

Geologischer Atlas der Schweiz

Atlas géologique de la Suisse

1 : 25 000

Blatt:

1289 Brig

Topographie: Landeskarte der Schweiz 1 : 25 000

(Atlasblatt 93)

Erläuterungen

verfasst von

M. BURRI, L. JEMELIN und P. JEANBOURQUIN

unter Mitwirkung von

PH. CURDY, E. FRANK, T. LABHART, M. LISZKAY,
W. NABHOLZ, A. STECK und A. STRECKEISEN

Mit 7 Textfiguren, 1 Tabelle und 2 Tafelbeilagen

1994

Herausgegeben von der Landeshydrologie und -geologie
Publié par le Service hydrologique et géologique national

VORWORT

Das Blatt Brig des «Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000» umfasst ein Gebiet, welches das Interesse der Geologen seit den Anfängen der Alpengeologie und besonders seit dem Bau des Simplon-Tunnels (1898–1905) hervorgerufen hat. Seine Rolle als eine durch bedeutende tektonische Störungen gekennzeichnete Schlüsselstelle im komplex gebauten penninischen Deckenstapel hat es zu einem Forschungsgebiet verschiedener geologischer Schulen werden lassen – ein Umstand, der die kartographische Wiedergabe nicht immer erleichtert hat. Die dargestellte strukturelle Gliederung und Deformationsgeschichte der Region widerspiegeln in erster Linie die nicht überall gleichermassen anerkannten Ansichten der Autoren der Karte und ihrer Erläuterungen. Der Mangel an Konsens liess es leider nicht zu, die unterschiedlichen Interpretationen der regionalen Geologie ausgewogen zu präsentieren.

1986 beauftragte die Landeshydrologie und -geologie P. Jeanbourquin, unter der Leitung von Prof. M. Burri die bestehenden Kartenoriginale zusammenzustellen, noch fehlende Kartierungen südlich der Rhone auszuführen und eine einheitliche Reinzeichnung der gesamten Karte anzufertigen. Die verwendeten Originalaufnahmen und Dokumente sind der Autorenkarte links unterhalb der Hauptkarte zu entnehmen.

Die Landeshydrologie und -geologie dankt allen Autoren, die ihre Aufnahmen zur Verfügung gestellt oder bei der Redaktion der Erläuterungen sowie mit Übersetzungsarbeiten (W. Nabholz) mitgeholfen haben, für ihren Beitrag zur Produktion dieses Atlasblattes. Dank geht ebenfalls an die Privatpersonen, Geologenbüros sowie die kommunalen und kantonalen Behörden, welche durch die Weitergabe von Informationen die vorliegende Publikation unterstützt haben.

August 1994

Landeshydrologie und -geologie

INHALTSVERZEICHNIS

| | |
|------------------------------------------------------------------------|----|
| Vorwort | 2 |
| Einleitung | 4 |
| Stratigraphie | 6 |
| Aar-Massiv | 6 |
| Überblick über Gesteine, Metamorphosen und Tektonik | 6 |
| Altkristallin | 7 |
| Granitkörper und Ganggesteine | 10 |
| Helvetikum s.l. | 12 |
| Urseren-Zone | 12 |
| Perm | 13 |
| Zone von Termen | 13 |
| Trias | 14 |
| Lias | 15 |
| Penninikum | 16 |
| Lebendun-Decke | 16 |
| Kristalliner Deckenkern | 16 |
| Sedimente | 17 |
| Monte Leone-Decke | 17 |
| Kristalliner Deckenkern | 17 |
| Sedimente (Binntal-Zone) | 21 |
| Trias | 21 |
| Fäldbach-Zone | 22 |
| Rosswald-Serie | 23 |
| Zone von Sion–Courmayeur | 24 |
| Zone Houillère | 26 |
| Lappen von Visperterminen | 26 |
| Zone von Gällmji | 27 |
| Berisal-Zone | 28 |
| Quartär | 31 |
| Würm | 31 |
| Spät- und Postglazial | 31 |
| Holocaen | 34 |
| Tektonik | 37 |
| Situation vor der alpinen Gebirgsbildung | 37 |
| Der alpine Deckenbau | 37 |
| Dextrale Transpressionsstrukturen und S- bis SW-vergente Rückfalten .. | 40 |
| Junge Verwerfungen | 42 |
| Alter der tertiären Strukturen | 42 |
| Alpine Metamorphose | 43 |
| Rohstoffe | 48 |
| Hydrogeologie | 51 |
| Archäologie | 54 |
| Literaturverzeichnis | 56 |
| Geologische Karten | 62 |

EINLEITUNG

Blatt Brig überdeckt ein geologisch recht vielfältig aufgebautes Gebiet, durch welches eine tektonische Grenze ersten Ranges verläuft: Sie trennt das Aar-Massiv – auf dem Atlasblatt als Grundgebirge bezeichnet – und das Helvetikum, die den NW-Drittel des Blattes einnehmen, vom anschliessenden Penninikum. Von Norden nach Süden überlagern sich folgende Einheiten (Fig. 1):

1. *Aar-Massiv*: Das kristalline Grundgebirge ist in der NW-Ecke des Blattes gelegen und hier von jeglicher Sedimentbedeckung entblösst.
2. Einheiten des *Helvetikums s.l.*: Sie stehen am Südrand des Aar-Massivs mit diesem in tektonischem Kontakt:
 - Die Urseren-Zone, die aus Konglomeraten und Phylliten des Permo-Karbons besteht. Südlich anschliessend:
 - Die Zone von Termen, welche die in Schuppen zerscherzte sedimentäre Hülle des Gotthard-«Massivs» darstellt; dessen kristalliner Kern taucht bereits weiter östlich gegen SW ab und ist auf Blatt Brig nicht mehr aufgeschlossen.
3. Einheiten des *Penninikums*: Diese gliedern sich, entsprechend ihrer Lage vor den alpidischen Deckenbewegungen, von Norden nach Süden folgendermassen:
 - Die Lebendun-Decke, deren Herkunft noch umstritten ist, steht in der SE-Ecke des Blattes an. Sie umfasst einen Deckenkern aus Gneisen, die dem Permo-Karbon zugeschrieben werden, und eine sedimentäre Hülle aus Trias-Gesteinen (Sabbione-Zone). Einheiten des Penninikums, die in der Simplon-Region tiefer liegen als die Lebendun-Decke, nämlich die Antigorio-Decke und der Verampio-Gneis mitsamt den zugehörigen Sedimenthüllen, treten auf Blatt Brig nirgends zu Tage.
 - Die Monte Leone-Decke im Hangenden der Lebendun-Decke nimmt auf Blatt Brig einen weiten Raum ein. Ihr aus Gneisen aufgebauter Kristallinkern trägt eine mächtige Sedimenthülle – die Binntal-Zone – die teilweise mit dem Kristallinkern verbunden ist (Fäldbach-Zone), teilweise nach Norden abgesichert wurde (Rosswald-Serie).
 - Als nächste Einheit folgt die Zone von Sion–Courmayeur, deren kennzeichnende Sedimente die Schiefer- und Flyschgesteine des Walliser Troges sind. Sie steht durchgehend in Kontakt mit der anschliessenden
 - Zone Houillère oder Inneren Walliser Karbon-Zone, die eine Art von Sockel darstellt. Diese Einheit bildet, westlich der Simplon-Linie, den Lappen von Visperterminen (zu dem die Albitgneise in der SW-Ecke von Blatt Brig gehören) und, weiter östlich, die Zone von Gälmji.

- Die Gneise der Berisal-Zone (gelegentlich auch Berisal-Decke oder Berisal-Komplex genannt) überdecken das penninische Deckengebäude von Blatt Brig als höchste Einheit. Sie bilden den Kristallinkern der Pontis-Decke, die dem Mittelpenninikum («Bernhard-Decke») zugerechnet wird.

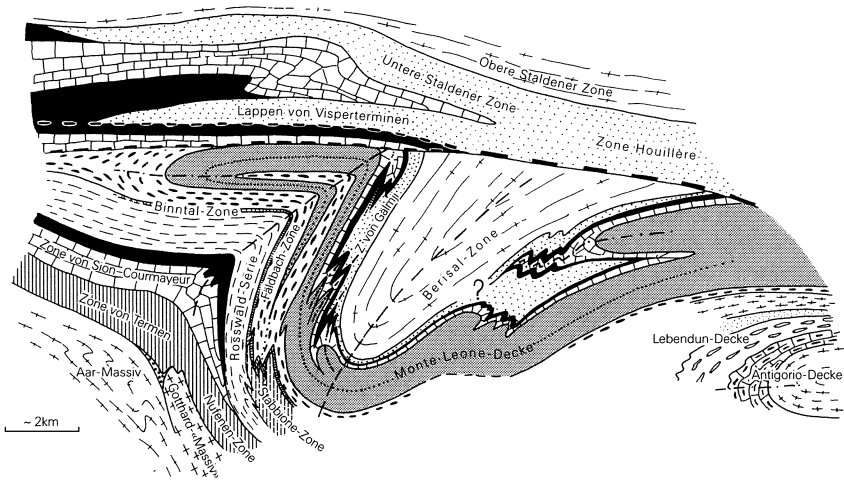


Fig. 1: Synthetisches Querprofil im Gebiet von Atlasblatt Brig
(nach JEANBOURQUIN & BURRI 1991).

STRATIGRAPHIE

AAR-MASSIV

(von T. LABHART)

Überblick über Gesteine, Metamorphosen und Tektonik

Das Kristallin des Aar-Massivs in der NW-Ecke des Blattes Brig (SWIDERSKI 1919, LABHART 1965, 1977) besteht überwiegend aus polymetamorphen Schiefern, Gneisen und Amphiboliten. Diese Gesteine gehören zum *Altkristallin* oder (im älteren Sprachgebrauch) zur *Gneis- und Schieferhülle des Zentralen Aare-Granits*; im Aar-Massiv bezeichnet man damit einen Gesteinskomplex, der älter ist als die im Oberkarbon erfolgte Intrusion des Zentralen Aare-Granits s.l. Der Aare-Granit selbst ist hier nicht aufgeschlossen; sein südlichster Zug ist einige Kilometer nordöstlich (am Märjelensee) in SW-Richtung abgetaucht. Die im Altkristallin eingelagerten Stöcke und Platten von Granodioriten und Graniten sowie die recht zahlreichen Gänge (Aplite, Quarzporphyre und Lamprophyre) sind wohl mehrheitlich Zeugen dieses variszischen Magmatismus. Die Gesteine des Altkristallins sind geprägt von einer alten, mittelstarken Metamorphose mit anschliessender partieller Anatexis.

Während der alpinen Gebirgsbildung wurde das Aar-Massiv ein weiteres Mal tektonisch und metamorph überprägt. Die alpine Metamorphose ist niedriggradig: es dominieren Mineralneubildungen wie Biotit, Sericit, Chlorit, Albit, Epidot, Granat, Aktinolith und Talk. In Zonen intensiver Durchbewegung entstanden dabei stark schiefrige Gesteine. Charakteristische retrograde Umwandlungen voralpiner Minerale sind Saussuritisierung von Plagioklasen, Schachbrett-Albitisation und Sericitisierung der Kalifeldspäte (beides stark deformationsabhängig), Zersetzung des Amphibols in Chlorit und Biotit und Entmischung der alten Biotite unter Bildung von Rutil und Titanit in Sagenitform.

Radiometrische Altersbestimmungen belegen eine Verjüngung der Glimmer, und zwar auch in alpinktonisch völlig unberührten Gesteinen. Die hier gemessenen Abkühlungsalter gehören mit rund 10 Mio. Jahren zu den jüngsten der Alpen.

Die alpine Deformation – Schieferung und Bruchbildung an steilstehenden, NE-streichenden Flächen – hat auffallend selektiv gewirkt. Blöcke mit unveränderten alten Gneis- und Migmatitstrukturen grenzen an alpin völlig verschieferte Komplexe. Vor allem der alte Faltenbau der Biotit-Plagioklasgneise und der Amphibolite mit seinen mittelsteil SSW–SW-fallenden Achsen und dem zum Teil N–S-streichenden Planargefüge scheint die betreffenden Areale gewissermassen armiert zu haben.

An Blockgrenzen haben sich eigentliche Bruchzonen gebildet, die weit über das Gebiet hinaus verfolgt werden können. Zwei davon sind die Fortsetzung der

unmittelbar westlich des Kartenrandes auskeilenden Triasmulden von Eggerberg–Brischeru und der Schiltfurgga.

Ein komplettes Profil durch den aarmassivischen Teil des Blattes Brig war während der Jahre 1963–1966 in den Kraftwerkstollen der Electramassa SA temporär aufgeschlossen (LABHART 1969).

Altkristallin

GO_a Augengneise s.l.

Westlich einer Linie Naters–Geimen–Blatten bilden diese Gesteine eine mächtige, kaum gliederbare Masse, im Gredetschtal (mitsamt den Höhenzügen östlich und westlich davon), ebenso auf der Terrasse von Birgisch–Mund mit dem Steilhang gegen das Rhonetal sowie auf der Verflachung von Bel mit den Abstürzen gegen die Senke des Chelchbaches. Es sind helle Sericit-Augengneise mit glänzenden, knotigen Schieferungsflächen und zentimetergrossen Feldspat-Augen im Querbruch. Diese Phänokristalle bestehen aus perthitischem Mikroklin; in der Matrix herrschen mit ziemlich wechselndem Anteil Quarz, sericitisierter (also ursprünglich recht saurer) Plagioklas und Sericit vor. Dazu kommen untergeordnet Biotit, Chlorit, Epidot-Orthit, Titanit, Zirkon, Calcit, Granat, Rutil und Apatit. Die durchwegs sehr intensive alpine Schieferung führt u.a. zu einer fast völligen Umwandlung des Alkalifeldspats in Schachbrett-Albit; gleichzeitig kann der Sericitgehalt auf 30–40% zunehmen. Neben recht homogenen Bereichen sind die Augengneise oft diffus-schlierig entwickelt. Helle Schlieren haben granodioritische oder granitische Zusammensetzung, dunkle, grünschwarte Schollen bestehen überwiegend aus Biotit, Sericit, Epidot, Albit und Erzen. Selten finden sich schollenförmige Relikte von Amphibolit, Hornblendit und Biotit-Plagioklasgneis, vor allem am Ostrand des Augengneis-Komplexes. Hier lässt er sich auch etwas besser gliedern und altersmässig einstufen als im Westen: Schon HUTTENLOCHER (1921) war der *grobporphyrische Augengneis von Geimen* aufgefallen, den er gelegentlich auch Geimergranit nannte. Das Gestein zeichnet sich aus durch mehrere Zentimeter grosse, oft eckig-idiomorphe, porzellanartige Mikroklinperthite (Anteil 10–20%). Der übrige Mineralbestand unterscheidet sich nicht signifikant von demjenigen der anderen Augengneise; auffallend sind immerhin grosse, deutlich blau gefärbte Quarze. Verdient das Gestein in der Umgebung von Geimen und westlich davon stellenweise den Namen Granit, so geht es gegen Osten rasch in einen Migmatit über, in dem Amphibolit- und Gneisschollen neben porphyrischem, granitoidem Neosom grobgemengt auftreten. In der Massa-Schlucht und in den Kraftwerkstollen fanden sich «Augengneis-Gänge», welche ältere Migmatite (S.9 und 10) durchschlagen. Ist der Augengneis von Geimen möglicherweise das Produkt einer zweiten, jüngeren Anatexis?

GO_B Augengneis-Zug von Bitschji

Es ist ein nur 100 bis 150m mächtiger, steilstehender, an der Oberfläche über 3,5 km weit verfolgbarer Komplex eines grauen Sericit-Augengneises granodioritischer Zusammensetzung. In Schnitten mit zwei Kraftwerkstollen bei Bitsch liess sich konstruieren, dass sich die Gesteinsmasse als Platte mit ca. 80° SE-Einfallen in die Tiefe fortsetzt. Charakteristisch sind 1–4 cm grosse, eckige Alkalifeldspäte mit konzentrisch-schaligem Aufbau, die (oft von blossen Auge sichtbar) geregelte Einschlüsse von Plagioklas und anderen Mineralien (Biotit, Orthit) zeigen. Das Gestein enthält keine Fremdgesteins-Schollen. Diese Kriterien, verbunden mit dem diskordanten Durchsetzen und einer hohen Radioaktivität, deuten auf einen eigenständigen intrusiven porphyrtartigen Granodiorit hin. Ähnlichkeiten mit dem Baltschieder-Granit und dem südlichen Aare-Granit des östlichen Aar-Massivs sind unverkennbar.

G_b Biotit-Sericitgneise

Diese Gesteine dominieren in einer von Naters in NE-Richtung streichenden Zone am Südrand des Aar-Massivs. Die braunrot anwitternden Gneise sind stark alpin verschiefert, und ihr Mineralbestand ist überwiegend alpin retrograd. Auffallend sind kugelige «Augen» von Quarz, Albit und Kalifeldspat (Mikroklin-Perthit, der aber sehr oft völlig in Schachbrett-Albit umgewandelt ist); die schieferige Matrix besteht aus Sericit (variabler Anteil von 5–40%), Biotit (5–15%), Epidot/Pistazit (3–10%) und den Akzessorien Chlorit, Karbonat, Apatit, Zirkon und Erzen (Pechblende, Pyrit und andere, vgl. S. 49). An frischen Strassenaufschlüssen, vor allem aber in den Kraftwerkstollen, zeigte sich ein komplizierter Aufbau dieser Zone. Zwischen grossen Schieferpaketen finden sich immer wieder Relikte älterer Gesteine: migmatische Biotitgneise, Bändergneise, Granat-Biotitfels, sowie Amphibolit- und Hornblendit/Aktinolith-Schollen. Dabei zeigen die erhaltenen voralpinen Gefüge dieser Gesteine bereits ein nordöstliches («alpines») Streichen, ebenso die zahlreichen eingelagerten Aplitgänge. Bei den alpinen Schieferungen (hier lassen sich mindestens zwei ausscheiden) ist es also zu einer lagekonstanten Überprägung älterer Strukturen gekommen.

In den Biotit-Sericitgneisen treten Lagen von Gips und Anhydrit auf (s. S. 12).

GM Biotit-Plagioklasgneis

Gebänderte Biotit-Plagioklasgneise mit vielen Einschlüssen (Amphibolit, Ultrabasite etc.) dominieren in einem Gebiet von 2–3 km² Fläche: in der Mulde von Moos, dem Geimerhoru, dem SW-Absturz des Riederhorns und dem dazwischen liegenden Teil der Massa-Schlucht (wo die weitaus schönsten Aufschlüsse zu finden sind). In den Kraftwerkstollen war ein 2 km langes Profil durch diese Zone prachtvoll aufgeschlossen.

Das gebänderte Gestein besteht vorwiegend aus Plagioklas (heute Albit mit einem dichten Filz von Zoisit, 45–60%), Quarz (35–50%) und Biotit (5–15%). In wechselnden Mengen, jedoch immer untergeordnet, treten auf: Alkalifeldspat, Granat, Amphibol, Chlorit, Epidot-Orthit, Zirkon, Apatit, Erze. Über lagige Amphibolgneise und gebänderte Amphibolite existieren fließende Übergänge zu kompakten, bankigen Amphiboliten. Hauptcharakteristikum dieser Zone ist ein alter, voralpiner und auch vormigmatischer Faltenbau, der von der jungen, alpinen Tektonik praktisch nicht überprägt worden ist. Die im Mittel mit 45° nach SW bzw. SSW fallende Achse äussert sich vor allem in offenen Falten des Meter- und Zehnmeterbereichs.

Die Gesteine sind durchwegs migmatisch. Überall tritt metatektisches Neosom granitoider Zusammensetzung in Nestern und Adern unterschiedlichster Form und Grösse auf; dabei beträgt der Anteil des Mobilisats etwa 10–15% des gesamten Gesteinsvolumens (Schätzungen im Stollen). Auffallend sind NE-streichende Metatekt-Lagen, an denen im plastischen Zustand Verschiebungen mit randlicher Schleppung des Nebengesteins stattgefunden haben.

Als Einschlüsse im Dezimeter- bis Hektometerbereich finden sich *Amphibolit-, Hornblendit-, Serpentin- und Giltstein-Schollen*. Die Amphibolit-Schollen stimmen von Gefüge und Mineralbestand her mit dem Gestein der grösseren Amphibolit-Züge überein (S.10), die ultrabasischen Einschlüsse werden nachstehend kurz beschrieben.

H *Hornblendit*

Dieses Gestein liegt als dm³- bis m³-grosse Schollen vor in Biotit-Plagioklasgneisen und Amphiboliten, aber auch als dm-mächtige Lagen in Bänderamphiboliten. Eine Hornblenditmasse mit aussergewöhnlichen Dimensionen (zwei bis drei Hektaren Oberfläche) findet sich auf dem Rücken des Geimerhornes («Geimerhoru» der Landeskarte, Koord. 642.750/133.200).

Die Hornblendite sind massige, zähe, praktisch monomineralische Gesteine. Sie bestehen aus einem hellgrünen Amphibol in cm-grossen Kristallen, der am Rande der Schollen oder auf Rissen (in kleinen Schollen auch vollständig) in einen grasgrünen, nadelig-strahligen Aktinolith umgewandelt worden ist.

S *Serpentin*

Hier ist uns ein einziges Vorkommen bekannt, eine Linse von mehreren Kubikdekametern Inhalt im Knie der Massa bei Koord. 642.950/133.950 (Zugang von Blatten über die Brücke von Gibidum). Das in wasserpoliertem Zustand schön blaugrüne Gestein besteht überwiegend aus Antigorit; es enthält Nester und Kluftflächen mit Talk, Magnesit und Edelserpentin. 800 Meter weiter nord-östlich und 140 m höher wurde im Kraftwerkstollen eine rund 20 m mächtige, alpin tektonisierte Serpentin-Linse durchfahren, welche möglicherweise als Fortsetzung anzusprechen ist.

G *Giltstein*

Nordöstlich oberhalb von Hegdorn (Koord. 642.900/131.900) wurde nach dem ersten Weltkrieg Giltstein abgebaut, nach der Grösse des schmalen, tiefen Einschnitts um die tausend Kubikmeter. Das Gestein der überwachsenen Halden besteht aus Talk und Serpentin in wechselnden Anteilen. Die Linse befindet sich am Schnittpunkt einer an Hornblendit-Schollen reichen Zone mit einer alpinen Störungszone (LABHART 1965, PFEIFER et al. 1993).

