone, Mergel, dolomitische Mergel, sandige Dolomite und Kalke und tonig-kalkige Sandsteine. Ein Metakonglomerat-Vorkommen nördlich Airolo bei Koord. 689.290/154.000 wird mehrfach zitiert (HEZNER 1909, PREISWERK 1918, STEIGER 1962, S. 537). Gewisse Chloritschieferlagen könnten nach STEIGER basischen tuffogenen Bildungen entsprechen. Helle, sehr albitreiche, zum Teil gangartig auftretende Gesteine könnten gemäss STEIGER (1962, S. 546) magmatischer Natur sein. Relikte von Sedimentstrukturen wurden beobachtet. Der vielfältige Wechsel der Lithologien wird auf eine primär unruhige Sedimentation zurückgeführt. STEIGER (1962, S. 452) vermutet marine wie auch terrestrische Ablagerungen. Untereinander korrelierbare stratigraphische Abfolgen wurden nicht gefunden.

Die Tremola-Serie wird heute als eine mittelpaläozoische Sedimentserie interpretiert (Gruppe der *middle paleozoic metasediments* nach MERCOLLI et al. 1994b). Ablagerungsraum und Herkunft sind ungeklärt. Die Tremola-Serie dürfte dem Gotthardkristallin spätvariszisch angegliedert worden sein und hat dort dieselbe alpine Deformationsabfolge und Metamorphose mitgemacht wie ihre Nachbarserien.

Amphibolitische und ultrabasische Gesteine

Am Amphibolite, Hornblendeschiefer und -gneisse, oft wechsellagernd mit hornblendefreien Glimmergneissen (Bänderamphibolite)

Amphibolite treten in verschiedenen grossen und wohl auch genetisch unterschiedlichen Vorkommen auf, meist in schmalen, NE–SW streichenden Zügen:

- Zwei lang gestreckte, rund 20 km lange und einige hundert Meter breite Züge am Nordhang des Val Bedretto. Sie sind räumlich und wohl auch genetisch verknüpft mit der Prato-Serie s. str. (S. 21).
- Eine diskontinuierliche, NE–SW verlaufende Zone, die man generell der Guspis-Zone zuordnet (vgl. geologisch-tektonische Übersicht S. 7). Einige hundert Meter mächtig zieht sie vom Lago di Lucendro (wo sie sich aus der Schollenzone des Fibbia-Granitgneises entwickelt; s. unten) bis zum Gross Leckihorn, vielfach unterbrochen, im Westen etwas gegen Norden versetzt und am Westende vom Rotondo-Granit abgeschnitten. Angefahren wurde sie auch im Furkatunnel (KELLER & SCHNEIDER 1982). Rund 7 km weiter südwestlich in der streichenden Fortsetzung, jenseits des Rotondo-Granit-Hauptstocks, setzt am Mittaghorn und am Pizzo Gallina ein weiterer, 100–150 m mächtiger und 1,5 km langer Zug an. Dieser ist das Ostende der *Distelgrat-Zone*, ein überaus markanter Amphibolitzug, der bei 18 km Länge und nur wenigen hundert Meter Breite das ganze westliche Gotthard-«Massiv» durchquert.
- Schmale, 100 bis maximal 1000 m lange Züge und isolierte Schollen in **GM** nördlich des Gross Muttenhorns.
- Isoliertes, von Permokarbon umschlossenes Vorkommen in der Nordflanke des Blaubergs (Koord. 675.300/157.925). Es dürfte sich um eine Schuppe in der östlichen Fortsetzung des Gomser Zwischenmassivs handeln, und den von OBERHOLZER (1955, S. 397ff.) in gleicher tektonischer Position beschriebenen Vorkommen entsprechen.

Auf der Karte nicht aufgeführt sind kleine, aber genetisch bedeutsame Vorkommen von Metaeklogiten in **G** in der Umgebung der drei Seen südöstlich des Stotzigen Firsten (Schwerpunkt Koord. 676.200/157.350). BINO (1994a, S. 92) erwähnt Eklogite ohne genaue Fundortangabe (vgl. S. 9). Ferner sei daran erinnert, dass die Tremola-Serie kleine, auf der Karte nicht darstellbare Anteile von Amphibolit enthält (S. 27).

Von all diesen Amphibolitvorkommen ist lediglich das erstgenannte näher untersucht worden, und zwar durch HAFNER (1958, S. 288ff.; s. unten). Dies ist umso bedauerlicher, als auf Blatt Val Bedretto ein grosser Teil des Spektrums der im Gotthard-«Massiv» so verbreiteten und genetisch bedeutsamen Amphibolite vertreten sein dürfte. Eine Gesamtschau fehlt leider. Gegenwärtig besteht eine Diskrepanz der Interpretation der Amphibolitserien im Südteil (Tremola- und Prato-Serie) die von den Bearbeitern der 1960-er Jahre eindeutig als paragen klassiert wurden, und den Vorkommen des Nordens, die in neueren Untersuchungen überwiegend als Metabasalte angesehen wurden.

Die zwei *Amphibolitzüge der Prato-Serie* bestehen überwiegend aus Amphiboliten und Hornblendeschiefern mit eingeschalteten m-mächtigen Lagen von

Biotitgneisen vom Typ Sorescia und von Alkalifeldspatgneisen. Die drei wichtigsten Erscheinungsformen der hornblendereichen Gesteine sind im cm-Bereich hell–dunkel gebänderte Typen («Bänderamphibolite»), gleichförmige m- bis 10-m-mächtige Amphibolitbänke sowie Linsen. Beim letztgenannten Typ wird der migmatische Charakter sehr ausgeprägt, indem mobile feldspatreiche Gneise bis Pegmatite die Lagen und Linsen umfliessen oder diskordant durchsetzen.

Die dominierenden Amphibolite und Hornblendeschiefer sind sich äusserlich sehr ähnlich, zeigen aber bezüglich *Mineralbestand* eine grosse Variationsbreite und sind durch alle denkbaren Übergangsstufen miteinander verbunden.

HAFNER hat (nach Häufigkeit geordnet) folgende Typen unterschieden:

1. Epidot-Biotitamphibolite (Biotit und Epidot je um 10–20 %)
2. Gewöhnliche Amphibolite (nahezu biotitfrei)
3. Biotitamphibolite (nahezu epidotfrei)
4. Quarz-Hornblendeschiefer (nahezu feldspatfrei)
5. Epidot-Hornblendeschiefer (nahezu feldspatfrei)
6. Epidotamphibolite (biotitfrei)
7. Hornblende-Epidotschiefer (Epidot 40–50 %)
8. Biotit-Hornblendeschiefer (nahezu quarz- und epidotfrei)
9. Granat-Hornblendeschiefer (Granat bis 25 %; selten)

Die wichtigsten *Gemengteile* variieren in folgenden Grenzen: Quarz 0–30 %, Plagioklas (An 20–40 %) 0–30 %, Biotit 0–40 %, Hornblende 40–80, Epidot 0–45 %, Karbonat 0–5 %, Granat 0–25 %.

Kontaktzone mit Schollen von Fibbia-Gneiss

Diese Zone, die man wohl besser als *Kontaktzone, von Fibbia- und Gamsboden-Granit intrudiert* bezeichnen sollte, wird auf S. 38ff. diskutiert. Im Gotthard-Strassentunnel traten in der Guspis-Zone Amphibolite und Hornblendeschiefer nur ganz untergeordnet neben den dominanten Biotitschiefern auf (KELLER et al. 1987).

Amphibolitische Gesteine als Bänder und Linsen

Es handelt sich um flächenmässig kleine Vorkommen, die sich nur in ihren Dimensionen von den Amphiboliten des Typs **Am** unterscheiden.

Os Serpentin- und talkführende Gesteine

Auf dem Kartenblatt sind insgesamt vier kleine Serpentinivorkommen aufgeführt. Alle liegen innerhalb von **GM** und sind räumlich mehr oder weniger engliert mit Amphiboliten. Die zwei Vorkommen in der Prato-Serie s. str. am Nord-

hang des Val Bedretto (1 und 2) sind zwischen dem 16. und dem 20. Jh. zeitweise in bescheidenem Umfang für die Gewinnung von Ofenstein genutzt worden. Nachfolgend in Stichworten die verfügbaren Angaben, im Wesentlichen nach HAFNER (1958, S. 288ff.):

1. *Cassina di Viei / Alpe di Cavanna*. Koord. 682.500/152.900. Südlicher Amphibolitzug der Prato-Serie. 15 x 100 m (grösstes Vorkommen auf Blatt Val Bedretto). Gemäss NIGGLI et al. (1915, S. 315, Nr. 401): «Tagbau, 2 Schürfe, Jahresproduktion 3 m³. 2–3 m dicke Linsen. Seit 80 Jahren in Betrieb, doch nicht regelmässig». Mineralbestand (nach HAFNER 1958, S. 289): Serpentin oft 50 % (aber auch bis 80 %), Talk um 50 %, aktinolithische Hornblende, Karbonat (meist Magnesit) 0–20 %. Keine relikthischen Mineralien wie Olivin und Pyroxen, hingegen Maschenstruktur. Erwähnt in SCHMIDT (1919).
2. *Alpe di Maniò*. Koord. 676.900/149.200. Nordteil der mittleren Gneiszone der Prato-Serie. 8 x 20 m. Eingehauen sind die Jahreszahlen 1688 und 1890 mit Steinmetzzeichen, dieses identisch mit demjenigen an einem Ofen in Villa Bedretto mit Zahl 1686, nach DE QUERVAIN (1984, S. 102) auch an zwei Öfen in Ossasco 1591 und Villa 1686.
3. *Witenwasserental*. Koord. 681.000/157.000. In **GM**. Kleines, schlecht aufgeschlossenes Vorkommen.
4. *Unter den Firsten* am nördlichen Blattrand. Koord. 677.220/157.975. In **GM**. Ca. 30 x 40 m.

Ferner existieren drei auf der Karte nicht verzeichnete Vorkommen: eines nördlich des Gross Muttenthorn in **GM** (erwähnt in AMBÜHL 1928 und in PFEIFER et al. 1993), ein zweites im Vorfeld des Muttgletschers in tektonisch unklarer Situation, vielleicht in einer Schuppe des Gomser Zwischenmassivs (Koord. 674.350/157.425; AMBÜHL 1928) sowie ein drittes in der Prato-Serie s. str. bei Scara Orella / Alpe di Sorescia (Koord. 687.300/155.600. Gemäss NIGGLI et al. 1915, S. 315, Nr. 302, handelt es sich um nur sporadisch abgebaute Linsen von 4 x 2 m Grösse. Erwähnt auch in SCHMIDT 1919).

Jüngere, stockartige Gesteinskörper

Im Wesentlichen sind das die drei grossen, im Kartenbild stockartig hervortretenden Massen von Rotondo-Granit, Fibbia-Granitgneis und Gamsboden-Granitgneis (der allerdings von Norden her nur marginal ins Kartengebiet hineinreicht). Dazu kommen kleinere Granitstöcke und -züge, die zum grössten Teil der

Rotondo-Granitintrusion zugeordnet werden (s. unten); sie legen sich in auffallender Weise nördlich und südlich an den Komplex Fibbia-Gamsboden.

Dank den Altersbestimmungen der 1990-er Jahre steht das spätvariszische Alter der verschiedenen Komplexe endgültig fest (Details s. S. 10). Noch zur Zeit der Aufnahme des Kartenblattes wurde die Frage nach einem möglicherweise alpinen Alter des Rotondo-Granits engagiert diskutiert (HAFNER 1958, KVALE 1957 und 1966). Frühe radiometrische Altersbestimmungen durch GRÜNENFELDER & HAFNER (1962) und JÄGER & NIGGLI (1964) hatten diese Möglichkeit nicht völlig ausgeschlossen.

Die unterschiedliche Intensität der Vergneisung hatte schon früh zur Hypothese geführt, der Komplex Fibbia-Gamsboden sei vor der Intrusion der jüngeren Granite ein erstes Mal vergneist worden (SONDER 1921). Diese Idee ist bis in die neueste Zeit hinein immer wieder aufgegriffen worden, wird aber zusehends unwahrscheinlicher. Neue Strukturanalysen von MARQUER (1990) am Fibbia-Granitgneis haben jedenfalls keinen Hinweis auf eine voralpine Vergneisung ergeben.

γ_R Massiger Aplitgranit, gleichkörnig, biotitführend (Rotondo-Granit)

Der von VON FRITSCH (1873) nach dem Pizzo Rotondo benannte Granit ist einer der interessantesten und meistdiskutiertesten der Zentralmassive.

Seine Hauptmasse ist im Kartenbild oval stockförmig mit einer Oberfläche von ca. 25–30 km². Auf dem Atlasblatt sind mit gleicher Signatur mehrere weitere, kleinere Granitkörper ausgeschieden. Auch wenn sie an der Oberfläche keine Verbindung zum Hauptstock haben, werden sie doch seit jeher zur gleichen Intrusion gerechnet. Es sind dies:

- Die Granitmasse des Piz Lucendro (der Lucendro-Granit der Literatur) und ihre östliche Fortsetzung, der Tremola-Granit, der sich als 100–250 m breiter Zug, dem Südrand des Fibbia-Granitgneises anliegend, rund 4 km weit nach Osten bis ins Val Tremola fortsetzt.
- Die dem Fibbia-Granitgneis aufsitzende Granit-Gipfelkappe des Monte Prosa (der Prosa-Granit der Literatur; vgl. Taf. I, Profil 2).
- Der Granit des oberen Witenwasserentals bei Koord. 681.600/157.600 (Schwerpunkt), der von verschiedenen Autoren als eigenständiger Cacciola-Granit ausgeschieden wurde (SONDER 1921; HOFMÄNNER 1964; KELLER & SCHNEIDER 1982).
- Der kleine, aber wegen seines Molybdänglanz-Gehaltes bemerkenswerte Granitstock am Tälligrat, Koord. 680.300/155.900 (Schwerpunkt).

An mehreren Stellen durchsetzt der Rotondo-Granit altkristalline Serien mit scharfem diskordantem Intrusivkontakt. Gute Aufschlüsse finden sich nach HAFNER (1958, S. 265) am Piode Borel (Koord. 680.200/152.100), nordöstlich des Pizzo Gallina (Koord. 673.700/150.200) und südöstlich des Poncione di Maniò (676.700/149.500). Im Gotthard-Strassentunnel intrudieren zwei Teilzüge des Tremola-Granits die Sorescia-Gneise. Im Rand- bzw. Dachbereich des Hauptstocks sind an mehreren Stellen mächtige Nebengesteinspakete eingeschlossen, so am Poncione di Maniò und am Leckihorn. HAFNER (1958, S. 264) erwähnt im Zentrum des Granitstocks am Nordwestgrat des Pizzo Rotondo (Koord. 678.300/152.500) eine 100 m lange, scharf begrenzte und gut texturierte Scholle von Fibbia-Granitgneis im massigen Granit. Auf dem Atlasblatt hingegen sind dort zwei Schollen von Streifengneis eingezeichnet. Das flache Abtauchen des Granitstocks im Westen – im Gonerli- und Gerental – wie im Osten dürfte seine ursprüngliche Kuppelform widerspiegeln. Eine solche lässt sich auch aufgrund der Lage aplitisch-pegmatitischer Schlieren (Fig. 6) rekonstruieren (KISSLING et al. 1978). Hingegen werden der heutige Nord- und Südkontakt des Hauptstocks durch alpine Störzonen gebildet.

Der Granit ist über weite Strecken recht gleichartig ausgebildet. In der Karte ist denn auch nur ein Typ ausgeschieden («Aplitgranit»). An der Oberfläche wie im Stollen tritt aber in den Randzonen – vor allem im Süden – eine mehrere

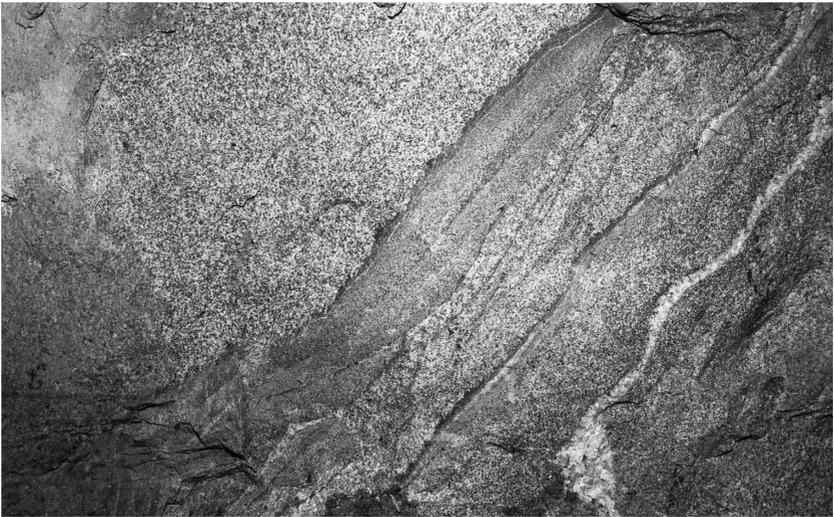


Fig. 6: Primäre Schlieren im Rotondo-Granit des Bedrettofensters, 2175 m ab Südportal. Bildhöhe ca. 1 m. Foto T. Labhart.

hundert Meter mächtige hellere, etwas feinkörnigere, saurere und radioaktivere Randfazies auf.

Makroskopisch ist der Normaltyp ein heller, gleichkörniger, oft ungerichteter Granit mit grünlichen Feldspäten, braunem Quarz (oft als Sandquarz ausgebildet) und auffallend geringem Gehalt an Biotit. Im Handstückbereich ist kaum je Schieferung festzustellen.

Mineralbestand (nach HAFNER 1958, STECK 1976 und unveröffentlichten Daten von T. Labhart): Quarz 25–35 %, Alkalifeldspat (Mikroclin) 20–40 %, Plagioklas (Albit und Oligoklas) 10–25 %, Biotit 3–8 %. Ferner: Granat, Phengit, Chlorit, Epidot, Apatit, Opakminerale, Zirkon. Fluorit wurde von EICHENBERGER (1924, S. 457) in einer aplitischen Randfazies im Gonerlital beobachtet.

Von besonderem Interesse ist der Granat, der im Handstück fast immer makroskopisch erkennbar ist. Der Gehalt schwankt im Normalgranit zwischen 0,01 und 1 %; in Nestern und Lagen kann sich das Mineral zu eigentlichen Granatfelsen anreichern. STECK & BURRI (1971) haben in den als Atollgranat ausgebildeten zwei alpine Generationen unterscheiden können: Eine ältere, korrodierte im Kernbereich, eine jüngere im skelettförmigen Anwachssaum und in selbstständigen idiomorphen Rhombendodekaedern. Die erste Generation besteht aus Almandin, Grossular und Spessartin in etwa gleichen Mengen, die zweite enthält Almandin und Grossular in gleichen Anteilen.

STECK (1976) konnte zeigen, dass praktisch der gesamte Mineralbestand alpin um- bzw. rekristallisiert ist. Eine Dünnschliffsskizze des Rotondo-Granits von A. Steck ist im Abschnitt Metamorphose reproduziert und beschrieben (Fig. 13, S. 74).

An Gräten wie auch im Block- und Bachschutt fällt der massive, ungerichtete Charakter des Rotondo-Granits auf; schon STUDER & ESCHER haben ihn 1853 in ihrer Geologischen Karte der Schweiz als einzigen Granit der Zentralmassive als «granite massif» bezeichnet. Diese unverschiefterte Fazies prägt insbesondere den Südtel des Hauptstocks. Hier gibt es Gipfel mit prachtvoller Granitmorphologie, welche auch moderne Kletterer zu begeistern vermögen, im Gegensatz zum ganzen übrigen, von schiefrigen Gesteinen dominierten Gotthardkristallin: Pizzo Nero, Poncione di Cassina Baggio, Forcella, Poncione di Maniò, Pizzo Rotondo, Chüebodenhorn, Poncione di Ruino, Gerenhorn, Witenwasserstock Westgipfel (vgl. HUNZIKER et al. 1995). Es war vorab dieses Fehlen durchgreifender alpiner Schieferung, welches zur Postulierung eines jungen, alpinen Alters führte. Vor allem die hervorragenden Aufschlüsse im Bedrettofenster (S. 82) haben ein neues, differenziertes Bild der Deformation geliefert (KISSLING et al. 1978, LÜTZENKIRCHEN 2002, PERSAUD 2002). Der Granit ist nur in wenigen Zonen geschiefert bzw. vergneist, dies vor allem im Nordteil. Hingegen ist er in Abständen, die zwischen 1 und 100 m variieren können, von Störzonen durchsetzt. Einerseits handelt es sich um duktil deformierte Bereiche (Mylonite oder Häufun-

gen von Schieferflächen mit Biotit-Phengit oder Biotit-Chlorit), andererseits um jüngere Sprödbrüche mit kohäsionslosem Material, die vorzugsweise an älteren Myloniten oder aber an Lamprophyrgängen geeigneter Orientierung ansetzen. Eine sorgfältige Analyse der Störzonen im Bedrettostollen findet sich in LÜTZENKIRCHEN (2002).

Die im Vergleich mit dem Komplex Fibbia-Gamsboden viel schwächere Durchbewegung ist zweifellos auf den wesentlich geringeren Glimmergehalt zurückzuführen. Die besondere Art der tektonischen Überprägung ist wohl auch verantwortlich für das praktisch völlige Fehlen von typischen alpinen Mineralzerklüften (S. 75).

Über den Chemismus des Rotondo-Granits geben 20 unpublizierte Analysen der Hauptelemente an Probenmaterial von T. Labhart aus dem Furkatunnel Auskunft (Tab. 6). Besser als bei jedem andern Granitkörper weltweit kennt man beim Rotondo-Granit die Gehalte an den Spurenelementen Uran und Thorium und ihre dreidimensionale Verteilung im Hauptgranitstock. Basis waren Feld- und Labormessungen, die zur Zeit des Tunnelbaus gleichzeitig unter Tag und an der Oberfläche durchgeführt worden sind (KISSLING 1976, KISSLING et al. 1978). Die Auswertung von 150 quantitativen Analysen auf U und Th ergab Anreicherungen dieser Elemente in den Randzonen sowie im (unvollständig erhaltenen) Dach. Analysen von Stollenwässern belegen eine bedeutende rezente selektive Auslaugung von Uran aus dem Granit: Der mittlere Urangehalt von Wasserproben aus dem Rotondo-Granit betrug 22,6 ppb, mit einem Maximalwert von über 100 ppb. Vier Vergleichsproben aus dem Altkristallin enthielten < 0,3 ppb U (Analysen von BÄRTSCHI & KEIL 1992 an Probenmaterial von T. Labhart). Gleichzeitig konnte die relativ gute Wasserlöslichkeit des Urans im Rotondo-Granit experimentell bestätigt werden.

Der Rotondo-Granit ist auffallend arm an Ganggesteinen. Auf dem Atlasblatt sind im Hauptstock sechs Lamprophyre ausgeschieden, im Lucendro-Granit deren sieben, im Tremola-Granit zwei. Die Befunde im Fensterstollen Bedretto bestätigten die geringe Gangdichte. Hier war aber auch zu sehen, dass viele glimmerreiche Metalamprophyre durch Spröddeformation zu lockeren Glimmerschiefern zerrieben worden sind; die ursprüngliche Gangnatur ist – insbesondere an Oberflächenaufschlüssen – meist kaum mehr erkennbar. Häufiger sind die in der Karte nicht verzeichneten Aplitgänge; im Fensterstollen Bedretto wurden rund zwei Dutzend beobachtet.

GO Glimmer-Alkalifeldspatgneiss mit \pm idiomorphen Feldspat-Porphyroblasten; \pm ebene Texturflächen (Fibbia- und Gamsboden-Gneiss)

Die zwei grossen, stockförmigen Metagranitkörper des Gotthardpass-Profils, wir nennen sie im folgenden Fibbia-Granitgneiss und Gamsboden-Granitgneiss, sind weder im Kartenblatt noch in der geologisch-tektonischen Übersicht auseinandergehalten worden. Ihre enge Verwandtschaft ist gegeben durch äusserliche Ähnlichkeit sowie praktisch identische Zirkonalter und -morphologie (HOFMÄNNER 1962, SERGEEV et al. 1995). An der Oberfläche werden die beiden vielleicht im tieferen Untergrund zusammenhängenden Granitstöcke getrennt durch das Altkristallin der Guspis-Zone. Diese Zone von Amphiboliten und Glimmerschiefern ist der Literatur zwar seit langem eingeführt, aber nicht sehr gut definiert. Auf dem Atlasblatt ist sie nur auf der Übersichtsskizze aufgeführt. Die Gesteine der Guspis-Zone werden (in bisher nie genau geklärtem Ausmass) von beiden angrenzenden Graniten her beeinflusst. Je nachdem, ob Nebengesteinsschollen in Granit oder Granitintrusionen im Nebengestein überwiegen, sind auf der Karte schematisch ausgeschieden:

- Kontaktzone mit häufigen Einschlüssen von Nebengestein (Amphibolite, glimmerreiche Gneise), oft mit gebogenen Texturflächen (unter **GO**), sowie
- Kontaktzone mit Schollen von Fibbia-Gneis (unter **Am**, amphibolitische und ultrabasische Gesteine).

Fibbia-Granitgneiss

Es ist eine ovale stockförmige Masse von rund 10 km² Oberfläche im Raum Gotthardstrasse zwischen Rodont und der Passhöhe sowie im Massiv der La Fibbia südlich des Lago di Lucendro. Der Name stammt von VON FRITSCH (1873); bekannt war das Gestein schon früher.

Im Süden grenzt der Fibbia-Granitgneiss in tektonischen Kontakten an Tremola- und Lucendro-Granit, im Westen – am Stegenhorn – an Streifengneiss. Die interessantesten Primärkontakte finden sich im Norden gegen die Gesteine der Guspis-Zone (vgl. auch oben). Am Lago di Lucendro lässt sich ein Netz von Kleinintrusionen beobachten, deren Material zum Teil mit Sicherheit vom Fibbia-Körper stammt, sich aber nicht immer gegen ältere Migmatite oder – im Norden – gegen Gamsboden-Intrusionen abgrenzen lässt. Angesichts dieser Verhältnisse ist der Legendentext «Kontaktzone mit Schollen von Fibbia-Gneiss» irreführend. An der alten Gotthardstrasse bei Rodont findet sich ein tektonischer Kontakt, angrenzend an 8 m Biotitschiefer, ebenfalls im Gotthard-Strassentunnel, welcher den Fibbia-Granitgneiss auf 700–800 m Länge durchfährt. Im Tunnel wurden ferner in der Guspis-Zone drei Granitlamellen von 25, 50 und 60 m Mächtigkeit angetroffen.

Tabelle 6: Analysen der Hauptelemente an Probenmaterial des Rotondo-Granits

Nr./Fundort	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	Summe	U (ppm)	Th (ppm)
1 Ro 1145	75.6	>0.01	12.7	0.65	0.3	0.05	0.14	0.65	3.55	4.7	0.04	1.45	99.83	12.5	23.5
2 Ro 1180	75.95	>0.01	12.95	0.4	0.45	0.05	0.17	0.55	3.95	4.65	0.06	0.75	99.93	14.2	26
3 Ro 1495	76.4	0.06	11.85	0.8	0.45	0.07	0.17	0.9	3.55	4.6	0.06	0.86	99.76	15.9	26.6
4 Ro 1610	73.55	0.03	13.6	0.6	0.4	0.06	0.18	0.9	3.95	5.15	0.05	1.35	99.82	16.8	41.1
5 Ro 1900	75.25	0.05	12.65	0.65	0.45	0.06	0.16	0.9	3.75	4.65	0.05	1.25	99.87	12.3	27.1
6 Ro 2200	75.65	0.04	12.6	0.4	0.75	0.05	0.13	0.9	3.4	4.7	0.06	1.15	99.83	12.8	27.9
7 Ro 2600	75.85	0.08	12.65	0.4	0.75	0.06	0.19	1.0	3.45	4.65	0.05	0.75	99.88	9.7	26.4
8 Ro 2945	73.2	0.28	13.5	1.0	0.8	0.03	0.8	0.45	3.25	4.9	0.11	1.5	99.82	3.6	16.3
9 Ro 3200	73.1	0.3	13.45	0.65	1.45	0.04	0.6	1.2	3.85	4.05	0.11	1.06	99.85	5.2	17.4
10 Ro 3460	74.85	0.12	13.05	0.55	0.6	0.03	0.2	1.2	3.05	5.25	0.05	0.8	99.75	2.4	13.2
11 Ro 3730	75.3	0.09	12.7	0.75	0.6	0.04	0.18	0.95	3.55	5.05	0.06	0.6	99.87	6.3	22.4
12 Ro 4200	74.15	0.18	12.6	1.0	0.8	0.04	0.22	1.15	3.4	4.95	0.07	1.4	99.96	6.0	21.5
13 Ro 4594	74.25	0.16	13.25	0.55	1.2	0.03	0.4	0.7	3.8	4.55	0.08	1.0	99.97	5.9	22.1
14 Fh 5040	75.6	0.02	12.65	0.8	0.4	0.03	0.03	0.6	3.55	4.75	0.04	1.3	99.77	7.3	31.4
15 Fh 5410	76.7	0.03	12.2	0.45	0.45	0.02	0.13	0.45	3.65	4.65	0.05	0.95	99.73	7.1	33.0
16 Fh 5590	74.9	0.14	12.85	0.2	0.6	0.03	0.16	1.15	3.5	4.9	0.06	1.3	99.79	3.7	16.0
17 Fh 6000	74.75	0.13	12.25	0.9	0.3	0.03	0.14	1.0	3.4	5.0	0.05	1.8	99.75	3.8	21.6
18 Fh 6830	74.65	0.11	12.05	1.1	0.2	0.03	0.17	0.8	3.6	5.05	0.06	1.9	99.72	3.8	21.8
19 Fh 7385	76.2	0.01	12.75	0.65	0.35	0.02	0.13	0.35	4.15	4.05	0.04	1.2	99.90	12.3	37.4
20 Fh 7460	76.15	0.01	12.95	0.2	0.3	0.01	0.33	0.2	4.85	3.4	0.04	1.35	99.75	15.1	24.8
Mittelwerte															
Zentralfazies (Proben Nr. 8-13, 16-18)	74.35	0.35	12.86	0.7	0.73	0.03	0.32	0.96	3.49	4.86	0.07	1.26	99.83	4.52	19.15
Randfazies (Proben Nr. 1-7, 14, 15, 19, 20)	75.72	0.03	12.69	0.49	0.46	0.04	0.16	0.67	3.8	4.54	0.05	1.12	99.82	12.36	29.56

Probenahme: T. Labhart; Analytiker: B. Ayranci, Institut für Kristallographie und Petrographie der ETH Zürich, 1978
 Abkürzungen: Ro: Bedrettofenster, Metrmnung ab Eingang Ronco, Fh: Bahntunnel, Metrmnung ab Oberwald

Makroskopisch ist der Fibbia-Granitgneis ein heller Zweiglimmergneis mit charakteristischen grossen Alkalifeldspäten. Die Textur ist meist flaserig-schlierig, die Feldspäte gut in «s» eingeregelt. Typisch ist ein rötlich-violetter Farbton. Die Schieferung trägt das typische steil stehende alpine Streckungslinear. Nicht selten trifft man auf verschonte Partien mit granitischem Gefüge; nach MARQUER (1990) nur auf der Passhöhe und am Monte Prosa, nach KELLER et al. (1987) im Strassentunnel «nicht selten». In dieser Fazies beobachtet man häufig primäre Inhomogenitäten wie pegmatitische, aplitische und biotitreiche Schlieren und cm-bis dm-grosse, aber auch grössere, isometrische dunkle Schollen.

Mineralbestand: Quarz 20–30 %, Alkalifeldspat (Mikroklin) 25–40 %, Plagioklas (Albit und Oligoklas) 20–30 %, Biotit 10 %, Phengit 5–10 %. Akzessorien: Chlorit, Epidot/Orthit, Granat, Zirkon, Apatit.

Der Mineralbestand ist praktisch vollständig alpin neu um- bzw. rekristallisiert (vgl. S. 73). Sicher voralpin ist Zirkon; neben der das Intrusionsalter festlegenden Fraktion von 296 Ma gibt es zwei ältere von 740 und 1760 Ma, welche aus assimiliertem Altkristallin stammen (SERGEEV & STEIGER 1995).

MARQUER (1990) hat eine moderne Strukturanalyse des Fibbia-Granitgneises vorgelegt: Die alpine Schieferung ist mit Ausnahme weniger geschonter Bereiche penetrativ. Dazu kommen duktile Scherzonen («zones de cisaillement») sowie, untergeordnet, jüngere Sprödbrüche. Alles ist ähnlich orientiert – N60°E – und ist das Resultat einer einzigen alpinen, progressiven Deformation. Die Geometrie entspricht einer finiten Deformation vom Typ Plättung mit subvertikaler Streckung. An der Form deformierter magmatischer Einschlüsse lässt sich eine seitliche Einengung von 65 % ablesen, die MARQUER für das gesamte Gotthard-«Massiv» als Richtwert ansieht!

Es existieren lediglich zwei auf SONDER (1921) zurückgehende Gesamtgesteinsanalysen. Angaben über Uran- und Thoriumgehalte sowie die Radioaktivitätsverteilung geben RYBACH & HAFNER (1962), LABHART & RYBACH (1980) sowie KELLER et al. (1987, S. 63 und Anhang 9).

Der Fibbia-Granitgneis ist recht reich an Lamprophyrgängen. Auf dem Atlasblatt sind rund zwei Dutzend ausgeschieden, in der Karte von SONDER (1921) rund vierzig. Über die Zerrklüfte des Fibbia-Granitgneises wird auf S. 76 berichtet.

Gamsboden-Granitgneis

Dieser Metagranit bildet einen stockförmigen, im Oberflächenaufschluss dreieckigen Körper. Die grösste Längserstreckung (SW–NE) beträgt rund 8 km, die Oberfläche etwa 12 km². Im Gotthard-Strassentunnel wurde er auf fast 4 km Länge durchfahren. Benannt wurde er durch VON FRITSCH (1873) nach dem Gamsboden an der Gotthardstrasse.

Der Gamsboden-Granitgneis greift nur mit seinem südwestlichsten Teil auf das Gebiet von Blatt Val Bedretto über, und zwar im Raum Pizzo dell' Uomo. Ein schmaler westlicher Ausläufer quert auf 2100 m ü. M. das Witenwasserental und keilt rund 1 km weiter westlich bei Schijenboden (Schwerpunkt Koord. 680.400/156.500) aus. Dieser Zug wurde auch im Furkatunnel angefahren (KELLER & SCHNEIDER 1982).

Von den Kontakten sind hier nur diejenigen im Süden und Westen von Belang. Östlich des Witenwasserentals grenzt der Gamsboden-Granitgneis an den Cacciola-Granit (S. 34). HOFMÄNNER (1964) zog die Grenze der beiden Gesteine mehrere hundert Meter weiter südöstlich, wobei er auf petrographische Konvergenzen aufmerksam machte. Die Grenze zur Guspis-Zone im Süden ist als Schollenkontakt von maximal 200 m Breite ausgebildet. Nach HOFMÄNNER (1964) finden sich vom Granit her kommend vorerst nur vereinzelte, scharf begrenzte, dunkle Paragneislinsen, die sich gegen Süden allmählich verdichten, um schliesslich in Gneise der Guspis-Zone überzugehen. Die Elongation der Schollen verläuft streng kontaktparallel. Der Gneis der Schollen ist deutlich beeinflusst; er wird vom Granit aufgeblättert und führt oft grössere eingesprengte Feldspäte. HOFMÄNNER spricht von «Feldspatisierung». Auch im Gotthard-Strassentunnel wenig ausserhalb des Kartenblattes sind nahe am Kontakt Schollen von Guspisgesteinen angefahren worden (KELLER et al. 1987, Anhang 3; in den anderen Beilagen nicht aufgeführt).

Makroskopisch ist der Gamsboden-Granitgneis ein recht homogener Zweiglimmer-Augengneis mit mehreren Zentimetern grossen Alkalifeldspäten. Lokal treten etwas hellere, feldspatreichere oder aber graue, biotitreichere Varietäten auf. Gewisse Alkalifeldspäte wurden von KVALE (1957, 1966) als alpin postdeformativ gesprossene Porphyroblasten interpretiert. Für HOFMÄNNER (1964) hingegen handelt es sich um einen verschieferten porphyrtigen Granit mit Feldspäten primär unterschiedlicher Orientierung.

Mineralbestand (nach HOFMÄNNER 1964 und STECK 1976): Quarz 30–50 %, Alkalifeldspat (Mikroklin) 23–30 %, Plagioklas (Albit und Oligoklas) 20–32 %, Hellglimmer (phengit, Muskovit/Serizit) 2–6 %, Biotit (inkl. Chlorit) 2–10 %. Ferner: Epidot/Orthit, Chlorit, Granat, Zirkon, Titanit, Kalzit, Opakmineralien. Im Biotit hat NIGGLI (1965b) erstmals Titanit-Sagenitbildungen beobachtet.

Der Mineralbestand ist praktisch vollständig alpin neu um- bzw. rekristallisiert (vgl. S. 26). Für den Zirkon gilt das beim Fibbia-Granitgneis Gesagte (S. 40).

Das Gestein ist praktisch durchgehend vergneist. Nur im Gotthard-Strassentunnel konnten dekameterbreite granitische Partien beobachtet werden (KELLER et al. 1987). Durchsetzt wird der Gamsboden-Granitgneis durch zahlreiche morphologisch sehr ausgeprägte Störzonen; oft handelt es sich dabei um spröde überprägte ältere Mylonite (LÖW et al. 1999, LÜTZENKIRCHEN 2002, PERSAUD 2002). Sie stehen in direktem Zusammenhang mit den Wassereinbrüchen im Strassentunnel und den nachfolgenden beträchtlichen Setzungen (S. 70f.).

Es existieren lediglich drei alte Gesamtgesteinsanalysen von SONDER (1921). Hingegen legte HOFMÄNNER (1964) eine Studie über die Verteilung von K, Na und U/Th vor: Der Kern des Körpers ist reicher an radioaktiven Elementen (U und Th) und an Natrium, aber ärmer an Kalium als die Randzone. Dieser Trend der radioaktiven Elemente bestätigte sich im Gotthard-Strassentunnel (RYBACH 1971; KELLER et al 1987, S. 63 und Anhang 9).

Gänge sind relativ selten. Von der Oberfläche sind rund ein Dutzend Lamprophyrgänge bekannt, praktisch durchwegs biotitreiche Kersantite (SONDER 1921, AMBÜHL 1928, HOFMÄNNER 1964). Der Gamsboden-Granitgneis ist praktisch frei von alpinen Zerrklüften.

GOo Feinflaseriger Biotit-Plagioklasgneiss, oft mit biotitreichen Schmitzen (Oberstafel-Gneiss)

Als Oberstafel-Gneis bezeichnet man seit SONDER (1921) einen rund 3 km langen und wenige hundert Meter breiten Gneiszug im oberen Witenwasserental. Die am besten zugänglichen Aufschlüsse befinden sich bei den Hütten von Oberstafel (Koord. 681.400/155.800).

SONDER betrachtete das Gestein als variszischen Granit. Spätere Autoren wie AMBÜHL (1929) und HOFMÄNNER (1964) zweifelten an dieser Zuordnung. Effektiv zeigt der Oberstafel-Gneis – bei tonalitischer Zusammensetzung – äusserlich alle Merkmale eines Streifengneisses, insbesondere ein sehr ausgeprägtes Linear.

Eine Altersbestimmung an Zirkon von SERGEEV & STEIGER (1996) ergab 472 Ma, ein Wert, der zwar auf ein kaledonisches Alter hinweist, jedoch nur schwer einem geologischen Ereignis zuzuordnen ist.

δ Kleinere granitoide Körper (vorwiegend Diorite), relativ schwach vergneisst (Pizzo Nero, Rotgand, Stegenhorn).

Über diese kleinen Intrusivmassen bei Oberchäseren/Rotgand (Schwerpunkt Koord. 681.000/157.550), südlich des Pizzo Nero (Schwerpunkt Koord. 674.900/148.500) und Stegenhorn (Koord. 682.500/156.050) ist wenig bekannt. Möglicherweise besteht eine Verwandtschaft mit dem Sädelhorn-Diorit weiter westlich auf Blatt Ulrichen, an dem BOSSART et al. (1986) ein Zirkonalter von 293 ± 4 Ma bestimmt haben.

Gänge

Aplite (Ap), Quarzgänge (Q)

Auf dem Atlasblatt sind nur einige wenige *Aplitgänge* (Ap) ausgeschieden, so im Fibbia-Granitgneis, Prosa-Granit und im Altkristallin des Leckihorns. Sie sind effektiv häufiger: Im Bedrettofenster beobachteten KISSLING et al. (1978) etwa zwei Dutzend Aplite im Rotondo-Granit, und nach KELLER et al. (1987) sind sie im Fibbia-Granitgneis häufig, ebenso in der Guspis-Zone. Der einzige Versuch einer Übersicht geht zurück auf SONDER (1921, S. 28ff.). Nach ihm enthalten die Aplite hauptsächlich Quarz und Alkalifeldspat, ferner wenig Biotit, Muskovit und – oft, aber nicht immer – Granat. SONDER hat auch vier Analysen publiziert. Die Aplitgänge zeichnen sich durch eine hohe Gesteinsradioaktivität aus (KISSLING et al. 1978).

Quarzgänge (Q) sind im Gotthardkristallin nicht selten. Auf dem Atlasblatt ist lediglich ein einziger mächtigerer aufgeführt, im Streifengneis des oberen Witenwasserentals.

Basische Gänge: Lamprophyre

Im Gotthardkristallin treten unregelmässig verteilt insgesamt einige hundert dunkle Gänge auf, die man hier traditionsgemäss (aber auch mangels genauer Untersuchungen) generell als Lamprophyre bezeichnet. Ältere Autoren haben die Gänge nach ihrem Gehalt an Biotit und Hornblende in Kersantite und Spessartite unterteilt. Die detaillierteste Untersuchung ist immer noch diejenige von SONDER (1921), die in manchen Belangen durchaus noch aktuell ist. Neue Aspekte liefern die überregionalen Arbeiten von OBERHÄNSLI (1986, 1987).

Die Lamprophyre bilden vertikal stehende Spaltenfüllungen von meist einigen Dezimetern bis einigen Metern Dicke, die sich häufig einige zehn Meter weit verfolgen lassen. In Ausnahmefällen kann die Mächtigkeit zehn und mehr Meter erreichen, die Länge 1 km. Wegen ihrer Verwitterungsanfälligkeit bilden die Gänge im Gelände Rinnen und Mulden und werden leicht übersehen. Die Orientierung ist entweder massivparallel oder aber – häufiger – etwa senkrecht dazu (vgl. Fig. 7). Nordost bis Ost streichende Gänge haben häufig als Ansatzpunkte für alpine Störzonen gedient (S. 36 und 69), während quer verlaufende oft noch erstaunlich kompakt sind (KELLER & SCHNEIDER 1982).

Räumlich sind die Lamprophyre an die variszischen Granitkörper und ihre Nachbarschaft gebunden, allerdings in ganz unterschiedlicher Dichte. Eine gute Übersicht vermittelt die Figur 7. So ist der Hauptstock des Rotondo-Granits arm an Lamprophyren (S.36f.), im Gegensatz etwa zum Fibbia-Granitgneis (S. 38).



Fig. 7: Gänge im Rotondogebiet. Nach unpublizierten Angaben von S. Hafner, in GÜNTHERT (1971, Fig. 3).

Die grösste Häufung findet sich im Bereich der Streifengneise im Nordosten des Hauptstocks des Rotondo-Granits, wo in einem Streifen von 1 x 3 km über 120 Gänge auftreten, darunter der mächtigste des Gebiets überhaupt mit 2 km Länge und 50 m Breite. Nordwestlich davon findet sich nur am Gross Muttenhorn eine gewisse Konzentration in den nördlichen Gneisen. Im Süden reichen nur drei Gänge wenig weit in den Sorescia-Gneis hinein. Ungeklärt sind die Verhältnisse in der Prato-Serie östlich der Nufenen-Passhöhe, wo in der Karte von HAFNER (1958) im Raum Alpe di Ca über 30 Lamprophyre eingezeichnet sind, auf dem Atlasblatt hingegen kein einziger.

Makroskopisch sind die Lamprophyre graue, unscheinbare Gesteine, in denen von blossem Auge lediglich Biotit und manchmal Chlorit, Epidot, Serizit, sowie Amphibol in Form dunkler Flecken zu erkennen sind. Viele Proben sind stark geschiefert. Im Mikroskop dominieren Biotit (30–50%), Albit, Quarz, Epidot/Zoisit, dazu als Nebengemengteile Muskovit/Serizit, Apatit, Titanit, Kalzit. Akzessorisch treten auf Granat, Magnetit, Pyrit, Zirkon. Mikrosondenanalysen finden sich in OBERHÄNSLI (1987). Der primäre magmatische Mineralbestand ist weitgehend durch metamorphe Neubildungen ersetzt: Basischer Plagioklas ist völlig saussuritisiert, Pyroxen eliminiert und basaltische braune Hornblende nur noch selten im Kern von aktinolithischer Neubildung erhalten. Nur Apatit, Titanit und Zirkon sind magmatische Relikte. Aus diesem Grunde verwendet OBERHÄNSLI (1986, 1987) grundsätzlich den Begriff Metalamprophyr. SONDER (1921, S. 40ff.) publizierte nicht weniger als 27 Analysen an Proben aus 22 Gängen. OBERHÄNSLI (1986, S. 339) lieferte 6 moderne Analysen mit Spurenelementbestimmungen.

Altersmässig gehören die Lamprophyre zweifellos zu den jüngsten Bildungen des spätvariszischen Magmatismus. Sie durchschlagen alle Magmatite und die angrenzenden Orthogneis- und Paragneisseriesen, werden ihrerseits nur von einigen wenigen dioritaplitischen, natronsyenitischen und natrongranitischen Gängen durchsetzt (SONDER 1921, S. 53ff.). Wichtige Zeitmarken sind die Lamprophyre dort, wo sie Kontakte und Gesteingrenzen durchschlagen und sich Rückschlüsse auf die alpinetektonische Überprägung ziehen lassen. Radiometrische Altersbestimmungen gibt es nicht. Es muss angenommen werden, dass es verschiedene Generationen gibt (S. Hafner in GÜNTHERT 1971).

SANDER (1921) ging im Sinne seiner Zeit davon aus, dass die Gänge Produkte der variszischen Differentiation sind und ordnete sie der «Ganggefolgschaft» der jeweiligen Granitkörper zu. Nach OBERHÄNSLI (1986) weist die Zusammensetzung der Spurenelemente, insbesondere der Seltenen Erden, auf Herkunft der primären Magmen aus dem oberen Erdmantel mit späterer Kontamination bei Aufschmelzungsvorgängen in der unteren kontinentalen Kruste hin. Der Chemismus zeigt keine Verwandtschaft mit dem kalkalkalischen der variszischen Granite. Der Aufstieg erfolgte unter dem Einfluss dehnender Tektonik im Zusammenhang mit der Abkühlung und Hebung der variszischen Granitkörper. Die räumliche Bindung an die Granitkörper und ihre Umgebung beruht demnach nicht auf Verwandtschaft der Magmen, sondern ist eine Frage der Aufstiegswege und -möglichkeiten.

URSEREN-ZONE

Die Urseren-Zone umfasst eine steil stehende, 1–1,5 km mächtige Abfolge klastischer und karbonatischer Metasedimente, welche im Oberwallis und im Urserental aarmassivisches und «gotthardmassivisches» Kristallin trennt. Sie wird als (durch alpine Abscherungen reduzierte) nördliche Sedimentbedeckung des Gotthard-«Massivs» angesehen. Dem km-mächtigen südlichen Komplex von klastischen Metasedimenten wird permokarbonisches Alter zugeschrieben, aus lithologischen Analogien zu anderen ähnlichen alpinen Serien wie dem Glarner Verrucano oder dem penninischen Permokarbon des südlichen Unterwallis.

Das Mesozoikum im Nordwesten, nur wenige hundert Meter mächtig, umfasst eine reduzierte helvetische Serie von Trias bis Malm. Jüngere Anteile – insbesondere Kreide und Alttertiär – sind bei der alpinen Gebirgsbildung abgesichert worden. Die Lithofazies entspricht derjenigen der Urirotstock-Decke.

Die alpine grünschieferfazielle Metamorphose äussert sich in der Neubildung von Albit, Hellglimmer, Biotit, Chlorit, Ilmenit, Granat und (in schwarzen

tonigen Schiefen, kalkigen Quarziten und sandigen Marmoren) Chloritoid, ferner in der Marmorisierung karbonatischen Lithologien.

WYSS (1985, 1986) hat die Urseren-Zone monographisch bearbeitet.

h-p Chlorit-Sericitphyllite und Psammitgneise (?Permokarbon)

Es handelt sich um im Grossen monotone und nicht gliederbare, im Kleinen recht variable grünlichgraue, entweder schiefbrig-phyllitische oder aber plattig-gneisige Gesteinstypen. Sie entsprechen alpin verschieferten, grünschieferfaziell metamorphen tonigen Sandsteinen bis Arkosen und Feinkonglomeraten mit vulkanoklastischen Einschaltungen. Auf der Karte nicht ausgeschieden sind geringmächtige Einlagerungen von Magnetitphylliten, Quarziten, schwarzen, Pyrit führenden Tonschiefern und sauren vulkanoklastischen Lagen (schriftl. Mitt. G. Styger 1974). Über die Mächtigkeit lässt sich wegen der starken Verschuppung im Bereich des auskeilenden Gomser Zwischenmassivs wenig aussagen.

Im *Mineralbestand* dominieren Hellglimmer (Phengit/Serizit) mit Anteilen zwischen 20 und 60 %, sowie Quarz (bis 60 %) und Albit An 1–4 % (25–35 %). Quarz und Albit bilden oft monomikte oder polymikte Knoten, die als detritische Komponenten gedeutet werden. Ferner treten Mikroklin (wenige Prozente), Chlorit (in wechselnden Mengen), Biotit (maximal einige Prozente), Epidot, Granat, Turmalin und Kalzit auf.

Randfazies zum Altkristallin

In der Nähe des (durchgehend tektonischen) Kontakts zum Altkristallin des Gotthard-«Massivs» treten Chlorit-Serizitschiefer auf, deren Zuordnung oft unklar ist. Es kann sich sowohl um verschiefertes Permokarbon als auch um alpin verschieferte und retrograd überprägte «gotthardmassivische» Paragneise handeln. Als sicheres Indiz für Zugehörigkeit zum «Massiv» gilt das Auftreten biotitbelegter Schieferflächen und grobblättrigen Muskovits.

T Rauhwacke, Dolomit (Trias)

Die Trias besteht im Wesentlichen aus einer 25 m mächtigen Bank von Rauhwacke, die im Gelände als markante Rippe herauswittert. Dolomit kommt nur ganz untergeordnet vor. Im Hangenden finden sich gelegentlich geringmächtige helle Schiefer (?Quartenschiefer).

1-c Bläuliche und dunkle Kalke, Glimmer- und Sandkalke, Echinodermenbreccien, phyllitische Ton-, Kalk- und Chlorit-Sericitschiefer (Mesozoikum)

In der Legende: *Mesozoikum*; genauer: *Jura*.

Diese auf dem Atlasblatt nicht weiter unterteilten jurassischen Sedimente sind von WYSS (1985) an einigen gut aufgeschlossenen Profilen gegliedert worden. Eines davon ist das Profil von Rossji in der Nordwestecke des Kartengebiets (Fig. 8).

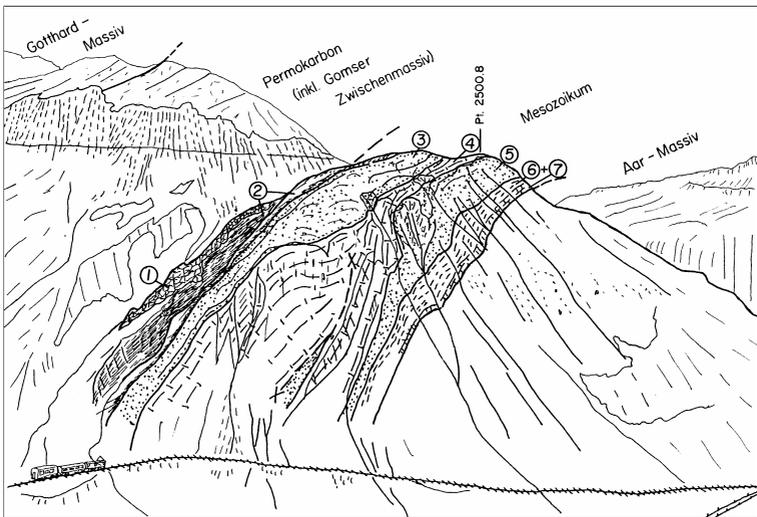


Fig. 8: Ansicht des Gebiets von Rossji – Pt. 2500,8 von der Furka-Passhöhe. Aus WYSS (1985, Fig. 11). 1: Trias-Rauwacke, 25 m. 2 bis 5: Lias. 2: schwarze, tonige Schiefer mit dazwischen gelagerten Marmorbänken, 50 m. 3: sandige Marmore und kalkige Quarzite, z.T. fein laminiert, Magnetit führend, 110 m. 4: dunkle, kalkige, z.T. sandige Schiefer, im oberen Teil mit Echinodermenbruchstücken, Belemniten und Tongallen, 120 m. 5: kalkige Quarzite, 30 m. 6 und 7 sind geringmächtige Anteile von Dogger und Malm: dunkle Marmore (z.T. Stinkkalke), laminierte Marmore, quarzreiche Schiefer, schwarze Tonschiefer usw., total 40 m. Der obere Teil der Abfolge ist etwas verschuppt.

Eine Detailbeschreibung des Profils findet sich in WYSS (1985, S. 32ff.).

NUFENEN-ZONE

Die Nufenen-Zone besteht aus alpin nicht abgescherten Anteilen der südlichen Sedimentbedeckung des Gotthard-«Massivs». Sie liegt in parautochthoner Stellung dem Massiv-Südrand als steil gestellter, verschuppter und isoklinal verfallter Trias-Lias-Komplex an. Der Lias entspricht dem «ultrahelvetischen» nördlichen, küstennahen Bereich des nordpenninischen Bündnerschiefer-Beckens; er lässt sich gut mit den südlich anschliessenden gleichaltrigen Schichten der Bedretto-Zone korrelieren (Fig. 4, S. 14), ebenso mit dem Lias des östlichen Gotthard-«Massivs» (Frey 1967, S. 88, Tab. 2). Alle jüngeren Sedimente sind bei der Deckenbildung abgeschert worden.

Die Zone streicht von Westen in das Gebiet des Atlasblattes hinein. Sie baut in der südwestlichsten Ecke der Karte das Gebirgsmassiv des Nufenenstocks auf. Der dominierende Lias keilt wenige Kilometer weiter östlich im Gebiet von Cantina di Cruina aus. Hingegen lässt sich ein wenige hundert Meter mächtiger, steil gestellter und tektonisierter Zug karbonatischer Trias 15 km weit bis nach Airolo verfolgen. Er bildet hier die Nahtzone zwischen dem Gotthard-«Massiv» im Norden und den penninischen Serien im Süden. Seinen wenig widerstandsfähigen Gesteinen folgt auf dieser Strecke der Tessin.

Der Lias ist von LISZKAY (1965) bearbeitet und gegliedert worden. Seine stratigraphischen Referenzprofile befinden sich in den hervorragenden Aufschlüssen am Abfluss des Griesgletschers und an der Kraftwerkstrasse zum Griessee-Staudamm, einige hundert Meter westlich ausserhalb des Kartengebietes. Für Exkursionen sollte man auf diese Aufschlüsse zurückgreifen, umso mehr als im Gebiet des Griespasses auch die penninischen Serien hervorragend aufgeschlossen sind. Nicht von ungefähr ist dieses Profil in den letzten Jahrzehnten immer wieder bearbeitet worden, vor allem wegen der Metamorphose im Grenzbereich Grünschiefer-/Amphibolitfazies und ihrem Zusammenspiel mit der mehrphasigen Tektonik (HANSEN 1972, STECK et al. 1979, HERREN 1981, KLAPER 1986, LEU 1986, KLAPER & BUCHER-NURMINEN 1987, KAMBER 1993). Für alle Details sei auf diese Arbeiten sowie auf S. 16ff. und 72ff. verwiesen. Eine geologische Kartenskizze dieser Region und ein Profil von J.G. Ramsay (STECK et al. 1979, Fig. 5 u. Fig. 6) sind im Exkursionsteil auf S. 86 als Figur 14a und b wiedergegeben.