A **Amphibolite**

Die grösste *zusammenhängende Amphibolitmasse* bildet zwischen Mählbäum, an der Strasse nach Blatten, und der Massa-Schlucht am nördlichen Kartenrand einen Zug von 1,5 km Länge und 400–500 m Breite mit nordöstlichem Streichen. Von hier aus setzt er sich in gleicher Richtung auf Blatt Aletschgletscher in die SW-Flanke des Riederhorns fort, wo er nach weiteren 1,5 km auskeilt. Es handelt sich um ein Bündel offener Falten mit einem südwestlichen Axialgefälle von rund 40°. Westlich von Mählbäum taucht es unter die Augengneise ein. Der Tiefgang ist gering: östlich der Massa wurde der an der Oberfläche kartierte Amphibolit-Zug 100 m darunter im Kraftwerkstollen nicht mehr angetroffen! Der dunkle, kompakte, lagige Amphibolit besteht fast ausschliesslich aus gemeiner Hornblende und überaus stark saussuritisiertem Plagioklas; dazu kommen Titanit und Zirkon als Akzessorien. In den seltenen alpinen Bewegungszonen entstehen daraus schiefrige Gesteine mit Chlorit, Biotit, Albit, Epidot, Sericit und Erz.

Die Amphibolite sind immer mehr oder weniger migmatisch. Der Anteil des granitischen Neosoms ist meist gering und auf Riss- und Spaltensysteme beschränkt; mit zunehmendem Raumanteil kommt es zur Bildung von Schollen-migmatiten. In den Bänderamphiboliten, welche Übergangsglieder zu den Biotit-Plagioklasgneisen darstellen, kann synmigmatische Boudinierung der dunklen Lagen beobachtet werden.

Als *Schollen* sind Amphibolite sehr häufig in den Biotit-Plagioklasgneisen anzutreffen, seltener in den anderen Gneistypen (Biotit-Sericitgneise und Augengneise).

Granitkörper und Ganggesteine

γ **Granit- und Granodioritstöcke**

Feinkörnige, helle, kompakte Magmatite granodioritischer bis granitischer Zusammensetzung. Hauptgemengteile Albit/Oligoklas, Mikroklin und Quarz; übrige: Biotit, Sericit, Chlorit, Karbonat, Pistazit/Orthit, Titanit und Zirkon. Bemerkenswert ist die relativ hohe Radioaktivität des Gesteins, welche eine

Kartierung auch bei schlechtesten Aufschlussverhältnissen erlaubte. Urangehalt im Mittel 12 ppm, Thoriumgehalt 30–40 ppm (LABHART 1969, S.486).

Vorkommen in NE-streichenden, plattenförmigen Massen, wobei die Plattendicke einige Meter bis Dekameter beträgt und die aufgeschlossene Länge einige hundert Meter. Der grösste dieser Stöcke befindet sich nordwestlich oberhalb von Bitsch. Bei einer maximalen Dicke von 300 m ist er auf 1 km Länge zu verfolgen; in Streichrichtung verliert er sich beidseitig in einzelne kleine Züge. Mehrere Intersektionen mit Kraftwerkstollen lassen erkennen, dass sich das Vorkommen als 150 m mächtige Platte mit 55–60° SE-Einfallen mindestens 500 m in die Tiefe fortsetzt (LABHART 1969, Tafel I).

Ap Aplitgänge

Das ganze Gebiet, vor allem der Ostteil, ist reich an dm- bis m-mächtigen, scharf begrenzten, hellen, feinkörnigen Gängen granitischer Zusammensetzung. Es wurden etwa 200 solcher Aplitgänge angetroffen und eingemessen, die besten Beobachtungen stammen wiederum aus den Kraftwerkstollen (LABHART 1969). Auf der Karte konnten nur die mächtigsten Gänge ausgeschieden werden.

Auffallend ist die räumlich wenig variierende Orientierung der Gänge. Meist herrscht NE-Streichen vor (mit unterschiedlich steilem Einfallen gegen SE oder NE, so dass der Eindruck einer Fächerstruktur entstehen kann); im Gebiet der Biotit-Plagioklasgneise und der Amphibolite mit ihrem alten Faltenbau wird eine Richtung senkrecht zu den Faltenachsen (*ac*-Klüfte!) bevorzugt.

Die Zusammensetzung ist granitisch s.l.; allerdings fehlen systematische Untersuchungen über Chemismus und Mineralbestand. Es ist auch nicht völlig gesichert, dass es sich um eine einzige Generation von Gängen handelt. Immerhin lassen sie sich klar von den älteren, gangartigen Neosommassen abgrenzen (scharfes Durchschlagen, weit höhere Radioaktivität; Mineralbestand).

Die Häufigkeit von Aplitgängen steht vielleicht in Zusammenhang mit dem eingangs (S.6) erwähnten südlichsten Zug des Aare-Granits, der – beim Märjensee abtauchend – unter dem Gebiet nördlich von Brig durchziehen könnte. Die Aplitgänge durchsetzen alle anderen Gesteine (mit Ausnahme der Granodiorit-/Granitstöcke, in denen wir keine Aplite beobachten konnten); von der alpinen Schieferung werden sie zerschert und oft modellhaft schön boudiniert.

π_Q Quarzporphyr s.l.

Die in der nordwestlichen Ecke des Blattes kartierten Gänge sind Teil einer über 20 km langen und rund 2 km breiten Zone mit gehäuftem Auftreten von Quarzporphyren zwischen der Riederalp und Ausserberg. Es sind wenige Meter mächtige, intensiv geschieferte Gänge mit aussergewöhnlicher Konstanz der Lage. Im Gelände fallen sie auf durch ihre glatten, hellgrau-glänzenden Schieferungsflächen mit gelängten Biotit-Flatschen und Knötchen von Einsprenglingen. Diese bestehen aus Quarz und Albit, die fast immer sehr stark alpin durch-

bewegte Grundmasse aus Sericit, Biotit, Chlorit, Quarz und Akzessorien. Nach den Beobachtungen von STECK (1966) im nördlich angrenzenden Gebiet sind die Gänge jünger als der Zentrale Aare-Granit. Ob sie zu seinem magmatischen Zyklus oder aber zu einem jüngeren, permischen gehören, bleibt offen.

L Lamprophyr

Dunkle Gänge gehören zu den Seltenheiten; insgesamt wurden nur deren sieben beobachtet, vier davon unter Tage in den Kraftwerkstollen. Es handelt sich um m-dicke diskordante Lagen feinkörniger, graugrüner, durchwegs stark alpin verschiefter Gesteine. Dominierende Gemengteile sind stark saussuritisierter Plagioklas (40–60%) und Biotit (um 20%); dazu kommen Amphibol und Epidot in wechselnden Mengen, und die Akzessorien Chlorit, Sericit, Quarz, Orthit, Titanit, Zirkon, Apatit und Erze. Nach ihrem heutigen Mineralbestand müssten die Gänge als Kersantite bezeichnet werden.

Gips- und Anhydritlagen im Kristallin

Nur in den Kraftwerkstollen und -kavernen wurden bis zu 20 cm mächtige, unregelmässige, schieferungsparallele Lagen von Gips und Anhydrit beobachtet. Sie treten gehäuft in den südlichsten 400 m des Aar-Massivs auf, kommen aber auch gegen das Innere des Massivs vor. Anhydrit erfüllt meist Spalten ohne nennenswerte alpine Durchbewegung; Gips ist offensichtlich an die alpinen Schieferungen gebunden, wobei er in der ersten Schieferung angehäuft und durch die zweite verfault wird. Diese eigenartigen Calciumsulfat-Vorkommen lagen demnach vor der alpinen Gebirgsbildung vor; wir haben sie als Infiltrationen aus der hangenden Trias gedeutet (LABHART 1969).

HELVETIKUM s.l.

URSEREN-ZONE (von T. LABHART)

Die Urseren-Zone trennt das Aar-Massiv vom Gotthard-«Massiv». Östlich von Blatt Brig, gegen den Furkapass zu, wird sie wesentlich breiter und umfasst dort Kristallin (Gomser Zwischenmassiv), Perm und eine mesozoische Hülle (Wyss 1986). Auf Blatt Brig tritt die Urseren-Zone nur als 50–200 m breites Band permischer Gesteine zu Tage.

Perm

p Konglomerate

Es handelt sich um verschiefernte Konglomerate, die dem Kristallin des Aar-Massivs mit tektonischem (bzw. tektonisch überarbeitetem) Kontakt als steil SE-fallende Platte von 50 bis 200 m Dicke aufliegen. Die westlichsten, isolierten Vorkommen befinden sich mitten in der Ortschaft Naters; den schönsten Aufschluss stellen die mächtigen Platten am Ausgang der Massa-Schlucht dar, wo der Fluss auch in der zerrütteten Kontaktzone zum Massiv eine eindruckliche Ausweitung ausgekolkelt hat. Das Gestein ist bankig, hell, mit silbergrau-grün glänzenden Schieferungsflächen. Im Querbruch erkennt man Gerölle von Graniten und Apliten von 1 bis maximal 20 cm Durchmesser in einer phyllitischen Zwischenmasse (HUTTENLOCHER 1946). In gewissen Lagen dominieren rosarote Mikrokline als klastische Einzelmineralien oder in granitischen Geröllen. Der Mineralbestand der phyllitischen Zwischenmasse ist überwiegend alpin metamorph neu gebildet oder umkristallisiert: Quarz, Albit, Calcit, Biotit, Muskowit, Pistazit, Turmalin und andere Akzessorien. Ein kleiner, geringmächtiger, schichtparalleler Erzgang mit Fahlerz, Bornit, gediegen Gold, Bleiglanz und einem Uranmineral wurde von BACHMANN (1982) beschrieben.

ZONE VON TERMEN

(Mesozoische Hülle des Gotthard-«Massivs»)

(von M. LISZKAY)

Das Gotthard-«Massiv» taucht gegen Westen axial ab, und der kristalline Sockel verschwindet, noch bevor er Blatt Brig erreicht, unter seiner sedimentären Hülle, die in Schuppen zerlegt ist. Diese Schuppen bestehen hauptsächlich aus Trias und Lias. Im Westen von Grenchols (Blatt Aletschgletscher, das im N an Blatt Brig anschliesst) sind sie auf das Gomser Zwischenmassiv, das hier mit permischen Sedimenten zu Tage tritt, aufgeschoben. Hier zeigen die gotthard-massivischen Schuppen auch Gesteine des unterliegenden Kristallins und des Perms.

Auf Blatt Brig sind die Schuppen meist über längere Distanz verfolgbar. Sie bauen sich aus einer oder mehreren stratigraphischen Einheiten auf. In der Gegend von Termen lassen sich drei grosse Schuppen ausscheiden, im Norden der Rhone (hier Rotten genannt) eine von geringer Ausdehnung, die durch Trias-Züge begrenzt wird. Eine Schuppe konnte nur im Simplontunnel und in einem kleinen Aufschluss im Tunnetschgrabe beobachtet werden.

Jüngere Gesteine als Lias fehlen in der gotthard-massivischen Sedimenthülle auf Blatt Brig. Sie wurden während der alpinen Orogenese abgeschert und dürften heute einen Bestandteil der Wildhorn-Decke bilden.

Trias

Die Trias tritt meistens in Form dünner Bänder zu Tage, in denen nicht alle lithologischen Einheiten ausgeschieden werden können, da diese als Folge interner Zerschörung zu rasch wechseln. Immerhin lässt sich von unten nach oben folgende Abfolge rekonstruieren: Arkose, Gips, Rauhwacke, Sericit-Chloritphyllit.

t_q Arkose

Die ältesten Schichten der Trias werden von Arkosen gebildet; man findet sie nur in den Bachgräben des Lägundwaldes (Koord. 646.200/133.200). Ein instruktiver Aufschluss liegt wenig nördlich von Blatt Brig im unteren Teil des Giffrischgrabe (Koord. 647.950/134.200). Die Phyllite und Konglomeratgneise im Liegenden gehen nach oben allmählich in die Arkose-Sandsteine der Trias-Basis über. Sie besteht aus massigen groben Bänken, unten hellgrau und gegen oben fast weiss. Als Mineralien enthalten diese Arkosen 30–80% Feldspat und Quarz, deren Körner bis 2 mm gross sein können. Gegen oben treten Karbonate hinzu, die bis 25% des Gesteinsinhalts ausmachen. Die Mächtigkeit der Arkosen schwankt zwischen 3 und 5 m.

t_y Gips

In feinkörniger, weisser Ausbildung erreicht er stellenweise grosse Mächtigkeit, wie beispielsweise im Tunnetschgrabe oder in der Saltina-Schlucht südlich der Napoleonsbrücke.

t_r Rauhwacke

Die aus Rauhwacke bestehenden Gesteinszüge haben ein massiges, gelbliches bis bräunliches Aussehen. Die der Verwitterung ausgesetzte Gesteinsoberfläche ist löcherig. Im Gestein liegen im körnigen Kalkzement in unregelmässiger Verteilung graue, eckige Dolomit-Komponenten. Dieser Gesteinstyp tritt in allen Trias-Zügen auf, in Mächtigkeiten von einigen Dezimetern bis zu 30 m.

t_T Sericit-Chloritphyllit, Trias im allgemeinen

Die sericitischen, weissen oder bräunlich-grünen Phyllite haben Seidenglanz, wechsellagern mit dünnen Dolomit-Bänken und -Linsen von brauner Farbe und gleichen den Quarten-Schiefern. Oft enthalten sie zahlreiche gut sichtbare Porphyroblasten von dunkeltem Biotit und weissem Plagioklas. An der Grenze zur penninischen Zone von Sion-Courmayeur sind die dolomitischen Einlagerungen durch bräunliche bis hellgraue Kalkmarmore oder durch helle sericitische Kalkschiefer ersetzt. Letztere stehen im Giffrisch- und im Bättli-Graben an (Koord. 648.850/132.700, bzw. 650.180/133.500), die Kalkmarmore im Tunnetschgrabe bei P. 1414 und 1361.

Lias

Die Unterteilung der Lias-Schichtreihe in zwei Serien wurde von LISZKAY (1965) vorgenommen.

I_k Serie der Termen-Kalkschiefer (Rhät–Pliensbachien)

Es handelt sich um eine eintönige Abfolge von grauen bis grauschwarzen Kalkschiefern, Kalken und Sandkalken; die Mächtigkeit der einzelnen Gesteinsbänke schwankt im Zentimeter- und Dezimeterbereich. In ihrer Basis ist diese Serie voller Echinodermen-Reste. Auf der Oberfläche der Kalkschiefer fallen die vielen, bis 3mm langen schwarzen Knoten auf, die aus Plagioklas-Porphyroblasten bestehen. Gegen oben nehmen in dieser Serie die Sandkalke und Sandsteine zu; letztere sind durch ihre rötliche Anwitterung gekennzeichnet. Im Oberflächenrelief machen sich die hervortretenden harten Gesteinsbänke gegenüber den zwischengelagerten weicheren Schichten deutlich bemerkbar. Primär dürfte diese Serie nur 200–250 m mächtig gewesen sein, doch bewirkt die kräftige Verfaltung und Verschuppung, dass sie in den Hängen südwestlich gegenüber Mörel überall weiträumig ansteht. In der Umgebung von Termen konnten einige Ammoniten-Abdrücke gefunden werden, bei denen es sich wahrscheinlich um *Androgynoceras* sp. (oder eventuell um *Coeloceras* sp.) handelt.

I_s Serie der Termen-Tonschiefer (Pliensbachien sup.–Toarcien)

Die dunkeln, meist schwarzen Tonschiefer sind nur vereinzelt etwas kalkhaltig. Von bloßem Auge lassen sich die Porphyroblasten von Pyrit (braun oxidierte Flecken) und von feinen Ilmenit-Blättchen erkennen, wobei letztere die Schieferungsflächen quer schneiden. In den Dachschiefer-Steinbrüchen oberhalb Termen sind gelegentlich Fossilfunde gemacht worden: nebst Belemniten auch Abdrücke von Ammoniten, darunter einer von *Harpoceras* cf. *falciferum* (unteres Toarcien) und einer von *Lytoceras* sp. aus der Gruppe *fimbriatum* oder *cornucopiae*. Diese Serie, deren primäre Mächtigkeit 170–200 m betragen haben dürfte, steht hauptsächlich in der Umgebung von Termen an, erscheint aber auch nördlich des Trias-Zuges, der die Grenze zum Penninikum bildet.

PENNINIKUM

LEBENDUN-DECKE

Die Herkunft der Lebendun-Decke ist umstritten. Nach bisheriger Auffassung lässt man sie südlich der Antigorio-Decke wurzeln. Neuerdings hat aber LEU (1986) eine Herkunft aus dem Raum nördlich der Antigorio-Decke postuliert. Die heutige Lage der Lebendun- auf der Antigorio-Decke wäre nach LEU das Resultat einer ersten, gegen SE gerichteten Rückfaltungsphase. Nach dieser These müsste der Ablagerungsraum der Sedimente, die heute die mesozoische Hülle der Lebendun-Decke bilden, südlich direkt an die Zone von Termen anschliessen; der Übergang vom Helvetikum ins Penninikum würde dadurch fliessend. Obwohl der Erklärungsversuch von LEU einleuchtet, machen wir für Blatt Brig paläogeographisch eine klare Trennung und stellen die Lebendun-Decke ins Tiefpenninikum. Das Problem der Herkunft kann übrigens auf Blatt Brig nicht gelöst werden, denn die Lebendun-Decke erscheint nur in seiner äussersten SE-Ecke. Weiter verbreitet ist die Lebendun-Decke auf dem südlich anschliessenden Atlasblatt Simplon (BEARTH 1972), in dessen Erläuterungsheft (BEARTH 1973) ihr Gneis-Kern und die wenig mächtige mesozoische Hülle beschrieben sind.

Kristalliner Deckenkern

GO_L Leukokrater Gneis

BEARTH (1973) beschreibt mächtige Züge eines hellen Zweiglimmergneises, der zur Lebendun-Decke gehört. Ein solcher Gneis bildet den obersten Abschnitt in der Felswand westlich des Pian Cucco (nördlich Lago d'Avino). Er ist massig, homogen und gleicht den Granitgneisen der Antigorio-Decke. Sein Mineralbestand setzt sich aus Quarz, Oligoklas, Mikroklin, Kalifeldspat, Muskowit und dunklem Biotit zusammen.

P_L Zweiglimmerschiefer und -gneise

Sie stehen in grosser Mächtigkeit im Felszirkus rings um den Lago d'Avino und in den Felskämmen, die zum P.Valgrande hinaufführen, an – und zwar in Form grauer, dünnplattiger Zweiglimmergneise und -schiefer. Sie enthalten dünne Lagen oder langgezogene dunkle Linsen aus Biotit, manchmal auch Hornblende und Granat. Zudem sind sie reich an cm- bis dm-grossen Einschlüssen von Quarz und Calcit. Dass es sich um ein ursprüngliches Konglomerat handelt, ist dadurch belegt, dass Fremdelemente wie Aplite, Granite, Pelite und selbst Dolomite von 1 bis 50 cm Grösse vorkommen, die in eine ursprüngliche Arkosematrix eingebettet waren. Diese Gesteinsabfolge wird dem Permo–Karbon zugeschrieben.

Sedimente

(Sabbione-Zone)

Der Kontakt zwischen Lebendun- und Monte Leone-Decke ist auf Blatt Brig nirgends sichtbar. Die Sedimenthülle der Lebendun-Decke erscheint als Füllung einer Isoklinalfalte, die zwischen dem Bachlauf Cianciavero und der Costa di Valgrande ansteht.

t_d Dolomit und Dolomitschiefer

Die zur Trias gehörigen Sedimente sind vorwiegend dolomitisch: deutlich rekristallisierte, graublaue Dolomitmarmore und ockerfarbene dolomitische Breccien. Sie sind von arkoseartigen Sericitschiefern und von Quarziten mit Dolomitkomponenten begleitet. Es war uns nicht möglich, eine stratigraphische Abfolge dieser verschiedenen Schichten aufzustellen.

t_s Sericit-Kalkschiefer

Diese Kalkschiefer, die im frischen Bruch hellbeige sind, wittern mehr oder weniger dunkel in braungelber Farbe an. Sie bilden oft recht massige Bänke, in welchen dezimetermächtige silbrig-grüne Lagen vorkommen, die stark glimmerhaltig und quarzreich sind. Ferner treten Konglomeratlagen auf, die Kiesgerölle von Quarz oder bis mehrere Dezimeter grosse Blöcke von weissem oder graublauem Dolomit, von Gneis und von Granit führen. Das Alter dieser Serie ist unbekannt.

MONTE LEONE-DECKE

Unter diesem Begriff verstand man ursprünglich nur den kristallinen Deckenkern. Heute ist es nun möglich (LEU 1986), der Monte Leone-Decke eine teilweise abgescherte Sedimenthülle zuzuordnen, nämlich die Binntal-Zone. Letztere lässt sich in die mit dem Kristallinsockel in Verbindung stehende Fäldbach-Zone und in die fast vollständig abgescherte Rosswald-Serie aufgliedern.

Kristalliner Deckenkern

(VON A. STRECKEISEN)

Im Bereich von Blatt Brig baut sich der Kristallinkern der Monte Leone-Decke in der Hauptsache aus Alkalifeldspatgneisen wahrscheinlich permischen

Alters auf. Untergeordnet treten epidotreiche Zweiglimmergneise auf, die einen deutlich granitischen Charakter aufweisen und ein älteres Kristallin darstellen.

**GO_M Leuko- bis mesokrate, phengit- und biotitführende
Alkalifeldspatgneise («Ganter»-Typus)**

Diese Gesteine entsprechen der Definition, wie sie BEARTH (1972) gegeben hat: «Alkalifeldspatgneise, leuko- bis mesokrat, phengit- und biotitführend, oft gebändert, z.T. mit kleinen Mikroklinaugen («Ganter»-Typus)». Die Matrix des Gesteins besteht aus kleinen Körnern von Quarz, Alkalifeldspat und Albit oder Oligoklas (Anorthitgehalt 25%). Der Gehalt an Phengit und an olivgrünem Biotit kann 20% übersteigen. Akzessorien: Turmalin, Apatit, Epidot, Titanit, Zirkon, Erz. In dieser Matrix finden sich Fragmente eines bräunlich bestäubten Kalifeldspats, die bis mehrere Millimeter gross sind und als kleine «Äuglein» aus dem Gestein hervortreten; sie besitzen gelegentlich kristallographische Umgrenzung und zeigen bisweilen Zwillingsbildung (nach Karlsbad, Manebach und Baveno). Zudem treten kleine Knötchen von Quarz auf, bisweilen mit kristallographischen Umrissen oder mit Anzeichen magmatischer Korrosion. Die nicht immer deutlich ausgeprägte Bänderung in Zentimeter bis wenige Meter mächtige Gneisbänke kommt hauptsächlich durch wechselnden Glimmergehalt zustande. Die Bänderung könnte das Relikt einer ursprünglich sedimentären Schichtung sein. Bei den Kalifeldspäten und Quarzen handelt es sich möglicherweise um sedimentäre Partikel in psammitischen siliziklastischen oder vulkanogenen Ablagerungen.

In grosser Mächtigkeit stehen diese Gneise in der Gebirgsgruppe des Monte Leone südlich der Synform von Berisal an. Nördlich derselben erscheinen sie wiederum, und zwar als ziemlich schmales Band, das gegen Westen breiter wird, in die Gipfel des Spitzhorli und Fülhorns hineinzieht und, im Westteil von Blatt Brig, die breite Kuppe des Gebidum einnimmt. Dieses Gneisband, inklusive die eingeschuppten «plattigen, mittel- bis grobkörnigen Zweiglimmergneise» (P_M), entspricht dem sogenannten «*Gantergneis*» von SCHMIDT & PREISWERK (1908). Als «*Eistengneis*» haben diese Autoren den noch schmäleren Gneisstreifen bezeichnet, welcher auf Blatt Brig den nördlichsten zum Kristallin der Monte Leone-Decke gehörenden Gneiszug bildet (vgl. S.20).

Im Ganter- und Safflischtal, wo diese Gneise vertikal aufgerichtet sind, erlauben es die Detailarbeiten von KRAMERS (1970), in STRECKEISEN et al. (1978) zusammengefasst, folgende Varietäten auszuscheiden:

Sehr helle, glimmerarme, plattige bis nahezu massive Gneise, phengit- und z.T. turmalinführend

Im Felde zeichnen sich diese Gesteine durch ihre sehr helle, oft gelbliche Farbe und durch ihren fast massigen Aspekt aus. Sie bestehen aus einem feinkörnigen Mosaik aus Quarz, Albit und/oder Oligoklas (An ca. 25%), Kalifeldspat

und Phengit als einzigem Glimmer (in Einzelschuppen, meist weniger als 15%), wobei Apatit, Epidot, Turmalin, Granat, Titanit, Zirkon und opake Minerale akzessorisch auftreten. Daneben tritt Kalifeldspat in grösseren Körnern auf, leicht bestäubt, mit tropfenförmigen Quarzeinschlüssen; er ist wohl voralpin gebildet, während der Kalifeldspat im Mosaik alpin rekristallisiert erscheint.

Der ausgedehnteste Streifen dieser Gneise erreicht östlich vom Blausee eine Mächtigkeit von 300 m, doch nimmt diese gegen die Simplonstrasse rasch ab.

Grobflaserige Konglomeratgneise mit Einschaltungen von schiefrigen, dunkeln Zweiglimmergneisen

Die dunkeln Gneise zeigen allmähliche Übergänge zu solchen mit hellen wulst-, flaser- und knollenartigen Bildungen, die bis zu 60% des Gesteins ausmachen können. Sie bestehen aus einem sehr feinkörnigen Quarz-Feldspat-Mosaik, gelegentlich mit etwas Calcit, doch treten auch grössere Individuen von Mikroklin und Schachbrett-Albit darin auf. Diese Gesteine werden als monomikte Konglomeratgneise interpretiert. Gesamthaft dürfen sie auch als metamorphe Derivate von pelitischen, psammitischen und psephitischen Sedimenten betrachtet werden. Sie bilden eine 400 m breite Zone im Saflischtal, die sich an der Simplonstrasse auf 100 m reduziert.

Wechsellagerung von schiefrigen (phyllitischen) Zweiglimmergneisen und plattig-schiefrigen, quarzitischen Gneisen; Einschaltungen von Konglomeratgneisen

Eine 80 bis 180 m breite nördliche Randzone besteht aus bräunlich anwitternden, dunkeln, phyllitartigen Zweiglimmergneisen in Wechsellagerung mit hellen, plattig-schiefrigen quarzitischen Gneisen. Mineralbestand: Quarz, Kalifeldspat, Albit und Oligoklase (25–30% An), Phengit (in feinschuppigen Massen), Biotit (in grösseren Einzelschuppen), dazu akzessorisch Apatit, Epidot, Turmalin, Aktinolith, Granat, Titanit, Zirkon, Karbonat, Erz. In den dunkeln Schiefergneisen finden sich vereinzelt Einlagerungen mit knollen- und wulstförmigen Bildungen, die als Konglomeratgneise interpretiert werden. Die hellen, ellipsoidalen Knollen (bis 1 cm dick und 4 cm lang) bestehen aus Schachbrett-Albit, der umgeben und durchsetzt wird von einem unregelmässigen Mosaik aus Quarz, Albit und etwas Kalifeldspat. Ferner treten spärliche Einlagerungen von Granat-Glimmerschiefern auf. Die Gesteine dieser Zone lassen sich als metamorphe Serie von sandigen und tonigen Sedimenten mit einzelnen Konglomeratlagen deuten.

P_M Plattige, mittel- bis grobkörnige Zweiglimmergneise, reich an Epidot

Diese Gneise, die auf einer Breite von 150 bis 400 m anstehen, haben scharfe Grenzen zu den umliegenden Gneisen. Es handelt sich um plattige, mittelkörnige

Zweiglimmergneise mit granitischem Charakter, die keine Stoffbänderung erkennen lassen. Der reiche Epidotgehalt (bis zu 10%) verleiht ihnen eine hellgelblich-grüne Farbe. Mineralbestand: Quarz, Kalifeldspat, Albit (z.T. Schachbrett-Albit) und Oligoklas (25% An), Biotit (in einzelnen Schuppen), Phengit (in feinschuppigen Massen), Epidot (grössere trübe Kristalle mit Orthit-Kernen, voralpin gebildet, kleine klare Körner als alpine Bildungen); Akzessorien: Chlorit, Apatit, Titanit, Erz.

Bei dieser Zone dürfte es sich um eine Lamelle von älteren granitischen Gneisen handeln, die tektonisch in den Komplex der Alaklifeldspatgneise («Ganter»-Typus) eingeschuppt wurde. Über Altersbestimmungen, vergleiche den nächsten Abschnitt.

Allgemeines zum Ganter- und Eistengneis

Die Begriffe «Gantergneis» (benannt nach dem Gantertal in der Mitte von Blatt Brig) und «Eistengneis» (benannt nach der Häusergruppe Eist, die senkrecht über dem Trasse des Simplontunnels liegt) sind von SCHMIDT & PREISWERK (1908) eingeführt worden, um die beiden Gneisstreifen geographisch auseinanderzuhalten – ohne Rücksicht auf ihre petrographische Beschaffenheit. So zeigt es sich, dass sich die Gneise des «Eistengneis»-Zuges kaum von den leuko-bis mesokraten Alkalifeldspatgneisen («Ganter»-Typus) in den Ganter-Gneisen unterscheiden (STRECKEISEN et al. 1978).

An Proben von leuko- bis mesokraten Alkalifeldspatgneisen («Ganter»-Typus) aus dem Ganter- wie aus dem Eistengneis wurden Rb/Sr-Altersbestimmungen durchgeführt. Auf einer Gesamtgestein-Isochrone definieren sie ein Alter von 250 ± 25 Mio. Jahren (STRECKEISEN et al. 1978). Man könnte daher versucht sein, der detritischen bis vulkanogenen Serie ein permisches Alter zuzuschreiben. Doch ist mit der Möglichkeit zu rechnen, dass das genannte Alter ein metamorphes Ereignis datieren könnte, wie dies HUNZIKER (1970) für das benachbarte Monte Rosa-Gebiet als wahrscheinlich betrachtet. Die Sedimentation und die mit ihr verknüpfte vulkanische Tätigkeit müsste dann älter, könnte aber immer noch permisch sein. Es bleibt die Vermutung, dass es sich bei den leuko- bis mesokraten Alkalifeldspatgneisen («Ganter»-Typus) um einen metamorphen Verrucano mit rhyolithischen Tuffen und eventuell auch Laven handeln könnte. Das Verhältnis vulkanogen zu detritisch ist schwer zu beurteilen; im Ostteil dürfte es kleiner, im Westteil vielleicht höher als 1 sein.

Für die plattigen, mittel- bis grobkörnigen Zweiglimmergneise (P_M), die reich an Epidot sind und granitischen Charakter haben, wurde auf einer Gesamtgestein-Isochrone ein Rb/Sr-Alter von 380 ± 80 Mio. Jahren bestimmt (STRECKEISEN et al. 1978). Auch wenn diese Zeitangabe reichlich unpräzise ist, datiert sie jedenfalls ein vorpermisches Ereignis. Die Vermutung, dass diese Gneise einen Teil des alten Grundgebirges darstellen, auf dem sich die permischen Ab-

gerungen vollzogen, würde jedenfalls mit dieser Altersbestimmung in Einklang stehen. Da leuko- bis mesokrate Alkalifeldspatgneise («Ganter»-Typus) auch in der Hauptmasse des Kristallinkerns der Monte Leone-Decke auftreten, stellt sich die Aufgabe, die Gesteine dieses Kristallins generell nach Alter und Ursprung zu differenzieren.

A_M Biotit-Plagioklasamphibolite

In den leuko- bis mesokraten Alkalifeldspatgneisen (GO_M) und ihren diversen Varietäten sind einige konkordante Lagen von Epidot- oder Plagioklasamphiboliten eingeschaltet.

Sedimente

(Binntal-Zone)

Die Binntal-Zone, die von LEU (1986, S.782) definiert wurde, wird heute als sedimentäre mesozoische Hülle der Monte Leone-Decke betrachtet. Auf dem südlich zurückgebliebenen Normalschenkel des Kristallinkerns ist sie stark reduziert oder fehlt sogar, in seinen frontalen Teilen und im frontal überkippten Schenkel der Monte Leone-Decke kann man zwei Einheiten unterscheiden: die Fäldbach-Zone, die in direktem Kontakt zum Kristallin steht, und die Rosswald-Serie, die von der Hauptdecke abgeschert ist und weiter extern liegt.

Trias

Sie lagert dem unterliegenden Kristallin auf und ist durch tektonische Deformation in ihrer ursprünglichen stratigraphischen Abfolge völlig gestört. Die Hauptmasse der Trias findet sich im frontalen Teil einer Falte, die sich in der zweiten Faltungsphase gebildet hat, und durchzieht Blatt Brig über seine ganze Länge, vom Gebidum im Westen über das Nesseltal, das Gantertal und den Saflischpass bis ins Saflischtal.

t_m Dolomit- und Kalkmarmor, Trias im allgemeinen t_r Rauhwacken

Dolomit- und Kalkmarmore kommen in den Trias-Aufschlüssen am häufigsten vor, und zwar als weisse, dichte bis zuckerkörnige Dolomite, die mehr oder weniger marmorisiert sind, als pulverig zerfallende Dolomite und als blaue Kalke, die in mächtigen Bänken oft eine Wechsellagerung mit weissen Dolomiten und ab und zu auch Rauhwacken bilden. Diese Schichten können bis mehrere Meter mächtig sein.

t_y Gips

Er tritt meistens grobkörnig und unrein auf. Lokal ist er reich an Hellglimmer. Oft wird er von seidenglänzenden gelben Schiefern und von Rauhwacken begleitet. Die Gips-Aufschlüsse liegen sporadisch verteilt und können hohe Felsabstürze bilden wie beispielsweise in den «Wyssi Flüe» (Koord. 638.200/125.800) im Nordabfall des Gebidum.

Fäldbach-Zone

Sie wurde schon von LÜTHY (1965) beschrieben, hat ihre Bedeutung aber erst durch LEU (1986) erhalten. Dieser Autor hat mehrere lithologische Typen unterschieden, die auf Blatt Brig leider mangels Kontinuität nicht zur Darstellung gelangen konnten.

f_F Gelbliche und schwarze Glimmer- und Kalkglimmerschiefer sowie Konglomerate

Die Schichten der Fäldbach-Zone sind vorwiegend detritisch. In der feinen Fraktion treten schwarze, kieselige Schiefer auf, die im Osten von Blatt Brig zahlreiche Granate führen. Aus einer etwas größeren Fraktion sind die tonigen Metasandsteine entstanden, die manchmal kalkhaltig sind, ferner gelbliche Quarzite, die in dezimeterdicken Bänken anstehen, und schliesslich Arkosen. Zu der größten Fraktion zählen Lagen von polymikten Konglomeraten, die einen dünn mit zentimetergrossen Geröllern, die andern bis mehrere Meter mächtig mit dezimetergrossen Komponenten. Letztere bestehen aus gelbem Dolomit und schwarzem Kalk, seltener aus gelben Glanzschiefern, aus Gneis oder aus Granit.

Einschlüsse von Linsen und Blöcken: In der oben genannten Abfolge schwimmen vereinzelte Blöcke und bis über 10 m lange Linsen, die aus gelblichem Dolomit, aus blauem Trias-Marmor, aus Gips (in welchem sich die Dolinen am Saflischpass befinden), aus Quarziten, aus Gneis und aus Granit bestehen. Sie sind vereinzelt durch die Metamorphose zu einem spektakulären Gneis mit Dolomitkomponenten umgewandelt worden.

O' Einlagerung von Prasinit, Variolit und Talkschiefer

Grüngesteine kommen über die gesamte Länge der Fäldbach-Zone vor, und zwar hauptsächlich in Form von Prasiniten. Sie finden sich im obern Teil der Schieferabfolge, z.B. neben schwarzen Schiefern am Glisshorn (Koord. 642.200/126.100), oder am Rand der Gips-Aufschlüsse am Saflischpass. Dort findet sich ein metamorpher Variolit (Albit, Epidot, olivgrüner Biotit, Aktinolith, Calcit, Titanit), von Talk-Chloritschiefern und Serpentiniten begleitet. Der von PREIS-

WERK (1907) erwähnte Pikrit auf der Westseite des Saflischpasses konnte nicht aufgefunden werden. Aus Faziesanalogie zu den Grünschiefer-Vorkommen in der Zone von Sion–Courmayeur liegt es nahe, ihnen ein Jura- bis Unterkreide-Alter zuzuweisen.

Der schönste Aufschluss ist derjenige am Glishorn; leichter zugänglich, aber durch zahlreiche tektonische Komplikationen gestört, sind diejenigen am Strässchen Rosswald–Stafel oder auf dem Saflischpass.

Rosswald-Serie

Der informelle Begriff Rosswald-Serie wurde nach dem Rosswald, einer breiten Bergkuppe zwischen Ganter- und Rhonetal (Koord. 647.0/128.5), benannt (BOLLI et al. 1980). Auf Blatt Brig ist die Grenze der Rosswald-Serie zur südlich benachbarten Fäldbach-Zone unscharf und meistens schlecht aufgeschlossen. LEU (1986) konnte indessen zeigen, dass diese Grenze östlich von Blatt Brig durch einen Trias-Zug und sogar durch andere tektonische Einheiten belegt ist.

f_R Sandige Kalkglimmerschiefer (Rosswald-Serie)

Aus der Distanz betrachtet, unterscheiden sich die Gesteine der Rosswald-Serie durch ihre rötliche Anwitterung von den dunkleren aus der Fäldbach-Zone. Die Rosswald-Serie ist etwas mehr als 1000 m mächtig und besteht zur Hauptsache aus sandigen Kalk- und Kalkglimmerschiefern, die in monotoner Abfolge vorwiegend gut gebankt sind, rötlich-braun anwittern und im frischen Bruch graublau sind. Je nach dem Glimmergehalt schalten sich zwischen die sandigen Kalkbänke Schieferlagen ein, lokal auch dunkle Tonschieferlagen. Durch Langzeitverwitterung kann der Kalkgehalt weggelöst werden, und es entstehen reine Schieferabfolgen; dies ist der Fall in den Vertiefungen der breiten Bergkuppe Furgg in der NE-Ecke von Blatt Brig. Als Ganzes ist aber die Rosswald-Serie gegenüber der Erosion recht widerstandsfähig und macht sich in der Morphologie deutlich bemerkbar, indem sie aus der tiefen und engen Saltina-Schlucht über Rosswald zu der markanten Gebirgskette Fülhorn–Bättlihorn–Breithorn aufsteigt. Diese Widerstandsfähigkeit ist die Folge des weit verbreiteten, hohen Kalkgehalts der Rosswald-Serie. Sie tritt besonders schön in Erscheinung, wenn man von Brig aus westwärts auf die von der Abendsonne beleuchteten Steilabstürze des Fülhorns blickt.

Instruktive Aufschlüsse in der Rosswald-Serie finden sich einige Meter unterhalb der Simplon-Passstrasse bei Schallberg, entlang dem kleinen Strässchen, das von der Passstrasse gegen Grund hinunter führt.

ZONE VON SION–COURMAYEUR

Auf Blatt Brig hat die Zone von Sion–Courmayeur folgende Verbreitung: Im Süden steht sie, oft geringmächtig im Hangenden der Monte Leone-Decke, in Kontakt mit den Schichten der Zone Houillère; im Norden, wo diese Verbindung fehlt, ist sie auf die Rosswald-Serie überschoben. Hier weist sie eine grosse Mächtigkeit auf.

Trias

t Quarzite und Dolomite

Die zur Trias gehörigen Gesteinszüge sind meist sehr dünn. Nur der im Westen des Passo Terrarossa (WSW Wasenhorn) durchziehende Trias-Zug erreicht 10m Mächtigkeit und kann als Basis der Zone von Sion–Courmayeur betrachtet werden.

Jura (?)–Kreide

| | |
|----------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| f_v | Couches du Versoyen: Graue und dunkle Glimmerschiefer und -gneise z.T. mit Granat und Hornblende; Kalkschiefer |
| O | Prasinite, Ovardite und Amphibolite |
| O_s | Serpentinite und Talkschiefer |

Wie anhand der Legende von Blatt Brig ersichtlich ist, können die recht vielseitig zusammengesetzten Couches du Versoyen unterteilt werden in einen unteren Teil, der reich an Blöcken und Riesenblöcken ist, und einen oberen Teil, der Prasinite, Ovardite und gegen Osten Amphibolite enthält.

Im unteren Teil der Couches du Versoyen sind die Blöcke von einer pelitischen Schiefermatrix, die stellenweise Konglomeratlagen enthält, oder von Kalkschiefern umhüllt. Die Blöcke können Grössen von mehreren Dekametern erreichen; sie bestehen aus grauen oder grünlichen permischen Albitgneisen, aus teilweise graphitreichen Metasandsteinen des Karbons, aus Kalk- und Dolomitmarmoren der Trias, aus Quarziten und aus Kieselschnur- Kalken des Lias.

Im oberen Teil der Couches du Versoyen, wo die genannten Grüngesteine eingelagert sind, herrschen graue und schwarze Glimmerschiefer ohne Kalkgehalt vor, in denen gegen Osten die Granate zunehmen. Was die Serpentinite und Talkschiefer (O_s) anbelangt, so ist der Entscheid schwierig, ob es sich um Blöcke handelt, oder ob sie mit den Prasiniten verknüpft sind. Vorherrschend sind Antigorit-Serpentinite, vergesellschaftet mit Talk-Aktinolithschiefern. Die letzteren zeigen an einigen Stellen schöne Kissenlaven-Strukturen. Ausserdem treten Ovardite (Albit, Chlorit, Erz) bei Weng und an der Inneren Nanzlicke auf (PREISWERK 1903). Die Prasinite (O) gehen gegen Osten in Amphibolite über. Es könnte sein, dass die auf Blatt Brig vorhandenen Grüngesteine mit dem Serpentin-Komplex des Geisspfads südöstlich von Binn in Verbindung stehen.

**F₄, F₄₋₅ Couches de l'Aroley: Massige hellblaue
Kalkschiefermarmore, z. T. Konglomerate**

Die Couches de l'Aroley sind im Süden als hellblauer Kalkschiefermarmor entwickelt und kaum je dicker als 10 m, weshalb sie örtlich mit den ebenfalls lokal sehr dünnen Couches des Marmontains zusammengefasst wurden (F₄₋₅). Nur im Profil südlich Inneri Nanzlicke (4 km W Simplonpass) werden sie sehr sandig.

Nördlich an die Rosswald-Serie anschliessend, erreichen die Couches de l'Aroley bis 100 m Mächtigkeit. Hier überwiegen nicht die blauen Kalkschiefermarmore, sondern Sandkalke mit feinen, quarzreichen oder mikrobrecchiösen Lagen. Instruktive Aufschlüsse der Couches de l'Aroley kann man entlang der Forststrasse, kurz vor Erreichen von Schratt (Koord. 639.900/127.100) anschlagen. Schneller zu erreichen sind die Aufschlüsse an der Strasse gegen Rosswald, 500 m nach der Abzweigung von der Simplon-Passstrasse.

**F₅ Couches des Marmontains: Massige Ölquarzite und
dunkle Glimmerschiefer**

Schwarze kieselige Schiefer mit Einschaltungen von grünlichen, dezimeter-dicken Quarzitbänken bilden für diese Schichten das deutlich erkennbare Bezugsniveau. Trotz der Quarzite treten sie im Gelände nur undeutlich hervor, sondern bilden oft eine Depressionszone, die mit Quartär überdeckt ist.

Im Süden der Rosswald-Serie erreichen die Couches des Marmontains höchstens 10 m Mächtigkeit. Hier führen sie Granate bis über 1 cm Grösse. Im Norden der Rosswald-Serie lässt sich die Mächtigkeit der Couches des Marmontains wegen kräftiger Faltung schwer abschätzen, doch dürfte sie 10 m nur unwesentlich übersteigen. Immerhin sind aber die Quarzite im Gettelgrabe, westlich Schallberg und jenseits der Saltina, mehr als 200 m mächtig, während sie bei Schallberg selbst völlig fehlen.

Gute Aufschlüsse der Couches des Marmontains finden sich, wie für die Couches de l'Aroley, entlang der Forststrasse von Schratt. Aus der Ferne sieht man diese Schichten aber auch deutlich im Abendlicht von Brig aus, wenn sich im Liegenden der hellen Couches de l'Aroley im Westabsturz des Fülhorns die Couches des Marmontains dunkel abheben. Dünnschliff-Untersuchungen aus Handstücken des Couches des Marmontains führten zur Entdeckung zahlreicher Radiolarien und eines Querschnitts, der wahrscheinlich einer Globotruncanidae-Form zuzuschreiben ist (BURRI 1967).