Von HANSEN (1972) sind an Gesteinen der Nufenen-Zone zwölf Gesamtgesteinsanalysen ausgeführt worden. Leider ist trotz der Angabe der Fundortkoordinaten eine Zuteilung zu bestimmten Schichtgliedern kaum möglich.

Trias

t' **Trias im allgemeinen; Dolomit**

Die starke Tektonisierung mit Verfaltung und Verschuppung verunmöglicht die Etablierung einer Schichtfolge. Tektonische Reduktion und Anhäufung sind verantwortlich für die enormen Mächtigkeitsschwankungen zwischen 10 und 500 m.

Verschiedene Autoren erwähnen dem Kristallin des Gotthard-«Massivs» an tektonisierter Kontaktfläche aufliegende, wenige Meter mächtige Basisquarzite bzw. -arkosen (LISZKAY 1965, S. 935; STEIGER 1962, S. 397; KELLER et al. 1987, S. 19; HAFNER 1958, S. 343 ff.).

Der *Mineralbestand*: Quarz (30–85 %), Feldspat – Alkalifeldspat und Albit/Plagioklas – (10–80 %), Karbonat (bis 25 %) und Serizit (15–40 %), ferner Apatit, Rutil, Zirkon und Opak-mineralien.

Die Hauptmasse der Trias wird von *Rauwacken* gebildet. Sie sind gelblich-braun bis fast weiss und bestehen aus eckigen Dolomitkomponenten mit kalzitischem Bindemittel (LISZKAY 1965, 936). Eingelagert sind gelbe oder graue, gebankte bis schieferige Dolomitmarmore und weisse, feinkörnige Gipsgesteine.

ts **Sericitphyllite mit Plagioklas-Porphyroblasten; Quarzit- und Dolomitlagen (Quartenschiefer)**

LISZKAY (1965, 936ff.) beschreibt grüne, seidengänzende, serizitreiche Phyllite mit variabler Zusammensetzung. In einer Grundmasse aus streng eingeregelter Serizit und Chlorit finden sich als Porphyroblasten Plagioklas, Epidot/Zoisit, Biotit, Chlorit, Hellglimmer (z.T. Paragonit) und Ilmenit. Akzessorisch treten auf grüner Turmalin, Rutil, Erz und Zirkon (dieser gehäuft in den quarzreichen Typen). Eingelagert ist Dolomit in gering mächtigen, oft tektonisch in Linsen zerlegten Lagen. Glimmerquarzitlagen können Sedimentstrukturen wie Schrägschichtung enthalten. Wegen der starken Tektonisierung findet sich keine ungestörte Schichtfolge. Die Mächtigkeit im Nufenenpassgebiet beträgt ca. 100 m, wobei tektonische Anhäufung wie auch Reduktion möglich ist.

Lias

- r-12** **Dunkle Tonschiefer mit Granat-, Epidot–Zoisit- und Ilmenit-Porphyroblasten (Nufenen-Granatschiefer), mit zahlreichen Lumachellenbänken** (?Rhät bis unterer Lias): 180–190 m
(entspricht der basalen und unteren Stgir-Serie des östlichen Gotthard-«Massivs»; BAUMER et al. 1961)

Die wegen ihrer dunklen Farbe im Gelände auffallende, überwiegend aus granatreichen Tonschiefern bestehende Serie ist von LISZKAY (1965) in eine untere, mittlere und obere Granatschiefer-Serie gegliedert worden.

Die wichtigste Lithologie ist nach HANSEN (1972, S. 124) ein Quarz-Karbonat-Serizitschiefer mit Porphyroblasten von Granat, Biotit, Epidot/Zoisit und Ilmenit. Die Anteile der wichtigsten Gemengteile schwanken stark: Quarz (10–80 %), Karbonat (5–70 %), Serizit (10–25 %). Chloritoid kann 40 % erreichen. Beim dunklen, sehr feinkörnigen Pigment (Korngrösse um 0,1 µm) handelt es sich grösstenteils um Graphit. Die Gehalte sind beträchtlich: in Analysen betragen die Glühverluste (H₂O+C) in vier Proben über 10 %, mit einem Maximalwert von 18,2 %. Durch Aufbereitung einer Grossprobe liess sich zusätzlich ein polybituminöser, ölsandähnlicher Rückstand gewinnen.

Die *untere Granatschiefer-Serie* (Mächtigkeit 10–17 m) besteht aus einer mannigfaltigen Wechsellagerung von Tonschiefern, Quarziten und Lumachellenkalcken. Die Tonschiefer bilden mit eingelagerten Feinsandlagen gradierte Rhythmite. Die Quarzite sind grau, entweder massig oder durch Einlagerungen toniger Schichten (mit Epidot/Zoisit, Glimmer und Chloritoid) gebändert. Die Lumachellenkalke enthalten Fossiltrümmer und Muscheln mit herzförmigen Querschnitten. Im Dach der Serie sind Ammoniten aus der Familie der Psilocerataidae, vermutlich der Gruppe um *Caloceras* sp., gefunden worden (Fund von T. Locher, A. Baumer und W. Jung, zitiert in FREY 1967, S. 70). Ein Detailprofil findet sich in LISZKAY (1965, S. 941).

Die *mittlere Granatschiefer-Serie* (Mächtigkeit ca. 100 m) ist weitgehend aus monotonen schwarzen Tonschiefern aufgebaut, denen cm- bis dm-mächtige Kalkbänke mit deformierten Muschelschalen eingelagert sind. Die Tonschiefer enthalten in einer Grundmasse von Serizit, Quarz, Karbonat und dunklem Pigment mm-grosse Porphyroblasten von Granat, Plagioklas, Epidot/Zoisit, Biotit und Ilmenit. In dieser Serie sind in einem Granat, Staurolith und Biotit führenden Tonschiefer bei Koord. 673.750/146.900 schlecht erhaltene Ammoniten gefunden worden, die am ehesten als Vertreter der Arietitaceae zu bezeichnen sind (HANSEN 1972, FREY 1967).

Die *obere Granatschiefer-Serie* (Mächtigkeit ca. 70 m) besteht ähnlich wie die untere aus rhythmischen Wechsellagerungen von dunklen Tonschiefern und

Sandsteinen mit vielen gut erhaltenen Sedimentstrukturen (Rippel- und Linsenschichtung, Belastungsmarken usw.). Nach LISZKAY (1965) deutet dies auf unregelmässig strömendes Wasser in einem Wattenmeer mit Gezeitenströmungen hin. In Lumachellenlagen treten erstmals Gryphäen auf.

- 13 Gelbe bis rostbraune Quarzite, graue Sandkalke und Kalke (Nufenen-Sandsteine)** (?Rhät bis unter Lias): ca. 60 m
(entspricht der oberen Stgir-Serie des östlichen Gotthard-«Massivs»; BAUMER et al. 1961)

Die im Gelände durch ihre helle Farbe gut erkennbare Serie enthält überwiegend unterschiedlich gefärbte Quarzite (gelb, weiss, braunrot und grau). Einzelne kompakte gelbe Quarzitbänke bestehen fast ausschliesslich aus Quarz (95–99 %). Daneben finden sich Quarzite mit bis zu 45 % Karbonat (HANSEN 1972). In Kalkhorizonten lassen sich Gryphäen- und Crinoidenquerschnitte beobachten, ferner nicht bestimmbare Ammoniten.

- 13-4 Wechsellagerung von knotenarmen Kalken und knotenreichen Kalkschiefern mit Plagioklas- und Epidot-Zoisit-Porphyroblasten (Nufenen-Knotenschiefer)** (?mittlerer Lias): ca. 100 m
(entspricht der unteren Inferno-Serie des östlichen Gotthard-«Massivs»; BAUMER et al. 1961)

Die dunkle, monoton ausgebildete Serie zeigt eine charakteristische Wechsellagerung von knotenarmen Kalken und knotenreichen Kalkschiefern in Bänken von 2–3 cm Dicke. Die Knotenschiefer sind nach HANSEN (1972) Quarz-Karbonat-Serizit-Zoisit-Plagioklasschiefer. Auf den Verwitterungsflächen treten Porphyroblasten hervor, rundliche, 3–6 mm grosse Plagioklase und längliche, oft auch garbenförmige Zoisite. Beide sind durch Pigmenteinschlüsse fast schwarz gefärbt. An Fossilien findet man neben Crinoidenbruchstücken häufig nicht näher zu bestimmende Belemniten. In den untersten 50 cm der Serie treten bis 7 cm grosse Phosphoritknollen auf, die auf verminderte Sedimentation hindeuten.

PENNINIKUM (LEPONTIN)

Die Beschreibungen im Abschnitt Penninikum auf den S. 52–63 basieren auf einem Manuskript von A. Günthert aus dem Jahr 1974. Sie sind redaktionell (und nur punktuell auch inhaltlich) durch T. Labhart überarbeitet worden.

Es empfiehlt sich die vorgängige Lektüre des Abschnitts *Penninikum: neue Arbeiten* (S. 12ff.).

BEDRETTO-ZONE

Als Bedretto-Zone wird traditionell der Komplex mesozoischer, alpin komplex verfalteter und amphibolitfaziell metamorpher Sedimente an der Nordfront der penninischen Decken im Val Bedretto verstanden. Sie ist nach der Drucklegung der Karte von verschiedenen Autoren neu untersucht, gegliedert und interpretiert worden (vgl. S. 12ff. bzw. 72ff. für die Metamorphose).

Der rasche Gesteinswechsel dieser Serien in vertikaler und horizontaler Richtung konnte des Massstabes wegen in der Karte nur andeutungsweise wiedergegeben werden.

S Kalkglimmerschiefer mit karbonatischen Zwischenlagen (Bündnerschiefer s. l.) (Jura bis ?Kreide)

Es sind hauptsächlich cm- bis m-mächtige Lagen von graublauem, dichtem Kalkmarmor, welche mit bräunlichen, kalzit- und quarzreichen Glimmerschiefern wechsellagern. Dolomitmarmore sind selten. Phyllite können bis cm-mächtige Lagen in Kalkmarmor und in Quarziten bilden und umgekehrt. Kalzit-Quarzadern und -linsen sind verbreitet. Folgende Varietäten von Kalkglimmerschiefern mit karbonatischen Zwischenlagen (**S**) zeichnen sich durch ihre besondere Mineralführung aus:

idem, granatführend

Sie enthalten regellos eingestreute, schwarze, 0,5–2 cm grosse rhombendodekaedrische Almandin-Porphroblasten.

idem, Hornblendegarben führend

Sie fallen auf durch ihre graubraunen bis schwarzen, fächerartig angeordneten Stängel bis 5 cm Länge bei 1–2 mm Breite (vgl. BURCKHARDT 1942, S. 127). Es handelt sich um Porphyroblasten von Gemeiner Hornblende, die allerdings zum grössten Teil in Biotit umgewandelt ist.

idem, staurolith- und disthenführend

Sie finden sich in geringmächtigen, Plagioklas führenden Muskovitschieferlagen im Riale di Fontana auf ca. 1539 m, nordwestlich des Lago di Narè (in der Karte fehlend, da nach der Drucklegung gefunden), südwestlich von Misura (Koord. 686.050/151.220) und nördlich von Crosino (Koord. 681.400/148.630).

Kalkfreie Glimmerschiefer und Phyllite

Es handelt sich um graue bis schwarze, oft feingefaltete Gesteine, meist mit rostiger Anwitterung. Ihr Grundgewebe besteht aus Quarz, Biotit, Muskovit, Zoisit/Epidot und kohligem Pigment, welches die dunkle Farbe verursacht. Als Porphyroblasten führen sie oft Granat, seltener Staurolith, Disthen, Margarit sowie Biotit- und Hornblendearben. Die bis 4 cm grossen rhombendodekaedrischen Granate wittern warzenförmig hervor. Staurolith und Disthen sind in «s» eingeregelt. Untergeordnet treten pigmentfreie Zweiglimmerschiefer mit Kalzit, Dolomit, Klinozoisit, Turmalin und Plagioklas auf.

*Quarzite und Glimmerquarzite (± kalkhaltig)**Arkosen bis Glimmergneisse (± Calcit)*

Während die oben angeführten, kalkhaltigen und kalkfreien Glimmerschiefer die kalkige bis tonig-mergelige Fazies der Bedretto-Zone bilden, entspricht diese Gruppe der sandigen Fazies. Protolithe sind Übergänge von fast reinem Sandstein zu Kalksandsteinen, Mergeln und karbonatarmer Arkosen. Die Quarzite sind massige bis schlecht geschieferte, hellgraue, blaugraue oder gelbliche Gesteine, z.T. mit deutlicher Schichtung. Sie wittern bräunlich-rostig und – wenn kalzithaltig – oft löcherig an. Diese feinkörnigen, feldspatfreien Typen gehen fließend in Glimmer und Feldspat führende Glimmerquarzite (Metaarkosen) und Arkosegneisse mit ausgeprägtem Parallelgefüge über. Der Zement¹⁾ besteht aus Quarz, Kalzit, Albit, Kalifeldspat und Glimmern in stark variierenden Anteilen. Als Komponenten fanden sich Quarzit und Dolomit.

Die Metaarkosen ihrerseits gehen durch viele Zwischenstufen in Zweiglimmer-Alkalifeldspatgneisse bzw. -augengneisse und Zweiglimmer-Plagioklasgneisse über. Diese Gesteine sind nicht immer leicht von alten polymetamorphen Gneissen zu unterscheiden.

Konglomerate (polygen)

Die Bedretto-Zone führt mehrere Horizonte und – in der Karte meist nicht ausgeschiedene – Nester von polygenen Konglomeraten, und (seltener) Brekzien. Diese bemerkenswerten Schichtglieder sind vornehmlich in die psammitische

¹⁾ Der hier und im Folgenden verwendete Begriff *Zement* bezieht sich auf den auch im metamorphen, um- und rekristallisierten Zustand noch erkennbaren Zementanteil der klastischen Sedimente.

Fazies der Bündnerschieferserie eingestreut, doch kommen sie auch in Phylliten vor. Als Geröllkomponenten treten überwiegend Gesteine der Bedretto-Zone auf: Dolomit- und Kalkmarmore, Feldspat-, Glimmer- und Karbonatquarzite, kalkfreie und kalkhaltige Glimmerschiefer. Dieselben Gesteine bilden auch Brekzien. Dazu gesellen sich an verschiedenen Stellen andersartige Gesteine: am Piz Grandinagia sind es diverse helle Zweiglimmer- bis Serizitgranite und biotitreiche Gneise; auf Alpe di Cristallina treten verschiedenartig ausgebildete Plagioklasgneise auf sowie Hornblende, Kalzit, Biotit oder Muskovit führende aplitische oder augige Varietäten. Das von PREISWERK (1918, S. 50) beschriebene Auftreten von Apliten, Granit- und Augengneisen im Val Marcia konnte von GÜNTHERT (1954) nicht bestätigt werden; er fand daselbst nur Gesteine der Bedretto-Zone. Dasselbe gilt für den Vespero-Zug. Der Durchmesser der Gerölle schwankt zwischen 1 und 100 cm, diejenige der eckigen Komponenten zwischen 10 und 20 cm. Im Val Marcia stehen Blockschichten an, die mit feinpsephitischen und psammitischen Arkosequarziten wie auch mit Phylliten wechsellagern. Hier finden sich die grössten Komponenten.

Es können drei Arten von Zement unterschieden werden, die untereinander durch Übergänge verbunden sind:

- ein *dolomitischer* mit Dolomit, Kalzit, Quarz und Muskovit
- ein *arkoseartiger* mit der Zusammensetzung eines Zweiglimmer-Arkosegneises, manchmal mit Kalifeldspat-Augen sowie Quarzlinzen und -Augen
- ein *quarzitischer* mit Quarz, Karbonat, Glimmer und Feldspat (entspricht der Zusammensetzung der Glimmer-Feldspatquarzite)

Die lateralen und vertikalen Übergänge der Konglomerate in Arkosequarzite und -schiefer, in Phyllite und quarzreiche Marmore, wie auch ihre Wechsellagerung mit diesen Gesteinen sind wohl meist primärer sedimentärer Natur. Ob zusätzlich auch Verschuppung vorliegt, liess sich nicht entscheiden. Die mächtigsten Konglomeratlagen – z.T. mit gradierter Schichtung – stehen am Pizzo Grandinagia an. Sie wurden vom Zulaufstollen der Maggia-Kraftwerke durchfahren.

Die relativ seltenen Brekzien bestehen aus schwarzen Schiefen, Kalifeldspat- und Quarzklasten neben Nestern von Kalzit und Glimmern in feinkörnigem Zement aus Karbonat, hellbraunem Glimmer und Muskovit.

Innerhalb der Bedretto-Zone nehmen die Zahl der Konglomeratlagen und die Grösse ihrer Komponenten von Süden nach Norden ab. In dieser Richtung ist auch generell die Schüttung erfolgt. Je nördlicher diese grob detritischen Gesteine heute liegen, desto stärker sind sie alpin deformiert. Der Zement ist verschiefert, umkristallisiert und z.T. kataklastisch, die Gerölle wurden laminiert und griffelförmig ausgewalzt, gefältelt, zerrissen oder auch nur zerschert. Umgekehrt sind manche Gerölle und sämtliche Brekzien praktisch undeformiert.

Zwischen Val Piana und Val Cristallina treten im Verband mit diesen Konglomeraten wenige Meter mächtige Marmorzüge auf, die lokal Linsen und Nester

von 1–2 cm grossen Quarzgeröllen führen. Sie sind in der Legende aufgeführt als *Quarzreicher Kalkmarmor, z.T. mit psephitischen Lagen und Breccien*, als *Quarzite und Glimmerquarzite* (\pm kalkhaltig) oder als *Dünnbankige, quarzitisches Marmor und kalkreiche Quarzite*.

Grobbankiger, massiger Kalk- und Dolomitmarmor (z.T. Trias?)

In kalkhaltigen und kalkfreien Glimmerschiefern treten grobkörnige Kalk- und Dolomitmarmore in Form von Lagen und Linsen auf. Die weissen und gelblichen Varietäten unterscheiden sich im Gegensatz zu den bläulichen nicht von entsprechenden triadischen Gesteinen. Alle jene Kalkmarmore, die im Feld in andere Gesteine der Bedretto-Zone übergehen und mit ihnen auch intensiv wechsellagern, deuten wir als Glieder der posttriadischen Bündnerschiefer. Kalk- und Dolomitmarmore jedoch, die keine solche Verknüpfung zeigen, sondern an Gneislamellen der Decken gebunden erscheinen, werden zur Trias gestellt.

Quarzreicher Kalkmarmor, z.T. mit psephitischen Lagen und Breccien

Er findet sich in kalkfreien Glimmerschiefern zwischen den Alpen Crastina und Valleggia (z.B. Koord. 681.700/148.000). Die Komponenten (Durchmesser 0,5–1,5 cm) der Gerölllagen des schönsten Aufschlusses im Hauptbach des Val Cassinello (bei Koord. 683.350/149.440, aus Raummangel in der Karte nicht ausgeschieden) bestehen aus Quarz, Mikroklin und Biotit. Auch der Marmor führt diese Mineralien. Der Protolith dieses Gesteins war ein sandiger Kalk mit feinem Quarzit- und Gneisschutt.

Dünnbankige, quarzitisches Marmor und kalkreiche Quarzite

Sie bilden nur gering mächtige Bänke in der psammitischen und pelitischen Fazies der Bündnerschiefer des Val Cavagnolo und oberen Val Piana. Die Gesteine gehen im Streichen über in schiefrigen Kalkmarmor, Phyllit und kalkarme Quarzite. Nebengemengteile der Kalkmarmore sind Quarz, K- und Na-Feldspat, Glimmer, Epidot, Turmalin, Erzminerale, kohliges Pigment u. a.

Trias

t_m Grobbankiger, massiger weisser Marmor

Er bildet weithin leuchtende, wenige Meter mächtige, weisse bis hellgelbliche Lagen und Bänke in Bündnerschiefern, randlichen Partien der Gneisdecken und an deren tektonischem Kontakt mit Gliedern der Bedretto-Zone. Das körnige Gestein besteht bis zu 99 % aus Kalzit neben Quarz und Muskovit.

Andere (in der Karte nicht ausgeschiedene) Marmortypen fand J.P. Hunger im Fundament der Staumauer des Lago del Narèt. Es handelt sich um einen blässrötlichen, Muskovit, Quarz, Klinozoisit und Erze führenden Granat-Kalkmarmor und einen Phlogopit und Chlorit führenden Kalkmarmor.

t Rauhwacke, zuckerkörniger Dolomit

Die Rauwacken sind massige, gelblich bis bräunlich anwitternde, Kalzit, Dolomit und Gips bzw. Anhydrit führende Gesteine von charakteristischer löcheriger Beschaffenheit in verwitterten Oberflächenaufschlüssen. Stellenweise gehen sie in zuckerkörnigen Dolomit, in massigen Marmor (**t_m**) und Kalkquarzite (**t_q**) über. Die Rauwacke am Narètpass enthält Brekzien mit Gneiskomponenten und ist mit Plagioklasgneis und Glimmerschiefer des Maggia-Lappens verschuppt. Ein weiterer Rauwackekomplex schwimmt in den dortigen Bündnerschiefern inmitten der Gneiskeile des Maggia-Lappens nördlich des Narètpasses.

t_q Dünnbankige Kalkquarzite bis karbonatführende Schiefer

Die Kalkquarzite enthalten bis zu 20 % Kalzit und sind Zwischenglieder zwischen reinen Kalkmarmoren und weissen, quarzreichen Marmoren, die je zur Hälfte aus Kalzit und Quarz bestehen. Ausgangsgesteine sind Sandsteine mit kalzitischem Zement. Da diese Gesteine gelegentlich mit Rauwacke wechsellagern, hat man sie stets zur Trias gestellt. Die Karbonat führenden Schiefer vom Passo di Cristallina enthalten Porphyroblasten von Albit und Kalifeldspat in quarzreichem Hellglimmer-Grundgewebe.

LEBENDUN-DECKE

Die Lebendun-Decke zieht in unserem Gebiet von Südwest her als 0,5–1 km breiter, steil stehender, vielfach mit Bündnerschiefern verschuppter Zug vor die Stirn der Maggia-Decke; am östlichen Blattrand keilt sie aus. Sie besteht ausschliesslich aus metamorphen permischen bzw. mesozoischen Sedimenten, überwiegend schwach tonigen Arkosen mit eingelagerten Bänken und Nestern von polygenen Konglomeraten. Die meisten Gesteinstypen treten in gleicher Art auch im Altkristallinanteil der Maggia-Decke auf.

GL Helle, quarzreiche bis dunkle, biotitreiche Alkalifeldspat- und Plagioklasgneisse, dünnbankig bis schieferig (Arkose-Fazies)

Ganz überwiegend handelt es sich um Metaarkosen, wobei nur im Mikroskop alkalifeldspatreiche K-Arkosen und plagioklasreiche Na-Arkosen auseinander gehalten werden können. Aus diesem Grunde und wegen des meist wechselvollen und feingebänderten Auftretens ist eine Ausscheidung auf der Karte nur bei einzelnen grösseren Zügen möglich, etwa im Bereich nördlich des Lago di Narèt (s. unten).

Der *Mineralbestand* (nach BURCKHARDT 1942) zeigt stark schwankende Anteile der Gemengteile:

Quarz	10–70 %	Kalzit	0–25 %
Alkalifeldspat	5–40 %	Chlorit	0–10 %
Plagioklas	15–50 %	Epidot	0–5 %
Biotit	5–50 %		
Hellglimmer	5–60 %		

Ferner: Granat, Opakminerale, Apatit, Titanit, Rutil, Orthit, Turmalin.

BURCKHARDT (1942, S. 148) erwähnt ein einziges kleines Vorkommen hornblendereicher Gesteine westlich und nordöstlich des Pizzo Gararese.

idem, granatführend

Granat als wesentlicher Gemengteil findet sich nur nordöstlich des Ghiacciaio di Valleggia. Es handelt sich um einen spessartinhaltigen Almandin.

idem, vorwiegend helle, plattige, feinkörnige Alkalifeldspatgneisse (K-Arkosen)

Die oben erwähnten Gesteine entsprechen den *Alkalifeldspatgneissen (GM')* der Maggia-Decke (siehe S. 60).

idem, vorwiegend, dunkle, dünnplattige bis schiefrige, feinkörnige, glimmerreiche Plagioklasgneisse (Na-Arkosen)

Dieser Gesteinstyp entspricht den *Plagioklasgneissen (GM)* der Maggia-Decke (siehe S. 61).

Weisse Glimmerquarzite (sandige Fazies)

Westlich des Lago Sfundaub bilden diese Gesteine eine geringmächtige, linsenartige Lage zwischen Kalkmarmor und Kalkquarzit. Sie führen neben Quarz Alkalifeldspat, Plagioklas und Muskovit und können in reine Quarzite übergehen. Von kalk- und glimmerhaltigen Quarziten der Trias sind sie nicht zu unterscheiden.

Grobe Konglomeratgneisse mit Gneiskomponenten (konglomeratische Fazies)

Sie finden sich vor allem im Südwesten, im Inneren des mächtigsten Zugs der Decke. Sie entsprechen einer grob detritischen Fazies. Als Komponenten

liegen vor: helle glimmerarme bis dunkle glimmerreiche, feinkörnige Biotit-Plagioklasgneise, Biotitgneise mit zwei Feldspäten, helle, flaserige Zweiglimmer-Mikroklingneise, Augengneise (östlich der Cima di Lago), Quarzite und Marmore (nordöstlich der Cima di Lago, doch selten).

Die Gerölle sind meist faust- bis kopfgross, wobei der Durchmesser zwischen 0,5 und 100 cm variieren kann. Lagen unterschiedlicher Korngrösse wechseln ab. Unter Zunahme des Anteils eckiger Komponenten können die Konglomerate in Brekzien übergehen. Der Zement entspricht in Mineralbestand und Gefüge den oben erwähnten Metaarkosen.

Manche Komponenten zeigen einen gut erhaltenen voralpinen metamorphen Lagenbau. Es sind Abtragungsprodukte eines vortriadischen (wohl variszischen) Gebirges. Andere Komponenten sind alpin deformiert. Dies äussert sich in einer Plättung der isometrischen Formen mit einer Längung von bis zu 10:1. Dabei wird dem Gesamtgestein ein neues, junges, alpines Planar- und Lineargefüge aufgeprägt, welches das alte, voralpine der Komponenten verwischt oder überlagert.

idem, vorwiegend mit Amphibolitkomponenten

Bei diesem seltenen Typ besteht der Grossteil der Komponenten aus Amphibolit bzw. Hornblendgneis (nordöstlich des Ghiacciaio di Valleggia).

Feine Konglomeratgneisse (psephitische Augengneisse)

Sie sind charakterisiert durch ihre meist linsenförmigen Quarz- bzw. Quarz-Feldspat-Komponenten und entsprechen den *grobflaserigen Augengneissen* der Maggia-Decke.

Hornblendgneisse und Amphibolite (tonig-mergelige Fazies)

Sie bilden sedimentogene Einschaltungen zwischen Arkosegneisen in der Umgebung des Lago del Fornà. Sie entsprechen den *Hornblendgneissen und -schiefern* der Maggia-Decke.

MAGGIA-DECKE

In der Südostecke des Kartenblattes ist in einem Gebiet von rund 13 km² die Stirn dieser Decke, der so genannte Maggia-Lappen, aufgeschlossen. Es ist die tektonisch höchste Deckeneinheit des Kartengebietes. Sie besteht aus polymetamorphen Paragesteinen und jüngeren, variszischen, alpin monometamorphen Granitgneisen, den Matorello-Gneisen. Beide Gesteinsgruppen werden lokal von gangförmigen intermediären und sauren Intrusiva durchsetzt.