**F₆ Couches de St-Christophe: Wechsellagerung von sandigen
Kalken und sandigen Kalkglimmerschiefern (Flysch)**

Die Couches de St-Christophe sind durch ihren ausgesprochenen Flysch-Charakter gekennzeichnet. Sie weisen eine Wechsellagerung von dm- bis m-

dicken glimmerführenden, sandigen Kalkbänken mit sandigen, mehr oder weniger kalkführenden Schiefen auf. Vergleicht man sie mit Abfolgen in der Rosswald-Serie, so fällt eine gewisse Ähnlichkeit auf, doch sind sie deutlich kalkreicher. Die Vorkommen im Süden der Rosswald-Serie sind tektonisch stark deformiert, und der Flysch-Charakter geht dabei verloren; immerhin kann man ihn bei den Vorkommen um den Gebidumsee (SW-Ecke von Blatt Brig) noch erkennen.

ZONE HOUILLÈRE (Innere Walliser Karbon-Zone)

Die Untere Staldener Zone – südlich und südwestlich des Atlasblattes – und der Lappen von Visperterminen bilden die Fortsetzung der Zone Houillère gegen Osten (BEARTH 1972, ESCHER 1988). In vergleichbarer struktureller Stellung erscheint östlich der Simplon-Linie eine gneisige Einheit – die Zone von Gällmji – die somit ebenfalls der Zone Houillère zugeordnet werden kann. Von anderen Autoren werden die Gesteine der Zone von Gällmji ins Versoyen oder in den Berisal-Komplex gestellt.

LAPPEN VON VISPERTERMINEN

Man kann die Auffassung von BEARTH (1973) übernehmen, der die Schichten dem Permo–Karbon zuweist: «Die Gesteine des Staldener Lappens repräsentieren zur Hauptsache einen monometamorphen tonig-sandigen Komplex mit (tuffogenen?) basischen Lagen (Prasinite!) und einzelnen Einschaltungen von sauren Eruptivgesteinen (Gänge?, Sills?)».

P_v Sericit-Chlorit-Albitgneise und -schiefer

Es handelt sich um eine mächtige und monotone Serie von grünlichen bis bräunlichen Gneisen und hellen Glimmerschiefen in denen quarz- und albitreiche Gesteine dominieren; eingelagert finden sich sericit- und chloritreiche Lagen. Der Albit ist leicht porphyroblastisch ausgebildet und enthält Einschlüsse graphitreichen Materials, das in parallelen Bändern angeordnet ist. Graphit ist darüber hinaus in zahlreichen Gneis-Niveaus vorhanden, ebenso leicht angewittertes Karbonat (Ankerit). Das Gestein enthält Biotit, Oxychlorit und Chlorit. Akzessorien: Magnetit und Ilmenit.

Aufschlüsse dieser Gesteine sind vor allem auf Blatt Simplon vorhanden, wo sie BEARTH (1972, 1973) kartiert und beschrieben hat; Sie erscheinen gerade noch in der SW-Ecke von Blatt Brig und am Straffelgrat (SE Inneri Nanzlicke).

Man muss sich somit auf die Beschreibungen dieses Autors stützen, der in diesen Serien Prasinite und helle Niveaus, die als saure eruptive Gesteine betrachtet werden, gefunden hat. Zudem sei auf die ausführliche Beschreibung der Gesteine im Gebiet von Visperterminen durch WERENFELS (1924) hingewiesen.

h Graphitische Phyllite und Quarzite

Dünne Lagen von graphitischem Quarzit und psammitischen Gneisen sind an der Nordseite des Lappens (Seebachtöle, Gebidumpass, Inneri Nanzlicke) zu sehen (JÄGER & STRECKEISEN 1958). Schon SCHMIDT & PREISWERK (1908, S. 17) und nachfolgend WERENFELS (1924) haben diese Gesteine ins Karbon gestellt. Sie bestehen aus Quarz, Albit, Sericit, Chlorit und Graphit. Akzessorien: Magnetit, teilweise in Oxychlorit und Chlorit umgewandelter Biotit.

Graphitische Phyllite mit Knauern von graphitischen Grus erscheinen in der Aufschlusszone südwestlich von Weng (JÄGER & STRECKEISEN 1958, S. 84ff, wo Nr. 4166 durch 4437 ersetzt werden sollte). Sie sind von kataklastisch deformierten Quarziten und Arkosen sowie extrem zerscherten Sericit-Albitgneisen begleitet. Der mylonitische Charakter dieser Gesteine wurde zuerst von DÉVERIN (1942) erkannt. Sie markieren den Verlauf der Simplon-Linie, die von Südosten kommend hier auf Blatt Brig eintritt.

ZONE VON GÄLMJI

Entlang der Berisal-Synklinalstruktur liegen die Kalkschiefer der Zone von Sion–Courmayeur einem Gneisband auf. Dieses Band wird seinerseits vom Berisal-Komplex durch einen Streifen von Dolomit und stark laminierten Grünschiefern abgetrennt. Diese Zone wird im folgenden als «Zone von Gälmji» bezeichnet, benannt nach dem Namen der kleinen Mulde, die zwischen dem Tochu und dem Staldhorn durchzieht.

In der Zone von Gälmji dominieren grünliche und graue Muskowit-Biotit-Chloritgneise und -schiefer, in welche mächtigere Amphibolitzüge und vereinzelt dünne Lagen von Quarziten eingeschaltet sind. Auf der klassischen Karte der Simplon-Gruppe von SCHMIDT & PREISWERK (1908) wurden diese Gesteine wegen ihrer grossen petrographischen Ähnlichkeit zu den Berisal-Gneisen gerechnet. Neuere tektonischen Arbeiten (ESCHER 1988, JEANBOURQUIN & BURRI 1989) betrachten die Zone von Gälmji als ein etwas stärker metamorphes Äquivalent des Lappens von Visperterminen, zumal sie die gleiche tektonische Stellung hat. In der Zone von Gälmji fehlen hingegen die für den Lappen von Visperterminen typischen schwarzen Graphitphyllite und der Graphit generell. Von anderen Autoren wird deshalb die Zone von Gälmji weiterhin zum Berisal oder auch zur Zone von Sion–Courmayeur (Versoyen) gerechnet.

**P_G Grünliche und graue Muskowit-Biotit-Chloritgneise und
-schiefer, oft granatführend**

Diese Gneise – informell «Gälmji-Gneise» genannt – zeigen eine deutliche Schieferung, jedoch keinerlei Schichtung. Sie haben, wegen den grünlichen Hellglimmer, einen silbrigen Glanz auf den Schieferungsflächen. Mineralzusammensetzung: Albit-Oligoklas, Hellglimmer, Biotit, Calcit und Chlorit, seltener von grüner Hornblende begleitet, Pistazit, Zoisit und Klinkzoisit, oft Granat. Akzessorien: Turmalin, Erz, Apatit und Zirkon.

Im Gebiet von Gälmji und am Pass P.2372, oberhalb der Mulde, ist diese Gneisserie im Profil deutlich erkennbar, da sie dort beidseits von Kalkschiefern begrenzt wird. Grössere Aufschlüsse sind unterhalb der Nationalstrasse in der Kaltwasser-Depression (benannt nach Chalti-Wasser 2 km östlich vom Simplonpass) sichtbar, wo sie stark gefaltet sind.

P_q Grünliche Quarzite

Grünliche Quarzite, selten im Kartiermassstab darstellbar, treten als meterdicke Niveaus auf und sind zusammengesetzt aus Quarz, Hellglimmer, Chlorit, Pistazit, Apatit, Zirkon und Erz.

A_G Amphibolite

Es handelt sich um feinkörnige, beinahe schwarze Amphibolite mit vielen kleinen hellen Flecken, die sich zu feinkörnigen Niveaus gruppieren. Sie sind zusammengesetzt aus Hornblende, Aktinolith, Quarz, Epidot, Albit-Oligoklas, Karbonat, Biotit, Granat, Chlorit und Apatit. Am Pass oberhalb Gälmji ist eine Schicht von 20 m sichtbar, die an einen Prasinit denken lässt.

BERISAL-ZONE
(Kristallin der Pontis-Decke)
(von E. FRANK)

Mitsamt ihrem Sockel ist die sedimentäre Hülle der mittelpenninischen Pontis-Decke, die als Begriff durch ESCHER et al. (1987) eingeführt wurde, nur weit westlich von Blatt Brig, im unteren Teil des Val d'Anniviers, aufgeschlossen. Auf Blatt Brig erscheint nur der kristalline Sockel der Pontis-Decke, der hier Berisal-Zone genannt wird.

Die Gesteine der Berisal-Zone treten als mächtige Serie im südöstlichen Teil des Kartenblattes auf. Sie erstrecken sich als zusammenhängende, stark isoklinal

verfaltete Gneismasse vom Hillehorn über das Bortelhorn, das Furggubäumhorn und das Wasenhorn bis zum Simplonpass-Gebiet. Die Berisal-Zone wird allseitig von jüngeren Serien bzw. von tektonischen Störungen (Simplon-Linie) begrenzt; sie liegt somit wurzellos als tektonisch isolierte Deckeneinheit vor.

Die Gesteinsserie der Berisal-Zone besteht vorwiegend aus Paragesteinen – vorherrschend sind Granat-Glimmerschiefer und bräunliche Gneise – in welche mächtigere Züge von Augengneisen oder dünne Bänder von Amphiboliten eingelagert sind.

In petrographischer Hinsicht können folgende Gesteinstypen ausgeschieden werden:

P_B Plagioklasführende Granat-Glimmerschiefer und -gneise

Monotone, bräunliche biotit- und plagioklasführende Muskowitschiefer mit meist knotenförmig hervortretendem Granat. Vereinzelt können auch grössere Hornblende-Porphyroblasten auftreten. Hauptgemengteile: Biotit, Muskowit, Granat, Albit und Quarz. Nebengemengteile: Chlorit, Hornblende, Epidot, Kalifeldspat, Karbonat, Turmalin, Rutil, Ilmenit, Apatit und Zirkon. Daneben finden sich auch Einschaltungen von feinkörnigen bräunlichen Gneisen (Quarz, Mikroklin, Plagioklas, Biotit, Muskowit, \pm Granat), oder von Quarz-Plagioklas-Muskowitgneisen.

Gesamthaft dürften diese Gesteinsserien als metamorphe Derivate von psammitischen und pelitischen Sedimenten betrachtet werden.

GO_B Leukokrate Zweiglimmergneise und biotitreiche Augengneise

Helle Zweiglimmer-Augengneise und Zweiglimmergneise mit ausgeprägter Paralleltextur, lokal auch übergehend in Bändergneise. Die Augen bestehen aus Kalifeldspat (Triklinität Δ variiert von monoklin bis zu 85% triklin, FRANK 1975) oder aus einem granoblastischen Gefüge von Quarz, Kalifeldspat und Albit. Hauptgemengteile: Biotit, Muskowit (phengitisch), Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas (Albit und Oligoklas, z.T. auch Schachbrett-Albit) \pm Chlorit und \pm Calcit). Akzessorien: Apatit, Titanit, Ilmenit, Zirkon, Pyrit, Granat (Atoll-Granat), Epidot/Klinozoisit. Untergeordnet treten in den Augengneisen auch cm- bis dm-mächtige Einschaltungen von hellen Muskowit-Plagioklasgneisen (Muskowit, Paragonit, Plagioklas, Quarz, \pm Chlorit, \pm Biotit), von Albit-Chloritschiefern (mylonitisierte Albit-Alkalifeldspatgneise) und von dunkeln, stark tektonisierten Biotitschiefern (metamorphe Lamprophyre?) auf.

Die Zweiglimmer-Augengneise treten, eingelagert in den übrigen Berisal-Gneisen, als grössere und kleinere langgestreckte Züge oder Bänder auf. Die bedeutendste dieser Einlagerungen erstreckt sich vom Furggubäumhorn über Furggubäum, Isenwegg, Chastelegga und die Simplon-Passstrasse bis gegen das Staldhorn hin.

Geochemische Untersuchungen an den Augengneisen (FRANK 1975, THÉLIN 1983) lassen eine recht ausgeprägte Homogenität dieser Gesteine erkennen, die dem Typus der Alkalifeldspatgranite entsprechen. Nach diesen beiden Autoren weisen Feldbefunde, Erscheinungsformen und kristallographische Merkmale der Kalifeldspat-Augen sowie reliktsche magmatische Strukturen auf den Orthochaarakter dieser Gesteine hin. Nach U/Pb-Bestimmungen an Zirkonen (KÖPPEL et al. 1981) kann für die Platznahme ein kaledonisches Alter abgegrenzt werden.

AG Aplitgneise

Leukokrate, feinkörnige plagioklas- oder celsianführende Zoisitgneise, die als Bänder oder linsige Einlagerungen (im dm- bis m-Bereich) innerhalb der Augengneise, vereinzelt auch innerhalb der übrigen Berisal-Gneise auftreten. Das grösste Vorkommen dieses Gneistyps liegt in der Nähe der Isenwegg (Koord. 649.800/125.250). Die Kontaktverhältnisse sind stets scharf und als tektonisch überprägt zu betrachten (z.T. Isoklinalverfaltung).

Hauptgemengenteile sind Zoisit, Plagioklas (Andesin-Labradorit) oder Celsian ($\text{BaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$), Hellglimmer (Sericit, Margarit sowie Ba-Hellglimmer) und Quarz. Untergeordnet können vereinzelt noch folgende Minerale hinzutreten: Chlorit, tschermakitische Hornblende, Granat, Karbonat, Heulandit, Titanit, Rutil und Apatit. Geochemische Untersuchungen (FRANK 1979) weisen mit $\text{SiO}_2 \approx 49$ Gew.-%, $\text{Al}_2\text{O}_3 \approx 30$ Gew.-% und $\text{CaO} \approx 13$ Gew.-% auf eine anorthositische Zusammensetzung hin (Meta-Anorthosit?). Die BaO Gehalte variieren von Probe zu Probe sehr stark (0.8 – gegen 4.0 Gew.-%), was für eine spätalpine, lokal unterschiedliche Zufuhr des Bariums über hydrothermale Lösungen sprechen könnte.

A_B Granat- und Epidotamphibolite

Granat- und Epidotamphibolite, teils auch Bänderamphibolite, als geringmächtige Einlagerungen, Linsen oder Boudins in den Berisal Granat-Glimmerschiefern und -gneisen auftretend. Vereinzelt lassen sich auch Übergänge von diesen Typen zu Biotit-Hornblendegneisen, Hornblendeschiefern, Biotitschiefern und Epidositen finden. Häufig beobachtet man eine Wechsellagerung dieser Amphibolgesteine mit hellen, feinkörnigen Biotitgneisen oder mit hellen, quarz- und plagioklasreichen Lagen. Hauptgemengenteile: blaugrüne Hornblende, Aktinolith, Albit bis Oligoklas, Biotit, Granat, Quarz, \pm Chlorit und Epidot/Klinozoisit. Nebengemengenteile: Klinochlor, Hellglimmer, Karbonat, Titanit, Rutil, Klinopyroxen (reliktisch) und Apatit.

Nach STILLE (1980) lassen sich die Amphibolite aufgrund geochemischer Kriterien am ehesten als eine polymetamorph überprägte, stark wechsellagernde Serie von Laven, Tuffen und sandigen Sedimenten (helle Bänder) deuten.

QUARTÄR

Würm

q_{4m} Moräne der Würm-/Spätwürm-Vereisung

Beide Talflanken des Rhonetals sind weiträumig von eher geringmächtigen Moränenablagerungen bedeckt. Sie führen Granitmaterial aus dem Aar-Massiv, das sich unterhalb Brig bis auf 1500m Höhe feststellen lässt (unterhalb Mattustafel, Koord. 641.000/126.900); den Gletschern aus dem Aar-Massiv kommt also grosse Bedeutung zu. In den Seitentälern stammen die Moränen aus den jeweiligen nahegelegenen Einzugsgebieten. Die Frage, wie hoch die Moränen des Gletschers des Haupttals hinaufgereicht haben, ist in den Seitentälern oft schwer zu entscheiden, weil hier die obersten Moränenablagerungen von Lokalgletschern stammen, oder weil Gehängeschutt zuoberst liegt. Diesen Würm-/Spätwürm-Moränen können keine fluvioglaziale oder glaziolakustrische Ablagerungen zugeschrieben werden.

Spät- und Postglazial

q_{5m} Spät- und postglaziale Moräne (Älteste Dryas-Zeit und jüngere Stadien)

In der Brig–Simplon-Region sind die ins Spätwürm fallenden Rückzugsstadien von AUBERT (1979) und MÜLLER (1984) untersucht worden. Die Ergebnisse dieser beiden Studien stimmen hinsichtlich dem ältesten und wichtigsten dieser Rückzugsstadien, das sich im Gelände deutlich hervorhebt und auf Blatt Simplon dargestellt ist, mit unserer Kartierarbeit völlig überein. Aber auch hier bleibt das Problem bestehen, was den Lokalgletschern bzw. dem Gletscher des Haupttals zuzuschreiben ist. Die Grenze zwischen beiden ist oft schwer zu ziehen, denn die nach ihrer Herkunft verschiedenen Moränen haben dieselbe petrographische Zusammensetzung. Unter Berücksichtigung der Angaben der oben zitierten Autoren haben wir für das älteste und wichtigste Rückzugsstadium eine paläogeographische Kartenskizze erstellt und diese für die Grenzziehung auf Blatt Brig benutzt (Fig.2). Trotz dieser Vorarbeit bleiben diese Grenzen mit etlicher Unsicherheit behaftet und sind deshalb auf der Karte oft mit einer gestrichelten Kontur dargestellt.

Die verschiedenen Rückzugsphasen im Spätglazial sind durch zahlreiche Moränenwälle gekennzeichnet, für die MÜLLER (1984) ein detailliertes Inventar erstellt hat; die schönsten liegen wenig nördlich unterhalb des Simplonpasses, entlang dem Fussweg zur Nanzlicke, oberhalb der Alpe Veglia in der SE-Ecke von Blatt Brig und auf der oberen rechten Talflanke des Nanztals (gegen das Spitzhörli hinauf).

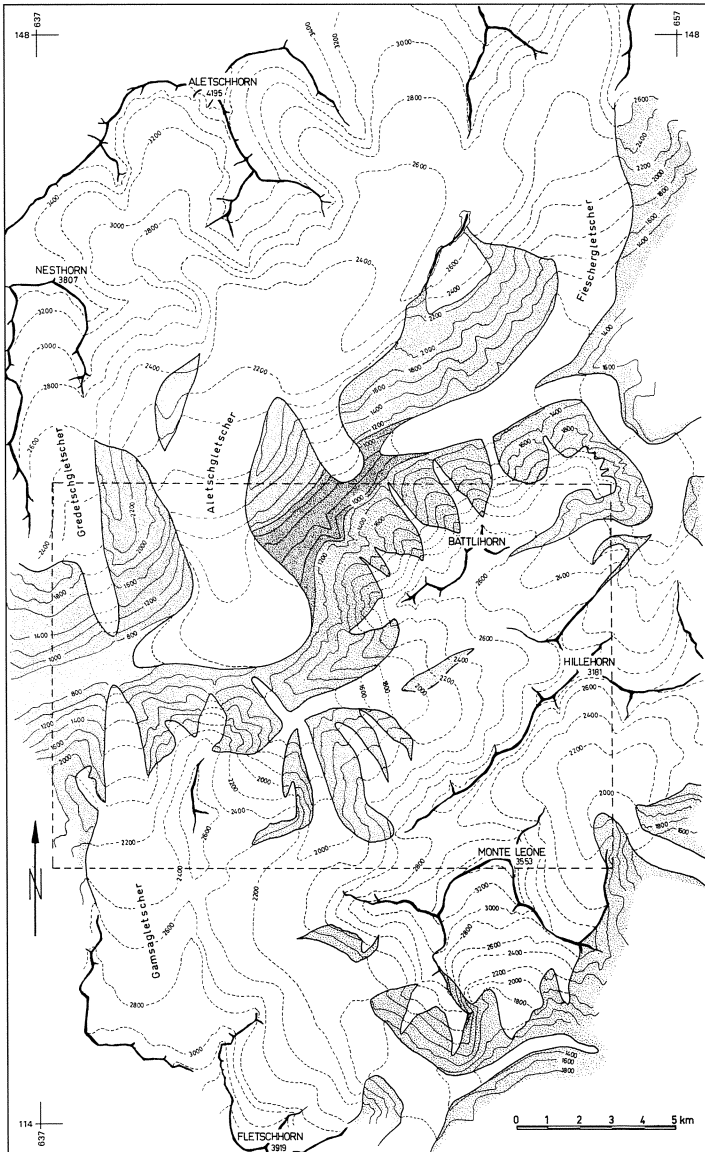


Fig. 2: Wichtigste Rückzugsstadien (älteste Dryas-Zeit) auf Blatt Brig und seiner Umgebung.

In der Gegend von Brig hat der Aletschgletscher in seinen spätglazialen Rückzugsphasen eine mächtige Moränendecke zurückgelassen, die sich in morphologischer und petrographischer Hinsicht deutlich von den älteren und geringmächtigen Würm-Moränen des Haupttals unterscheidet. Die mächtige spätglaziale Moränendecke bildet im Süden von Ried einen weiten Bogen, der von der neuen Simplonpass-Strasse angeschnitten wird. Hier haben die Bäche tiefe Gräben erodiert, zwischen denen scharfe Kämme stehen, die nicht mit Moränenwällen verwechselt werden dürfen. Die Krete des Burgspitz, im NE von Ried, wurde während des Strassenbaus von AUBERT sorgfältig studiert; sie setzt sich aus mehreren übereinander liegenden Moränenschichten zusammen, aus denen sich eine komplexe Ablagerungsgeschichte ableiten lässt.

q₅₅ Fluvioglaziale Ablagerung der spät- und postglazialen Gletschervorstösse – Alte Bachschuttkegel

Geschichtetes und gewaschenes Lockermaterial liegt unter und ausserhalb des weiten Moränenbogens südlich von Ried, der vom Aletschgletscher her stammt und im voranstehenden Abschnitt beschrieben wurde (BUXTORF 1922, AUBERT 1979). Einige Kiesgruben sind darin in der Gegend Chräjubiel–Bleike (S Ried) angelegt.

Ein beachtlich grosser Schuttkegel breitet sich westlich der Napoleonsbrücke im Süden von Brig aus. Sein Material ist zementiert, und der Schuttkegel reicht 1200m lang durch den Hang hinauf, ohne dass an seinem Ursprung ein Bachlauf sichtbar ist. Ohne Zweifel handelt es sich um den Entwässerungskegel eines ehemals auf der Nordseite des Glishorns sehr aktiven Gletschers.

Schliesslich sei erwähnt, dass der spätglaziale ins Rhonetal vorstossende Aletschgletscher die Rhone gestaut haben muss (AUBERT 1979); von diesem Ereignis sind aber auf Blatt Brig keine Spuren nachweisbar.

Inaktive, «fossile» Blockströme

«Fossil» nennen wir Blockströme bzw. Blockgletscher, wenn sie von Vegetation überwachsen sind. Nach AUBERT (1979) finden sie sich in folgenden Höhenlagen:

- auf N-exponierten Hängen bis 2100m. Dies trifft zu für die Blockströme im N der Mäderhorn–Wasenhorn-Kette, ferner für das Gebiet im NW des Tochuorns,
- auf E-exponierten Hängen bis 2200m, wie dies für die Vorkommen im E der Fülhorn–Spitzhörli-Kette der Fall ist,
- auf S-exponierten Hängen bis 2300m, wie z.B. in den Südstürzen der Bättlihorn–Fülhorn-Kette im E von Brig.

Holocaen

q_r Historische und aktuelle Moräne

Bei ihren Vorstössen haben die Gletscher in den letzten paar Jahrhunderten Wälle aufgebaut, die bis heute einen frischen Eindruck hinterlassen. Sie liegen im Umkreis der Hochgebirgskette Monte Leone–Hillehorn und sind besonders spektakulär unterhalb der folgenden Gletscher: Chaltwasser, Aurna und Leone, ferner Steinu und Mättital. Wesentlich bescheidener sind die Wälle unterhalb der Schneefelder im Norden des Wasenhorns und im Norden des Bättlihorns (E von Brig), wobei sich diese oft nur schwer von Blockströmen unterscheiden lassen.

q_s Historische und aktuelle fluvioglaziale Ablagerungen

Besonderes Interesse wecken die Verhältnisse unter dem Bortelgletscher: Die Wälle der historischen Gletschervorstösse sind wenig akzentuiert, dafür breitet sich darunter ein grosser fluvioglazial gebildeter Schuttkegel auf den Felsplatten bis 2200 m hinunter aus. Solche Ablagerungen kommen auch unter anderen Moränen vor, doch sind sie meistens zu klein, um auf der Karte dargestellt zu werden; zudem lassen sie sich oft schwer von Gehängeschutt unterscheiden.

Aktive Blockströme

Oberhalb 2500 m entstehen aus dem Gehängeschutt oft kleine Blockströme; ihrer geringen Ausdehnung wegen liessen sie sich auf der Karte meist nicht unterscheiden.

Lawinen- und Schneehaldenmoränen

Sie gelangen auf der Karte nur an wenigen Orten zur Darstellung, so z.B. im Norden des Bättlihorns im ENE von Brig oder zwischen Fülhorn und Spitzhörli 4 km WNW des Simplonpass.

Sackung, Sackungsmasse, stark gelockerte Felsmasse

Sackungen spielen auf dem Gebiet des Blattes Brig eine wichtige Rolle. Bei den ältesten davon, die wahrscheinlich im Zusammenhang mit dem Gletscherrückzug stehen, fehlen Anzeichen einer rezenten Bewegung. Sie machen sich bloss durch Geländestufen bemerkbar, durch welche das gleichmässige Gefälle der Hänge unterbrochen wird. Alte Abrissränder zeigen sich oberhalb einer Sackung oft als Rippe mit Nackentälchen, während sie, seitlich und talwärts, oft trockene Tobel vorzeichnen. Ein derartiger Hang dominiert in weitem Bogen gegen das Fülhorn hinauf die Ortschaft Termen. Versackt sind auch die Felsmassen westlich

des Ausgangs des Nanztals im Süden von Gamsen. Wie die Karte und – noch deutlicher – Luftphotos zeigen, war dieser Felssporn bei der Überprägung durch den Rhone-Gletscher parallel zum östlichen Talausgang angeordnet. Heute ist er um Dutzende von Metern nach Norden verschoben. Besonders ausgeprägt ist das Nackentälchen und der daran anschliessende obere Sackungswall – der mit einem Moränenwall nichts zu tun hat – bei der Sackung auf der Ostseite des Nesselts.

Riesige Sackungsmassen, die den Anschein erwecken, sie seien zum Stillstand gelangt, befinden sich in einigen Fällen noch in Bewegung. Dies betrifft z.B. den Felsuntergrund der Hänge um Berisal zwischen dem Gantertal und dem Tal der Taferna. Diese Hänge erstrecken sich vom Talgrund bis zu 3 km nach Süden und werden oben von zwei noch heute aktiven «Brüchen» begrenzt, die einen Blockstrom schneiden und um etwa 10 m versetzen (STRECKEISEN 1965).

Grosse Sackungen breiten sich in den Abstürzen des Glishorns gegen Brig hinunter aus: während hier im oberen Teil die Schichtlage nur wenig gestört ist (Übergang von Hakenwurf zu Sackung), ist der Gesteinsverband im untersten Teil aufgelöst und bildet nun südlich oberhalb Glis chaotische Trümmernmassen, die auf Blatt Brig als Bergsturz dargestellt sind. Die gleiche Erscheinung lässt sich im Nanztal in den Hängen unter dem Fülhorn beobachten.

Ferner sei die grosse Sackung zwischen Oberried und Bitsch erwähnt.

Rutschung, Hakenwurf

Grosse *Rutschungen*, die sich klar umgrenzen lassen, fehlen auf Blatt Brig, hingegen sind Moränen vielerorts etwas verrutscht.

Der *Hakenwurf* der Schichtköpfe wirkt sich auf die Stabilität der Hänge und der darin angelegten Stollenbauten, ähnlich wie in Sackungen und Rutschungen, negativ aus. Es ist aber auf Blatt Brig, obwohl weit verbreitet, mit keiner speziellen Signatur gekennzeichnet. Besonders interessante Beispiele für Hakenwurf lassen sich auf der linken Seite des Saflischtales beobachten: es betrifft die dort aufgeschlossenen Schieferabfolgen, die normalerweise seiger stehen, nun aber bis zu 40° abwärts geneigt zu Tage treten, und zwar auch in bis über 20 m tiefen Bachtobeln. Der Hakenwurf lässt sich – wie das Bodenfließen – durch die Wirkung der Schwerkraft in der oberflächennahen Verwitterungszone steilstehender Schichten erklären. Verwitterungsresistente Schichten werden weniger betroffen und bilden im Saflischthal schicht- und hangparallele Kreten, die wie kleine Moränenwälle aussehen.

Bergsturz, Felssturzmateriel

Ausser Bergstürzen, die aus Sackungen entstanden sind (vgl. Abschnitt «Sackung»), gelangt auf Blatt Brig an seinem Westrand nur ein Teil eines grossen Bergsturzes zur Darstellung, der auf der linken Flanke des Rhonetals niedergegangen ist.

Hangschutt – Trockenschuttkegel

Sie sind oberhalb der Waldgrenze verbreitet. Der Hangschutt ist in den Gneisen der Monte Leone-Decke und der Berisal-Zone deutlich gröber als in den Kalkschiefern.

Lawinen- und Schwemmkegel

In der Ausmündung von steilen Couloirs sind die Schuttkegel vorwiegend durch Lawinen entstanden. An Schuttkegeln dieser Art ist das Gredetschtal im Norden von Gamsen besonders reich, da hier äusserst steile Talflanken vorherrschen.

Bachschuttkegel

Zwei nicht allzu grosse Wildbach-Schuttkegel vereinigen sich oberhalb Glis zu einem grossen fluvioglazial entstandenen Schuttkegel. Von einiger Bedeutung ist ferner der grosse Bachschuttkegel, den die Gamsa bei Gamsen geschaffen hat.

Ried, Sumpf

In der von den Gletschern geschliffenen Felsunterlage des Simplonpasses haben sich Moore entwickelt, aus denen kleine Torflager entstanden sind, die zu palynologischen Untersuchungen Anlass gegeben haben (WELTEN 1982, LANG & TOBOLSKI 1985). Kleinere Sumpfbereiche liegen ferner auf der grossen Alluvialebene der Alpe Veglia nördlich der SE-Ecke des Kartenblattes.

Alluvionen

Alluvionen sind vor allem hinsichtlich ihrer Hydrogeologie von Interesse; sie werden im Kapitel Hydrogeologie (S. 53) behandelt.

Künstliche Aufschüttung – Deponie von chemischen Rückständen

Nebst vielen kleinen künstlichen Aufschüttungen, wie beispielsweise denjenigen, die von der Ausbeutung von Dachschiefer (oberhalb Termen) herkommen, liegen zwei grossräumige Deponien in der Ebene des Rhonetals. Die eine stammt vom Ausbruchsmaterial des Simplontunnels. Auf ihr breiten sich heute die Gleisanlagen des Bahnhofs Brig aus. Die andere stammt von der chemischen Industrie in Visp, die ihre Deponie seit 1923 in der Rhone-Ebene westlich unterhalb Gamsen angelegt hat.

Die letztgenannte Deponie bedeckt heute 20ha Land und hat eine maximale Höhe von 17 m. In ihrem unteren Teil besteht sie im wesentlichen aus Gips und verfestigtem Calciumhydroxyd, die heute wieder abgebaut werden, im oberen Teil aus organischen und anorganischen Rückständen, die zur Verschmutzung des Grundwassers beigetragen haben.

TEKTONIK

(von A. STECK)

Das Atlasblatt «Brig» deckt von Norden nach Süden den Bereich zwischen Helvetikum (mit dem Kristallin des Aar-Massivs, den Trias- und Lias-Sedimenten von Brig-Termen und der Wurzelzone der Wildhorn-Decke) und der Front der penninischen Sediment- und Gneisdecken ab. Diese Region hat für die Erforschung des tektonischen Baus der Alpen eine besondere Bedeutung, denn hier wurde von SCHARDT (1903*a, b*, 1904) und SCHMIDT & PREISWERK (1908) beim Vortrieb des Simplon-Tunnels die Deckenstruktur der penninischen Alpen erstmals richtig erkannt und beschrieben. Zahlreiche stratigraphische und strukturgeologische Analysen dieses Gebietes haben seither zur Kenntnis der Tektonik des Simplongebietes und des Aar-Massivs beigetragen (ACKERMANN et al. 1991, AMSTUTZ 1954, BEARTH 1956, 1978; BOLLI et al. 1980, BURRI 1967, 1979; CHATTERJEE 1961, ESCHER et al. 1988, JEANBOURQUIN & BURRI 1989, 1991; LABHART 1965, LEU 1986, LISZKAY 1965, MANCEL & MERLE 1987, MANCKTELOW 1985, 1990; MERLE 1987, MERLE et al. 1986, MILNES 1968, 1973, 1974; PREISWERK 1907, SCHMIDT 1908, STECK 1966, 1980, 1984*a, b*, 1987, 1990; STECK et al. 1979, 1989; STRECKEISEN 1965, STRECKEISEN et al. 1978).

In den unter grünschiefer- und amphibolitfaziellen Bedingungen (400–550°C) deformierten und rekristallisierten Gesteinen der Region von Brig (FRANK 1983, HAMMERSCHLAG 1985) ist es meist möglich, die einzelnen Phasen der sich überlagernden alpinen Strukturen zu erkennen und deren zeitliche Abfolge zu rekonstruieren.

Situation vor der alpinen Gebirgsbildung

Die palinspastische Darstellung in Figur 3a zeigt in einem NW–SE-Profil, quer zur Streichrichtung der Alpen, die Geologie des Aar-Massivs und der Simplon-Region vor der alpinen Orogenese. In diesem Modell werden die Lebendun-Konglomerate nicht als permische, sondern als mesozoische Sedimente gedeutet, deren Ablagerungsraum südlich der Teggiolo-Schulter zu suchen ist (RODGERS & BEARTH 1960, SPRING et al. 1992).

Der alpine Deckenbau

Zeugen der eoalpinen bzw. oberkretazischen Orogenese sind nur als Metamorphose-Relikte nachweisbar. FREY et al. (1983) und HAMMERSCHMIDT & FRANK (1991) fanden in den Gneisen der Monte Leone- und Berisal-Decke Phengite, welche bei ungefähr 13 kbar bzw. 46 km Tiefe gebildet wurden (siehe oben). Oberkretazische Hochdruckmineral-Paragenesen sind aus allen tektonischen

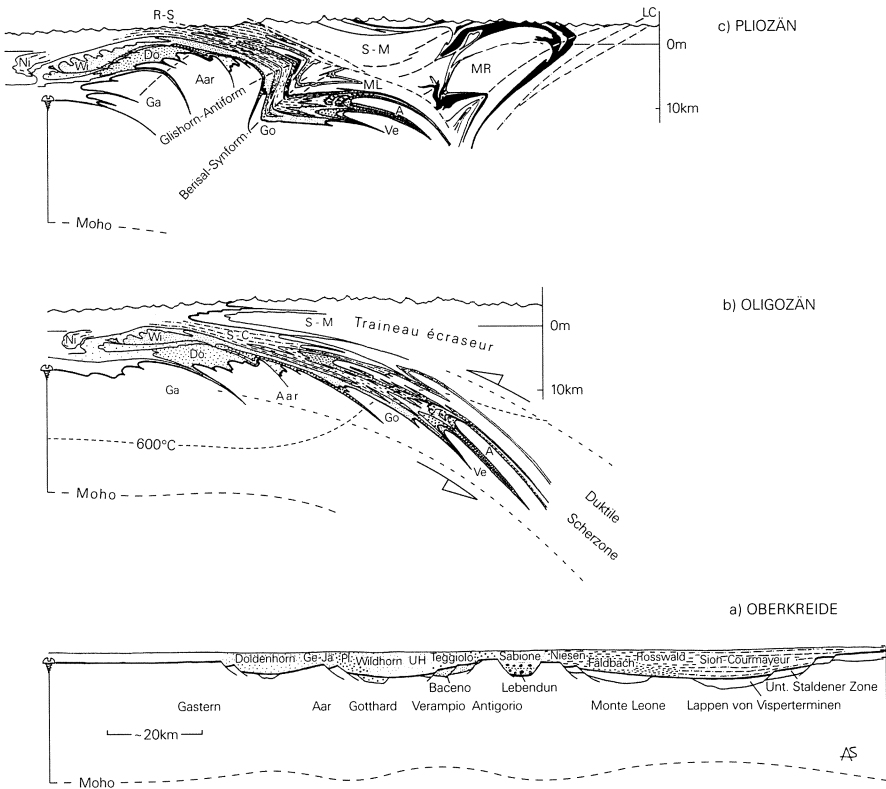


Fig. 3: a) Palinspastische Rekonstruktion des helvetischen und externen penninischen Ablagerungsraumes (STECK 1987, leicht modifiziert).

b)–c) Tektonische Entwicklung (R–S *Rhone–Simplon-Linie*; S–M *Siviez–Mischabel-Decke*; MR *Monte Rosa-Decke*; LC *Canavese-Linie*; Ge–Jä *Gellhorn-Decke* u. *Jägerchrüz-Schuppe*; Pl *Plammis-Schuppe*; UH *Ultrahelvetikum*).

Einheiten des internen Penninikums (Monte Leone-, Berisal-, Siviez–Mischabel-, Monte Rosa-Decke, Zone von Zermatt – Saas Fee) bekannt; sie fehlen dagegen in den tektonischen Einheiten des externen Penninikums und Helvetikums (Lebendun-, Antigorio-, Verampio-Decke, Gotthard- und Aar-Massiv, PFEIFER et al. 1991). In der Oberkreide bildeten die austroalpinen und internen penninischen Einheiten bereits einen Deckenstapel. Inwieweit das externe Penninikum zu dieser Zeit bereits durch Kompressionstektonik strukturiert war, ist nicht bekannt.

*Tabelle 1: Chronologie der alpinen Strukturen
(Deformationsstrukturen der Kollisionszone zwischen europäischem
und adriatischem Block im Simplon-Querschnitt)*

| Tertiäre Orogenese (meso- und nealpine Phasen) | |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------|
| Junge Verwerfungen und gravitative Felsbewegungen. | |
| S-gerichtete Abschiebung an der Rhone–Simplon-Linie (bzw. Hebung der Aar–Monte Leone–Toce-Region, SOOM 1990). | |
| Rhone–Simplon-Linie (Simplon-Linie, BEARTH 1956); SW-orientierte Abschiebung in einer dextralen Transpressionszone unter Bildung der Aar–Toce-Kulmination im NE und der Valpelline-Depression im SW. Dextrale Verschiebung nach W längs der Centovalli – Val Loranco – Zermatt-Zone und gleichzeitig dextrale Scherung längs der Canavese-Linie. | D _{IV} |
| S- bis SE-vergente Falten (Glishorn-Antiklinale, Berisal-Synklinale und Toce-Kulmination, späte Strukturen der Insubrischen Phase, ARGAND 1916). | D _{III} |
| Deformation des Deckenstapels durch dextrale Scherbewegungen und S-vergente Rückfalten; Schieferungen mit SW-orientierter Mineralstreckung (X _{II}) parallel zu einer SW-orientierten Abschiebung bzw. einer dextralen Transpression, NW-vergente Falten (duktile Simplon-Scherzone). | D _{II} |
| Simplon-Deckfalten und Aarmassiv-Falten; NW-vergente isoklinale Gneisfalten mit zwei Schieferungen und einer SE-orientierten Mineralstreckung (x _I) parallel zum NW-gerichteten Deckentransport. | D _I |
| Relikte der oberkretazischen Orogenese (eopalpine Phase) | |
| Als Relikte einer oberkretazischen Hochdruck-Metamorphose (P~13 kbar) werden Phengite (T3-Polytyp, 7.2 Si pro Formeleinheit) der Monte Leone- und Berisal-Decke interpretiert (FREY et al. 1983, HAMMERSCHMIDT & FRANK 1991). | |

Während der mesoalpiner Phase (~40–30 Ma), der tertiären Orogenese, entstanden die helvetischen und penninischen Sedimentdecken, die Grundgebirgsfalten von Aar- und Gotthard-Massiv sowie die isoklinen Gneisfalten der penninischen Decken (Verampio-, Antigorio-, Lebendun-, Monte Leone- und Berisal- oder Pontis-Decke). Als Mechanismus dazu diente die Verschiebung der europäischen unter die adriatische Platte und die dadurch bedingte duktile Verformung und Abscherung oberer Teile der europäischen Kruste, inklusive der mesozoischen und tertiären Sedimentbedeckung. Diese Deformation erfolgte bei Temperaturen um 300°C beim Lötschenpass, 400°C bei Brig und 600°C im Fenster von Verampio (FRANK 1983, HAMMERSCHLAG 1985). Diese Sediment- und Gneisfalten sind in externen bzw. tieferen tektonischen Einheiten durch zwei, in internen bzw.

höheren Einheiten durch zwei bis drei penetrative Schieferungen mit einer SE-orientierten Mineralstreckung X_I , parallel zum NW-gerichteten Deckentransport, gekennzeichnet (STECK 1987, Fig. 4). Diese ältesten Schieferungen mit dem SE-orientierten Streckungslinear X_I deformieren den eoänen Flysch der autochthonen Barrhorn-Serie der Siviez-Mischabel-Decke (SARTORI 1990). Diese Mineral-Lineation ist in der Nordhälfte des Blattes Brig deutlicher entwickelt als in der Südhälfte, wo sie durch die spätere SW-orientierte Mineralstreckung X_{II} überprägt und umorientiert worden ist. Im Norden, d.h. im Aar-Massiv, in der Urseren-Zone und in der Zone von Termen, ist diese Lineation ebenfalls deutlich entwickelt, steht aber wegen der Steilstellung der Schichtkomplexe ebenfalls steil; in die Horizontale zurückgeklappt, resultiert daraus ebenfalls eine NW–SE Richtung.

Eine Vorstellung, wie das Deckengebäude zum hier beschriebenen Zeitpunkt ausgesehen hat, ergibt sich, wenn man die früher gebildeten Rückfaltungen zurücknimmt und die Grossfalten des Glishorns und von Berisal glättet (Fig. 3b). Das dabei entstehende Bild ist natürlich approximativ, weil die Auswirkung der dextralen Scherungen (Simplon-Linie!) einstweilen nicht berücksichtigt werden kann. Immerhin wird es möglich, zwei ältere Faltungsphasen zu unterscheiden, und dies vor allem dank der Kenntnis der Abfolge in der Zone von Sion–Courmayeur.

Dextrale Transpressionsstrukturen und S- bis SW-vergente Rückfalten

Nach der Bildung des penninisch-helvetischen Deckenstapels führten dextrale Transpressionsbewegungen zwischen dem europäischen und dem adriatischen Block zur Bildung einer duktilen, ungefähr 10 km mächtigen Scherzone, der sogenannten Simplon-Scherzone (STECK 1980, 1984b, 1987, 1990, MANCKTELOW 1985, 1990, MANCEL & MERLE 1987, MERLE 1987). Diese Scherzone ist durch eine SW-orientierte Mineralstreckung X_{II} charakterisiert, die parallel zur dextralen Scherrichtung liegt. Diese Mineralstreckung ist besonders schön an der Einregelung der Hornblenden in den Amphiboliten der Berisal-Decke, beispielsweise beim Adler-Denkmal auf dem Simplonpass oder bei Rothwald, zu erkennen. Die Scherzone zieht als S-förmige Grossstruktur von Locarno im Osten bis über Sion im Westen diagonal durch die Penninischen und Helvetischen Alpen. Zwischen Locarno und Domodossola steht die dextrale Scherzone steil, biegt dann in die Vanzone-Falte nach NW um, entwickelt sich im Simplongebiet zu einer mit ungefähr 30° nach SW einfallenden Abscherungszone (subparallel zum Kontakt zwischen Monte Leone- und Berisal-Decke) und geht dann allmählich vom Simplonpass gegen Westen wieder in eine zum Rhonetal parallel verlaufende dextrale Scherzone über.

Die ältesten, synmetamorphen Schieferungen mit den beiden Streckungslinearen X_I und X_{II} werden im Bereich des Kartenblattes durch die SE-vergente Glishorn-Antiklinale und die ebenfalls SE-vergente Berisal-Synklinale verfaultet.

Diese Rückfalten werden ihrerseits von der diskreten Rhone–Simplon-Linie (Simplon-Linie, BEARTH 1956) abgeschnitten. Die Abschiebungsbewegungen längs der Simplon-Linie, parallel zu einem SW-gerichteten Streckungslinear, sind gleich orientiert wie die Bewegungen am präexistierenden Streckungslinear X_{II} . Die synkinematischen Mineralparagenesen kristallisierten eindeutig retrograd epizonal. Dabei findet sich Chlorit westlich des Simplonpasses, Biotit südlich des Engi-locks sowie Biotit zusammen mit Granat im Zwischbergental (AUBRY 1984, STECK 1984b). Diese Autoren konnten auch zeigen, dass jüngere Scherbänder, welche steiler als die Hauptschieferung nach SW einfallen, meist durch retrograde Mineralparagenesen charakterisiert sind. Im Bereich des Atlasblattes Brig bildet die Simplon-Linie den tektonischen Kontakt zwischen dem Mesozoikum der Monte Leone-Decke und demjenigen des Lappens von Visperterminen im Süden. Während der fortschreitenden Rückfaltung wurde die Simplon-Linie selbst durch die immer noch aktive Bewegung entlang der Glishorn-Antiklinale und Berisal-Synklinale weiterverformt (STECK 1984b, MANCKTELOW 1990).