Die Paragneise entsprechen weitgehend denjenigen der Lebendun-Decke. Die Genese der Matorello-Gneise wird unterschiedlich erklärt (GÜNTHERT et al. 1976 bzw. RAMSAY & ALLISON 1979; S. 63).

**G_γ Granitische bis quarzdioritische Alkalifeldspat- bis Oligoklas-
gneise, grobkörnig, grobbankig, mit Biotitnestern
(Matorello-Gneiss), übergehend in GM' und G_M**

Matorello-Gneise sind helle, lagige Gneise, denen Nester, Flatschen und Lagen grober schwarzer Biotitschuppen typisch schwarz geflecktes Aussehen verleihen («nidoblastische» Struktur; GÜNTHERT et al. 1976, Fig. 8–10, S. 124ff.). Die Zusammensetzung ist granodioritisch bis granitisch (inkl. quarzdioritische und monzonitische Varietäten).

Fornà di Matorello ist der alte Name des Pizzo di Röd, Koord. 690.250/145.200, auf Blatt P. Campo Tencia.

Der *Mineralbestand* schwankt in folgenden Bandbreiten: Quarz 15–35 %, Plagioklas* 35–45 %, Alkalifeldspat 3–21 %, Biotit 4–16 %, Muskovit 0–10 %, Epidot 0–6 %. Ca-arme, aplitische Gesteine führen Albit (STECK 1976, S. 277).

*Oligoklas/Andesin (häufig invers zonar mit Kern An 17–22 % und Rand An 27–38 %).

Der Matorello-Gneis tritt in vielen lagen- bis inselförmigen Körpern von wenigen Quadratdezimetern bis mehreren tausend Quadratmetern Oberfläche auf, eingelagert in feinkörnigen Alkalifeldspat- und Plagioklasgneisen wie auch in grobflaserigen Augengneisen. Die Verbandsverhältnisse zu diesen Gesteinen sind sehr unterschiedlich: kleinräumige Wechsellagerung, diffuse Auflösung, Schollenbildung, eigentliche Migmatitgefüge (s. unten), dann aber auch eigentliche Übergangstypen (GÜNTHERT et al. 1976). Diese enge Verflechtung ist kartographisch nur schematisch darstellbar. Daher fehlen insbesondere kleinflächige Vorkommen von Matorello-Gneis auf der Karte, beispielsweise diejenigen südöstlich des Lago Sfunda (Koord. 683.500/146.000), am Piz Cristallina (Westflanke des Nordgrates) oder nordöstlich des Passo del Sasso Nero.

Einschlüsse von GM' und G_M (in G_γ)

Im Matorello-Gneis treten gelegentlich im Kontakt- bzw. Übergangsbereich zu **GM'**, **GM** und **Am'** cm³- bis dm³-große Einschlüsse der betreffenden Gesteine in Form von Butzen, «Forellen», Schlieren, Lagen und Schollen auf (GÜNTHERT 1954, Fig. 12–16 und GÜNTHERT et al. 1976, Fig. 14).

*Migmatitgefüge mit Schollen von GM' und G_M, Amphiboliten und Hornblende-
gneisen (in G_γ)*

An einigen Stellen – jeweils nur auf wenigen Quadratmetern – dringt aus dem Matorello-Gneis aplitisches Material (nach GÜNTHERT 1954: Neosom) an

blind endenden Adern ins Nebengestein, zerlegt es in Bänder und Schollen oder durchtränkt es diffus. Dabei entstehen Schollen- und Bändermigmatite wie auch Nebulite. Durch Aufnahme dunkler restlicher Gemengteile wie Biotit, Hornblende, Epidot erhält das Neosom grano- bis quarzdioritische Zusammensetzung (GÜNTHERT 1954, S. 99f., 113ff.; GÜNTHERT et al. 1976, S. 134ff.). Diese Stellen befinden sich:

- östlich von Zotta Pt. 2119, Alpe della Bolla, Valle di Peccia
- südlich der Laghetti
- auf der Karterrasse östlich des Pizzo del Lago Scuro
- auf der Karplatte östlich unterhalb des Poncione dei Laghetti

GM' Helle Alkalifeldspatgneise, feinkörnig, plattig

Dieser Gesteinstyp entspricht den Alkalifeldspatgneisen (Meta-K-Arkosen) der Lebendun-Decke. Er ist isochemisch und isomodal mit Matorello-Gneis. Er geht aber auch in Konglomeratgneise über. Eine feinaugige, auf der Karte nicht ausgeschiedene Varietät führt charakteristische mm-grosse Augen aus Mikroklin, der von Oligoklas verdrängt wird.

idem, granatführend

Eine Almandin führende, ursprünglich mergelig-sandige Varietät steht nordwestlich des Passo del Sasso Nero an (Schwerpunkt Koord. 686.260/147.400).

Einschlüsse von Matorello-Gneiss

GÜNTHERT et al. (1976) haben dargelegt, dass Gneise vom Typ **GM'** (wie auch **GM**) durch «isochemische Umkristallisation» in Matorello-Gneis übergehen können. In diesem Zusammenhang sind die mehr oder weniger konkordanten wie auch die (selteneren) diskordanten Vorkommen zu sehen.

Grobflaserige Augengneisse

Sie führen in einem feinkörnigen Grundgewebe aus Quarz, Mikroklin, Plagioklas, Biotit und Muskovit linsenförmige, 1–10 cm grosse monomikte oder polymikte Augen. Es handelt sich um metamorphe feinkörnige Konglomerate und um Arkosen. Die Komponenten sind alpin stark ausgewalzt und nur stellenweise erkennbar, so etwa östlich und südöstlich des Poncione di Braga (Atlasblatt 34 Basòdino) und südöstlich des Pizzo di Röd (Atlasblatt 73 P. Campo Tencia). Diese Augengneise entsprechen den *feinen Konglomeratgneissen* der Lebendun-Decke.

GM Dunkelbraune Plagioklasgneise, feinkörnig, dünnplattig bis schiefrig. Glimmerschiefer

Diese häufig (aber nicht immer) dunkelgrau bis rostbraun anwittenden Gneise bis Schiefer entstammen quarzreichen Metaarkosen. Sie entsprechen den Plagioklasgneisen (Meta-Na-Arkosen) der Lebendun-Decke und sind dort auch als Zement der Konglomeratgneise verbreitet.

Einschlüsse von Glimmer- und Hornblendeschiefern, Hornblendegneissen, Amphiboliten, Psammitgneissen und Quarziten

Sie stellen ursprünglich mergelig-tonige, arkoseartige und sandige Zwischenlagen dar, wie sie in entsprechenden Sedimentserien beobachtet werden. Sie sind gleich ausgebildet und zusammengesetzt wie die entsprechenden Gesteinstypen der Maggia- und der Lebendun-Decke. Hornblendereiche Einlagerungen haben die Tendenz zur Bildung von Boudins.

Bändergneisse

Die Bänderung dieses Gesteinstyps entsteht durch Wechsellagerung zahlreicher hellgrauer bis dunkelgrüner, fein- bis mittelkörniger Lagen im mm- bis dm-Bereich. Die hellen Lagen bestehen hauptsächlich aus Quarz und Feldspat, die dunklen aus Biotit und Hornblende. Die Bänder können Hunderte von Metern weit ebenlagig verlaufen, sind z.T. aber auch schlierig oder verfältelt. Zwischengeschaltet sind psammitische Plagioklasgneise, Glimmerschiefer und Hornblendegesteine, besonders südlich des Cristallina. Die meisten Bändergneise sind von feingeschichteten Mergeln, Tonen und Arkosen herzuleiten. Metamorphe Differentiation hat die Bänderung verstärkt.

Granat-Glimmerschiefer

Granat-Glimmerschiefer mit bis 3 mm grossen Almandin-PorphYROblasten stehen nordwestlich des Passo del Sasso Nero an. Die übrigen Glimmerschiefer – Zweiglimmer-, Biotit- und Muskovitschiefer – sowie Hornblendeschiefer treten in enger Wechsellagerung mit Bänder-, Hornblende- und Plagioklasgneisen auf. Sie konnten auf der Karte nicht ausgeschieden werden.

Hornblendegneisse und -schiefer

Feinkörnige, z. T. feinlagige Hornblendegneise und -schiefer wie auch manche Amphibolite sind konkordant in Plagioklas-, Bänder- und Matorello-Gneisen eingelagert (siehe auch Korrigenda unter **Am'** *Amphibolite*).

Am' Amphibolite

Manche Amphibolite sind konkordant in Plagioklas-, Bänder- und Matorello-Gneisen eingelagert. Sie werden als Paragesteine gedeutet. Es fehlen ihnen die Merkmale der Ortho-Hornblendegesteine wie massige oder porphyrische Gefüge und gangförmiges Auftreten. Die Amphibolite bestehen überwiegend aus Gemeiner Hornblende und extrem invers zonarem bis fleckigem Plagioklas. Untergeordnet sind Epidot/Klinozoisit, Granat, Opakmineralien und Kalzit.

Als *Korrigenda* zur Karte sind zu vermerken:

- Der eingetragene Amphibolitzug **Am'** in Matorello-Gneis **G γ** im Val Sambuco (Koord. 689.600/147.950 bis 689.820/148.150) ist zu eliminieren und durch **G γ** (= Matorello-Gneis) zu ersetzen.
- Nachzutragen ist ein nachträglich entdeckter Hornblendegneis, der beiderseits von feinkörnigen Biotitgneisen **GM** begleitet wird. Der insgesamt 20–30 m mächtige und einige hundert Meter lange Zug liegt konkordant im steil stehenden Matorello-Gneis. Er erstreckt sich von westlich Piatto (Koord. 689.480/147.820) auf einer Höhe von 2320–2340 m nach Südwesten, wo er im Bereich von Koord. 689.300/147.650 auskeilt.

Migmatitgefüge mit Schollen von GM', G_M und G γ

An zwei Stellen wird Amphibolit, gemeinsam mit Hornblendegneis und anderen Gneistypen (**GM'**, **GM**) durch eindringenden Matorello-Gneis in Schollen zerlegt, nämlich:

- östlich und südöstlich von Zotta di Valle di Peccia (Koord. 687.300/146.360 und 687.100/146.000)
- süd-südöstlich der Laghetti (Koord. 688.425/147.280)

Ap, Pg, γ' Aplite, Pegmatite und Quarzdiorite

Ganggesteine durchsetzen in grosser Vielfalt die Gneisserien; Gangkreuzungen sind verbreitet. Sie konzentrieren sich auf den Bereich des Matorello-Gneises im Raum Laghetti – oberstes Val Peccia (Zotta, Passo del Sasso Nero) – Poncione dei Laghetti. Sie sind nur zum kleineren Teil auf der Karte verzeichnet.

Unter dem Sammelbegriff *Quarzdiorit* (**γ'**) werden auf der Karte zusammengefasst:

- dunkle, massige hornblende- und biotitreiche Quarzdiorite
- dunkle Epidot-Biotit-Quarzdiorite
- dunkle hornblende- und biotitreiche Quarz-Diorit-Porphyre
- helle Quarz-Diorit-Porphyre mit knotenartig herauswitternden Quarzeinsprenglingen

Aplite (Ap) treten in verschiedenen Generationen und sehr unterschiedlichem Erscheinungsbild auf.

Plagioklaspegmatite (Pg) bilden seltene Begleiter von Matorello-Gneis und Apliten.

Zu den Ganggesteinen im weiteren Sinne gehören *Quarzgänge und -adern*, welche Gesteine der Maggia-Decke und des sie umhüllenden Mesozoikums konkordant wie diskordant durchsetzen. Zusammen mit den jüngsten Zerrklüften entstanden sie während Spätphasen der alpinen Gebirgsbildung (BAMBAUER et al. 1962).

Alle Gangbildungen liegen in alpin metamorpher und mehr oder weniger stark vergneister Form vor.

RAMSAY & ALLISON (1979) haben im Matorello-Gneis eine Fläche von 2600 m² im Massstab 1:40 kartiert (Koord. 688.500/147.200, südlich oberhalb Laghetti). Eindrücklich ist die inhomogene Überprägung des variszischen Granits durch alpine Mylonitzonen vom Typ S₂ (S. 68) mit grösseren geschonten Bereichen. Die Autoren stellten eine eigentliche Intrusionsabfolge auf: (1) Diorit, (2) Matorello-Granit, (3) zwei Aplitgenerationen und (4) zwei Lamprophyrgenerationen. Sie interpretierten das Ganze als kogenetische magmatische Assoziation (*cogenetic magmatic assemblage*).

QUARTÄR

Künstliche Aufschüttung

Bei Airolo Aushub des Südloses des Gotthard-Bahntunnels (1872–1882). Ganz im Nordwesten Aushub des Furka-Scheiteltunnels (Schwerpunkt Koord. 674.100/157.800; 1911–1916).

a Junge Alluvionen

Einige kleine Flächen in der Talsohle des Val Bedretto.

Sumpf

Einige wenige Vorkommen im oberen Val Bedretto sowie am Passo di San Giacomo.

Bachschuttkegel

Häufig im Val Bedretto aus den steilen Seitenflanken, ferner im Val Torta und im Tal der Muttenreuss.

Erosionsrand an Terrassen oder Bachschuttkegeln

Einzige Beispiele in der Sohle des Val Bedretto in der Umgebung von Prato.

Gehängeschutt (mit Trockenschuttkegel)

Hangschutt tritt eher grossflächig und bewachsen in tieferen Lagen auf (Flanken des Val Bedretto), unbewachsen in höheren Lagen oberhalb der Baumgrenze, vorzugsweise am Fuss steiler Felsflanken.

Bergsturz, Blockschutt

Ausgedehnte Felssturzmasse nördlich von Airolo. Grober Blockschutt ist im unteren Teil von Trockenschuttkegeln verbreitet.

Sackung, Hakenwurf

Auf beiden Flanken des Val Bedretto (vgl. z.B. HEITZMANN 1969). Bei Ronco im Portalbereich des Bedrettofenster Sackung bis unter die heutige Talsohle (KELLER & SCHNEIDER 1982). Sehr bedeutsam auf der Südseite des Tals der Muttenreuss. Auf einigen hochalpinen Gräten mit stark geschiefertem Gestein (Ronggergrat, Hühnertälhorn u.a.).

Blockstromwälle

Einziges Vorkommen im oberen Val Torta. Nach RENNER (1982) sind die als Moränenwälle kartierten Bildungen in der Südwestflanke des Pizzo dell'Uomo und südlich des Ronggergrates (Koord. 681.050/154.000) als Schuttströme anzusprechen.

qr Rezente und subrezente Moräne (mit Wall und z. T. mit Jahreszahl)

In höheren Lagen im Vorfeld der heutigen Gletscher. Die Endmoräne, welche bei der ehemaligen Cristallinahütte das Seelein umschliesst, wird dem letzten Vorstoss des Spätglazials zugeordnet (RENNER 1982, Karte im Anhang und S. 106). Die Jahrzahl 1720 auf der Karte ist nach HANTKE (1983, S. 462) nicht zutreffend.

q_m Ältere Moräne (mit Wall)

Im Bereich des Val Bedretto grossflächige Bedeckung in der Talsohle und an den Seitenhänge bis auf Höhen von 2000–2300 m ü.M. Die Moränen der spätglazialen Gletschervorstösse sind insgesamt sehr gut erhalten geblieben.

Neue Arbeiten

Nach der Drucklegung des Kartenblattes hat RENNER (1982) die spätglazialen Gletscherstände des Gotthardgebietes untersucht und unter sich wie auch im grösseren Rahmen korreliert. Im Val Bedretto unterscheidet er folgende Stadien, die den stufenweisen Rückzug der Gletscher im Zeitraum zwischen dem Ende der letzten Eiszeit (Würm) und der Gegenwart dokumentieren (Fig. 9):

- Airolo-Stadium (älteres Spätglazial) bei Airolo und Fontana
- All'Acqua-Stadium (Daun-Äquivalent)
- Maniò-Stadium, 1. Phase (Egesen-Äquivalent)
- Maniò-Stadium, 2. Phase (Bocktentälli-Äquivalent)
- Corno-Stand: grobblockige Stände und Schuttkörper (Cromer-Äquivalent)
- vornezeitliche Hochstände
- Hochstände um 1850

Eine detaillierte Beschreibung dieser Stadien findet sich in RENNER (1982, S. 98ff.), sowie – eng an RENNER anlehnend – in HANTKE (1983, S. 460ff., Fig. 231).

Gletschergeschichtlich von Bedeutung sind zwei Basisdaten von Torfmooren im Val Torta und im Witenwasserental (RENNER 1982, S. 80 und 105):

- Moor Torta (Koord. 685.250/148.850): ¹⁴C-Datierung Torfbasis 9995 ± 110a BP
- Moor Höhenbiel (Koord. 681.000/158.150): ¹⁴C-Datierung Torfbasis 9730 ± 120a BP

Diese Daten belegen, dass sowohl das Val Bedretto als auch das Urserental auf einer Höhenlage von 2000–2100 m ü.M. bereits vor 10 000 Jahren eisfrei waren. Ferner beschreibt RENNER (1982) junge Moränen im Witenwasser- und Muttental, mit vornezeitlichen Ständen u.a. direkt bei der Rotondohütte und ostnordöstlich darunter, am Muttengletscher sowie am Stellibodengletscher (mit ¹⁴C-Altern von fossilen Böden unter Moränenablagerungen von 3035 und 3680 bzw. 1270a BP). Zusätzlich hat RENNER im Witenwasserental aus den Mooren von Oberchäseren (Koord. 681.000/157.700, 1990 m ü.M.) und Höhenbiel (Koord. 681.000/158.150, 1980 m ü.M.) rund 50 fossile Baumstämme ausgegraben. Es handelte sich vorwiegend um Lärchen, aber auch Arven und Fichten kamen vor. Das ¹⁴C-Alter der Hölzer lag zwischen 7300a BP und 2700a BP. Hölzer

bis 4200a BP konnten in der Zwischenzeit auch dendrochronologisch datiert werden.

RENNER (1982) wies als Erster auf die Verstellung spätglazialer Moränenwälle im Val Bedretto durch junge Brüche hin. Viele ältere Moränen sind durch Scharen talparalleler Verwerfungen durchsetzt und zum Teil bis zur Unkenntlichkeit zerstört worden. Die Verstellungsbeträge betragen bis zu 10 m. Sie betreffen ganz überwiegend Moränen des All'Acqua- und des Maniò-Stadiums, was auf ein Maximum dieser jungen Bewegungen vor 10 000–12 000 Jahren hinweist. Häufig sind die talseitigen Flanken relativ gehoben worden. Aber auch talseitige Senkungen wurden festgestellt. Diese sind wegen des Nachrutschens von Material meist schlecht erkennbar und werden vielleicht in ihrer Häufigkeit generell unterschätzt; vgl. auch ECKARDT et al. (1983). Schöne Beispiele derartiger Verstellungen finden sich an den Moränen des Val d'Olgia auf 2100 m ü.M. und an den Moränenkränzen im Tal des Ri delle Pecore nördlich von Cantina di Cruina zwischen 2100 und 2300 m ü.M. (Fig. 10).

Laufende Untersuchungen deuten darauf hin, dass an der Entstehung des heutigen Erscheinungsbildes dieser Bruchscharen neben tektonischer Primäranlage auch eine beträchtliche gravitative Komponente beteiligt sein könnte (schriftl. Mitt. Frau M. Ustazewski-Lukesch, Bern).

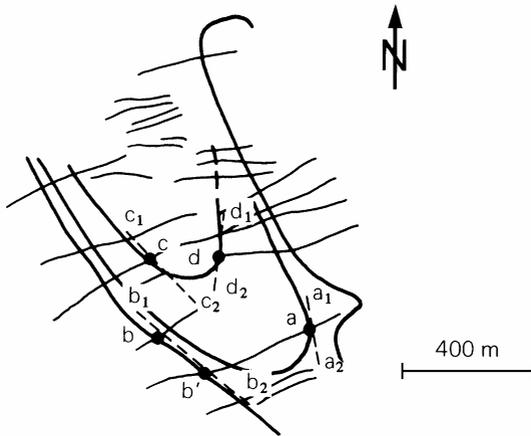


Fig. 10: Verstellung spätglazialer Moränen des Pecoregletschers an verschiedenen Bruchsystemen. Aus RENNER (1982, S. 116).

TEKTONIK

REGIONALER AUFBAU

Der Bau des Kartengebietes wird von alpiner Tektonik bestimmt. Strukturrelikte älterer Orogenesen sind vorab im Gotthard- und Maggiakristallin erhalten, spielen aber im heutigen Gebirgsbau eine ganz untergeordnete Rolle (s. unten).

Die alpine Tektonik äussert sich unterschiedlich: Im Nordwesten bilden die Urseren-Zone und das Gotthardkristallin zwei steil stehende Späne von rund 1,5 bzw. 10 km Mächtigkeit, die intensiv alpin verschiefert, verschuppt, zerschert und durch Plättung beträchtlich in SE–NW-Richtung eingeeengt worden sind. Im Gegensatz dazu sind im Südosten die Nufenen-Zone und die Front des Penninikums alpin mehrphasig kompliziert verfaltet worden (S. 12ff.). Gemeinsames Element aller Einheiten ist eine gleichförmig NE–SW streichende alpine Schieferung mit charakteristischem steilem Linear. In der Urseren-Zone liegt sie praktisch schichtparallel (s_2 von WYSS 1986). Im Gotthardkristallin werden spätvariszische Granitoide wie vorgranitisches Altkristallin über weite Strecken von ihr durchgreifend verschiefert. Geschonte Bereiche sind selten, der Rotondo-Granit ist ein Spezialfall (S. 36). Im Süden findet sie ihr Pendant in der im ganzen Gebiet dominanten Schieferung der Achsenebene der isoklinalen zweiten Falten (s_2/F_2). Wie weit die gemeinsame alpine Verformungsgeschichte geht, ist nicht völlig geklärt. In vielen neueren Arbeiten wird für alle Einheiten des Gebiets – Urseren-Zone, Gotthardkristallin und Penninikum (inkl. Nufenen-Zone) – das dreiphasige alpine Deformationsschema von MILNES (1974a, b) postuliert, welches auf S. 16 und 17 beschrieben ist. Unklar bleibt bei diesem Modell die Geschichte des Gotthardkristallins. Die subvertikale Lage der Gänge, insbesondere der Lamprophyre, wie auch der Kuppelbau des Rotondo-Granits weisen darauf hin, dass dieser Kristallinblock heute in etwa dieselbe Position hat wie im Spätvariszikum. Bei der Aufrichtung an einer Deckenstirn müsste die ursprüngliche Position aber beträchtlich (um 45–90°) gekippt worden sein. MARQUER (1990) hat das Modell eines Bewegungsablaufs präsentiert, bei welchem sich dieses Problem nicht stellt; es hat aber kaum Beachtung gefunden.

Die intensive Durchscherung des Gotthardkristallins wurde dadurch begünstigt, dass viele ältere variszische und kaledonische Strukturen – Bänderung und Schieferung der Metamorphite, lithologische Grenzen, variszische Brüche, Lamprophyrscharen – W–E bis NE–SW verlaufen, und damit fast lagekonstant überprägt worden sind. Voralpine Gefüge sind aus diesem Grunde nur in Relikten erhalten, etwa als fremdartig orientierte Bänderungen und Faltenachsen in Amphiboliten und Scholleneinschlüssen (Prato-Serie, Giubine-Serie, Guspis-Zone) oder als so genanntes Streifengneislinear (S. 10). Bis heute hat allerdings

einzig KVALE (1957, 1966) einigermaßen systematisch nach solchen Relikten gesucht.

Im Gotthardquerschnitt bildet die alpine Schieferung einen gegen oben offenen Fächer, eine Grossstruktur, der die Pioniere im 18. und 19. Jh. eine grosse Bedeutung beigemessen haben.

DUKTILE UND SPRÖDE STÖRZONEN

Sämtliche Einheiten des Atlasblattes werden von «Brüchen» durchzogen, in der Legende bezeichnet als *Bruch, Verwerfung, Kataklyse- und Mylonitzone*¹⁾ (z. T. *jungquartär*). Heute würde man sie wohl umschreiben als *Störzonen mit duktilem oder sprödem Charakter*. Die Hauptcharakterista dieser Störzonen:

- Es sind Zonen intensiver Durchbewegung, die sich an der Oberfläche morphologisch durch Rinnen oder Gratscharten zu erkennen geben.
- Ein wahres Bild der Bruchdichte liefern nur Untertageaufschlüsse. Oberflächenkartierungen von Störzonen sind erfahrungsgemäss stark subjektiv geprägt. So sind im zentralen Gotthardkristallin Brüche deutlich häufiger als aus dem Atlasblatt ersichtlich (LÜTZENKIRCHEN 2002). Dies hat nicht zuletzt zu unliebsamen Überraschungen beim Bau des Furka-Basistunnels geführt (S. 82).
- Die Bruchtätigkeit erstreckte sich über einen langen Zeitraum. Der Gesteinsinhalt reicht von synmetamorphen grünschieferfaziellen Schiefen über kataklastische Bildungen bis zu Kakiriten mit kohäsionslosem Material (tektonische Brekzien und Lehm [fault gouge]). Manche Bewegungszonen sind primär im Duktilbereich als Mylonite angelegt und später bei abnehmenden Temperaturen zwischen 280 und 190°C richtungskonstant spröde überprägt worden (Bildung von Stilbit und Laumontit; LÜTZENKIRCHEN 2002).
- Kakirite sind meist nur in künstlichen Aufschlüssen (Stollen und Strassenanschnitten) aufgeschlossen (LÜTZENKIRCHEN 2002, KELLER & SCHNEIDER 1982, KELLER et al. 1987). Schon beim Bau des Gotthard-Bahntunnels hatten diese bautechnisch wichtigen «Lettenspalten» das besondere Interesse des Geologen M. Stapff gefunden.

Die im Val Bedretto postglaziale Moränen versetzenden Brüche sind bereits erwähnt worden (S. 65, Fig. 10). Im übrigen Gebiet gibt es kaum Hinweise auf Sprunghöhen und vielfach auch nicht auf den Verschiebungssinn. Daher lässt

¹⁾ Mylonit im alten, überholten Sinne: Sprödbbruch mit Lockermaterial («Ingenieurmylonit»). Heute werden Mylonite definiert als im duktilen Bereich deformierte feinlagige metamorphe Festgesteine (HEITZMANN 1985).

sich die gesamte Verstellung des Gebirgskörpers durch Brüche nicht quantifizieren. Sie darf aber keinesfalls unterschätzt werden: KAMBER (1993) hat im Nufenegebiet die post-hauptmetamorphe Hebung eines südlichen Paketes an einer diskreten Scherzone um rund 3 km nachgewiesen!

Im Gotthardkristallin treten an jüngeren Sprödb Brüchen Blattverschiebungen auf, oft mit dextralem Verschiebungssinn (LÜTZENKIRCHEN 2002). Dieser Autor sieht darin den Wechsel von Nordwesten gerichteter Kompressionstektonik zu einem Regime mit Strike-slip-Tektonik. Rezente Bruchtätigkeit ist auf dem Blatt Val Bedretto bisher nicht nachgewiesen worden, im Gegensatz zum Blatt Urseren (ECKARDT et al. 1983).

HEBUNGSVORGÄNGE

Seit dem Höhepunkt der Metamorphose vor etwa 30 Ma hat das Gebiet des Atlasblattes eine Hebung von rund 24 km im Süden und 11 km im Norden erfahren. Grob gerechnet bedeutet dies eine mittlere Hebung von 0,8 km/Ma (S) bzw. 0,3 km/Ma (N).

Im Gegensatz zu benachbarten Regionen ist die Hebungsgeschichte – die ja auch eine Abkühlungsgeschichte ist – mangels genügender Datendichte nicht im Detail bekannt (HURFORD 1986, MICHALKSI & SOOM 1990, HUNZIKER et al. 1997). Die von MULLIS (1995, 1996) durch Kombination verschiedener Techniken rekonstruierte Bildung eines Quarzkristalls aus einer Kluft im Fibbia-Granitgneis liefert Angaben für einen Teilbereich: Das Wachstum dauerte von 20 ± 1 bis 14–13 Ma. Dabei verringerte sich die Temperatur von 420 auf 240 °C, der Druck von 3,3 auf 1,8 kbar; dies bedeutet (bei Annahme eines geothermischen Gradienten von 30 °/km) eine Hebung um rund 5,2 km innerhalb von 6–7 Ma, von 11,5 km auf 6,3 km Tiefe, also im Mittel 0,8 km/Ma.