Die Simplon-Linie mit ihrer stark deformierten Begleitzone erreicht gerade noch den Südrand von Blatt Brig: in einem Bachbett, das vom Nanzgrat gegen Osten hinunter führt, stehen zwischen 2200 und 2300 m, südlich von Weng und östlich vom P.2284, stark zerrüttete Gesteine an. Es sind Graphitschiefer und, nördlich anschliessend, mylonitisierte schwarze Quarzite und z.T. extrem zerscherte Sericit-Chlorit-Albitgneise der Couches du Versoyen. Ob diese Zerrüttungszone als Fortsetzung der Simplon-Linie zu betrachten ist, kann infolge der Quartär-Bedeckung nicht entschieden werden. Gegen Westen, im Gebiet zwischen Üsseri Nanzlicke und Gebidum, stösst man dann auf den mechanischen Kontakt zwischen dem Rücken des Monte Leone-Kristallins, das hier von den zugehörigen sedimentären Hüllgesteinen weitgehend entblösst ist, und der Zone von Sion–Courmayeur. Noch klarer aufgeschlossen ist dieser mechanische Kontakt auf dem westlich anschliessenden Blatt Raron.

In einer späten Phase fanden längs der vorgezeichneten und als mechanische Schwächezone fungierenden Simplon-Linie unter retrograden Bedingungen Abschiebungen Richtung Süden statt (STECK 1984b, JEANBOURQUIN & BURRI 1989). Diese späten Bewegungen könnten der von SOOM (1990) mit Apatit-Spaltspuraltern nachgewiesenen jungen relativen Hebung (3–0 Ma) östlich und nördlich der Simplon-Linie entsprechen. Postkristalline Ruschelzonen längs der Simplon-Linie deuten auf eine mögliche rezente tektonische Aktivität hin. Aufgrund von Präzisionsnivellements des Bundesamtes für Landestopographie wurden für das Rhonetal zwischen Leuk, Brig und Fiesch die höchsten Hebungsraten der Alpen gegenüber dem Referenzpunkt in Aarburg bestimmt. Die Hebung betrug demnach in der Zeitspanne der letzten 90 Jahre im Durchschnitt 1.5 mm/Jahr. Das Gebiet starker Hebung fällt im Bereich zwischen Visp und Rawilpass mit einer Zone häufiger Mikroerdbeben zusammen. Die «focal mechanism solution» dieser Beben deutet auf eine heute noch aktive dextrale Scherung hin, die eine relative Hebung des Nordblocks bewirkt (PAVONI 1980).

Junge Verwerfungen

Längs einiger Brüche sind beachtliche Versetzungen messbar. So bewirken ungefähr E–W verlaufende Verwerfungen im Gebiet Chaltwassertäli–Chaltwasserpas (Veglia fault, MILNES 1974) und im Steinutal die Absenkung des jeweiligen nördlichen Kompartiments gegenüber dem südlichen. Die aus dem oberen Steinutal gegen Westen verlaufenden Verwerfungen schneiden die Synform von Berisal und versetzen sie gegen Norden.

Zahlreiche Brüche durchziehen als orthogonales Netz die höheren Regionen der grossen Sackungsmasse der Wasenalp zwischen Taferna und Ganterbach. Zum grossen Teil waren diese Strukturen während der grossräumigen gravitativen Felsbewegungen der Sackungsmasse aktiv und sind es auch heute noch. Man kann die berechnete Frage stellen, ob es sich hier nicht auch zum Teil um Bewegungen entlang tiefgreifender aktiver Brüche handelt (STRECKEISEN 1965, HAMMER-SCHLAG 1978, STECK 1987, Fig. 1).

Alter der tertiären Strukturen

Das Alter der tertiären Strukturen kann durch einen Vergleich mit radiometrischen Altersdaten verifiziert werden. Die ältesten Schieferungen mit den beiden SE- und SW-orientierten Mineralstreckungen X_I und X_{II} sind prä-, syn- und post-metamorph, d.h. um die tertiäre Metamorphose-Kulmination zwischen ca. 38–26 Ma herum entstanden (JÄGER et al. 1967, HUNZIKER & BEARTH 1969, HURFORD 1986, STECK 1990, HUNZIKER et al. 1992). Im Bereich des Atlasblattes Brig, d.h. innerhalb der duktilen Simplon-Scherzone, ist X_{II} stets jünger als X_I . Die anfänglich unter amphibolitfaziellen Bedingungen entstandenen Streckungslineare der dextralen Simplon-Scherzone werden zwischen Locarno und Villadossola diskordant von 30 Ma alten Porphyrit-Gängen (29.6 Ma, K/Ar an Biotit der Probe KAW 2741 aus dem Val Loana, KLÖTZLI 1988) und von 26 Ma alten Pegmatiten (U/Pb Alter an Monazit aus dem Centovalli, U. Schärer mündl. Mitteilung) durchschlagen. Diese Gänge werden ihrerseits noch von jüngeren dextralen Scherbewegungen unter retrograden Bedingungen schwach deformiert.

Die Verteilung der K/Ar-Hellglimmer- und Rb/Sr-Biotit-Alter, die im Gebiet zwischen Brig und Verampio alle konstant bei 10 ± 2 Ma liegen (Fig. 4; HUNZIKER & BEARTH 1969, FRANK 1979, 1983), weist auf eine regional stark differenzierte Heraushebung des Simplongebietes hin, mit rascher Abkühlung im Süden (starke Aufwölbung des Verampio-Fensters) und einer deutlich langsameren Hebung im Norden bei Brig. Diese Phase mit tektonischer Hebung, Abtrag und Abkühlung des Gebietes nordöstlich der Simplon-Linie könnte als späte Abscherbewegung entlang der Rhone–Simplon-Linie gedeutet werden.

Eine rasche Abkühlung des Blockes nördlich der Simplon-Linie, mit einem Gradienten von $45^\circ\text{C}/\text{Ma}$, erfolgte in den letzten 3 Ma (SOOM 1990) und könnte zeitlich den nach Süden gerichteten Abschiebungen entsprechen.

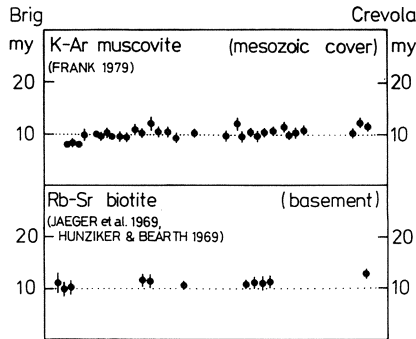


Fig. 4: Zusammenstellung der scheinbaren Mineralalter im Profil zwischen Brig und Crevola (mesozoische Sedimentbedeckung und kristallines Grundgebirge), aus FRANK (1983).

ALPINE METAMORPHOSE

(von E. FRANK)

Während die Kristallingesteine des Aar-Massivs und die verschiedenen Gneissserien der penninischen Decken Teile des prätriadischen, hercynisch bzw. prähercynisch überprägten Grundgebirgssockels darstellen und somit eine komplexe polymetamorphe Entwicklungsgeschichte aufweisen, zeigen die mesozoischen Gesteine des Kartenblattes eine wesentlich einfachere Überprägung, die allein durch das alpine Geschehen bestimmt worden ist. Die mesozoischen Serien eignen sich deshalb besonders gut dazu, genauere Angaben über Grad und Ausmass der alpinen Metamorphose zu erhalten.

Verbreitung der Minerale

Figur 5 gibt für das Gebiet zwischen Brig, Simplonpass und Crevola einen Überblick über die Verbreitung der wichtigsten Minerale in den kalkigen mesozoischen Sedimenten und den begleitenden Trias-Dolomitmarmoren. Ein besonderes Merkmal ist das Auftreten von drei verschiedenen Hellglimmern (Muskovit, Paragonit und Margarit) in vielen Proben. Generell können wir ein Vorherrschen dieser Schichtsilikate zwischen Brig und Simplonpass beobachten, während weiter südlich vermehrt wasserarme oder wasserfreie Mineralphasen wie tschermakitische Hornblende, Granat, Plagioklas, Kalifeldspat und Skapolith (Mizzonit) wichtig werden. Chlorit tritt mehr und mehr zurück, im Süden wird

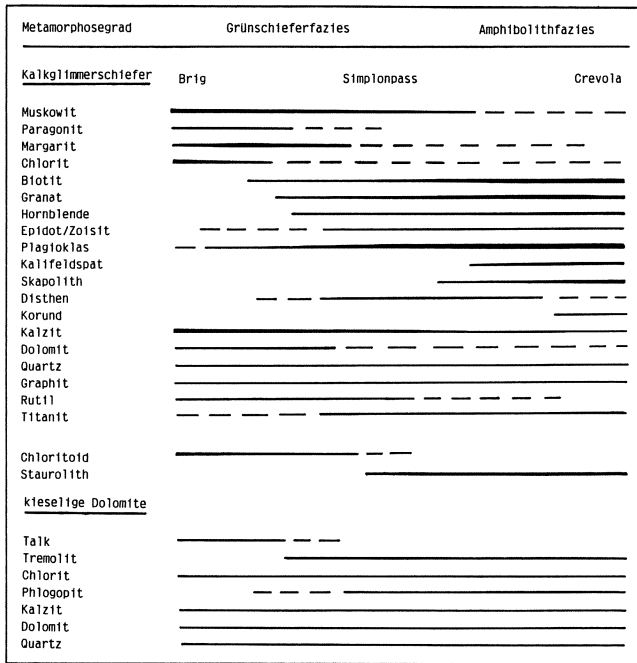


Fig. 5: Verbreitung der wichtigsten Minerale in den Trias-Dolomitmarmoren und weiteren kalkigen mesozoischen Sedimenten zwischen Brig, Simplonpass und Crevola (aus FRANK 1983).

Biotit zum wichtigsten Schichtsilikat. Der Modalgehalt an Plagioklas nimmt gegen Süden stark zu. Gleichzeitig ist eine generelle Zunahme im Anorthit-Gehalt festzustellen, wie dies bereits von WENK (1962) beobachtet wurde: variiert die Plagioklas-Zusammensetzung im Gebiet von Brig noch von Albit bis Oligoklas-Andesin, so herrscht weiter südlich (Steinatal, Simplonpass, Alpe Veglia) Andesin-Labradorit vor. Der Anorthit-Gehalt des Plagioklases wird dabei stark von der jeweils vorliegenden Paragenese bestimmt. So tritt zum Beispiel in Paragonit-führenden Gesteinen der Binntal-Zone bei Schallberg (3 km westlich Berisal) Albit-Oligoklas auf, während in Margarit-führenden Paragenesen bereits Andesin vorliegt (FREY & ORVILLE 1974).

Zoisit/Klinozoisit ist fast in allen Proben zu beobachten; oft tritt er als Einschluss in anderen Mineralen auf. Graphit, Ilmenit, Rutil und Titanit sind häufige Begleitminerale in den Kalkglimmerschiefern. Zwischen Brig und Simplonpass herrscht allgemein Rutil vor, im Gebiet der Alpe Veglia dominiert hingegen der Titanit.

Stark vom Gesteinschemismus abhängig ist das Auftreten von Chloritoid und Staurolith. Chloritoid ist recht verbreitet im Gebiet um Brig in den tonigen Sedimentserien des Gotthard-«Massivs». Gute Aufschlüsse findet man westlich von Ried/Brig in den aufgelassenen Steinbrüchen, wo der schwarze Dachschiefer (Toarcien) abgebaut wird. In der Saltina-Schlucht stehen in einer stark verschuppten Zone grünlich-gelbliche Sericitphyllite («Quarten-Schiefer») an, die lokal makroskopisch erkennbaren Chloritoid führen. Staurolith ist recht selten und konnte nur vereinzelt in tonreichen Abfolgen der Zone von Sion–Courmayeur im Gebiet Simplonpass–Alpe Veglia (z.B. Chaltwasserpass) beobachtet werden.

In kieseligen Dolomitmarmoren tritt als markanteste Mineralneubildung im Steinutal erstmals Tremolit hinzu. Zwischen Stafelti und Läger konnte in verschiedenen Proben die invariante Paragenese Talk-Tremolit-Calcit-Dolomit-Quarz beobachtet werden, die somit die Tremolit-Calcit Isograde definiert. Bis an die Südgrenze des Kartenblattes verbleiben wir im Bereich der Teilparagenese Tremolit-Calcit.

Mineralzonen

In den mesozoischen Gesteinen lassen sich insgesamt vier Mineralzonen auskartieren (Fig. 6). Da die chemische Zusammensetzung dieser Gesteine recht komplex und zum Teil heterogen ist, widerspiegeln die ausgeschiedenen Zonen nicht unbedingt isochemische Umwandlungen in Abhängigkeit des Metamorphosegrades allein, sondern können ebenso noch von extensiven Parametern beeinflusst sein.

Chloritoid: Nach NIGGLI & NIGGLI (1965) und FREY & WIELAND (1975) verläuft diese Zonengrenze am Südrand des Aar-Massivs im Bereich der tonigen bzw. mergeligen Sedimentserien des Autochthons (Lias, «Quarten-Schiefer»). Nach FREY (1969) bildete sich Chloritoid in den Lias-Schiefern auf Kosten von Pyrophyllit und Chlorit, während in den «Quarten-Schiefern» eine Abbaureaktion von Al-Chlorit und Hämatit vorliegt.

Biotit: In den Kalkglimmerschiefern kann das erste Auftreten von Biotit (meist rotbraun) südlich von Brig in einer Zone Gebidumpass–Huwet–Bättlihorn beobachtet werden. Der Biotit dürfte durch eine kontinuierliche Reaktion aus anderen Schichtsilikaten (Chlorit und phengitischer Hellglimmer) hervorgegangen sein.

Granat: Etwa 1km weiter südlich tritt in den Glimmerschiefern erstmals Granat (Almandin-reich) auf. Die Granat-Bildung erfolgte hauptsächlich synkinematisch (rotierendes Interngefüge), daneben können aber auch einschlussarme, postdeformative Granat-Sprossungen beobachtet werden.

Staurolith: Das erste Auftreten von Staurolith kann im Gebiet Simplonpass–Alpe Veglia abgegrenzt werden. Staurolith tritt ausschliesslich in tonigen Serien, meist zusammen mit Disthen und Granat auf. In den tonigen, graphitreichen

Schiefern dürfte sich Staurolith auf Kosten von Muskowit, Chlorit und Granat gebildet haben (STRECKEISEN et al. 1974). In Quarten-Schiefer- ähnlichen, graphitfreien Paragonit-Granatglimmerschiefern des Chaltwasserpasses kann aufgrund der in den Staurolith-Blasten reliktsch noch vorhandenen Einschlussminerale eine Bildung auf Kosten von Chloritoid, Biotit und Quarz hergeleitet werden (FRANK 1979).

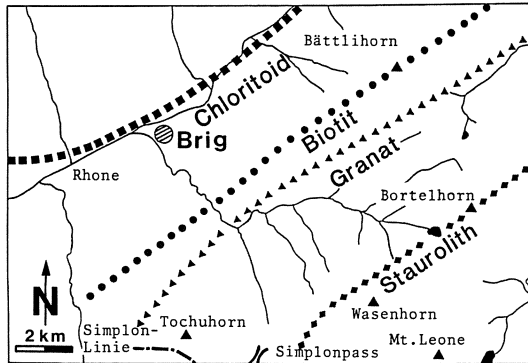


Fig. 6: Grenzen der Mineralzonen nach STRECKEISEN et al. (1974), FREY & WIELAND (1975) und FRANK (1983).

Aufgrund der Mineralverteilung und der ausgeschiedenen Mineralzonen kann zusammenfassend festgehalten werden, dass von Brig bis zum Simplonpass-Gebiet (Hospiz–Chaltwasserpass–Alpe Veglia) eine deutliche Zunahme des Metamorphosegrades zu beobachten ist. Vom mineralfaziellen Standpunkt aus gesehen verteilen sich die Mineralparagenesen auf Grünschiefer-Fazies, Epidotamphibolit-Fazies und Amphibolit-Fazies (Staurolith-Disthen-Subfazies).

P–T-Bedingungen

Die während der alpinen Metamorphose herrschenden Druck- und Temperaturverhältnisse können anhand verschiedener kalibrierter Geothermo- und Geobarometern sowie anhand phasenpetrologischer Analysen abgeschätzt werden. Im Bereich des Atlasblattes wurden für die P–T-Bestimmungen von verschiedenen Bearbeitern folgende Methoden verwendet:

- Biotit/Granat-Thermometer (FRANK 1983, HAMMERSCHLAG 1985)
- Calcit/Ankerit-Thermometer (FRANK 1979)
- Graphit-Thermometer (FRANK 1983)
- Muskowit/Paragonit-Thermometer (FRANK 1979)
- Plagioklas/Granat-Barometer (FRANK 1983)

- Phengit-Barometer (HAMMERSCHLAG 1985, HAMMERSCHMIDT & FRANK 1991)
- Feldspat-Thermometer (HAMMERSCHLAG 1985)
- Stabilität der Alumosilikate (STRECKEISEN et al. 1974)
- Stabilität von Margarit in karbonatführenden Gesteinen (BUCHER et al. 1983)
- Stabilität von Talk und Tremolit in kieseligen Dolomitgesteinen (FRANK 1979, 1983)
- Untersuchungen an Flüssigkeitseinschlüssen in-Kluftquarzen (MULLIS 1979)

Die ermittelten P-T-Werte ergeben ein in sich konsistentes Verteilungsbild und sind in Fig. 7 zusammengefasst dargestellt. Vom Südrand des Aar-Massives bis zum Simplonpass kann eine systematische Zunahme der Temperaturbedingungen von 320°C bis gegen 570°C beobachtet werden. Die Druckabschätzungen ergeben eine Druckzunahme von 2–3 kb im Norden auf 6.0–7.5 kb im Süden des Kartenblattes.

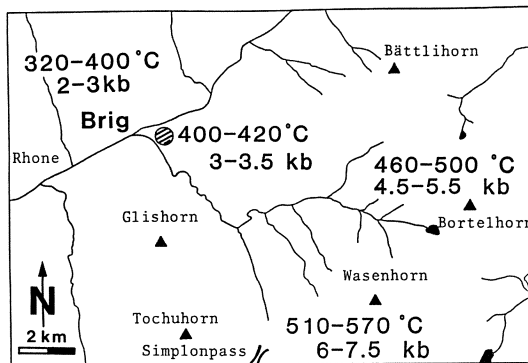


Fig. 7: Abschätzung der Druck-Temperatur-Bedingungen der alpinen Metamorphose (Kompilation von Literaturdaten).

Diese P-T-Daten entsprechen den Bedingungen der mitteltertiären Hauptphase der alpinen Metamorphose, wie sie im zentralen Bereich der Tessiner Alpen (Lepontin) besonders ausgeprägt vorliegt. Hinweise auf eine frühalpiner Hochdruckmetamorphose sind wegen der starken mitteltertiären Überprägung kaum oder nur noch schwierig zu finden. Eindeutige Anzeichen von Hochdruckbedingungen konnten einzig in der frontalen Partie der Monte Leone-Decke in Phengitgneisen nachgewiesen werden, wo anhand des Phengit-Geobarometers maximale Drücke von 13 kb ermittelt wurden. ^{39}Ar - ^{40}Ar Untersuchungen bestätigen, dass diese Phengite als Relikte der kretazischen Hochdruckmetamorphose betrachtet werden müssen (HAMMERSCHMIDT & FRANK 1991).

ROHSTOFFE

Eisenerz (von A. STRECKEISEN)

Im Simplongebiet finden sich zwei Lagerstätten von Eisenerz, die im 17. Jahrhundert ausgebeutet wurden. Beide befinden sich im Trias-Dolomit.

Die eine Lagerstätte liegt im Nordhang des Gantertals oberhalb von *Obri Schmidmatte* auf 1970 m Höhe (Koord. 647.990/128.340), 1,1 km E Rosswald. Sie ist in zwei Stollen aufgeschlossen. Der obere Stollen von 22 m Länge, der noch zugänglich ist, befindet sich 20 m oberhalb der Bisse «Bergwasser» im Trias-Dolomit unterhalb des Eisten-Gneises. Der andere Stollen ist zerfallen. Die Lagerstätte wurde schon von SCHMIDT (1920) untersucht. HUGI (1927) beschrieb sie ausführlich als Vorkommnis des Alkali-amphibols Rhodusit (Magnesio-Riebeckit). Es handelt sich um eine oxidische Fe-Lagerstätte. Das Gestein, ein gelber zuckerkörniger Dolomitmarmor, ist lagen- und bänderweise durchsetzt von Magnetit in idiomorphen Körnern und feinschuppigem Hämatit (Eisenglanz). Die Lagerstätte wurde nach ihrer Bildung durchbewegt; die Erz-bänderung ist unregelmässig verfaltet, wobei die Bewegungszonen nicht vererzt sind (KRAMERS 1970).

Die andere Lagerstätte liegt im obersten Nesseltal im Nordhang des *Ärez-horns* (daher der Name) in 2220 m Höhe (Koord. 642.930/124.150), ebenfalls im Trias-Dolomit unterhalb des Eisten-Gneises. Der 15–20 m mächtige Trias-Dolomit zeigt hier eine Bänderung, wobei bräunliche karbonatreiche Lagen mit grauen quarzreichen Bändern wechsellagern. Träger der Erzführung sind die quarzreichen Lagen. In einzelnen Lagen ist der Magnetit in kleinen idiomorphen Körnern diffus im Gestein verteilt. In andern Lagen schliessen sich mehrere Körner zu länglichen Aggregaten mit oft zackigen Umrissen zusammen. In den erzeichsten Lagen bildet der Magnetit Platten von 3 cm Dicke, die dem Gesteinskörper konkordant eingelagert sind. Eine Durchschnittsanalyse ergab 69.8% Fe_2O_3 , was einem Eisengehalt von 48.8% Fe entspricht (STRECKEISEN et al. 1963).