Kernspaltspur-(fission track-)Alter an Apatit, welche eine Temperatur von ca. 120 °C und eine Tiefe von etwa 4 km datieren, betragen im Gotthard 6 Ma.

Aus wiederholten Präzisionsnivelements geht hervor, dass diese Hebung heute in der gleichen Grössenordnung weiter anhält. Gegenüber Referenzpunkten im nördlichen und südlichen Vorland beträgt sie maximal 1,4 mm pro Jahr (JEANRICHARD 1972, 1973, SCHAEER & JEANRICHARD 1974, SCHAEER et al. 1975, GUBLER 1976, WAGNER et al. 1977, WIGET & GUBLER 1988). Im Reuss-Gotthard-Leventina-Querschnitt zeigt sich im Grossen eine schildartige Heraushebung: die Hebungen setzen am Urnersee ein, betragen im Gebiet des Kartenblattes 0,6 (N) bis 0,8 mm/a (S), erreichen bei Biasca ein Maximum von 1,2 und verringern sich dann bis Chiasso wieder gleichmässig auf 0,4 mm/a. Durch Bewegungen an jungen, aktiven Brüchen wird diese scheinbar gleichförmige Aufwölbung mit Sicherheit gestört. So lokalisierten FUNK & GUBLER (1980) beim

Vergleich der beiden Nivellements durch den Gotthard-Bahntunnel von 1917 und 1977 je zwei grosse Blöcke mit Hebung- und Senkungstendenz (Fig. 11).

Im Nufenengebiet hat KAMBER (1993) einen Versatz von 3 km an einer einzelnen Störzzone postuliert (vgl. S. 70). An einer im Detail vermessenen Zone in der Schöllenschlucht auf Blatt Urseren konnten für den Zeitraum 1970–1977 Bewegungen an Bruchlinien nachgewiesen werden, einzelne davon offensichtlich beschleunigt beim Vortrieb des Gotthard-Strassentunnels (ECKARDT et al. 1983). Sicher anthropogen sind die beträchtlichen Senkungen, die man am Gotthardpass für den Zeitraum zwischen 1970 und 1998 nachgewiesen hat. Sie manifestieren sich zwischen Hospental und Airolo auf rund 10 km, und erreichen ungefähr in der Mitte (an der Sustenegg, 1 km vom Nordrand des Atlasblattes entfernt) ein Maximum von 12 cm (SCHLATTER et al. 1997, SCHLATTER & MATTLI 2001; Fig. 12). Zurückgeführt werden sie auf Drainagevorgänge beim Bau des Gotthard-Strassentunnels.

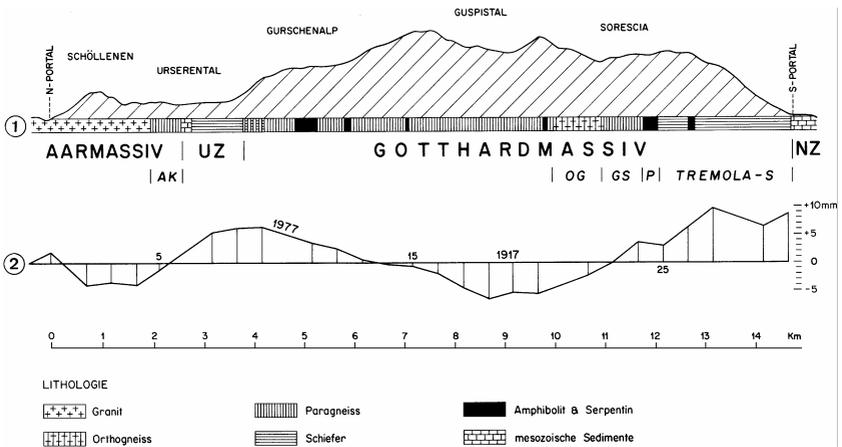


Fig. 11: Höhen im Gotthardtunnel 1917 und 1977. Aus FUNK & GUBLER (1980, S. 586).

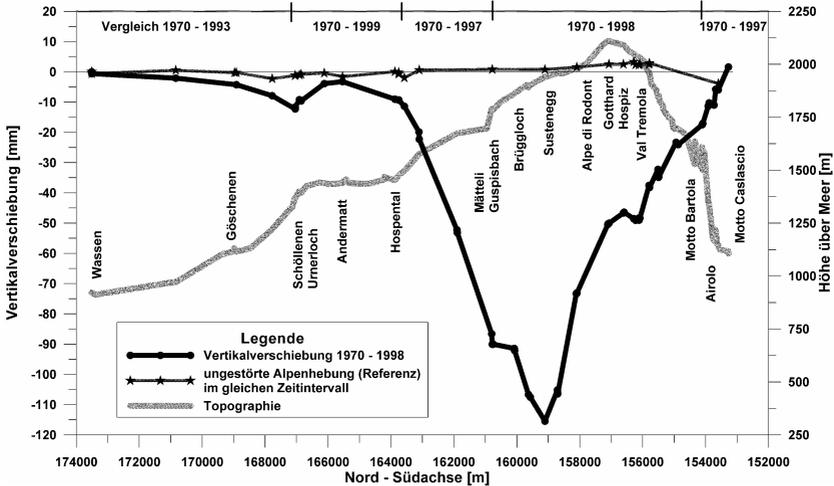


Fig. 12: Deformationsanalyse im Gotthardgebiet, Stand 2000.
 Vertikalverschiebungen am Gotthardpass zwischen 1970 und 1993/97/98/99.
 Aus SCHLATTER & MATTLI (2001, Anhang A5).

METAMORPHOSE

Alle Gesteine des Gebiets haben die mit der alpinen Gebirgsbildung verknüpfte Metamorphose erfahren. Entsprechend der allgemein bekannten grossräumigen Anordnung der Metamorphosezonen in den Zentralalpen nimmt die Intensität der Metamorphose auf dem Atlasblatt von NW gegen SE zu, von oberer Grünschieferfazies im Kristallin des Gotthard-«Massivs» zu unterer Amphibolitfazies südöstlich davon (FREY et al. 1999a, b; FREY & FERREIRO MÄHLMANN 1999).

Die mesozoischen und permokarbonischen Sedimente der Urseren-, Nufenen- und Bedretto-Zone sowie die variszischen Intrusiva sind alpin monometamorph, wahrscheinlich auch die Tremola-Serie.

Die altkristallinen Serien des Gotthard-«Massivs» und der Maggia-Decke sind polymetamorph; hier überlagert die alpine Metamorphose eine oder mehrere ältere. Nicht in allen Fällen können voralpiner und alpiner Mineralbestand sicher

auseinander gehalten werden. Der Mineralbestand der meisten Gesteine ist jedoch alpin neu gebildet oder rekrystallisiert. Dies gilt sowohl für alpinktonisch verschieferte und vergneiste als auch für nicht deformierte Gesteine (vgl. Fig. 13).

Voralpine Metamorphosen

Mehr oder weniger klare «Erinnerungen» an frühe, vorkaledonische Metamorphosen könnten in den alten Zirkonfraktionen mancher Gesteine gespeichert sein. Häufungen wurden gemessen um 3,4, 2,8–2,6, 2,3–2,1, 1,7 und 0,6 Ga (SCHALTEGGER & GEBAUER 1999). Von dem auf S. 8f. geschilderten kaledonischen Zyklus sind im Gebiet des Atlasblattes nur einzelne Eklogite oder Metaeklogite bekannt (S. 31). Die Amphibolitfazies vieler «gotthardmassivischer» Altkristallin-Serien kann auf die Schlussphase der kaledonischen wie auch – wahrscheinlicher – auf eine variszische Metamorphose zurückgehen («Streifengneis-Ereignis» siehe S. 10).

Die Darstellung der voralpinen Metamorphosen in «The new metamorphic map of the Alps» (FREY et al. 1999a), Teilkarte «Map of Pre-Alpine Metamorphism» ist im Gotthardkristallin teilweise unrichtig. So tragen die Streifengneise die Signatur «amphibolite facies metamorphism, older than Variscan» und die Tremola-Serie «greenschicht facies metamorphism, older than Variscan»; im ersten Fall ist die Metamorphose wahrscheinlich variszisch (s. oben), im zweiten alpin.

Die alpine Metamorphose

Der Nordosten, insbesondere praktisch das gesamte Gotthardkristallin, liegt im Bereich der oberen Grünschieferfazies. Die Vorkommen des faziestypischen Chloritoids sind an die randlichen Sedimentzonen gebunden (Urseren- und Nufenen-Mesozoikum). Gesteine granitischer Zusammensetzung zeigen als charakteristische alpine Paragenese Quarz, Albit, Oligoklas, Kalifeldspat, Biotit, Phengit, Chlorit, Epidot, Granat, Kalzit und Magnetit (STECK 1976). Dabei ergibt sich ein typisches Bild der Überprägung eines alten, magmatischen Mineralbestandes, indem etwa Feldspäte und Chlorit als Pseudomorphosen voralpiner Mineralien (Kalifeldspat, Plagioklas, Biotit) wie auch als alpin neu gebildete Körner auftreten. Als Beispiel kann die in Figur 13 reproduzierte Dünnschliffzeichnung von STECK (1976) gelten.

Die Alkalifeldspäte granitischer Gesteine des Gebiets befinden sich strukturell im Sanidinzustand, gemäss ihrer Lage südlich einer (rund 450 Grad markierenden) alpinen Mikroclin-Sanidin-Isograde (LOIDA 1979; BERNOTAT & BAMBAUER 1980, 1982; HAFNER & LOIDA 1980; BAMBAUER & BERNOTAT 1982).



Fig. 13: Dünnschliffzeichnung einer alpin undeformierten Rotondogranit-Probe.
Aus STECK (1976, S. 276, Fig. 5).

Das präexistierende Plutonitgefüge ist an Albit-Pseudomorphosen nach hypidiomorphen Granitplagioklasen noch gut erkennbar. Als Umwandlungsprodukte enthalten diese «gefüllten» saussuritisierten Feldspäte Phengit (Ph), Biotit (Bi), Epidot (Ep) und selten Granat. Auf den Korngrenzen der Altkörner sind später, d.h. während der progressiven Metamorphose, Quarz (Qz), Oligoklas (Ol), Albit (Ab), Phengit, Biotit und Epidot in einem polygonalen Gefüge gewachsen, eindeutig grobkörniger als die frühen Bildungen im saussuritisierten Plagioklas.
(Text nach STECK 1976).

Das gemeinsame Auftreten von Albit und Oligoklas ist auf die Peristeritlücke zurückzuführen (Mischungslücke in der Plagioklasreihe zwischen Albit An 0–5 und Oligoklas An 15–20; STECK 1976). In Amphiboliten sind die ehemaligen basischen Plagioklase in Albit und Epidot umgewandelt worden (WENK & KELLER 1969). Die Grenze zur Amphibolitfazies am Südrand des Gotthard-«Massivs» wird markiert durch das Auftreten von Disthen und Staurolith. Dank geeigneter metapelitischer Paragenesen konnte der Grenzbereich Grünschiefer-/Amphibolitfazies im Nufenengebiet in vier Zonen gegliedert werden, die innerhalb von 3 km aufeinander folgen, von NW nach SE Chloritoid, Staurolith + Chlorit, Staurolith + Biotit und Disthen (KLAPER & BUCHER-NURMINEN 1987).

Die alpin amphibolitfazielle Mineralbildung und ihr Bezug zur Deformationsabfolge im Süden wurden auf S. 16 beschrieben. Daraus geht hervor, dass der Höhepunkt der Metamorphose erst nach der tektonischen Hauptphase D2 erreicht worden ist.

Für die *Druck/Temperatur-Bedingungen der Metamorphose* gibt es für den Norden und das Gotthard-«Massiv» ältere Schätzungen (400°C / 3 kb für die Urseren-Zone nach FREY et al. 1980). Für den Süden hingegen liegt moderneres Da-

tenmaterial vor: Für das Gebiet Narèt / Val Sambuco $560 \pm 40^\circ\text{C} / 6\text{--}7\text{ kb}$ (KLAPER 1982) bzw. $550\text{--}660^\circ\text{C} / 6,5\text{--}7\text{ kb}$ (ENGI et al. 1995). Im Nufenengebiet stellte KAMBER (1993) an einem Profil durch die Nufenen-Zone und die Bedretto-Zone eine sprungartige Zunahme von $465\text{--}490^\circ\text{C} / 4,8\text{--}5\text{ kb}$ im Norden auf $515\text{--}525^\circ\text{C} / 6\text{ kb}$ im Süden fest, was er als postmetamorphe Hebung einer südlichen Scholle um rund 3 km interpretierte.

Der Zeitpunkt des Metamorphosemaximums ist nicht genau bekannt; er dürfte bei 32–33Ma liegen (GRUJIC & MANCKTELOW 1996). Nordwestlich des Kartenblattes, an der Grimsel, hat ihn DEMPSTER (1986) mit 26 Ma datiert. Die Aussagekraft von Hornblendealtern in der Tremola-Serie in Bezug auf das Metamorphosealter von STEIGER (1964) ist umstritten (FREY et al. 1980).

ZERRKLÜFTE UND IHRE MINERALIEN

Allgemeines

Das Gebiet des Atlasblattes ist charakterisiert durch eine sehr ungleiche Zerrklufthäufigkeit. Neben altbekannten kluftreichen Fundortregionen (Fibbia–Lucendro) gibt es praktisch zerrkluftfreie Gebiete. Dazu gehören überraschenderweise Granitkörper wie Rotondo und Gamsboden, welche auf Fundortkarten als weisse Flächen erscheinen (vgl. etwa STALDER et al. 1973). Tunnelfunde sind von Interesse wegen ihrer unverwitterten Paragenesen. Eine schöne Kollektion von Zerrkluftmineralien aus der Region ist im Museo del San Gottardo auf der Passhöhe zu sehen.

Häufigstes Kluftmineral ist auch in diesem Gebiet der Quarz. Hier vollzieht sich der Übergang vom prismatischen Habitus der nördlichen Massivteile zum spitzpyramidalen Tessiner Habitus des Val Bedretto. Im Val Tremola treten eigentliche Übergangsformen auf. Eine Besonderheit sind die Nadelquarze des oberen Val Bedretto. Auf die Bildungsgeschichte einer Zerrkluft vom Fibbia-Granitgneis wurde auf S. 70 eingegangen.

Im Folgenden sind lediglich einige Schwerpunkte herausgegriffen. Für alle Details muss auf die zitierte Literatur verwiesen werden. Es sei ausdrücklich darauf aufmerksam gemacht, dass das Sammeln von Mineralien im Gebiet einer kantonalen und einer kommunalen Bewilligung bedarf. Für einzelne Regionen gilt ein absolutes Sammelverbot.

Ausgewählte Oberflächenfundgebiete

Fibbia-Granitgneis

Im Raum Gotthardpass – La Fibbia – Piz Lucendro sind seit 200 Jahren immer wieder reiche Funde gemacht worden. Die Paragenese umfasst Adular, Quarz, Apatit, Hämatit/Eisenrosen, Muskovit, Stilbit/Albit, Rutil, Titanit, Zeolith; fundorttypisch sind Xenotim, Bazzit, Phenakit, Bertrandit und Anhydrit (als Hohlformen in Quarz).

Das Mineral *Adular* ist hier im Gotthardgebiet entdeckt und von Pater Ermengildo Pini (1743) erstmals beschrieben worden (PINI 1743). Der Name erinnert an die alte Bezeichnung des Gotthards (Mons Adula). Die Form des häufig orthoklasähnlich gestreckten Adulars wird in der Fachliteratur als Fibbia-Habitus bezeichnet. In die Sammlungen aller Welt gelangt sind grosse Adular-Vierlinge.

Für *Eisenrosen* ist die Fibbia eine der wichtigsten Fundregionen der Schweiz. Typisch sind kompakt-sechseckige wie auch aufgeblätterte Eisenrosen oder kugelige Gebilde bis ca. 8 cm Durchmesser. Nebengestein sind aplitische Partien im Fibbia-Granitgneis und im angrenzenden Tremola-Granit.

Für *Apatit* ist das Gebiet südlich und westlich der Passhöhe das reichste und am längsten bekannte Fundgebiet der Schweiz. Der mit 7 cm Durchmesser und 3,1 cm Dicke grösste, violett gefärbte Kristall wurde 1983 gefunden (BRUGHERA 1984).

Val Bedretto

In den Bündnerschiefern des Val Bedretto gibt es viele kleinere alpine Zerklüfte mit Bergkristallen von Tessiner Habitus. Sie können bis über 20 cm gross werden und liegen meist abgebrochen in der Kluft. Die Quarze sind reich an Suturen und enthalten CO₂-reiche, unter hohem Druck stehende Einschlüsse. Begeleitet werden sie von Rutil, Turmalin, Albit und Hellglimmer. Viel genannte Fundorte sind Alpe Cristallina, Val Torta und Val di Valleggia.

In jungen, steil stehenden Quarzgängen und -adern der Bündnerschiefer finden sich wasserklare Nadel- oder Sprossenquarze (bei kugelig-stacheligen Aggregaten auch *Igelquarz* genannt). Sie sind charakterisiert durch extrem langstengeligen bis nadeligen Habitus; das Verhältnis Länge:Breite kann 50:1 erreichen. Bekannt sind die Fundstellen bei Löite di Paltano und am Passo di San Giacomo. Konglomeratgneise der Lebendun-Decke können recht kluftreich sein: Helle und rauchige Quarze fanden sich am Ghiacciaio del Cavagnö und am Pizzo dell'Arzo (LK-Blatt Basöдино).

Tunnelfunde

Gotthard-Bahntunnel

Die Funde sind beschrieben worden durch V. Sicher in STALDER et al. (1980). Im Tunnelabschnitt des Blattes Val Bedretto sind die Klüfte konzentriert auf eine vorwiegend im Streifengneis verlaufende Strecke (dem Sella-Gneis von STAPFF 1880), wo zwischen Tunnelmeter 3200 und 5400 vom Südportal 50 Klüfte beobachtet worden sind. Erwähnenswert sind Vorkommen von Pyrrhotin, Adular, Apatit, Titanit, Rutil, Anatas, Hämatit, Arsenkies und Apophyllit. Aus den südlichen Serien stammt der berühmt gewordene Fund von Elektrum (einer Gold-Silber-Legierung) von Tunnelmeter 499 ab Südportal; Blättchen und Bleche von bis zu 1,5 x 2,5 cm, zum Teil mit aufgewachsenen Oktaedern.

Gotthard-Strassentunnel

Die Mineralklüfte im Tessiner Teil des Tunnels sind während des Baus leider nicht systematisch aufgenommen worden, dies im Gegensatz zum Kanton Uri, wo dank des Einsatzes eines Mineralienaufsehers 193 Fundstellen untersucht und dokumentiert werden konnten (Verzeichnis von L. Lussmann und H.A. Stalder in STALDER et al. 1980). Immerhin liess sich eine Mineralstatistik für die beiden wichtigsten Fundbezirke Fibbia-Granitgneis (50 Klüfte) und Tremola-Serie inkl. Sorescia-Gneis (28 Klüfte) erstellen (H.A. Stalder in STALDER et al. 1980, Fig. 1e und 1f, sowie WEIBEL et al. 1990, S. 146). Im Teil Fibbia dominieren Adular, Apatit, Hämatit, Fluorit und Desmin. Die grösste Mineralkluft des Tunnelsystems wurde in der Tremola-Serie 2300 m vom Südportal angefahren, eine riesige steil stehende Kluft mit zahllosen leicht rötlichen Kalzitkristallen. Schöne Stücke sind im Museo di Storia naturale in Lugano zu sehen.

Furka-Basistunnel

Von hier stammen sehr viele schöne Kleinfunde, meistens aus dem Aushub und daher praktisch nie lokalisierbar. Die nördlichen Altkristallinserien lieferten eine (auch für die Südseite des Goms typische) Paragenese mit Schwerpunkt Quarz, Albit/Periklin, Muskovit, Ilmenit, Rutil, Anatas, Apatit, Monazit, Turmalin, Pyrit und vor allem eine reiche Karbonatsuite mit Kalzit, Ankerit, Siderit, Dolomit und Magnesit. Ein komplettes Verzeichnis findet sich in WEIBEL et al. (1990, S. 155); viele Detailangaben auch in STALDER et al. (1998).

Im Rotondo-Granit des Fensters Bedretto entdeckte KIPFER (1979) in kavernösen («hydrothermal ausgelagten») Partien mit Hohlräumen von einigen Millimetern bis wenigen Zentimetern Grösse insgesamt 46 zum Teil schön kristallisierte Mineralien von Millimetergrösse: Adular, Aeschinit, Albit, Allanit, Anatas,

Apatit, Aragonit, Arsenkies, Bassanit, Beryll, Beta-Uranophan, Biotit, Bleiglanz, Brookit, Kalzit, Cannizzarit, Chabasit, Chlorit, Epidot, Fluorit, Gadolinit, Gips, Granat, Hämatit, Heulandit, Ilmenit, Kupferkies, Laumontit, Magnetit, Magnetkies, Molybdänglanz, Monazit, Montmorillonit, Muskovit, Priorit, Pyrit, Quarz, Rutil, Sepiolith, Skolezit, Stilbit, Synchisit, Titanit, Xenotim, Zinkblende, Zirkon. Eine komplette Belegsammlung befindet sich im Naturhistorischen Museum Bern. Die Genese dieser Vorkommen ist nicht geklärt; auf jeden Fall handelt es sich nicht um klassische alpine Zerrklüfte. Die Art der Mineralien lässt vermuten, dass verschiedenartige und -altrige Prozesse beteiligt waren: Neukristallisation bei der alpinen Gebirgsbildung, postalpine oder rezente Bildungen und «Einschwemmung» primärmagmatischer Mineralien (Zirkon aus dem Granit, Beryll aus aplitisch-pegmatitischen Nestern).

GROSSE TUNNELBAUTEN

Das Gebiet des Atlasblattes ist reich an technischen Anlagen: die Strassen über den Gotthardpass, Wasserkraftwerke (Lucendro, Sella, Maggia), Festungsanlagen und Verkehrstunnel. Die grossen Tunnelbauten – Gotthard-Bahntunnel, Gotthard-Strassentunnel und Furka-Basistunnel – stellen auch weltweit gesehen Pionierleistungen dar und verdienen eine nähere Charakterisierung.

Der Vollständigkeit halber sei erwähnt, dass das Trassee des im Bau befindlichen Gotthard-Basistunnels, mit 57 km dereinst der längste Tunnel der Welt, weit östlich des Kartenblattes verläuft.

Gotthard-Bahntunnel

Nach jahrelangen erbitterten politischen Auseinandersetzungen setzte sich die Gotthardachse gegen ein vorher favorisiertes Lukmanier-Projekt durch. Basis für Baubeschluss und Finanzierung waren 1869–1871 geschlossene Staatsverträge zwischen der Schweiz, Italien und dem (1871 gegründeten) Deutschen Reich.

Nach der Prüfung hoch gelegener Trassees zwischen dem Urserental und dem oberen Val Bedretto wurde schliesslich die geradlinige Verbindung von Göschenen und Airolo gewählt. Für eine von Arnold Escher von der Linth vorgeschlagene, wesentlich längere und tiefere Variante – ein vorweg genommener Basistunnel – war die Zeit noch zu früh. Auch so war der Bau ein Pionierwerk, ein Vorstoss ins Ungewisse und ein technisch wie finanziell risikoreiches Unternehmen, in einer Zeit noch ohne Elektrizität und Zement. Die Erstellung des da-

mals längsten Tunnels der Welt war nur möglich dank dem Einsatz des 1863 erfundenen Dynamits und druckluftgetriebener, während der Bauzeit ständig verbesserter Bohrmaschinen. Für die Ausmauerung der Gewölbe wurden 156 000 m³ Felsquader benötigt, je rund zur Hälfte Aare-Granit aus dem Reusstal und Tessiner Gneis aus der Leventina.

Der Bau des Tunnels wurde an den Genfer Louis Favre vergeben, unter Übergang einer am Mont-Cenis-Tunnel bewährten Gruppe italienischer Ingenieure um Grattoni. Favre offerierte und akzeptierte Bedingungen, welche das ganze Risiko dem Unternehmer aufbürdete. Dies führte denn auch zu seinem Konkurs, posthum, er selber starb 1875 im Tunnel.

Die Geologie war in grossen Zügen bekannt (VON FRITSCH 1873, SISMONDA et al. 1866, GIORDANO 1872). Hingegen fehlten mangels Erfahrung jegliche Prognosen geotechnischer Art; der kurze, handschriftliche Bericht von B. Studer und A. Escher (STUDER & ESCHER 1864) zeugt von einer gewissen Ratlosigkeit. Als Glücksfall erwies sich die Anstellung des Bergbauingenieurs Moritz Stapff (SCHWYN 1998). Ihm verdanken wir eine generelle Beschreibung der geologischen Verhältnisse (STAPFF 1880), eine Kartierung der Oberfläche (Karte *St*, STAPFF 1885), sowie überaus genaue, auch heute noch nützliche Detailaufnahmen des Tunnels im Massstab 1:200, auf denen insbesondere auch junge Sprödbürche als «Lettenspalten» ausgeschieden sind (STAPFF 1882). Erstmals nahm er systematische Temperaturmessungen unter einem Gebirge vor. Als Tafel II reproduziert ist M. Stapffs Tunnelprofil (STAPFF 1880), welches wegen seiner vom Bergbau geprägten Art der Darstellung bei Fachkollegen mehrheitlich auf Ablehnung stiess. M. Stapff entnahm auf Weisung der Schweizerischen Geologischen Kommission mehrere systematische Sammlungen von Tunnelgesteinen, die an die schweizerischen Hochschulen geliefert wurden. Die Mineralfunde des Tunnels sind beschrieben worden durch V. Sicher in STALDER et al. (1980); vgl. S. 77. Von STEIGER (1962) stammt eine Beschreibung der südlichsten 3990 m des Tunnels.

Spezielle Schwierigkeiten beim Bau boten die Druckstrecke zwischen Tunnelmeter 2500 und 3000 ab Nordportal in der Urseren-Zone unter dem Urserental und eine 440 m lange Strecke in Serpentinitt bei 4870–5310 m ab Nordportal. Erst bei der Projektierung der Urseren-Kraftwerke 1940 ergaben Bohrungen eine kräftige Übertiefung des Urserentals unter Andermatt mit lediglich 30–40 m Felsüberdeckung des Tunnels. Hier sind die Tunnelbauer knapp einer Katastrophe entgangen, wie sie sich dann 1908 beim Bau des Lötschbergtunnels ereignet hat.

Eine reich illustrierte Zusammenfassung der Baugeschichte findet sich in KOVÁRI & FECHTIG (1996): *Historische Alpendurchstiche in der Schweiz*. Sehr lesenswert ist die in ihrer Art einmalige personenbezogene Darstellung der Geschichte der Gotthardbahn und des Tunnelbaus von MOESCHLIN (1947, 1957). In der Broschüre *Schweizer Alpenbahningenieure* finden sich Kurzbiographien

einiger mit dem Tunnelbau eng verbundener Persönlichkeiten. Es sind dies Gustave Bridel (BRIDEL 2001), Gottlieb Koller (WÄGLI 2001), Pasquale Lucchini (FINKBOHNER 2001) und Karl Emanuel Müller (WALDIS 2001).