Das Vorkommen von Eisenerz im Simplongebiet muss im 16. Jh. bekannt geworden sein. 1596 wurde ein Bergwerk eröffnet. Die Verhüttungsanlagen (Hochofen und Hammerschmiede) standen im Grund (abgebildet in Merians Topographie 1658). Carl Heiss aus Strasbourg i.E. war Bergverweser, Unternehmer und Betriebsleiter. 1624 ging das Bergwerk an die Burgerschaft von Brig über. 1636 erwarb es Kaspar Stockalper, der es bis zu seinem Tode (1691) mit wechselndem Erfolg ausbeutete. Über die Produktion bestehen spärliche Angaben. Für die Jahre 1627–1630 werden zwei Schmelzen genannt, die 16 t und 41 t Eisen ergaben. In späterer Zeit soll Erz zur Verhüttung über den Simplon transportiert worden sein. Nach Stockalpers Tod ist das Bergwerk verfallen (ROSSI 1949).

Talk- und Giltstein-Vorkommen

Nebst den auf S. 10 erwähnten Aufschlüssen am Rand des Aar-Massivs, sind zwei kleine Vorkommen von Talk mit Magnesit, die mit den Grüngesteinen des Versoyen verbunden sind, erwähnenswert. Das erste, von Aktinolithschiefern begleitet, befindet sich östlich der alten Ganterbrücke (Koord. 648.470/127.430; PFEIFER et al. 1993). Das zweite liegt im Mädetälli oberhalb Schallbett (Koord. 647.500/123.320) und wird von einem feinkörnigen Epidot-Amphibolit begleitet. Die bekannten Giltstein-Vorkommen im Wallis (PAUNIER 1983, PFEIFER & SERNEELS 1988) sind in MANNONI et al. (1987) aufgelistet.

Uranvorkommen (von T. LABHART)

In einem schmalen, etwa 10 km langen Streifen zwischen dem Brigerbad und Bitsch finden sich zahlreiche kleine Uranvererzungen. Der Schwerpunkt liegt in einer 2 km langen und 30 m breiten Zone zwischen dem Dorf Naters und der Massa-Schlucht. Ausgeschmiert in den Schieferungsflächen der Biotit-Sericit-schiefer tritt hier feinverteilte Pechblende auf. Eine Gangart fehlt; spärliche Begleiterze sind Pyrit, Bleiglanz und Molybdänglanz. Die Vererzungen setzen sich unregelmässig flächig in die Tiefe fort: im Einschnitt der Massa-Schlucht lässt sich eine Tiefenerstreckung von hundert Metern direkt beobachten. Die Vorkommen wurden 1958–1960 entdeckt und untersucht (LABHART 1967). Schürfungen in den Jahren 1960 und 1977 ergaben, für grössere Proben von bis zu 2500 kg, Durchschnittswerte zwischen 30 und 2500 ppm Uran pro Tonne. Nach einer Reihe von (möglicherweise nicht repräsentativen) Bohrungen hat man die Untersuchungen eingestellt (GILLIÉRON 1988).

Die Entstehung der Vererzung könnte mit dem Auftreten von überdurchschnittlich uranhaltigen Magmatiten zusammenhängen (S. 10).

Andere Mineralien und Zerrkluftmineralien im Aar-Massiv

(von T. LABHART)

Verknüpft mit Grüngesteinen treten ab und zu schöne Mineralparagenesen auf, besonders häufig am Rand von Serpentiniten. Tremolith-Nadeln können mehrere Zentimeter lang sein.

Obschon nicht klassische Zerrkluftregion, sind im Gebiet doch wiederholt interessante Mineralfunde in Klufthohlräumen gemacht worden. Während des Vortriebs des Druckschachts der Electramassa SA ist 1965 in einem rund 5 m³ grossen Hohlraum eines metermächtigen, vertikalstehenden Quarzganges eine grössere, leider unbekannte Anzahl von Quarzkristallen gefunden worden, mit Höhen bis zu 75 cm (LABHART 1969, S. 483 und Fotos 20 und 21; STALDER et al. 1973, S. 123). Eingewachsen (zum Teil phantomartig) fanden sich Chlorit und Amiant neben Gesteinsbruchstücken, aufgewachsen waren Titanit und tafeliger Calcit. Unweit davon, in der Umgebung von Hegdorn (NE Naters), sollen nach

GRUNER (1774*a, b*) riesige Quarzkristalle von 600, 800 und 1400 Pfund gefunden worden sein. Die grössten wurden von den napoleonischen Truppen geraubt und mussten mit diesen nach der Rückkehr in Paris paradien!

Weitere vereinzelte Funde in den Kraftwerkstollen, in der Massa-Schlucht und im Gredetschtal lieferten Adular, Turmalin, Chabasit, Gips, Titanit, Anatas und Rutil (LABHART 1969; STALDER et al. 1973; mündliche Mitteilungen verschiedener Strahler).

Die Kluftminerale des Simplon-Tunnels

(von E. FRANK)

Der Bau des Simplon-Tunnels brachte eine Fülle von interessanten Kluftmineralien zu Tage, deren schönste Exemplare heute in den Sammlungen verschiedener Museen und Instituten (z.B. Mineralogisch-petrographisches Institut der Universität Basel) besichtigt werden können. Besonders spektakulär war der Fund der bisher grössten und schönsten Anhydritkristalle, die je in den Alpen gefunden wurden und Grössen von bis 30 cm erreichten (PREISWERK 1905). Die Anhydrite traten praktisch in allen Gesteinstypen auf und zeigten unterschiedliche Formen und Färbungen. Für Aufsehen sorgten besonders die intensiv violett gefärbten durchsichtigen Anhydritkristalle.

Neben Anhydrit wurde auch eine Vielfalt anderer Kluftmineralien gefunden. Eine systematische Beschreibung der angetroffenen Mineralparagenesen erfolgte durch RAO (1957). In dieser leider unpublizierten Arbeit wurden aus dem Simplon-Tunnel über 2000 Kluftmineralien-Stufen aus dem nördlichen Teil des Tunnels (Nordportal bis zum Durchschlag bei km 10,336) untersucht und beschrieben. Die Ergebnisse dieser Arbeit lassen sich wie folgt zusammenfassen:

- Die zweifellos grösste Verbreitung haben die Kluftminerale Calcit, Ankerit, Dolomit, Anhydrit, Muskowit, Quarz (Tessiner Habitus), Albit und Adular. Chlorit, Pyrit und Pyrrhotin treten zwar oft auf, aber meist in kleinen Mengen.
- Auf manchen Stufen findet man Rutil, teils als Sagenit ausgebildet, und Hämatit, der meist zu kleinen Eisenrosen aggregiert.
- In weniger als 3% der Proben sind ferner folgende weitere Mineralien beobachtet worden: Biotit, Titanit, Anatas, Gips, Schwefel, Baryt, Fluorit, Celestin, Zinkblende, Antimonit, Bleiglanz, Magnetkies, Arsenkies, Epidot, Aktinolith, Talk, Magnesit, Hyalophan und Turmalin.

Am mineralreichsten erwies sich die Berisal-Zone (km 4,426–7,246), gefolgt von den Gneisen der Monte Leone-Decke (km 7,254–9,400), woher auch die schönsten Anhydritkristalle stammen. Die mesozoischen Gesteine (Kalkschiefer, Kalkglimmerschiefer und Dolomitmarmore) waren eher mineralarm und lieferten vor allem Karbonat- und Sulfatminerale (PREISWERK 1913).

Dachschiefer

Dachschiefer, die den älteren Häusern der Dörfer das Gepräge geben, wurden in vielen Steinbrüchen ausgebeutet, teils in offener Grube, teils in Stollen, die heute weitgehend aufgelassen sind. Am besten eignete sich hierfür die Serie der schwarzen Termen-Tonschiefer (oberes Pliensbachien–Toarcien), wie dies die ehemaligen Grubenbetriebe oberhalb Termen bezeugen.

Kiesausbeutungen

Die fluvioglazialen Ablagerungen haben geringe Mächtigkeit und bescheidene Ausdehnung. Einige Kleinstbetriebe zur Kiesausbeutung benutzten den Rand der Spätwürm-Moräne, die der Aletschgletscher im Süden des Weilers Brei (2 km SE Brig) abgelagerte. Die einzige heute noch in Betrieb stehende Kiesgrube befindet sich in den Schottern des Schuttkegels von Gamsen.

HYDROGEOLOGIE

Die Quellen

Das Baudepartement des Kantons Wallis (Dienststelle für Raumplanung) führt einen Kataster sämtlicher gefasster und ungefasster Quellen, der für die Übertragung der Quellen auf Blatt Brig benutzt wurde. Die Quellen entspringen keinem einheitlichen System der unterirdischen Wasserzirkulation, sondern sind an die örtlichen Gegebenheiten angepasst. Die Mehrzahl tritt an der Basis von Gehängeschutt-Hängen aus (Gredetschtal) oder unter mehr oder weniger durchlässigen Moränenablagerungen. Grössere Bachläufe sind direkt von den Gletschern genährt, einige kleinere Bäche entspringen Quellen. Eine schöne Quellzone ist entlang dem Weg vom Simplonpass zu den Nanzlicken unterhalb 2300 m zu beobachten.

Die breite Kalkschieferzone, die vom Glishorn über das Bättlihorn bis zum Breithorn führt, weist praktisch keine Oberflächen-Entwässerung auf; wahrscheinlich läuft das Meteorwasser durch Spalten und Klüfte in den Untergrund, doch sind die zugehörigen Wasseraustritte unbekannt.

Für die Region von Termen sind zahlreiche Quellen mit Erfolg gefasst worden.

Die Thermalquelle Brigerbad (von T.LABHART)

Westlich des Weilers Brigerbad, am Fuss der steilen Halde unterhalb der BLS-Bahnlinie, treten aus Spalten im zerrütteten und gesackten Augengneis mehrere in Stollen und Becken gefasste Thermalquellen (Koord. 128.050/638.000). Die mittlere Förderung beträgt etwa 2500 l/min. Die Variation der Temperatur und der Mineralisation ist beträchtlich: die Temperatur schwankt zwischen 37 und 52°C, die Gesamtmineralisation zwischen 940 und 1290 mg/l. Vom Chemismus her ist es eine Natrium-Calcium-Sulfat-Therme. Die Zusammensetzung ist deutlich temperaturabhängig: bei hohen Temperaturen ist $\text{Na} \gg \text{Ca}$, bei niedrigeren ist $\text{Na} \approx \text{Ca}$ (wobei HCO_3^- deutlich zunimmt). Neue Bearbeiter (VUATAZ 1982) betrachten die Quelle als Mischung eines heissen Tiefenwassers aus dem Kristallin (ursprüngliche Temperatur um 100°C) und eines kühleren Wassers aus karbonatischen Sedimenten.

Urkundlich wird die Quelle bereits im 14. Jahrhundert erwähnt. Vom 15. Jh. an herrscht ein eigentlicher Bade- und Kurbetrieb, der von vielen Zeitgenossen anschaulich beschrieben worden ist (Thomas Platter, Johannes Stumpf, Sebastian Münster, Josias Simler, Matthäus Merian, Johann Jakob Scheuchzer und andere). Im 18., 19. und beginnenden 20. Jh. wurde das Wasser nicht oder nur auf sehr primitive Weise genutzt, nicht zuletzt als Folge der Rhone-Überschwemmungen vor der Korrektur des Flusses. Heute ist das Brigerbad eines der modernsten Kur- und Sport-Thermalbäder der Schweiz.

Hydrogeologie der Simplon-Tunnel

Geologie

Die Projektierung und der Bau des 19,73 km langen Eisenbahntunnels zwischen Brig (Schweiz) und Iselle (Italien) von 1898–1905 boten Anlass zu mehreren geologischen Studien und Berichten über das Simplon-Gebiet (u.a. SCHARDT 1904, 1905a, b; KOPPE 1904, ALB. HEIM 1905, SULZER-ZIEGLER 1905, SCHMIDT 1908, DE STEFANI 1910). Während der Bauphase zeichnete SCHARDT laufend seine geologischen und hydrogeologischen Beobachtungen im Vortriebsstollen auf, welche in den regelmässigen «Rapports trimestriels» von 1898–1905 publiziert wurden. Diese Datensammlung stellt eine bedeutende Grundlage für alle weiteren Untersuchungen dar.

Hydrogeologie und Geothermie

Durch den Simplon-Durchstich wurden über 220 Wasseraustritte aufgeschlossen. Dabei wurden die stärksten Abflussmengen praktisch ausschliesslich in durch Kalk/Dolomit und Gips/Anhydrit dominierten, verkarsteten Abschnitten festgestellt. Die anfänglich hohen Schüttungen dieser Quellen in Verbindung mit Wasser- und Felstemperaturen bis deutlich über 50°C führten zu starken Behinderungen der Bauarbeiten (SCHARDT 1898–1905, 1905a, b, c; PRESSEL 1906). In den

meisten Fällen wurden schon kurz nach dem Anfahren der Quellen markante Schüttungsabnahmen aufgezeichnet, welche auf die Entleerung der unterirdischen Hohlräume zurückgeführt wurden. Die parallel dazu gemessenen, zum Teil ausgeprägten und raschen Abkühlungen der Wasser- und Felstemperaturen wurden generell mit einer Beschleunigung der Wasser-Zirkulationsgeschwindigkeit in den Klüften und Spalten des Umgebungsgesteins – als Folge des Drainageeffektes durch den Tunnel – sowie mit der Kühlung durch die Tunnelluft in Zusammenhang gebracht.

Neuere Untersuchungsprojekte über die hydrothermalen Phänomene im Simplon-Tunnel wurden erst wieder auf Anregung durch das «Centre de recherches scientifiques fondamentales et appliquées de Sion» (CRSFA) Mitte der achtziger Jahre aufgenommen. Diese wurden im Rahmen von dessen geothermischem Forschungsprogramm GEOTHERMOVAL durchgeführt (HAYOZ & ZUBER 1990, BIANCHETTI et al. 1994); in den Abfluss- und Temperatur-Messreihen sind daher sehr grosse Lücken vorhanden.

Das Grundwasser in der Rhone-Ebene

Der Grundwasserstrom in den Alluvionen des Rhonetals wurde von MORNOD (1969) untersucht. Bei hohem Grundwasserstand liegt der Grundwasserspiegel unterhalb Brig ungefähr 4 m unter der Bodenoberfläche, weiter oben, oberhalb Naters, findet er sich schon in 2 m Tiefe. Die Fliesslinien im Grundwasserstrom verlaufen ungefähr parallel zur Talrichtung, doch reichern die seitlich einmündenden Zuflüsse (Massa, Chelchbach, Saltina und Gamsa) den Grundwasserstrom deutlich an.

Dieses Grundwasser wird auf Blatt Brig nirgends angezapft. Es fliesst in einem Grundwasserträger, der oben aus 10–12 m mächtigen lehmig-schlammigem Überschwemmungssand besteht, der über 30 m mächtigen kiesig-sandigen Flussalluvionen aufrucht (GEISTER-FRANTZ 1987, Fig. 1). Die lehmigen Überschwemmungssande treten auf der rechten Talseite stärker hervor als auf der linken, denn der natürliche Flusslauf lag vor der ersten Flussskorrektur (1873–1875) linksseitig. Die Infiltration des Flusswassers ins Grundwasser wird durch das hydrogeologische Querprofil von GEISTER-FRANTZ (1987) aufgezeigt.

Die saisonbedingten Schwankungen des Grundwasserspiegels im Ausmass von 1 bis 2 m nehmen mit der Entfernung vom Flusslauf ab. Bei Hochwasser (Juli bis August) schwankt der Grundwasserspiegel auf der rechten Talseite nur um 50–100 cm, während er auf der linken Talseite die Basis der Deponie von chemischen Rückständen unterhalb Gamsen erreicht. Bei Niederwasser (Dezember bis Februar) stellt sich dieser unerwünschte Effekt nicht ein.

Unter der Deponie im Westen von Gamsen und von da an talabwärts ist das Grundwasser verunreinigt, wie dies durch die kantonalen Überwachungsstellen 1978 festgestellt wurde. Von der Verunreinigung ist auch die rechte Talseite betroffen, da die Achse des Grundwasserstroms die Rhone schief schneidet. Wie

schon im Abschnitt «Künstliche Aufschüttung – Deponie von chemischen Rückständen» (S.36) erwähnt wurde, weisen die Grundwasserproben organische Rückstände (Phenol, Anilin und Nitroanilin) sowie solche anorganischer Natur (NH_4^+ , Cl^- , SO_4^{2-}) auf, und der pH-Wert steigt auf 12. Die Verunreinigung des Grundwassers reicht vom Westende der Deponie 1000–2000 m talabwärts (GEISTER-FRANTZ 1988, ROSSIER 1990). Im Projekt für die Sanierung soll der Grundwasserspiegel oberhalb und unter der Deponie gesenkt werden.

Abflussmengen

Die Abflussmengen der Rhone und der Saltina werden durch zwei in der Nähe von Brig gelegene Stationen der Landeshydrologie und -geologie (Bundesamt für Umwelt, Wald und Landschaft) kontinuierlich gemessen:

| | <i>Rhone</i> | <i>Saltina</i> |
|------------------------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|
| Durchschnittliche Jahresabflussmenge 1966–1992 | 41.4 m ³ /s | 2.38 m ³ /s |
| Grösste mittlere Jahresabflussmenge 1966–1992 | 55.7 m ³ /s (1982) | 4.28 m ³ /s (1977) |
| Durchschnittliche Jahrestemperatur 1965–1989 | 4.4 °C | |

ARCHÄOLOGIE

(von PH. CURDY)

Die archäologischen Zeugnisse aus der Region von Brig sind nicht eben selten, setzen sich aber vor allem aus älteren Funden zusammen: zufällig zerstörte Gräber, Einzelfunde, Münzen usw. Die Fundorte liegen auf den seitlichen Schwemmkegeln der Rhone-Ebene sowie auf den Plateaus von Termen und von Ried-Brig in Richtung Simplonpass. Daneben sind in der Region noch einige Schalensteine unbestimmten Alters zu finden. Man kann annehmen, dass seit dem Neolithikum die Zonen der tieferen Stufe mehr oder weniger ständig besiedelt waren. Bis zum 2. Jahrtausend v. Chr. wurden die höheren Gebiete wohl nur begrenzt als Weideland genutzt, wie palynologische Analysen aus den Hochmooren der Simplongegend vermuten lassen.

In erster Linie sind folgende Fundstellen erwähnenswert:

- *Bitsch*, «*Massaboden*» (Koord. 644.35/131.80): Im Jahr 1951 wurden hier vier Steingräber mit Skeletten in Hockerlage entdeckt, wovon zwei untersucht werden konnten. Beide stammen aus dem Neolithikum (5.–4. Jahrtausend v. Chr.).

- *Brig-Glis, «Grundbiel» ?* (Koord. 640.5/129.0, genaue Lage unbekannt): Mehrere neolithische Gräber wurden im 19. Jahrhundert zerstört. Die Körper wurden in Hockerlage bestattet und einige enthielten Schmuck und Stein- oder Silex-Werkzeuge als Grabbeigaben (Neolithikum).
- *Brig-Glis, «Heidenhübel» oder «Chastel»* (Koord. 643.04/128.60): Reste alter Trockenmauern auf einer Anhöhe am Rand der Saltina-Schlucht lassen auf eine alte, möglicherweise befestigte Siedlung schliessen. Einige vorgeschichtliche Tonscherben wurden ebenfalls aufgefunden (Bronze- oder Eisenzeit).
- *Brig-Glis, «Waldmatte»* (Koord. 640.35/128.25): Diese grosse archäologische Fundstätte wurde 1987 während der Untersuchungen auf dem geplanten Autobahnabschnitt der N9 entdeckt. Seit dem ausgehenden VII. Jh. v. Chr. (Eisenzeit) befand sich am Hangfuss ein Dorf mit Wohnhäusern und landwirtschaftlichen Gebäuden auf künstlichen Terrassen. Während mehreren Jahrhunderten erfolgten verschiedene Ansiedlungen: Feuersbrünste und Überschwemmungen durch Sturzbäche an der Glishornflanke zwangen die Bewohner zuweilen zum völligen Neuaufbau des Dorfes am Ort oder zu dessen Versetzung hangauf- oder hangabwärts. Die Siedlung hatte kontinuierlich bis in die spätrömische Zeit Bestand (IV./V. Jh. n. Chr.). Im II.–III. Jahrhundert wurde eine kleine Nekropole mit Brand- und Körperbestattungen eingerichtet.

Als weitere Funde sind zudem verschiedene Öfen (Kalköfen?) aus dem ausgehenden Mittelalter sowie einige Gräber ohne Beigaben aufzuführen. Der Grund, weshalb beim Standort Waldmatte in einer eher unfreundlichen Zone – mit wenig Sonneneinstrahlung und im Einflussbereich von ehemals aktiven Sturzbächen – überhaupt eine Siedlung entstand, muss im Zusammenhang mit dem Verbindungsweg zwischen dem Zentralwallis und dem Simplonpass gesehen werden, welcher dem linken Rhone-Ufer folgte (Stand der Forschung, März 1994).