Tabelle 7: *Gotthard-Bahntunnel, Gotthard-Strassentunnel und Furka-Basistunnel: Eckdaten. Aus verschiedenen, im Text zitierten Quellen mit nicht immer übereinstimmenden Zahlen*

	<i>Gotthard-Bahntunnel</i>	<i>Gotthard-Strassentunnel</i>	<i>Furka-Basistunnel</i>
Bauzeit	9 Jahre	10 Jahre	9 Jahre
Inbetriebnahme	1. 1. 1882	5. 9. 1980	25. 6. 1982
Länge (km)	14,982	16,918	15,4 dazu Fenster Bedretto 5,2
Davon auf Blatt Val Bedretto	Südlichste 4,3 km	Südlichste 4,7 km	Haupttunnel 10,6 km, Fenster Bedretto 5,2 km
Höhen (m ü. M.)	Göschenen 1100 Airolo 1140 Scheitelpunkt 1154	Göschenen 1100 Airolo 1140 Scheitelpunkt 1175	Oberwald 1390 Realp 1550 Scheitelpunkt 1562
Ausführung	Eine Röhre mit zwei Gleisen, Normalspur	Eine Röhre (2 Fahrspuren im Gegenverkehr) mit Sicherheitsstollen und 4 Lüftungsschächten	Eine Röhre, eingleisig, Schmalspur, mit 2 zweigleisigen Kreuzungsstrecken von je 774 m Länge
Ausbruchsprofil (m ²)	56,8	69–96 Haupttunnel 6,5 Sicherheitsstollen	23,5–36,8
Ausbruch (m ³)	847 670	1 400 000 (inkl. Sicherheitsstollen)	552 000
Gesamtkosten (Mio Fr.)	66,6	686	318
Kostenüberschreitung (Mio Fr.)	10	306	244

Gotthard-Strassentunnel

Der Bau eines Strassentunnels durch den Gotthard – damals der längste der Welt – wurde 1965 von den eidgenössischen Räten beschlossen, gleichzeitig mit der Aufnahme der nördlichen und südlichen Zufahrtsstrecken ins Nationalstrassennetz. Grundlage des Projekts bildete der Bericht *Wintersichere Strassenverbindung durch den Gotthard* (1963), in dem verschiedene Tunnelvarianten zur Diskussion gestellt wurden. Gebaut wurde schliesslich eine 17 km lange Verbindung Göschenen–Airolo, welche gegenüber dem Bahntunnel maximal 2,4 km weit gegen Westen ausholt und dort etwa der Senke des Gotthardpasses folgt.

Diese Variante ermöglichte eine optimale Positionierung der vier Lüftungsschächte sowie eine sichere Umfahrung des Andermatter Kolks. In 30 m Abstand von der Tunnelröhre wurde auf der Ostseite ein vorausseilender Erkundungsstollen erstellt; er wird heute als Sicherheitsstollen genutzt.

Eine reich illustrierte Zusammenfassung der Baugeschichte findet sich in KOVÁRI & FECHTIG (1996). Die geologisch-geotechnischen Verhältnisse sind in übersichtlicher Form zusammengestellt in KELLER et al. (1987). Die Übereinstimmung von geologischer Prognose und Befund war gut. Probleme beim Bau boten die Lockergesteinsstrecken an den Portalen, das Mesozoikum der Urseren-Zone (welches mit einer Umfahrung angegangen wurde) sowie die Paragesteinszonen im südlichen Gotthard-«Massiv». Probleme mit zeitlichen und finanziellen Konsequenzen ergaben sich bei der Umsetzung der geotechnischen Vorgaben.

Der detaillierte geologische Schlussbericht liegt bei den Kantonen Tessin und Uri, beim Bundesamt für Strassenbau, bei der ETH Zürich und bei der Geologischen Informationsstelle des Bundesamtes für Wasser und Geologie. Komplette Handstücksammlungen aus dem Tunnel besitzen der Kanton Uri (Nordseite) und die ETH Zürich (Südseite). Unterschiedlich zusammengesetzte Teilsammlungen gingen an die naturhistorischen Museen Basel, Bern, Genf und Lugano, an die erdwissenschaftlichen Institute der ETH Zürich und der Universitäten Basel, Bern, Freiburg und Lausanne sowie an den Gletschergarten Luzern. Die Mineralfunde sind beschrieben in STALDER et al. (1980), Phänomene der Zerrklüftbildung in MERCOLLI et al. (1984).

Gestützt auf Daten aus der Zeit des Tunnelbaus und eigenen Untersuchungen unter und über Tag hat LÜTZENKIRCHEN (2002) wichtige Zusammenhänge zwischen Häufigkeit und Verteilung von Sprödb Brüchen, Gebirgstemperaturen, sowie Wasserführung, -chemismus und -verweildauer aufgezeigt.

Die Frage einer zweiten Tunnelröhre, welche einen richtungsgetrenten Verkehrsfluss erlauben würde, war bereits früh diskutiert und verworfen worden. Nach einer Frontalkollision mit nachfolgendem Tunnelbrand und elf Todesopfern im Herbst 2001 ist der Ruf nach einer zweiten Röhre wieder lauter geworden und ist gegenwärtig Inhalt parlamentarischer Vorstösse. Während die eine Seite mit erhöhter Sicherheit und der Elimination eines Nadelöhrs argumentiert, befürchtet die andere eine noch höhere Anziehungskraft des Gotthards für den alpenquerenden Lastwagenverkehr. Dies zu einem Zeitpunkt, in dem die Schweiz mit einem gewaltigen Aufwand den Gotthard-Basistunnel erstellt, der gemäss dem Transitvertrag mit der EU vorab der Verlagerung des Transitverkehrs auf die Schiene dienen soll.

Die Furkatunnel

Furka-Scheiteltunnel

Dieser erste, 1910 ohne geologische Beratung in Angriff genommene Tunnel unter der Furka wurde vom Westportal her auf etwa 1860 m ü.M. in der karbonatischen Trias vorgetrieben. Er musste nach grossen Schwierigkeiten nach 156 m Vortrieb aufgegeben werden (BUXTORF 1911, 1912). Ein neuer Tunnel im Permokarbon wurde 1911 angegangen. Für die 1860 m benötigte man fünf Jahre; anschliessend war der Tunnel 1916 bis 1925 wegen Niederbrüchen unbenutzbar. Zwischen 1926 und der 1981 erfolgten Einstellung der Bergstrecke diente er der Furka-Oberalp-Bahn im Sommerbetrieb. Der schlechte Zustand des Tunnels war ein Argument für den Bau des Basistunnels. Vor einigen Jahren wurde der Tunnel für den Betrieb der privaten Dampfbahn Realp–Gletsch instand gestellt.

Furka-Basistunnel

Der Bahntunnel zwischen Oberwald und Realp bildet eine für den inneralpinen West–Ost-Verkehr wichtige wintersichere Verbindung. Er ist das einzige realisierte Teilstück eines um die Mitte des zwanzigsten Jahrhunderts projektierten hoch gelegenen Schmalspurbahn-Kreuzes Haslital/Grimsel – Goms – Val Bedretto – Urserental. Zur Zeit des Baus war er der längste Schmalspurbahntunnel der Welt.

Das Trasseee weist gegenüber einer geradlinigen Verbindung (die wegen des Verlaufs parallel zum Streichen nie ernsthaft diskutiert wurde) eine markante Ausbuchtung von rund 5 km gegen Süden auf. Dazu kommt ein rund 5 km langer Fensterstollen ins Val Bedretto, das so genannte «Bedrettofenster». Dieser Verlauf wurde ohne geologisches Detailgutachten gewählt, in der Absicht, gegen den Willen des Parlaments eine Bahnverbindung ins Val Bedretto zu erstellen. Das Bedrettofenster erwies sich später wegen technischer Fehldispositionen für den Bauvortrieb als praktisch nutzlos. Der Vortrieb wurde durch grosse geologisch-geotechnische Probleme behindert und mehrfach monatelang blockiert: Niederbrüche an hydrothermal zersetztem Cacciola-Granit und an Störzonen (vor allem im schieferungs- und bruchparallelen Teil des Trassees im Rotondo-Granit) sowie tief greifender Hakenwurf an allen Portalen. Geologie und Petrographie wurden leider nicht im Detail ausgewertet. Eine kursorische Beschreibung geben KELLER & SCHNEIDER (1982). Weitere Publikationen betreffen den auf über 6 km durchfahrenen Rotondo-Granit und seine Radioaktivität (KISSLING et al. 1978) sowie die Urangehalte von Stollenwässern (BÄRTSCHI & KEIL 1992). Die eigenartigen Mineralfunde im Rotondo-Granit wurden auf S. 77 beschrieben. Im Nordteil des Bedrettofensters hat LÜTZENKIRCHEN (2002) eine detaillierte Untersu-

chung der Störzonen vorgenommen und sie insbesondere makroskopisch, mikroskopisch und mineralogisch charakterisiert.

Es existiert keine offizielle Belegsammlung; eine kleine Sammlung von Granitproben von T. Labhart wird aufbewahrt im Institut für Geologie der Universität Bern. Der Bau des Furkatunnels war von Skandalen begleitet. Der Bericht einer nationalrätlichen Kommission enthält eine lange Liste von Vorwürfen gegen Verantwortliche im politischen, technischen und unternehmerischen Bereich (Furkatunnel 1978). Beim Bund wurden seither die Lehren gezogen, insbesondere was die Überwachung und das Controlling derartiger Grossprojekte anbelangt.

EXKURSIONEN

Dies sind nur einige wenige Vorschläge für lohnende und bewährte Exkursionen. Alle erwähnten Ausgangspunkte liegen an einem Dreipässerrundkurs Hospental–Gotthardpass–Airolo–Val Bedretto–Nufenenpass–Ulrichen–Gletsch–Furkapass (evtl. Autoverlad durch den Furkatunnel)–Realp–Hospental. Leider ist der Postautofahrplan sehr reduziert, so dass man auf das Auto angewiesen ist.

Im Übrigen bieten auch die älteren Exkursionsführer (REINHARD & PREISWERK 1934, NIGGLI & WINTERHALTER 1934, BRÜCKNER et al. 1967, GYGI et al. 1973, LABHART 1977) mancherlei Anregungen, sofern man die zum Teil drastisch veränderten Aufschluss- und Verkehrsverhältnisse berücksichtigt.

Exkursionen mit Ausgangspunkt Gotthard-Passhöhe

(Übernachtungsmöglichkeit im Hospiz)

Gotthard-Passhöhe

Rund 150 m langes Profil entlang der Strasse zwischen der Alten Sust (Museo del San Gottardo) und der Schnellstrasse; Wegweiser *Milano-Bellinzona*. 100 m bis zur Unterführung, danach weitere 50 m. Kann neben der Strasse auf einem Bankett begangen werden. Zeigt alle Aspekte des Fibbia-Granitgneises an einem einzigen zusammenhängenden Aufschluss lehrbuchhaft. Zeitbedarf 1–1,5 Stunden.

Scimfuss-Strasse

Ein sehr instruktives Profil vom Fibbia-Granitgneis durch die südlichen Gesteinszonen des Massivs (Giubine-Serie, Streifengneis, Sorescia-Gneis, Prato-Serie, Tremola-Serie) ist abseits vom Verkehr am Strässchen zum Sella-Stausee und seiner südöstlichen Fortsetzung, der so genannten Scimfuss-Strasse, aufgeschlossen. Zeitbedarf mindestens 3–4 Stunden. Die Route ist auch für die Befahrung mit Mountainbikes geeignet. Beschreibungen: R.H. Steiger in BRÜCKNER et al. (1967, S. 391 ff.) und LABHART (1977, S. 129 ff.).

Lago di Lucendro

Vom Hospiz in 20 Minuten zu Fuss oder aber mit dem Auto (komplizierte Verkehrsführung, keinesfalls Schnellstrasse benützen!) an den Fuss der Lucendro-Staumauer. Parkplatz. Am Strässchen, welches gegen Norden ansteigt und später dem Lago di Lucendro entlang verläuft, ist die Kontaktzone Fibbia-Granitgneis/Guspis-Zone gut aufgeschlossen. Zeitbedarf 2–4 Stunden.

Grosse Gotthardmassiv-Traversierung Furka-Passhöhe–Rotondohütte–Gotthard-Passhöhe.

Diese mindestens zweitägige Tour auf Fusspfaden und wegloser, aber blauweiss markierter Route ist trainierten und entsprechend ausgerüsteten Bergwanderern vorbehalten. Tagesmärsche von 5–7 Stunden. Übernachtung in der Rotondohütte des Schweizer Alpenclubs SAC, die sich auch für einen Geologie-Ruhetag eignet. Einzigartiges Profil von der Urseren-Zone quer durch das ganze Gotthardkristallin in einer grossartigen, wenig berührten Landschaft.

Die Routenführung ist im *Wanderführer Zentralschweiz* aus dem SAC-Verlag beschrieben.

Nufenenpass – Griessee

Profile durch die Nufenen-Zone knapp ausserhalb des Atlasblattgebietes, beschrieben von J.G. Ramsay (in STECK et al. 1979) und LABHART (1977, S. 107 ff.). Entweder Profil entlang der für den öffentlichen Verkehr gesperrten Kraftwerkstrasse zum Stausee Gries (Ausgangspunkt Nufenen-Passstrasse Nord, Abzweigung Pt. 2303 m) oder Profil entlang dem trocken gelegten Abfluss des Griesgletschers – «the rock exposures are some of the finest anywhere in the Alps» nach J. G. Ramsay – (Ausgangspunkt Nufenenstrasse Nord, Altstafel, 1995 m ü.M., ca. 230 Höhenmeter Anstieg) oder Kombination der beiden Routen. Zeitbedarf mindestens 3–4 Stunden. Vergleiche auch Figur 14a und b (S. 86).

Penninikum

A. Günthert (Manuskript 1976) empfiehlt die drei folgenden zusammenhängenden Tagesexkursionen, die ein komplettes Querprofil durch die Stirnzone des Penninikums erschliessen. Die zweite Etappe verläuft teilweise im unwegsamen Gelände und ist erfahrenen Bergwanderern vorbehalten.

1. *Ossasco – Alpe Cristallina (ca. 1800 m) – Stabiello grande – Cassinello 213 m – Val Casinello – Bassa di Folcra 2562 m – Passo di Cristallina (neue Cristallinahütte¹⁾).*

2. *Passo Cristallina (neue Cristallinahütte) – Osthang der Cima di Lago – Lago Sfundau – Cristallinahütte (oder Basòdinhütte und Abstieg nach Robiei).*

3. *Neue Cristallinahütte – Passo del Narèt – Südufer Lago del Narèt – Lago scuro – Laghetti mit Abstieg über die Kraftwerkstrasse ins Val Sambuco nach Fusio.*

¹⁾ Die auf dem Atlasblatt und älteren Ausgaben der Landeskarte bei Kote 2349 eingezeichnete Cristallinahütte ist nach zweimaliger Zerstörung durch Lawinen (in den Jahren 1986 und 1999) 2002 am Passo Cristallina auf 2575 m ü.M. neu gebaut worden (Koord. 683.550/147.300).

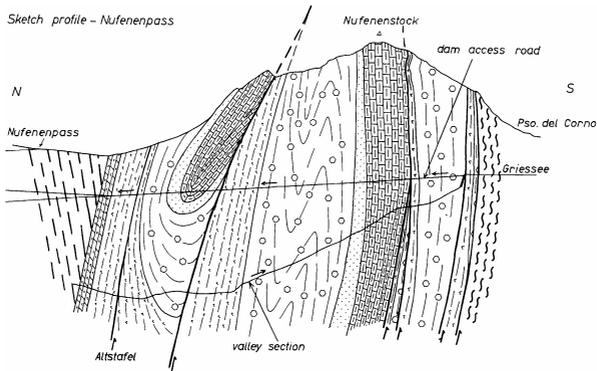
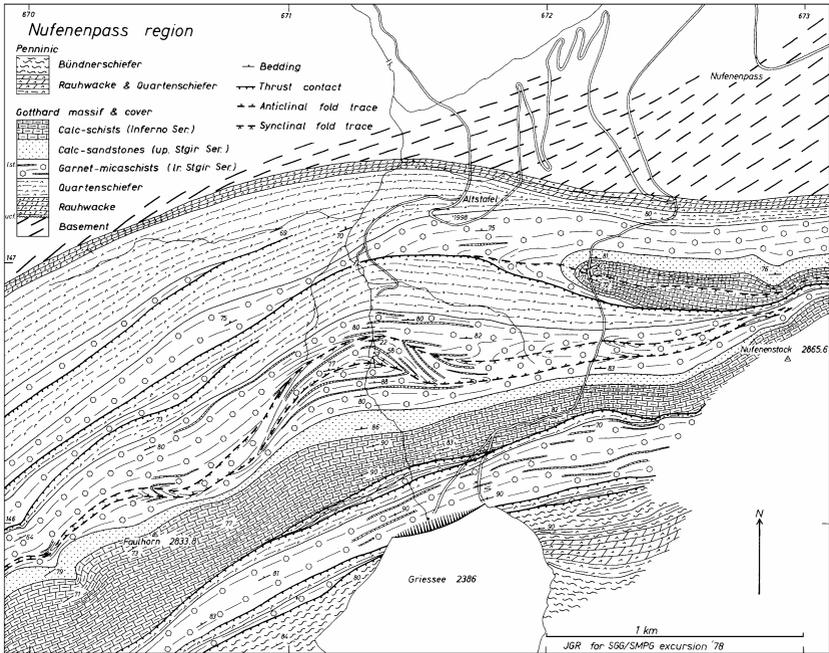


Fig. 14a and b: Geologische Kartenskizze Nufenenpass–Griessee (a) und N–S-Profil Altstafel–Griessee (b) von J. G. RAMSAY. Aus STECK et al. (1979, Fig. 5 u. 6).

LITERATURVERZEICHNIS

(inklusive weiterer, im Text nicht zitierter Werke)

- ABRECHT, J. (1994): Geologic units of the Aar massiv and their pre-Alpine rock associations: a critical review. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 74/1, 5–27.
- ABRECHT, J. & BIINO, G.G. (1994): The metagabbros of the Kastelhorn area (Gotthard massif, Switzerland): their metamorphic history inferred from mineralogy and texture. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 74/1, 53–68.
- ABRECHT, J., BIINO, G.G., MERCOLLI, I. & STILLE, P. (1991): Mafic-ultramafic rock associations in the Aar, Gotthard and Tavetsch massifs of the Helvetic domain in Central Swiss Alps: markers of ophiolitic pre-Variscan sutures, reworked by polymetamorphic events? – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 71/2, 295–300.
- AMBÜHL, E. (1928): Petrographie und Geologie des zentralen Gotthardmassivs südlich Andermatt. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 9/2, 265–441.
- ARNOLD, A. (1970a): Die Gesteine der Region Nalps-Curnera im nordöstlichen Gotthardmassiv, ihre Metamorphose und ihre Kalksilikatfels-Einschlüsse. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 138.
- (1970b): On the history of the Gotthard Massif (Central Alps, Switzerland). – Eclogae geol. Helv. 63/1, 29–30.
- (1972): Zur Entstehung der Kalksilikatfels-Einschlüsse in den gotthardmassivischen Gneisen. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 52/3, 553–555.
- BAERTSCHLI, P. & KEIL, R. (1992): Urangelhalte von Oberflächen-, Quell- und Grundwässern der Schweiz. – Beitr. Geol. Schweiz, kleinere Mitt. 94.
- BAMBAUER, H.U. & BERNOTAT, W.A. (1982): The microcline/sanidine transformation isograd in metamorphic regions. I. Composition and structural state of alkali feldspars from granitoid rocks of two N–S traverses across the Aar Massif and Gotthard «Massif», Swiss Alps. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 62/2, 185–230.
- BAMBAUER, H.U., BRUNNER, G.O. & LAVES, F. (1962): Wasserstoff-Gehalte in Quarzen aus Zerklüften der Schweizer Alpen und die Deutung ihrer regionalen Abhängigkeit. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 42/1, 221–236.
- BAUMER, A., FREY, J., JUNG, W. & UHR, A. (1961): Die Sedimentbedeckung des Gotthardmassivs zwischen oberem Bleniotal und Lugnez. – Eclogae geol. Helv. 54/2, 478–491.
- BERNOTAT, W., & BAMBAUER, H.-U. (1980): Die Mikroklin/Sanidin-Isograde in Aar- und Gotthardmassiv. – Eclogae geol. Helv. 73/2, 559–561.
- (1982): The microcline/sanidine transformation isograd in metamorphic regions. II. The region of Lepontine metamorphism, Central Swiss Alps. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 62/2, 231–244.
- BIANCONI, F. (1965): Resti fossili in rocce mesometamorfiche della regione del Campolungo. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 45/2, 571–596.
- BIINO, G.G. (1994a): The pre Late Ordovician metamorphic evolution of the Gotthard-Tavetsch massifs (Central alps): from lawsonite to kyanite eclogites to granulite retrogression. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 74/1, 87–104.
- (1994b): The mafic-ultramafic rocks of the Helvetic basement: a synthesis. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 74/3, 512–513.
- (1995): Pre-Variscan evolution of the eclogitised mafic rocks from the Helvetic basement of the central Alps. – Eur. J. Mineral. 7, 57–70.
- BIINO, G.G. & MEISEL, T. (1993): Geochemistry of polymetamorphic ultramafics (major, trace, noble and rare earth elements): an example from the Helvetic basement (Central Alps, Switzerland). – Mineral. Petrol. 49, 189–212.

- BOLLI, H., BURRI, M., ISLER, A., NABHOLZ, W., PANTIĆ, N. & PROBST, P. (1980): Der nordpenninische Saum zwischen Westgraubünden und Brig. – *Eclogae geol. Helv.* 73/3, 779–797.
- BONIN, B. (Coord.), BRÄNDLEIN, P., BUSSY, F., DESMONS, J., EGGENBERGER, U., FINGER, F., GRAF, K., MARRO, C., MERCOLLI, I., OBERHÄNSLI, R., PLOQUIN, A., QUADT, A., RAUMER, J.F. VON, SCHALTEGGER, U., STEYRER, H.P., VISONA, D. & VIVIER, G. (1993): Late Variscan Magmatic Evolution of the Alpine Basement. In: RAUMER, J.F. VON & NEUBAUER, F. (Eds.): *Pre-Mesozoic Geology in the Alps* (S. 171–201). – Springer, Berlin.
- BOSSART, P.J., MEIER, M., OBERLI, F. & STEIGER, R.H. (1986): Morphology versus U-Pb systematics in zircon: a high resolution isotopic study of a zircon population from a Variscan dike in the central Alps. – *Earth Planet. Sci. Lett.* 78, 339–354.
- BRIDEL, G. (2001): Gustave Bridel. In: *Sechs Schweizer Alpenbahningenieure. Schweizer Pioniere der Wirtschaft und Technik* 69, 55–68. – Ver. wirtschaftshist. Studien, Meilen.
- BRÜCKNER, W., QUERVAIN, F. DE, STEIGER, R. & WENK, E. (1967): *Exkursion Aldorf-Gotthard-Bellinzona*. – Geol. Führer Schweiz 5, 380–399. Wepf, Basel.
- BRUGHERA, F. (1984): Apatit von der Fibbia. – *Schweizer Strahler* 6, 404–409.
- BURCKHARDT, C.E. (1942): *Geologie und Petrographie des Basodino-Gebietes (nordwestliches Tessin)*. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 22/1, 99–186.
- BUXTORF, A. (1911): Gutachten über die geologischen Verhältnisse des im Bau befindlichen Furkatunnels. – Privatgutachten (unpubl.).
- (1912): Über die geologischen Verhältnisse des Furkapasses und des im Bau befindlichen Furkatunnels. – *Eclogae geol. Helv.* 12, 176–178.
- DEMPSTER, T. (1986): Isotope systematics in minerals: biotite rejuvenation and exchange during Alpine metamorphism. – *Earth and planet. Sci. Lett.* 78, 355–367.
- ESCHER, H.-C. (1806): Bemerkungen über Herrn von Humbolds Anzeigen zum Streichen und Fallen der Felsen-Schichten in den Alpen nebst einigen Angaben über das Profil der Granitformation in der Gegend des Gotthards. – *Alpina* 1, 25–45.
- ECKARDT, P., FUNK, H. & LABHART, T. (1983): Postglaziale Krustenbewegungen an der Rhein-Rhone-Linie. – *Vermess., Photogramm., Kulturtechn.* 83, 43–56.
- EICHENBERGER, R. (1924): *Geologisch-petrographische Untersuchungen am Südwestrand des Gotthardmassivs (Nufenengebiet)*. – *Eclogae geol. Helv.* 18/3, 451–483.
- ENGI, M., TODD, C.S. & SCHMATZ, D.R. (1995): Tertiary metamorphic conditions in the eastern Lepontine Alps. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 75/3, 347–369.
- FEHR, W. (1922): *Geologisch-petrographische Untersuchungen im centralen Teile der südlichen Gneise des Aarmassivs*. – Diss. Univ. Bern (unpubl.).
- FINKBOHNER, W. (2001): Pasquale Lucchini. In: *Sechs Schweizer Alpenbahningenieure. Schweizer Pioniere der Wirtschaft und Technik* 69 (S. 21–28). Ver. wirtschaftshist. Studien, Meilen.
- FISCHER, E.H. (1923): *Petrogenetische Untersuchungen im westlichen Gotthardmassiv*. – Diss. Univ. Bern.
- FREY, J.D. (1967): *Geologie des Greinagebietes*. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 131.
- FREY, M., BUCHER, K., FRANK, E. & MULLIS, J. (1980): Alpine metamorphism along the geotransverse Basel-Chiasso – a review. – *Eclogae geol. Helv.* 73/2, 527–546.
- FREY, M., BUCHER, K., FRANK, E. & SCHWANDER, H. (1982): Margarite in the Central Alps. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 62/1, 21–45.
- FREY, M., DESMONS, J. & NEUBAUER, F. (1999a) Eds.: *The new metamorphic map of the Alps*. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. (spec. Vol.)* 79/1,

- (1999b): The new metamorphic map of the Alps. Introduction. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 79/1, 1–4.
- FREY, M. & FERREIRO MÄHLMANN, R. (1999): Alpine metamorphism of the Central Alps. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 79/1, 135–154.
- FRITSCH, K. VON (1873): Das Gotthardgebiet. – Beitr. geol. Karte Schweiz 15.
- FUNK, H. & GUBLER, E. (1980): Höhenänderungen der Fixpunkte im Gotthard-Bahntunnel zwischen 1917 und 1977 und ihre Beziehung zur Geologie. – *Eclogae geol. Helv.* 73/2, 583–593.
- Furkatunnel (1978): Nachfinanzierung (Verantwortlichkeiten). – Bericht der Komm. des Nationalrates.
- GEBAUER, D. (1993): The Pre-Alpine Evolution of the Continental Crust of the Central Alps – An Overview. In: RAUMER, J.F. VON & NEUBAUER, F. (Eds.): *Pre-Mesozoic Geology in the Alps* (S. 93–117). – Springer, Berlin.
- GIORDANO, F. (1872): *Esame geologico della catena alpina del San Gottardo*. – Estratto dal «Volume II delle memorie del Regio Comitato Geologico».
- GRÖGLER, N. & STEIGER, R. (1961): Thermoluminiszenz-Erscheinungen an Hornblenden der Tremolaserie. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 41/1, 11.
- GRAESER, S. & NIGGLI, E. (1967): Zur Verbreitung der Phengite in den Schweizer Alpen; ein Beitrag zur Zoneographie der alpinen Metamorphose. – *Etages tect., Colloq. Neuchâtel*.
- GRUBENMANN, J.U. (1970): *Die Bündnerschiefer der Val Torta (Val Bedretto)*. – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
- GRUBENMANN, U. (1888): Über die Gesteine der sedimentären Mulde von Airolo. – *Mitt. thurg. natf. Ges.* 8, 15–39.
- (1890): Zur Kenntnis der Gotthard-Granite. – *Mitt. thurg. natf. Ges.* 9.
- (1892): Über Gesteine des granitischen Kerns im östlichen Teil des Gotthardmassivs. – *Mitt. thurg. natf. Ges.* 10.
- GRUJIC, D. & MANKTELOW, N.S. (1996): Structure of the northern Maggia and Lebendun Nappes, Central Alps, Switzerland. – *Eclogae geol. Helv.* 89/1, 461–504.
- GRÜNENFELDER, M. & HAFNER, S. (1962): Über das Alter und die Entstehung des Rotondogranits. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 42/1, 169–207.
- GRÜNENFELDER, M., HOFMÄNNER, F. & GRÖGLER, N. (1964): Heterogenität akzessorischer Zirkone und die petrogenetische Deutung ihrer Uran/Blei-Zerfallsalter. II. Präkambrische Zirkonbildung im Gotthardmassiv. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 44/2, 543–558.
- GUBLER, E. (1976): Beitrag des Landesnivellements zur Bestimmung vertikaler Krustenbewegungen in der Gotthard-Region. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 56/3, 675–678.
- GUERROT, C. & STEIGER, R.H. (1991): Variscan granitoids of the Gotthard massif, Switzerland: U-Pb single zircon and Sr-Nd data. – *Terra Abstr.* 3, 35.
- GÜNTHER, A. (1953a): Mineralfunde im Penninikum des NW Tessins. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 33/1, 159–161.
- (1953b): Plagioklase aus Klüften der Tessiner Alpen. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 33/1, 161–166.
- (1954): Beiträge zur Petrographie und Geologie des Maggialappens (NW Tessin). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 34/1, 1–159.
- (1958): Blatt 1271 Basodino. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25 000, Erläut. 34.
- (1971): Klufftypen im nordwestlichen Tessin und westlichen Gotthardmassiv, eine Übersicht. – *Eclogae geol. Helv.* 64/1, 105–131.
- GÜNTHER, A., SCHWANDER, H., STERN, W.B. & FRANK, E. (1985): Anorthitgehalt von Plagioklasen in karbonatführenden Gesteinen der Amphibolitfazies der Zentralalpen (Tosa-Tessin-Region). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 65/2–3, 159–210.

- GÜNTHER, A., STERN, W.B. & SCHWANDER, H. (1976): Über isochemische Granitgneisbildung im Maggia-Lappen (Leontin der Zentralalpen). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 56/1, 105–143.
- GYGI, R.A., JÄCKLI, H., NIGGLI, E., SCHINDLER, C. & TRÜMPY, R. (1973): Geologische Exkursion vom Rhein zum Gotthard. – Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver. [N.F.] 55, 13–42.
- HAFNER, S. (1958): Petrographie des südwestlichen Gotthardmassivs. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 38/2, 255–362.
- HAFNER, S.S. & LOIDA, A. (1980): Origin and variation of the microcline trilinearity in granitic rocks of the Central Alps. – *Eclogae geol. Helv.* 73/2, 563–570.
- HANSEN, J.W. (1972): Zur Geologie, Petrographie und Geochemie der Bündnerschiefer-Serien zwischen Nufenenpass (Schweiz) und Cascata Toce (Italia). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 52/1, 109–153.
- HANTKE, R. (1983): Eiszeitalter (Bd. 3). – Ott, Thun.
- HASLER, P. (1949): Geologie und Petrographie der Sambuco-Massari-Gebirgsgruppe zwischen der oberen Leventina und Valle Maggia im nördlichen Tessin. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 29/1, 50–155.
- HEIM, A. (1921): Geologie der Schweiz. – Tauchnitz, Leipzig.
- HEITZMANN, P. (1969): Die Bündnerschiefer zwischen Val Piana und Val Cassinello (Val Bedretto). – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
- (1985): Kakirite, Kataklasite, Mylonite. Zur Nomenklatur der Metamorphite mit Verformungsgefügen. – *Eclogae geol. Helv.* 78/2, 273–286.
- HERREN, E. (1981): Tektonik und Deformation im Gebiet nördlich des Griesgletschers. – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
- HEZNER, L. (1909): Petrographische Untersuchungen der kristallinen Schiefer auf der Südseite des St. Gotthard (Tremola-Serie). – N. Jb. Miner. Geol. Paläont. Beilb. 27, 157–218.
- HIGGINS, A.K. (1964a): Fossil remains in staurolite-kyanite schists of the Bedretto-Mulde Bündnerschiefer. – *Eclogae geol. Helv.* 57/1, 151–156.
- (1964b): The structural and metamorphic geology of the area between Nufenenpass and Basodino, Tessin, Switzerland. – PhD Thesis, Imperial College, London.
- HOFMÄNNER, F. (1962): Statistische Untersuchungen an Zirkonen des Gamsboden- und Fibbiagneises (Gotthardmassiv). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 42/2, 321–325.
- (1964): Petrographische Untersuchung der granitoiden Gesteine zwischen Gotthard- und Witenwassererens. – Diss. Phil. II, Zürich.
- HUBER, H.M. (1943): Physiographie und Genesis der Gesteine im südöstlichen Gotthardmassiv. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 23/1, 72–260.
- HUBER, M. (1981): Geologisch-strukturelle Untersuchungen im oberen Maggia-Gebiet (Tessin). – Diss. ETH Zürich.
- HUBER, M., RAMSAY, J. & SIMPSON, C. (1980): Deformation in the Maggia and Antigorio nappes, Lepontine Alps. – *Eclogae geol. Helv.* 73/2, 593–606.
- HUNZIKER, J.C., HURFORD, H.J. & CALMBACH, L. (1997): Alpine cooling and uplift. In: PFIFFNER, O.A., LEHNER, P., HEITZMANN, P., MÜLLER, S. & STECK, A. (Eds.): Deep structure of the Swiss Alps. Results of NRP 20 (S. 260–263). – Birkhäuser, Basel.
- HUNZIKER, M., BRANDT, M. & BRENNER, G. (1995): Clubführer Gotthard. – SAC-Verlag, Chur..
- HURFORD, A.J. (1986): Cooling and uplift patterns in the Lepontine Alps, south Central Switzerland and an age of vertical movement on the Insubric fault line. – *Contrib. Mineral. Petrol.* 92, 413–427.
- JÄGER, E. & NIGGLI, E. (1964): Rubidium-Strontium-Isotopenanalysen an Mineralien und Gesteinen des Rotondogranits und ihre geologische Interpretation. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 44/1, 61–81.

- JÄGER, E., NIGGLI, E. & WENK, E. (1967): Rb-Sr Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 134.
- JEANRICHARD, F. (1972): Contributions à l'étude du mouvement vertical des Alpes. – Boll. Geodesia sci. aff. 31/1, 17–40.
- (1973): Nivellement et surrection actuelle des Alpes. – Rev. Mensur., Photogramm., Génie rural 1, 3–12.
- JOOS, M.G. (1969): Zur Geologie der Monte Giove-Gebirgsgruppe im östlichen Simplon-Gebiet (Novara, Italien). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 49/2, 277–323.
- KAMBER, B.S. (1993): Regional metamorphism and uplift along the southern margin of Gotthard massif; results form the Nufenenpass area. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 73/2, 241–257.
- KELLER, F. & SCHNEIDER, T.R. (1982): Der Furka-Basistunnel. Geologie und Geotechnik. – Schweiz. Ing. u. Arch. 24.
- KELLER, F., WANNER, H. & SCHNEIDER, T.R. (1987). Geologischer Schlussbericht Gotthard-Strassentunnel. Zusammenfassung. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 70.
- KIPFER, A. (1979): Mineralien aus dem Rotondogranit. – Schweizer Strahler 5, 45–91.
- KISSLING, E. (1976): Radiometrische Untersuchungen im Rotondogranit. – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
- KISSLING, E., LABHART, T.P. & RYBACH, L. (1978): Radiometrische Untersuchungen am Rotondogranit. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 58/3, 357–388.
- KLAPER, E.M. (1982): Deformation und Metamorphose in der nördlichen Maggia-Zone. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 62/1, 47–76.
- (1983): Errata: Deformation und Metamorphose in der nördlichen Maggia-Zone (Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 62/1, 47–76). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 63/2–3, 329–332).
- (1986): Deformation und Metamorphose im Gebiet des Nufenenpasses, Lepontinische Alpen. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 66/1, 115–128.
- KLAPER, E.M. & BUCHER-NURMINEN, K. (1987): Alpine metamorphism of pelitic schists in the Nufenen Pass area, Lepontine Alps. – J. metamorphic Geol. 5, 175–194.
- KLEMENZ, W., EHRMINGER, B., GILBY, D. & LÖW, S. (1999): Hydrogeologische Prognose Gotthardtunnel. In: LÖW, S. & WYSS, R. (Hrsg.): Vorerkundung und Prognose der Basistunnels am Gotthard und am Lötschberg (S. 31–43). – Balkema, Rotterdam.
- KLEMM, G. (1904–1907): Bericht über Untersuchungen an den sogenannten «Gneissen» und den metamorphen Schiefern der Tessiner Alpen. – Sitzber. königl. preuss. Akad. Wiss. II 1904, 1–20; XX 1905, 1–12; XXII 1906, 1–12.
- KÖPPEL, V., GÜNTHER, A. & GRÜNENFELDER, M. (1980): Pattern of U-Pb zircon and monazite ages in polymetamorphic units of the Swiss Central Alps. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 61/1, 97–119.
- KOVÁRI, H. & FECHTIG, R. (1996): Historische Alpendurchstiche in des Schweiz. Gotthard, Simplon, Lötschberg. – Ges. Ingenieurbaukunst, Stäubli Verlag, Zürich.
- KVALE, A. (1957): Gefügestudien im Gotthardmassiv und den angrenzenden Gebieten (Vorläufige Mitteilung). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 37/2, 398–434.
- (1966): Gefügestudien im Gotthardmassiv und den angrenzenden Gebieten. – Sonderveröff. Schweiz. geotech. geol. Komm.
- LABHART, T.P. (1977): Aarmassiv und Gotthardmassiv. – Sammlung geologischer Führer 63. Borntraeger, Berlin/Stuttgart.
- (1999): Aarmassiv, Gotthardmassiv und Tavetscher Zwischenmassiv: Aufbau und Entstehungsgeschichte. In: LÖW, S. & WYSS, R. (Hrsg.): Vorerkundung und Prognose der Basistunnels am Gotthard und am Lötschberg. (S. 31–43). – Balkema, Rotterdam. Mit separater Karte 1:200000.

- LABHART, T.P. & RYBACH, L. (1980): Radiometrische Stollenprofile durch zentralmassivische Granite im Bereich der Schweizer Geotraverse. – *Eclogae geol. Helv.* 73/2, 571–581.
- LABHART, T.P. & SCHALTEGGER, U. (in Vorb.): Blatt 1231 Urseren. – *Geol. Atlas* 1:25 000, Erläut. (unpubl.)
- LEHNER, P., MUELLER, S. & TRÜMPY, R. (1997): Deep structure of Swiss Alps: an introduction. In: PFIFFNER, O.A., LEHNER, P., HEITZMANN, P., MÜLLER, S. & STECK, A. (Eds.): Deep structure of the Swiss Alps. Results of NRP 20 (S. 1–9). – Birkhäuser, Basel.
- LEU, W. (1985): Geologie der Sedimentzüge zwischen Griessee und Passo del Corno (Nufenengebiet, Wallis). – *Eclogae geol. Helv.* 78/3, 537–544.
- (1986): Lithostratigraphie und Tektonik der nordpininischen Sedimente in der Region Bedretto-Baceno-Visp. – *Eclogae geol. Helv.* 79/3, 769–824.
- LISZKAY, M. (1965): Geologie der Sedimentbedeckung des südwestlichen Gotthard-Massivs im Oberwallis. – *Eclogae geol. Helv.* 58/2, 901–965.
- LOIDA, A. (1979): Die Kristallchemie von Granat und die Triklinität der Alkalifeldspäte als petrogenetische Indikatoren in Verbindung mit der Kristallisationsgeschichte granitischer Gesteine des Gotthardmassivs. – Diss. Univ. Marburg.
- LÖW, S., FREI, B., LAWS, S. & LÜTZENKIRCHEN, V. (1999): Zur Hydrogeologie von Störzonen im östlichen Aar- und Gotthardmassiv. In: LÖW, S. & WYSS, R. (Hrsg.): Vorerkundung und Prognose der Basistunnels am Gotthard und am Lötschberg (S. 185–194). – Balkema, Rotterdam.
- LUSSER, K.F. (1829): Geognostische Forschung und Darstellung des Alpen-Durchschnitts vom St. Gotthard bis Arth am Zugersee. – *Denkschr. allg. schweiz. Ges. gesamt. Naturwiss.* 1, 144–172.
- (1842): Nachträgliche Bemerkung zu der geognostischen Forschung und Darstellung des Alpen-Durchschnitts vom St. Gotthard bis Arth am Zugersee. – *Neue Denkschr. schweiz. natf. Ges.* 6.
- LÜTZENKIRCHEN, V. (2002): Structural geology and hydrogeology of brittle fault zones in the Central and Eastern Gotthard massif, Switzerland. – Diss. ETH Zürich 14749.
- MARQUER, D. (1987): Transfert de matière et déformation progressive des granitoides: Exemple des Massifs de l'Aar et du Gothard (Alpes centrales suisses). – *Mém. Doc. Centre armor. Etude struct. Socles 10* (Thèse Univ. Rennes).
- (1990): Structures et déformation alpine dans les granites hercyniens du massif du Gothard (Alpes centrales suisses). – *Eclogae geol. Helv.* 83/1, 77–97.
- MARQUER, D. & GAPAIS, D. (1985): Les massifs cristallins externes sur une transversale Gut-tannen-Val Bedretto (alpes centrales): structures et histoire cinématique. – *C.R. Acad. Sci. Paris*, 301/II-8, 543–546.
- MEISEL, T. & BIINO, G.G. (1994): Major, trace, noble and rare earth elements distribution and Osmium isotopes in polymetamorphic ultramafic rocks (Aar and Gotthard massifs, Central Alps, Switzerland). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 74/2, 292–293.
- MERCOLLI, I., ABRECHT, J. & BIINO, G.G. (1994a): The pre-Alpine crustal evolution of the Aar-, Gotthard and Tavetsch massifs. Introduction. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 74/1, 3–4.
- MERCOLLI, I., BIINO, G.G. & ABRECHT, J. (1994b): The lithostratigraphy of the pre-Mesozoic basement of the Gotthard massif: a review. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 74/1, 29–40.
- MERCOLLI, I., SCHENKER, F. & STALDER, H.A. (1984): Geochemie der Veränderungen von Granit durch hydrothermale Lösungen (Zentraler Aare-Granit). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 64/1, 67–82.
- MICHALSKI, I. & SOOM, M. (1990): The Alpine thermo-tectonic evolution of the Aar and Gotthard massifs, central Switzerland: fission track ages on zircon and apatite and K-Ar mica ages. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 70/3, 373–387.

- MILNES, A.G. (1974a): Post-nappe folding in the western Lepontine Alps. – *Eclogae geol. Helv.* 67/2, 333–348.
- (1974b): The structure of the Pennine Zone (Central Alps): a new working hypothesis. – *Bull. geol. Soc. Amer.* 85, 1727–1732.
- MOESCHLIN, F. (1947): Wir durchbohren den Gotthard. Zweibändige Originalausgabe. – Büchergilde Gutenberg, Zürich.
- (1957): Wir durchbohren den Gotthard. Gekürzte, einbändige Ausgabe. – Artemis, Zürich.
- MULLIS, J. (1995): Entstehung alpiner Kluftminerale. – *Mitteilungen für Wissenschaft und Technik XI/2*, 54–64. Wetzlar.
- (1996): P-T-t path of quartz formation in extensional veins of the Central alps. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 76/2, 159–164.
- NIGGLI, C.R. (1965a): Petrographie und Petrogenese der Migmatite und Gneise im südlichen Aarmassiv zwischen Obergesteln und Furkapass. – *Diss. Univ. Bern.*
- (1965b): Über die Natur sagenitartig angeordneter Nadeln in Biotit. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 45/2, 807–817.
- NIGGLI, E. (1948): Zur zeitlichen Abfolge der magmatischen und metamorphosierenden Vorgänge im Gotthardmassiv. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 28/1, 165–177.
- NIGGLI, P. (1929): Die chemisch-mineralogische Charakteristik der metamorphen Paragesteinsprovinz am Südrande des Gotthardmassivs. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 9, 160–187.
- NIGGLI, P. & WINTERHALTER, R. (1934): Gotthardpass. – *Geol. Führer Schweiz XI*, 797–801. Wepf, Basel.
- NIGGLI, P., GRUBENMANN, U., JEANNET, A. & MOSER, R. (1915): Die natürlichen Bausteine und Dachschiefer der Schweiz. – *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser.* 4.
- NUNES, P.D. & STEIGER, R.H. (1974): A U-Pb Zircon, and Rb-Sr and U-Th-Pb whole rock study of a polymetamorphic terrane in the Central Alps, Switzerland. – *Contr. Mineral. Petrol.* 47, 255–280.
- OBERHÄNSLI, R. (1986): Geochemistry of meta-lamprophyres from the Central Swiss Alps. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 66/3, 315–342.
- (1987): Mineralogy and Alpine metamorphism of meta-lamprophyres from the Central Swiss Alps. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 67/3, 321–338.
- OBERHOLZER, W. (1955): Geologie und Petrographie des westlichen Gotthardmassivs. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 35/2, 320–409.
- OBERLI, F., BIINO, G.G. & MEIER, M. (1993): Early polymetamorphic evolution of a Central Swiss Alpine terrain examined by single-crystal U-Th-Pb dating techniques. – *Terra Abstr.* 5, 392.
- OBERLI, F., MEIER, E. & BIINO, G.G. (1994): Time constraints on the pre-Variscan magmatic/metamorphic evolution of the Gotthard and Tavetsch units derived from single-zircons U-Pb results. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 74/3, 483–488.
- OBERLI, F., SOMMERAUER, J. & STEIGER, R.H. (1981): U-(Th)-Pb systematics and mineralogy of single crystals and concentrates from the Cacciola granite, central Gotthard massif, Switzerland. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 61, 323–348.
- OSCHIDARI, H. (1986): Mineralogisch-petrographische und geochemische Untersuchungen am Südrand des Aarmassivs zwischen Oberwald und Ulrichen. – *Diplomarb. Univ. Bern* (unpubl.).
- PANTIĆ, N. & GANSSER, A. (1970): Palynologische Untersuchungen in Bündnerschiefern (vorläufige Mitteilung). – *Eclogae geol. Helv.* 70/1, 59–81.
- PANTIĆ, N. & ISLER, A. (1981): Palynologische Untersuchungen in Bündnerschiefern (III). – *Eclogae geol. Helv.* 74/3, 1063–1072.

- PARRA DEL RIO, M.D. (1993): Los «Planos geognosticos de los Alpes, la Suiza y el Tirolo» de Carlos de Gimbernat. – Ediciones Doce Calles, Aranjuez.
- PERETTI, A., BUCHER, I. & STEIGER, R.H. (1981): Rb-Sr-Alter von Klufftmineralien im südlichen Gotthardmassiv. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 61/2–3, 360–361.
- PERSAUD, M. (2002): Active tectonics in the Eastern Swiss Alps. – Diss. Univ. Bern.
- PETTKE, T. & KLAPER, E. (1992): Zur Petrographie und Deformationsgeschichte des südöstlichen Gotthardmassivs. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 72/2, 197–211.
- PFEIFER, H.R., BIINO, G., MÉNOT, R.P. & STILLE, P. (1993): Ultramafic Rocks in the Pre-Mesozoic Basement of the Central and External Western Alps. In: RAUMER, J.F. VON & NEUBAUER, F. (Eds.): Pre-Mesozoic Geology in the Alps (S. 119–143). – Springer, Berlin.
- PFIFFNER, O.A., SAHLI, S. & STÄUBLE, M. (1997): Structure and evolution of the external basements uplifts. In: PFIFFNER, O.A., LEHNER, P., HEITZMANN, P., MÜLLER, S. & STECK, A. (Eds.): Deep structure of the Swiss Alps. Results of NRP 20 (S. 139–153). – Birkhäuser, Basel.
- PINI, E. (1783): Memoria mineralogica sulla montagna e i suoi contorni di S. Gottardo. – Marelli, Milano.
- PLESSMANN, W. (1957): Tektonik und Metamorphose der Bündner Schiefer am SW-Rand des Gotthardmassivs. – Nachr. Akad. Wiss. Göttingen IIa, 1, 18–31.
- (1958): Tektonische Untersuchungen an Randteilen des Gotthard- und Montblanc-Massivs sowie an der Grenze Penninikum-Helvetikum. – Nachr. Akad. Wiss. Göttingen IIa, 7, 153–188.
- PREISWERK, H. (1918): Geologische Beschreibung der lepontinischen Alpen. II. Teil. Oberes Tessin- und Maggiagebiet. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 26/II.
- PREISWERK, H. & REINHARD, M. (1934): Geologische Uebersicht über das Tessin. Geologischer Führer der Schweiz (Fasc. III, S. 190–204). – Wepf, Basel.
- PROBST, P. (1980): Die Bündnerschiefer des nördlichen Penninikums zwischen Valser Tal und Passo di San Giacomo. – Beitr. Geol. Karte Schweiz [N.F.] 153.
- PURDY, J.W., & STALDER, H. (1973): K-Ar-Ages of fissure minerals from the Swiss Alps. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 53/1, 79–98.
- QUERVAIN, F. DE (1984): Gesteinsarten an historischen Bau- und Bildwerken in der Schweiz. Band 8 (Tessin und Wallis). – Inst. Denkmalpflege ETH Zürich.
- RAMSAY, J.G. & ALLISON, I. (1979): Structural analysis of shear zones in an alpinised Hercynian granite (Maggia Lappen, Pennine Zone, Central Alps). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 59/3, 251–279.
- RAUMER, J.F. VON (1998): The Palaeozoic evolution in the Alps: from Gondwana to Pangea. – Geol. Rdsch. 87, 407–435.
- RAUMER, J.F. VON, ABRECHT, J., BUSSY, F., LOMBARDO, B., MÉNOT, R.-P. & SCHALTEGGER, U. (1999): The Palaeozoic metamorphic evolution of the Alpine external Massifs. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 79/1, 5–22.
- RAUMER, J.F. VON, MÉNOT, R.P., ABRECHT, J. & BIINO, G. (1993): The Pre-Alpine Evolution of the External Massifs. In: RAUMER, J.F. VON & NEUBAUER, F. (Eds.): Pre-Mesozoic Geology in the Alps (S. 221–240). – Springer, Berlin.
- RAUMER, J.F. VON & NEUBAUER, F. (1993a): History of Geological Investigations in the Pre-Triassic Basement of the Alps. In: RAUMER, J.F. VON & NEUBAUER, F. (Eds.): Pre-Mesozoic geology in the Alps (S. 55–63). – Springer, Berlin.
- (1993b): Late Precambrian and Palaeozoic Evolution of the Alpine Basement – An Overview. In: RAUMER, J.F. VON & NEUBAUER, F. (Eds.): Pre-Mesozoic geology in the Alps (S. 625–639). – Springer, Berlin.

- (1994): The palaeozoic evolution of the Alps. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 74/3, 459–467.
- REINHARD, M. & PREISWERK, H. (1934): Exkursion Nr.65: Cristallina – Val Bavona – Bignasco – Locarno. *Geologischer Führer der Schweiz* (Fasc. XI, S. 819–823). – Wepf, Basel.
- RENNER, F. (1982): Beiträge zur Gletschergeschichte des Gotthardgebietes und dendroklimatologische Analysen an fossilen Hölzern. – *Phys. Geogr.* 8.
- RYBACH, L. (1971): Radiometric techniques. In: WAINERDI, R.E. & UKEN E.A. (Eds.): *Modern methods of Geochemical Analysis*. – Plenum Press, New York / London.
- RYBACH, L., BODMER, P., WEBER, R. & ENGLAND, C. (1982): Heat flow and heat generation in the new Gotthard tunnel, Swiss Alps (preliminary results). In: CERMAK, V. & HÄNEL, R. (Eds.): *Geothermics and geothermal energy* (S. 63–69). – Schweizerbart, Stuttgart.
- RYBACH, L. & HAFNER, S. (1962): Radioaktivitätsmessungen an Gesteinen des St. Gotthard-Profils. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 42/1, 210–219.
- RYBACH, L., HAFNER, S. & WEIBEL, M. (1962): Die Verteilung von U-Th, Na, K und Ca im Rotodogranit. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 42/2, 307–320.
- SABARIS, L.S. & WEIDMANN, M. (1982): La première carte géologique de la Suisse, par le géologue catalan Carles de Gimbernat (1768–1834). – *Eclogae geol. Helv.* 75/2, 227–232.
- SALOMON, W. (1911): Arietites sp. im schiefrigen, granatführenden Biotit-Zoisit-Hornfels der Bedrettozone des Nufenenpasses. – *Verh. nathist.-med. Ver. Heidelberg [N.F.]* 11/3, 220–224.
- SALOMON, W. (1912): Ist die Parallelstruktur des Gotthardgranites protoklastisch? – *Verh. nathist. -med. Ver. Heidelberg [N.F.]* 11/3, 225–229.
- SCHAER, J.P. & JEANRICHARD, F. (1974): Mouvements verticaux anciens et actuels dans les Alpes Suisses. – *Eclogae geol. Helv.* 67/1, 101–119.
- SCHAER, J.P., REIMER, G.M. & WAGNER, G.A. (1975): Actual an ancient uplift rate in the Gotthard region, Swiss Alps: a comparison between precise levelling and fission track apatite age. – *Tectonophysics* 29, 293–300.
- SCHALTEGGER, U. (1993): The evolution of the polymetamorphic basement in the Central Alps unravelled by precise U-Pb zircon dating. – *Contrib. Mineral. Petrol.* 113, 466–478.
- (1994): Unravelling the Pre-Mesozoic history of Aar and Gotthard massifs (Central Alps) by isotopic dating – a review. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 74/1, 41–52.
- SCHALTEGGER, U. & GEBAUER, D. (1999): Pre-alpine geochronology of the Central, Western and Southern Alps. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 79/1, 79–87.
- SCHLATTER, A. & MATTLI, B. (2001): AlpTransit, Gotthard-Basistunnel: Kinematische Ausgleichung und Deformationsanalyse im Gotthardgebiet Stand 2000. – *Bundesamt Landestopogr., tech. Ber.* 00-03.
- SCHLATTER, A., GUBLER, E., MATTLI, B. & SCHNEIDER, D. (1997): Neues Landeshöhennetz LHN 95. Deformations-Analyse Gotthard. Untersuchungen der Senkungerscheinungen im Bereich des Gotthard-Strassentunnels. – *Bundesamt Landestopogr., tech. Ber.* 97-40.
- SCHMID, S.M. (1998): Die Piora-Zone in ihrem geologisch-tektonischen Rahmen. – *SANW-Tagung Airolo. Abstracts*, 3–5.
- 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.
- SCHMIDT, C. (1919): Bericht über Topf- und Ofensteine im Kanton Tessin. – *Manusk. schweiz. geotech. Komm.*
- SCHWARZE, G.F., KLINGELÉ, E.E. & RYBACH, L. (1992): Airborne radiometric mapping in Switzerland. – *Beitr. Geol. Schweiz, Geophysik* 25.

- SCHWYN, M. (1998): Moritz Stapff – der Geologe am Gotthard. In: Kohle, Strom und Schienen – die Eisenbahn erobert die Schweiz (S. 165–168). – Verkehrshaus der Schweiz. Verlag NZZ.
- SERGEEV, S. A., MEIER, M. & STEIGER, R. H. (1993): Hercynian granitoid magmatism in the Gotthard massif: a discontinuous process? – SANW-Tagung Bagnes-Verbier. Abstracts, 107.
- (1995): Improving the resolution of single-grain U/Pb dating by use of zircon extracted from feldspar: application to the Variscan magmatic cycle in the Central Alps. – Earth and planet. Sci. Lett. 134, 37–51.
- SERGEEV, S. A. & STEIGER, R. H. (1993): High-precision U-Pb single zircon dating of Variscan and Caledonian magmatic cycles in the Gotthard massif, Central Swiss Alps. – Terra abstracts, Suppl. 1 to Terra Nova 5, 394–395.
- (1994): Time and conditions of continental growth processes in the Gotthard external massif, Swiss Central alps. – ICOG8 Berkeley. Abstracts, 285.
- (1995): Caledonian an Variscan granitoids of the Gotthard massif: new geochronological and geochemical results. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 75/2, 315–316.
- (1996): New estimate of emplacement and source ages of the acid gneisses constituting the pre-alpine basement: single-zircon and zircon fragment U/Pb dating. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 76/1, 121–122.
- (1998): Application of novel sub-grain scale analytical techniques in zircon U/Pb geochronology to enhance the history of the polymetamorphic augen gneiss (Central Swiss Alps). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 78/1, 204–205.
- SIBBALD, T. I. I. (1972): The structural and metamorphic geology of the Val Piora region, Ticino, Switzerland. – Thesis, London
- SISMONDA, A., STOPPANI, A. & GIORDANO, F. (1866): Rapporte della commissione istituita per l'esame geologico delle grandi gallerie progettate attraverso le Alpi Italo-Elvetiche. – Bulletin trimestriale de Club alpino Italiano, 34–51.
- SONDER, R. (1921): Untersuchungen über den Differentiationsverlauf der spätpaläozoischen Granitintrusionen im zentralen und westlichen Gotthardmassiv. – Diss. Univ. Zürich.
- STALDER, H. A., QUERVAIN, F. DE, NIGGLI, E. & GRAESER, S. (1973): Die Mineralfunde der Schweiz. – Wepf, Basel.
- STALDER, H. A., SICHER, V. & LUSSMANN, L. (1980): Die Mineralien des Gotthardbahntunnels und des Gotthardstrassentunnels N2. – Gurtellen.
- STALDER, H. A., WAGNER, A., GRAESER, S. & STUKER, P. (1998): Mineralienlexikon der Schweiz. – Wepf, Basel.
- STAPFF, F. M. (1880): Generelles geologisches Profil in der Ebene des Gotthardtunnels. – Spezialbeilage zu den Quartalsberichten des schweizerischen Bundesrathes über den Gang der Gotthardbahn-Unternehmung.
- (1882): Geologische Aufnahme des Gotthard-Bahntunnels. 60 geologische Tunnelprofile 1:200 (Längen- und Horizontalschnitte). – Quartalsberichte zu Händen des schweizerischen Bundesrathes.
- STECK, A. (1968): Junge Bruchsysteme in den Zentralalpen. – Eclogae geol. Helv. 61/2, 387–393.
- (1976): Albit-Oligoklas-Mineralgesellschaften der Peristeritlücke aus alpinmetamorphen Granitgneisen des Gotthardmassivs. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 56/2, 269–292.
- (1990). Une carte des zones de cisaillement ductile des Alpes Centrales. – Eclogae geol. Helv. 83/3, 603–627.
- STECK, A. & BURRI, G. (1971): Chemismus und Paragenesen von Granaten aus Granitgneisen der Grünschiefer- und Amphibolitfazies der Zentralalpen. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 51/2–3, 534–38.

- STECK, A., RAMSAY, J.G., MILNES, A.G. & BURRI, M. (1979): Compte rendu de l'excursion de la Société Géologique Suisse et la Société Suisse de Minéralogie et Pétrographie en Valais et en Italie nord du 2 au 5 octobre 1978. – *Eclogae geol. Helv.* 72/1, 287–311.
- STEIGER, R.H. (1961): Die Hornblende der Tremolaserie. Teil I. Chemismus und Dichte der Hornblenden. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 41/1, 127–156.
- (1962): Petrographie und Geologie des südlichen Gotthardmassivs zwischen St. Gotthard und Lukmanierpass. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 42/2, 381–577.
- (1964): Dating of orogenic phases in the Central Alps by K-Ar ages of hornblende. – *J. geophys. Res.* 69, 5407–5421.
- STUDER, B. (1873): Die Gotthardbahn. – *Mitt. natf. Ges. Bern* 1874, 117–134.
- STUDER, B. & ESCHER VON DER LINTH, A. (1864): Geologische Bemerkungen zu dem Entwurf einer Eisenbahn über den St. Gotthard. – *Manusk. Gotthardbahnarchiv.*
- TADDEL, C. (1937): Dalle Alpi Lepontine al Ceneri. – *Istit. editoriale. Ticin., Bellinzona.*
- TODD, C.S. & ENGI, M. (1997): Metamorphic field gradients and tectonic processes in the Central Alps. – *J. metam. Geol.* 15, 513–530.
- VOLL, G. (1976): Recrystallization of quartz, biotite and feldspars from Erstfeld to the Leventina nappe, Swiss Alps, and its geological significance. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 56/3, 641–647.
- WÄGLI, H.G. (2001): Gottlieb Koller. In: Sechs Schweizer Alpenbahningenieure. Schweizer Pioniere der Wirtschaft und Technik 69, 43–54. – *Ver. wirtschaftshist. Studien, Meilen.*
- WAGNER, G.A., REIMER, G.M. & JÄGER E. (1977): Cooling ages derived by apatite fission tracks, mica Rb-Sr and K-Ar dating: the uplift and cooling history of the Central Alps. – *Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova* 30.
- WAINDZIOK, P. (1906): Petrographische Untersuchungen an Gneissen des St. Gotthard. – *Diss. Univ. Zürich.*
- WALDIS, A. (2001): Karl Emanuel Müller. In: Sechs Schweizer Alpenbahningenieure. – *Schweizer Pioniere der Wirtschaft und Technik* 69, 29–42. – *Ver. wirtschaftshist. Studien, Meilen.*
- WEIBEL, M., GRAESER, S., OBERHOLZER, W.F., STALDER, H.A. & GABRIEL, W. (1990): Die Mineralien der Schweiz. – *Birkhäuser, Basel.* 5. Auflage.
- WENGER, C., STEIGER, R. & BIANCONI, F. (1990): Karte der Vorkommen mineralischer Rohstoffe der Schweiz 1:200 000. Erläuterungen (deutsch oder italienisch) zum Bl. 1: Tessin–Uri/Ticino–Uri. – *Schweiz. geotech. Komm.*
- WENK, E. & KELLER, F. (1969): Isograde in Amphibolitserien der Zentralalpen. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 49/1, 157–198.
- WIGET, A. & GUBLER, E. (1988): Beitrag der Geodäsie zur Geodynamik der Alpen. – *Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. Ing.* 54/127, 9–14.
- Wintersichere Strassenverbindung durch den Gotthard (1963): Schlussbericht der Studiengruppe Gotthardtunnel des eidg. Departementes des Innern. – *EDMZ, Bern.*
- WUNDERLICH, H.G. (1957): Tektonik und Metamorphose der Bündner Schiefer in der Umrahmung des östlichen Gotthardmassivs. – *Nachr. Akad. Wiss. Göttingen* IIa, 1, 1–17.
- (1958): Ablauf und Altersverhältnis der Tektonik- und Metamorphosevorgänge in Bündnerschiefern Nordtessins und Graubündens. – *Nachr. Akad. Wiss. Göttingen* IIa, 7, 115–151.
- WYSS, R. (1985): Die Urseren-Zone zwischen Ulrichen und Oberalppass und ihre Fortsetzung nach Westen und Osten. – *Diss. Univ. Bern.*
- (1986): Die Urseren-Zone – Lithostratigraphie und Tektonik. – *Eclogae geol. Helv.* 79/3, 737–767.

PUBLIZIERTE GEOLOGISCHE KARTEN

(mit topografischer Grundlage)

Geologische Generalkarte der Schweiz 1:200 000

Blatt 7 Ticino, von P. CHRIST, 1942.

Geologische Karte der Schweiz 1:100 000

- Blatt XIII Interlaken-Sarnen-Stanz, von F.J. KAUFMANN, A. BALTZER & C. MOESCH, 1887.
 Blatt XIV Altdorf-Chur, von ALB. HEIM, A. ESCHER v. D. LINTH, G. THEOBALD, A. BALTZER & K. v. FRITSCH, 1885.
 Blatt XVIII Brieg-Airolo, von E. v. FELLEBERG, I. BACHMANN, C. MOESCH & H. GERLACH, 1885.
 Blatt XIX Bellinzona-Chiavenna, von F. ROLLE, 1882.

Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000

- Nr. 34 Basodino (LK 1271), von C.E. BURCKHARDT & A. GÜNTHER, 1957.
 Nr. 68 Val Bedretto (LK 1251), von S. HAFNER, A. GÜNTHER, C.E. BURCKHARDT, R.H. STEIGER, J.W. HANSEN & C.R. NIGGLI, 1975.
 Nr. 73 P. Campo Tencia (LK 1272), von F. KELLER, E. WENK, F. BIANCONI & P. HASLER, 1980.

Geologische Spezialkarten

- Nr. 6 Geognostische Karte des Sanct Gotthard, 1:50 000, von K. v. FRITSCH, 1873.
 Nr. 48 Geologische Karte der Simplon-Gruppe, 1:50 000, von C. SCHMIDT & H. PREISWERK, 1908.
 Nr. 81 Geologische Karte des obern Tessin- und Maggia-Gebietes, 1:50 000, von H. PREISWERK, 1918.
 Nr. 101 Tektonische Übersicht des Wurzelgebietes der helvetischen Decken am Ostende von Aar- und Gotthardmassiv, 1:100 000, von F. WEBER, 1922.
 Nr. 110 Geologische Karte der Urserenzone, 3:100 000, von W. FEHR, 1926.

Hydrogeologische Karte der Schweiz 1:100 000

- Nr. 3 Panixerpass, von H. JÄCKLI, A. BÖGLI, TH. LOCHER, W. NABHOLZ, C. SCHINDLER, E. WEBER & L. WYSSLING, 1985.

Karte der Mineralischen Rohstoffe der Schweiz 1:200 000

- Nr. 1 Tessin-Uri / Ticino-Uri, von C. WENGER & R. STEIGER, 1990.

Weitere Karten

- STUDER, B & ESCHER DE LA LINTH, A. (1853): Carte géologique de la Suisse, 1:380000. – Winterthur.
- Gi* GIORDANO, F. (1873): Carta geologica del S. Gottardo, 1:50000. In: Esame geologico della catena alpina del San Gottardo che deve essere attraversata dalla grande galleria della ferrovia italo-elvetica. – Mem. serv. descriz. Carta geol. Italia 2.
- St* STAPFF, F.M. (1885): Geologische Übersichtskarte der Gotthardbahnstrecke Kil. 38–149 (Erstfeld-Castione), 10 Blätter 1:25000. – Im Auftrag der Direktion der Gotthardbahn, Berlin.

Topografische Grundlage

- 1230 – 1232 }
 1250 – 1252 } Blätter der Landeskarte der Schweiz 1:25000
 1270 – 1272 }

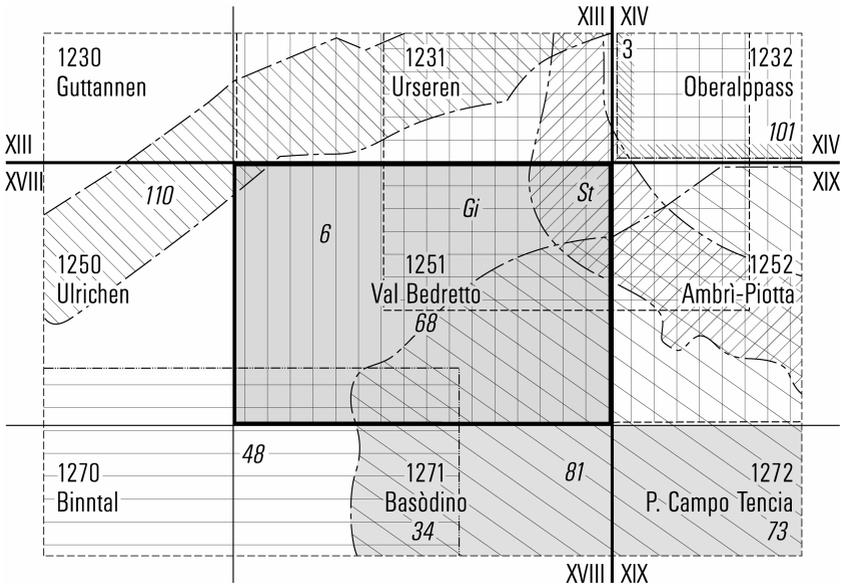


Fig. 15 : Publierte geologische Karten mit topografischer Grundlage.

BEILAGEN

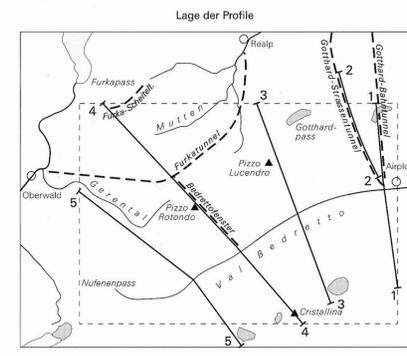
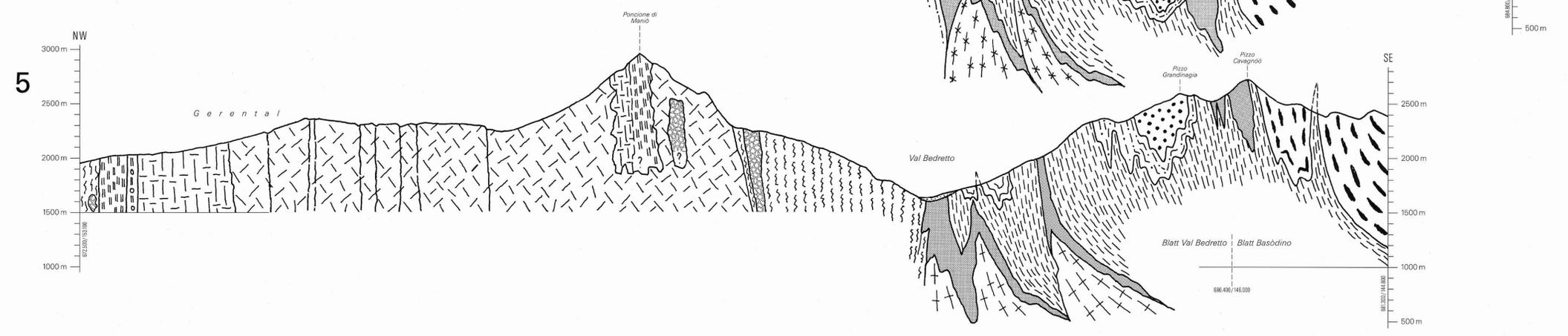
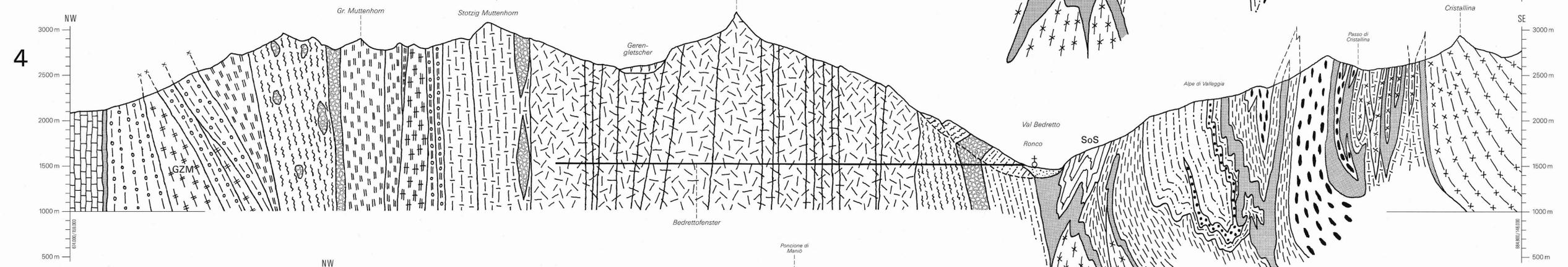
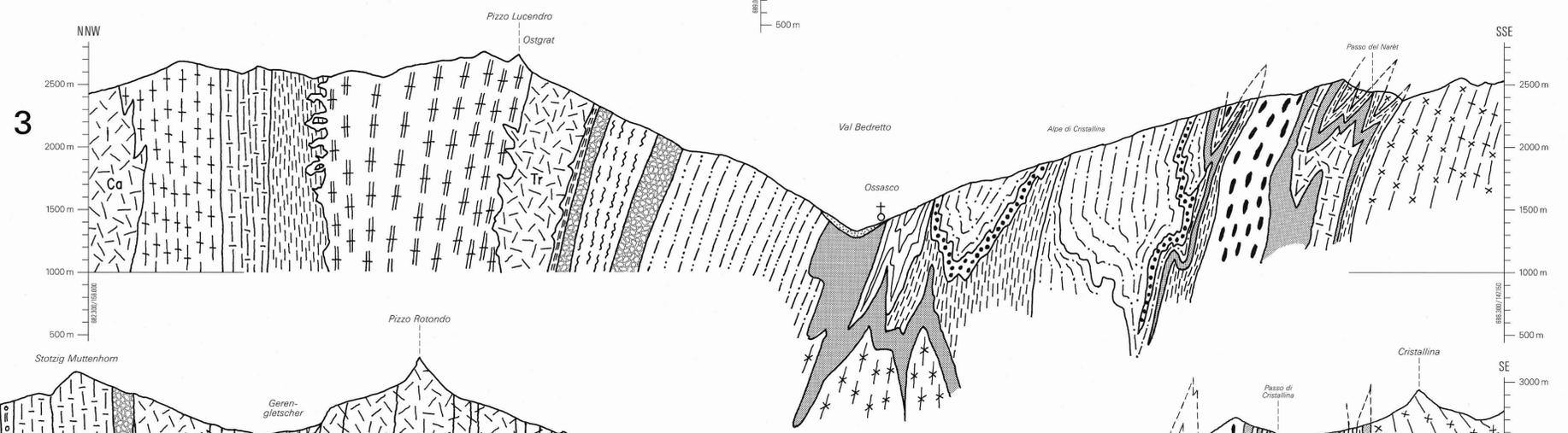
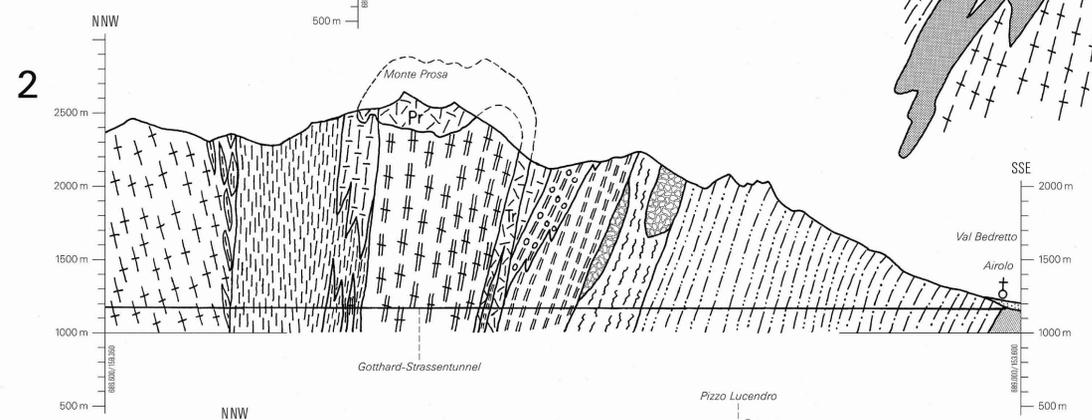
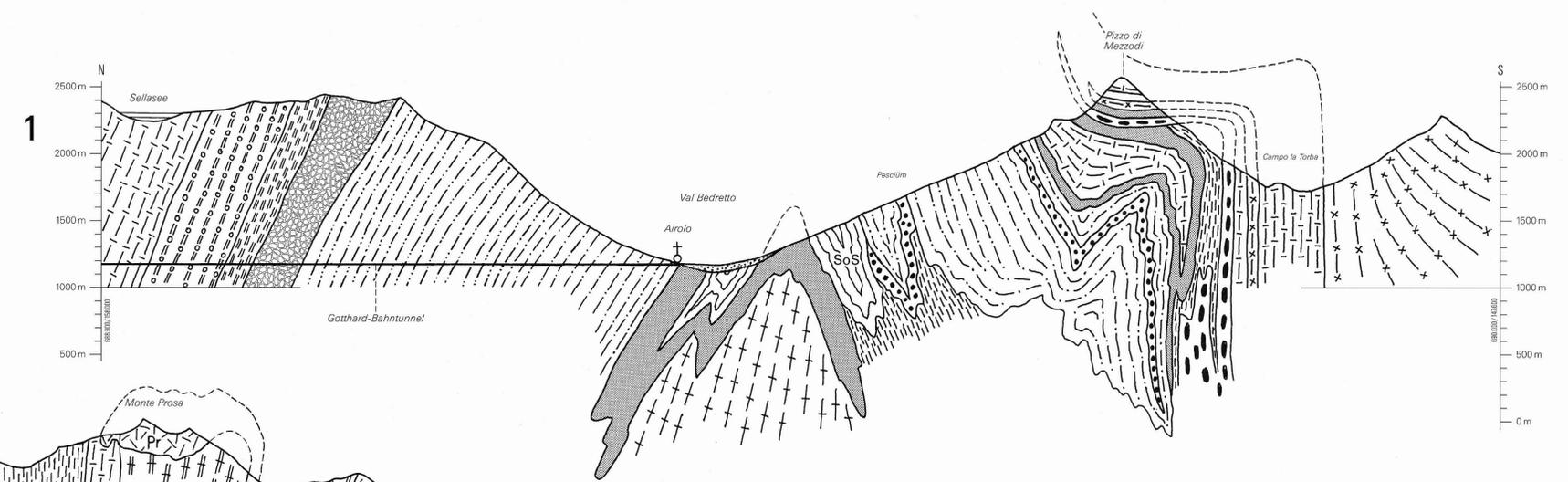
Tafel I: Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Val Bedretto

Tafel II: Geologisches Profil des St. Gotthard in der Axe des grossen Tunnels während des Baues (1873–1880) aufgenommen durch Dr. F.M. Stapff, 1880 (Vierfarbenreproduktion, auf 80% reduziert)

Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Val Bedretto

von
Toni Labhart

- | | | | |
|---------------------------------|---|---|--|
| Gotthard-«Massiv» | | Penninikum
(nach Probst 1980) | |
| Variszische Granite | | Zone Tremorgio - San Giacomo | |
| | Rotondo-Granit inkl. Cacciola(Ca)-, Prosa(Pr)- und Tremola(Tr)-Granit | | Sosto-Schiefer (SoS) |
| | Fibbia-Granitgneis | | Schuppen-Zone |
| | Gamsboden-Granitgneis | | Blockhorizonte |
| Ordovizische Metagranite | | | Lebendun-Mesozoikum
(inkl. Maggia-Mesozoikum) |
| | Streifengneise s.l. | | Formazzora-Serie |
| Altkristallin | | | Trias (inkl. Trias der Nufenen-Zone) |
| | Prato-Serie s.l.
do, grössere Amphibolitkomplexe | | Lebendun-Kristallin |
| | Amphibolite | | Maggia-Kristallin |
| | Sorescia-Gneis s.l. | | Kristallinschuppen im Bedrettototal
(? Lucomagno-Decke) |
| | Giubine-Serie s.l. | | Quartärfüllung im Bedrettototal |
| | Guspis-Zone | | |
| | Tremola-Serie | | |
| | Nelva-Zone | | |
| | Gomser Zwischenmassiv (GZM) | | |
| Urseren-Zone | | | |
| | Jura | | |
| | Trias | | |
| | Permokarbon | | |



CHEMIN DE FER DU ST GOTHARD.

VOLUME VIII. PLANCHE XII.

PROFIL GÉOLOGIQUE DU ST GOTHARD

dans l'axe du grand tunnel,

établi pendant la construction (1873-1880)

par

M. LE D^r F. M. STAPFF

Ingénieur-Geologue de la Compagnie.

Echelle 1:25000

GEOLOGISCHES PROFIL DES ST GOTHARD

in der Axe des grossen Tunnels

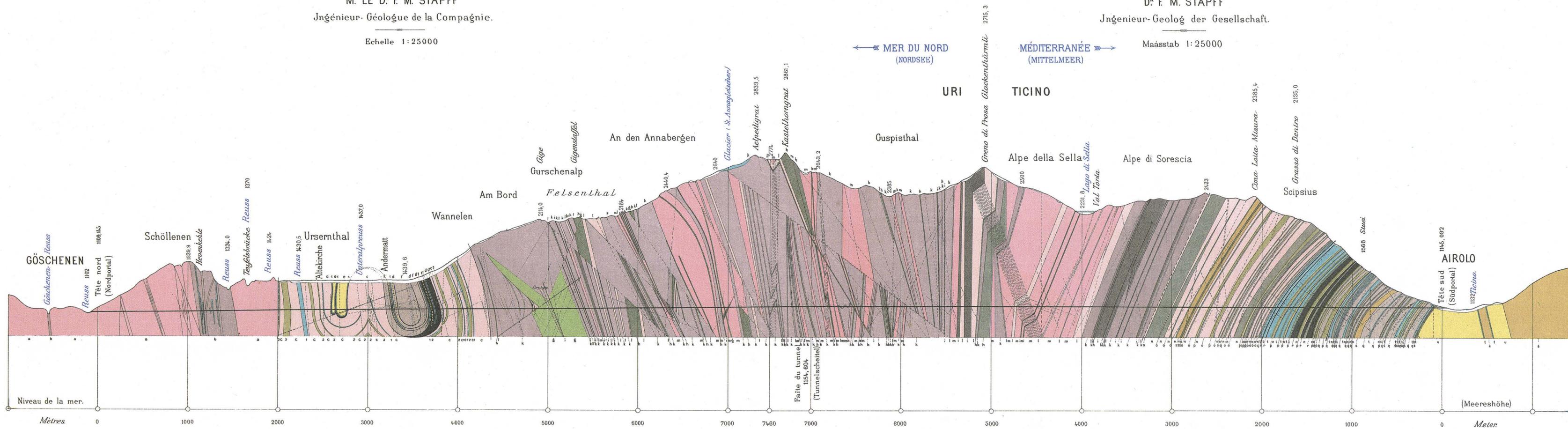
während des Baues (1873-1880) aufgenommen

durch

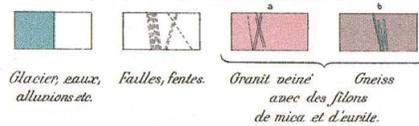
D^r F. M. STAPFF

Ingénieur-Geolog der Gesellschaft.

Maassstab 1:25000

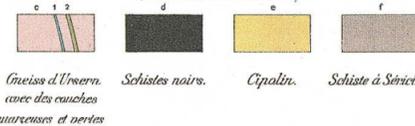


MASSIF DU FINSTERAARHORN. (FINSTERAARHORNMASSIV)



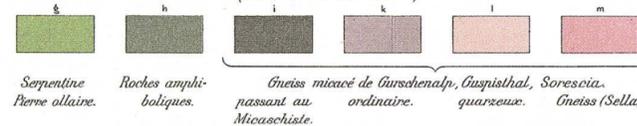
(Gletscher, Gneiss, Auflockerungen) (Verwerfungen, Spalten) (Gneisgranit mit Gängen von Glimmer und Quarz) (Gneiss mit Gängen von Glimmer und Quarz)

BASSIN D'URSERN. (URSERNMULDE)



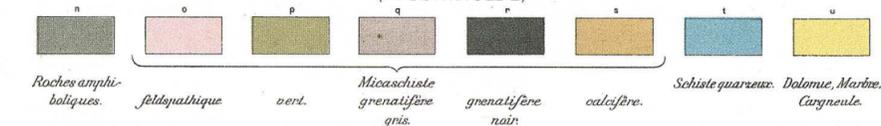
(Urserngneiss mit quarzreichen⁽¹⁾ und grünen⁽²⁾ Schichten) (Schwarze Schiefer) (Opalin) (Sericitschiefer)

MASSIF DU GOTHARD. (GOTTHARDMASSIV)



(Serpentin, Glimmergneiss von Gurschenalp, Guspisthal, Sorescia, (gewöhnlich) (quarzitisch) (Gneiss der Sellaalp)) (Glimmerschiefer) (gewöhnlich) (quarzitisch) (Gneiss der Sellaalp))

BASSIN DU TESSIN. (TESSINMULDE)



(Hornblende-gesteine) (felsitisch) (grün) (Glimmerschiefer) (grau, granat-führend) (schwarz, granat-führend) (kalkhaltig) (Quarzit-schiefer) (Dolomit, Marmor, Raubmache)

LITH. F. LIPS, BERNE

Aus: Geologisches Profil des St. Gotthard in der Axe des grossen Tunnels, während des Baues (1873-1880) aufgenommen durch Dr. F. M. Stapff. - Spezialbeilage zu den Berichten des Schweizerischen Bundesrathes über den Gang der Gotthardbahn-Unternehmung. [Bestand der SBB Historic: SBBG06_015; auf 80% reduziert]