LITERATURVERZEICHNIS

- ACKERMANN, T., BURRI, M., JEANBOURQUIN, P. & MANCKTELOW, N. (1991): La zone Sion-Courmayeur en Haut-Valais et comparaison avec les flysch valaisans dans les Alpes occidentales. *Compte rendu de l'excursion de la Société Géologique Suisse* (1989) du 20–22.8.1990 et le 15.9.1990. – *Eclogae geol. Helv.* 84/1, 255–263.
- ARGAND, E. (1916): Sur l'arc des Alpes occidentales. *Eclogae geol. Helv.* 14/1, 145–191.
- AMSTUTZ, A. (1954): Pennides dans l'Ossola et problème des racines. – *Arch. Sci. (Genève)* 7/6, 411–462.
- AUBERT, D. (1979): Les stades de retrait des glaciers du Haut-Valais. – Thèse Univ. Lausanne.
- AUBRY, D. (1984): Les gneiss mylonitisés le long de la ligne du Rhône-Simplon. – *Diplôme Univ. Lausanne* (inédit).
- BACHMANN, A. (1982): Über einen neuen Goldfund vom Südrand des Aarmassivs bei Naters. – *Schweizer Strahler* 6/1, 30–37.
- BEARTH, P. (1956): Geologische Beobachtungen im Grenzbereich der Lepontinischen und penninischen Alpen. – *Eclogae geol. Helv.* 49/2, 279–290.
- (1972): Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000, Blatt 61: Simplon. – Schweiz. geol. Komm.
- (1973): Erläuterungen zu Blatt Simplon (Atlasblatt 61). *Geologischer Atlas der Schweiz* 1:25 000. – Schweiz. geol. Komm.
- BEARTH, P., NABHOZ, W. K., STRECKEISEN, A. & WENK, E. (1967): Simplonpass: Brig-Domodossola (Exkursion Nr. 20). In: *Geologischer Führer der Schweiz* (H. 5, S. 336–350). – Wepf, Basel.
- BIANCHETTI, G., ZUBER, F., VUATAZ, F.-D. & ROUILLER, J.-D. (1994): Hydrogeologische und geothermische Untersuchungen im Simplontunnel (Wallis, Schweiz und Ossola, Italien). – *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser.* 88.
- BOLLI, H., BURRI, M., ISLER, A., NABHOLZ, W., PANTIC, N. & PROBST, P. (1980): Der nordpenninische Saum zwischen Westgraubünden und Brig. – *Eclogae geol. Helv.* 73/3, 779–797.
- BUCHER-NURMINEN, K., FRANK, E. & FREY, M. (1983): A model for the progressive regional metamorphism of margarite-bearing rocks in the Central Alps. – *Amer. J. Sci.* 283-A, 370–395.
- BURRI, M. (1967): Prolongation de la zone de Sion dans le Haut-Valais. – *Eclogae geol. Helv.* 60/2, 370–617.
- (1979): Les formations valaisannes dans la région de Visp. – *Eclogae geol. Helv.* 72/3, 789–802.
- BUXTORE, A. (1922): Über Flussverlegungen der Rhone bei Gletsch und bei Brig. In: *Compte-rendu de la 39^{ème} session annuelle de la Société géologique suisse, tenue le 26 août 1922 à Berne* (S. 328–334). – *Eclogae geol. Helv.* 17/3, 286–354.
- CHATTERJEE, N. D. (1961): The alpine Metamorphism in the Simplon Area, Switzerland and Italy. – *Geol. Rdsch* 51/1, 1–72.
- DÉVERIN, L. (1942): Roches broyées de la région du Simplon. In: *Bericht über die 17. Hauptversammlung der Schweiz. Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft in Sitten (Sion), Sonntag den 30. August 1942* (S. 381). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 22/2, 370–395.
- ESCHER, A. (1988): Structure de la nappe du Grand Saint-Bernard entre le val de Bagnes et les Mischabel. – *Rapp. géol. Serv. hydrol. et géol. natl.* 7.
- ESCHER, A., MASSON, H. & STECK, A. (1987): Coupes géologiques des Alpes occidentales suisses. – *Rapp. géol. Serv. hydrol. et géol. natl.* 2.
- FRANK, E. (1975): Mineralogisch-petrographische und geochemische Untersuchungen der Berisal Augengneise und der Bündnerschiefer im östlichen Simplonpassgebiet. – *Lizentiatsarb. Univ. Bern* (unpubl.).

- (1979): Metamorphose mesozoischer Gesteine im Querprofil Brig–Verampio: mineralogisch-petrographische und isotopengeologische Untersuchungen. – Diss. Univ. Bern.
- (1983): Alpine metamorphism of calcareous rocks along a cross-section in the Central Alps: occurrence and breakdown of muscovite, margarite and paragonite. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 63/1, 37–93.
- FREY, M. (1969): Die Metamorphose des Keupers vom Tafeljura bis zum Lukmanier-Gebiet. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 137.
- FREY, M. & ORVILLE, PH. (1974): Plagioclase in margarite-bearing rocks. – Amer. J. Sci. 274, 31–47.
- FREY, M. & WIELAND, B. (1975): Chloritoid in autochthon-parautochthonen Sedimenten des Aarmassivs. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 55/3, 407–418.
- FREY, M., HUNZIGER, J. C., JÄGER, E. & STERN, W. B. (1983): Regional distribution of white K-micas polymorphs and their phengite content in the Central Alps. – Contr. Mineral. Petrol. 83, 185–197.
- GEISTER-FRANTZ, M. (1987): Etude des écoulements souterrains naturels sous la décharge de Gamsenried par modèle mathématique et simulation du rabattement de la nappe sous la décharge. – Verbandsber. schweiz. Abwasserfachleute 3/7.
- (1988): Modèle Gamsen–Viège; état des travaux en Mars 1988. – Rapport BG 88/2, Serv. routes natl., Dpt. Trav. publ. VS.
- GILLIÉRON, F. (1988): Zur Geologie der Uranmineralisation in den Schweizer Alpen. Mit Karte 1:500 000 der Radioaktivitätsmessungen, radiometrischen Anomalien und Uranvorkommen der Schweizer Alpen (F. GILLIÉRON & T. P. LABHART). – Beitr. Geol. Schweiz. geotech. Ser. 77.
- GRUNER, G. S. (1774a): Die Naturgeschichte Helvetiens in der alten Welt. Beyträge zu der Naturgeschichte des Schweizerlandes, Bd. 1/1. – Bern.
- (1774b): Anzeige der schweizerischen Mineralien. Beyträge zu der Naturgeschichte des Schweizerlandes. Bd. 1/3. – Bern.
- HAMMERSCHLAG, J.-G. (1978): Simplon, géologie et pétrographie. – Diplôme Univ. Lausanne (inédit).
- (1985): Métamorphisme progressif dans la séquence quartzofeldspathique, profil Aar–Bergell (Alpes centrales). – Thèse Univ. Lausanne.
- HAMMERSCHMIDT, K. & FRANK, E. (1991): Relics of high pressure metamorphism in the Lepontine Alps (Switzerland) – $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and microprobe analyses on white K-micas. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 71/2, 261–274.
- HAYOZ, P. & ZUBER, F. (1990): Das Simplon Massiv. Hydrogeologische Untersuchungen der unterirdischen thermalen Wasserzirkulationen und ihrer Zusammenhänge mit dem Eisenbahntunnel. – Cent. Hydrol. Univ. Neuchât. et Cent. Rech. sci. fond. appl. Sion (unpubl. Diplomarb. Univ. Neuchâtel).
- HEIM, ALB. (1905): Über die geologische Voraussicht beim Simplon-Tunnel. Antwort auf die Angriffe des Herrn Nationalrat Ed. Sulzer-Ziegler. – Eclogae geol. Helv. 8/4, 365–384.
- HUGI, E. (1927): Über ein neues schweizerisches Vorkommnis von Alkalihornblende. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 7/1, 179–206.
- HUNZIKER, J.-C. (1970): Polymetamorphism in the Monte Rosa, Western, Alps. – Eclogae geol. Helv. 63/1, 151–161.
- HUNZIKER, J.-C. & BEARTH, P. (1969): Rb–Sr-Altersbestimmungen aus den Walliser Alpen. Biotitalterswerte und ihre Bedeutung für die Abkühlungsgeschichte der alpinen Metamorphose. – Eclogae geol. Helv. 62/1, 205–222.
- HUNZIKER, J. C., DESMONS, J. & HURFORD, A. J. (1992): Thirty-two years of geochronological work in the Central and Western Alps: a review on seven maps. – Mém. Géol. (Lausanne) 13.

- 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.* 92/4, 413–427.
- HUTTENLOCHER, H. (1921): Beiträge zur Petrographie und Geologie des westlichen Aarmassivs. – *Jb. phil. Fak. II Univ. Bern* 1, 43–1.
- (1946): Konglomerate und konglomeratähnliche Bildungen aus der Umgebung von Naters (Wallis). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 26/2, 257–272.
- JÄGER, E. & STRECKEISEN, A. (1958): Nachweis von Graphit in graphitführenden Schiefern des Simplon-Gebiets (Wallis, Schweiz). – *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 38/2, 375–386.
- JÄGER, E., NIGGLI, E. & WENK, E. (1967): Rb–Sr-Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 134.
- JEANBOURQUIN, P. & BURRI, M. (1989): La zone de Sion–Courmayeur dans la région du Simplon. – *Rapp. géol. Serv. hydrol. géol. natl.* 11.
- (1991): Les métasédiments du Pennique inférieur dans la région de Brig-Simplon. Lithostratigraphie, structure et contexte géodynamique dans le bassin Valaisan. – *Eclogae geol. Helv.* 84/2, 463–481.
- KLÖTZLI, U. (1988): Petrographische und geochronologische Untersuchungen in der Ivrea-Zone der Umgebung von Cursolo (Prov. Novara, Italien). – *Diplomarb. Univ. Bern* (unpubl.).
- KOPPE, C. (1904): Die Arbeiten am Simplon-Tunnel. – *Prometheus* (Berlin) 15, 392–396.
- KÖPPEL, V., GÜNTHER, A. & GRÜNENFELDER, M. (1981): Patterns of U–Pb zircon and monazite ages in polymetamorphic units of the Swiss Central Alps. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 61/1, 97–119.
- KRAMERS, J.D. (1970): Die Stirnpartie der Monte-Leone-Decke zwischen Heiligkreuz (Längtal bei Binn) und dem Gantertal (Simplonstrasse). – *Lizentiatsarb. Univ. Bern* (unpubl.).
- LABHART, T.P. (1965): Petrotektonische Untersuchungen am Südrand des Aarmassivs nördlich Naters (Wallis, Schweiz). – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 124.
- (1967): Die Uranvererzungen am Südrand des Aarmassivs bei Naters (Kt. Wallis, Schweiz). *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser.* 43.
- (1969): Die petrologischen, tektonischen und radiometrischen Verhältnisse der Stollen der Electra-Massa (südwestliches Aarmassiv nördlich Brig, Wallis, Schweiz). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 49/3, 467–490.
- (1977): Aarmassiv und Gotthardmassiv. – *Samml. geol. Führer, Bd. 63* (Borntraeger, Berlin/Stuttgart).
- LANG, G. & TOBOLSKI, K. (1985): Hobschensee – Late-glacial and holocene environment of a lake near the timberline. – *Diss. bot. (Vaduz)* 87, 209–228.
- LEU, W. (1986): Lithostratigraphie und Tektonik der nordpenninischen 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.
- LÜTHY, H.-J. (1965): Geologie der gotthardmassivischen Sedimentbedeckung und der penninischen Bündnerschiefer im Blinnental, Rappental und Binntal (Oberwallis). – *Diss. Univ. Bern*.
- MANCIEL, P. & MERLE, O. (1987): Kinematics of the northern part of the Simplon line (Central Alps). – *Tectonophysics* 135, 265–275.
- MANCKTELOW, N. (1985): The Simplon Line: a major displacement zone in the western Lepontine Alps. – *Eclogae geol. Helv.* 78/1, 73–96.
- (1990): The Simplon Fault Zone. – *Beitr. geol. Karte Schweiz* 163.
- MANNONI, T., PFEIFER, H.-R. & SERNEELS, V. (1987): Giacimenti e cave di pietra ollare nelle Alpi. Atti del convegno «La pietra ollare dalla preistoria all'età moderna». – *Archeol. Italia settentr.* 5, 7–46.

- MERLE, O. (1987): Histoire de la déformation dans les Alpes lépontines occidentales. – *Bull. géol. France* (8) 3/1, 183–190.
- MERLE, O., LE GAL, P. & MANCIEL, P. (1986): Déformation et métamorphisme dans la région du Simplon (Alpes Centrales). – *Eclogae geol. Helv.* 79/3, 705–718.
- MILNES, A. G. (1968): Strain analysis of basement nappes in the Simplon Region, Northern Italy. – 23^e Congr. int. Geol. Prague 6/3, 61–76.
- (1973): A structural reinterpretation of the classic Simplon tunnel section of the Central Alps. – *Bull. geol. Soc. Amer.* 84, 269–274.
- (1974): Post-Nappe Folding in the Western Lepontine Alps. – *Eclogae geol. Helv.* 67/2, 333–348.
- MORNOD, P. (1969): Rapport hydrologique de la vallée du Rhône entre Gamsen et Brigue. – Rapp. inéd., Arch. géol. Suisses.
- MÜLLER, H.-N. (1984): Spätglaziale Gletscherschwankungen in den westlichen Schweizeralpen (Simplon-Süd und Val de Nendaz, Wallis) und im nordisländischen Tröllaskagi-Gebirge (Skidadalur). – Diss. Univ. Zürich.
- MULLIS, J. (1979): The system methane–water as a geologic thermometer and barometer from the external part of the Central Alps. – *Bull. Minéral. (Paris)* 102, 526–536.
- NIGGLI, E. & NIGGLI, C. R. (1965): Karten der Verbreitung einiger Mineralien der alpidischen Metamorphose in den Schweizer Alpen (Stilpnomelan, Alkali-Amphibol, Chloritoid, Staurolith, Disthen, Sillimanit). – *Eclogae geol. Helv.* 58/1, 335–368.
- PAUNIER, D. (1983): La pierre ollaire en Valais. – *Archéol. Suisse* 6, 161–170.
- PAVONI, N. (1980): Comparison of focal mechanisms of earthquakes and faulting in the Helvetic zone of the Central Valais, Swiss Alps. – *Eclogae geol. Helv.* 73/2, 551–558.
- PFEIFER, H.-R. & SERNEELS, V. (1988): La pierre ollaire en Valais. Une étude interdisciplinaire entre géologie, ethnologie et archéologie. – *UNI-Lausanne* 56/3, 48–51.
- PFEIFER, H.-R., COLOMBI, A., GANGUIN, J., HUNZIKER, J., OBERHÄNSLI, R., SANTINI, L. (1991): Relics of high-pressure metamorphism in different lithologies of the Central Alps, an updated inventory. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 71/3, 441–451.
- 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: VON RAUMER, J. F. & NEUBAUER, F. (Eds.): *Pre-Mesozoic Geology in the Alps* (p. 119–143). – Springer-Verlag.
- PREISWERK, H. (1903): Die metamorphen Peridotite und Gabbrogesteine in den Bündnerschiefern zwischen Visp und Brig. – *Verh. natf. Ges. Basel* 15/2, 293–316.
- (1905): Anhydritkristalle aus dem Simplontunnel. – *N. Jb. Mineral. Geol. Paläont. Jg.* 1905/1, 33–43.
- (1907): Geologische Beschreibung der Lepontinischen Alpen. Erster Teil: Die Grünschiefer in Jura und Trias des Simplongebietes. – *Beitr. geol. Karte Schweiz* 26/1.
- (1913): Die metamorphen Triasgesteine im Simplontunnel. – *Verh. natf. Ges. Basel* 24/1, 1–31.
- PRESSEL, K. (1906): Bauarbeiten am Simplontunnel. – *Sonder-Abdr. schweiz. Bauztg.* 47/21, 22, 23, 25, 26.
- RAO, A. B. (1957): Fissure minerals of the Simplon tunnel, northern part. – Diss. Univ. Bern (unpubl.).
- RODGERS, J. & BEARTH, P. (1960): Zum Problem der Lebendundecke. – *Eclogae geol. Helv.* 53/1, 170–178.
- ROSSI, H. (1949): Zur Geschichte der Walliser Bergwerke. – *Bl. aus d. Walliser Gesch.* 10, 291–379.
- ROSSIER, Y. (1990): Simulation de la pollution de la nappe du Rhône en amont de Viège (VS): problèmes et résultats. – *Bull. Cent. Hydrol. Univ. Neuchât.* 9, 15–28.
- SARTORI, M. (1990): L'unité du Barrhorn (Zone pennique, Valais, Suisse) – *Mém. Géol. (Lausanne)* 6.

- SCHARDT, H. (1898–1906): Rapports trimestriels au Conseil fédéral suisse sur l'état des travaux du percement du Simplon. – Archives fédérales.
- (1903a): Note sur le profil géologique et la tectonique du Massif du Simplon suivi d'un Rapport supplémentaire sur les venues d'eau rencontrées dans le Tunnel du Simplon du côté d'Iselle. – Corbaz & Cie, Lausanne.
 - (1903b): Géologie du massif du Simplon. – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. 31, 369–371.
 - (1904): Note sur le profil géologique et la tectonique du massif du Simplon comparés aux travaux antérieurs. – Eclogae geol. Helv. 8/2, 173–200.
 - (1905a): Die wissenschaftlichen Ergebnisse des Simplondurchstrichs. – Verh. schweiz. natf. Ges., Winterthur (1904) 87. Jvers., 172–211.
 - (1905b): Les résultats scientifiques du percement du tunnel du Simplon. Géologie, hydrologie, thermique. – Bull. tech. Suisse romande, 31, 125–128, 140–143, 154–157, 173–178.
 - (1905c): Les eaux souterraines du tunnel du Simplon. – Géographie II/2, 81–96.
- SCHMIDT, C. (1908): Die Geologie des Simplongebirges und des Simplontunnels – Rektorats-Progr. Univ. Basel (Friedrich Reinhardt, Basel).
- (1920): Texte explicatif de la Carte des Gisements des matières premières minérales de la Suisse 1:500 000 (1917). Edition française. – Matér. Géol. Suisse.
- SCHMIDT, C. & PREISWERK, H. (1908): Geologische Karte der Simplongruppe, 1:50 000. Mit Verwertung der Aufnahmen von A. STELLA. Geol. Spez.-Karte 48. Mit Erläuterungen (Nr.6). – Schweiz. geol. Komm.
- SOOM, M. (1990): Abkühlungs- und Hebungsgeschichte der Externmassive und der penninischen Decken beidseits der Simplon–Rhône-Linie seit dem Oligozän: Spaltspurdattierungen an Apatit/Zirkon und K-Ar-Datierungen an Biotit/Muskowit (Westliche Zentralalpen). – Diss. Univ. Bern.
- SPRING, L., REYMOND, B., MASSON, H. & STECK, A. (1992): La nappe du Lebendun entre Alte Kaserne et le Val Cairasca (massif du Simplon): nouvelles observations et interprétations. – Eclogae geol. Helv. 85/1, 85–104.
- STALDER, H., QUERVAIN, F. DE, NIGGLI, E. & GRAESER, S. (1973): Die Mineralfunde der Schweiz. – Wepf, Basel.
- STECK, A. (1966): Petrographische und tektonische Untersuchungen am Zentralen Aaregranit und seinen altkristallinen Hüllgesteinen im westlichen Aarmassiv, im Gebiet Belalp–Grisighorn. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 130.
- (1980): Deux directions principales de flux synmétamorphiques dans les Alpes centrales. – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 75/2 (358), 141–149.
 - (1984a): Géologie der Aletschregion (VS). – Bull. Murithienne, Soc. Valais. Sci. nat. 101 (1983), 135–154 (ebenfalls Bull. Géol. Lausanne 276).
 - (1984b): Structures de déformations tertiaires dans les Alpes centrales (transversale Aar–Simplon–Ossola). – Eclogae geol. Helv. 77/1, 55–100.
 - (1987): Le massif du Simplon – Reflexions sur la cinématique des nappes de gneiss. – Bull. suisse Mineral. Pétrogr. 67/1-2, 27–45.
 - (1990): Une carte des zones de cisaillement ductile des Alpes Centrales. – Eclogae geol. Helv. 83/3, 603–627.
- 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.
- STECK, A., EPARD, J.-L., ESCHER, A., MARCHAND, R., MASSON, H. & SPRING, L. (1989): Coupe tectonique horizontale des Alpes centrales. – Mém. Géol. (Lausanne) 5.
- STEFANI, CARLO DE (1910): Il profilo geologico del Sempione. III. La grande Galleria. – Atti r. Accad. Lincei, Rend. Cl. (5) 19/1, 311–319.
- STILLE, P. (1980): On the genesis of amphibolites and hornblendefelses in the Berisal complex (Simplon, Italy–Switzerland). – Mem. Soc. geol. Padova 34, 205–246.

- STRECKEISEN, A. (1965): Junge Bruchsysteme im nördlichen Simplon-Gebiet (Wallis, Schweiz). – *Eclogae geol. Helv.* 58/1, 407–416.
- STRECKEISEN, A., GROSS, E. & STEINER, U. (1963): Das Magnetitvorkommen am Erizhorn (Simplongebiet). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 43/1, 345–360.
- STRECKEISEN, A., WENK, E. & FREY, M. (1974): On Steep Isogradic Surfaces in the Simplon Area. – *Contr. Mineral. Petrol.* 47, 81–95.
- STRECKEISEN, A., KRAMERS, J., HUNZIKER, J.-C. & FRANK, E. (1978): Gantergneis und Eistengneis im Simplongebiet. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 58/3, 396–400.
- SULZER-ZIEGLER, ED. (1905): Der Bau des Simplon-Tunnels. – *Verh. schweiz. natf. Ges.*, Winterthur (1904) 87. Jvers., 126–170.
- SWIDERSKI, (1919): La partie occidentale du massif de l'Aar entre la Lonza et la Massa. – *Matér. Carte géol. Suisse* [n.s.] 47/1.
- THÉLIN, (1983): Les gneiss œillés de la nappe du Grand Saint-Bernard: essai d'évaluation des critères susceptibles d'en préciser l'héritité pré-métamorphique (Alpes valaisannes, Suisse). – Thèse Univ. Lausanne.
- VUATAZ, F.-D. (1982): Hydrogéologie, géochimie et géothermie des eaux thermales de Suisse et des régions alpines limitrophes. – *Matér. Géol. Suisse, Hydrol.* 29.
- WELTEN, M. (1982): Pollenanalytische Untersuchungen im Jüngeren Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz. – *Beitr. geol. Karte Schweiz* [N.F.] 156.
- WENK, E. (1962): Plagioklas als Indexmineral in den Zentralalpen. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 42/1, 139–152.
- WERENFELS, A. (1924): Geologische und petrographische Untersuchung des Vispertales. – *Beitr. geol. Karte Schweiz* 26/3.
- WYSS, R. (1986): Die Urseren-Zone – Lithostratigraphie und Tektonik. – *Eclogae geol. Helv.* 79/3, 731–767.

GEOLOGISCHE KARTEN

(mit Topographie)

Geologische Generalkarte der Schweiz 1:200 000

Flle 6 Sion, 1942 (avec notice explicative, 1964).

Geologische Karte der Schweiz 1:100 000

Blatt XVIII Brieg–Airolo, 1885.

Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000 (angrenzende Blätter)

Blatt 274-SE Simplon (Nr. 61), 1972 (von P. BEARTH).

Blatt 1308 St. Niklaus (Nr. 71), 1978 (von P. BEARTH).

Blatt 1268 Lötschental (Nr. 82), 1985 (von TH. HÜGI et al.).

Geologische Spezialkarten

Nr. 48 Geologische Karte der Simplongruppe, 1:50 000, mit Verwertung der Aufnahmen von A. STELLA, 1908 (von C. SCHMIDT & H. PREISWERK).

Nr. 89 Carte géologique de la partie occidentale du massif de l'Aar (entre la Lonza et la Massa), 1:50 000, 1919 (par B. SWIDERSKI).

Publikationen seit 1900

HERMANN, F.: Carta geologica delle Alpi nord-occidentali (foglio E), 1:200 000. – Wepf & Cie, Basel, 1937.

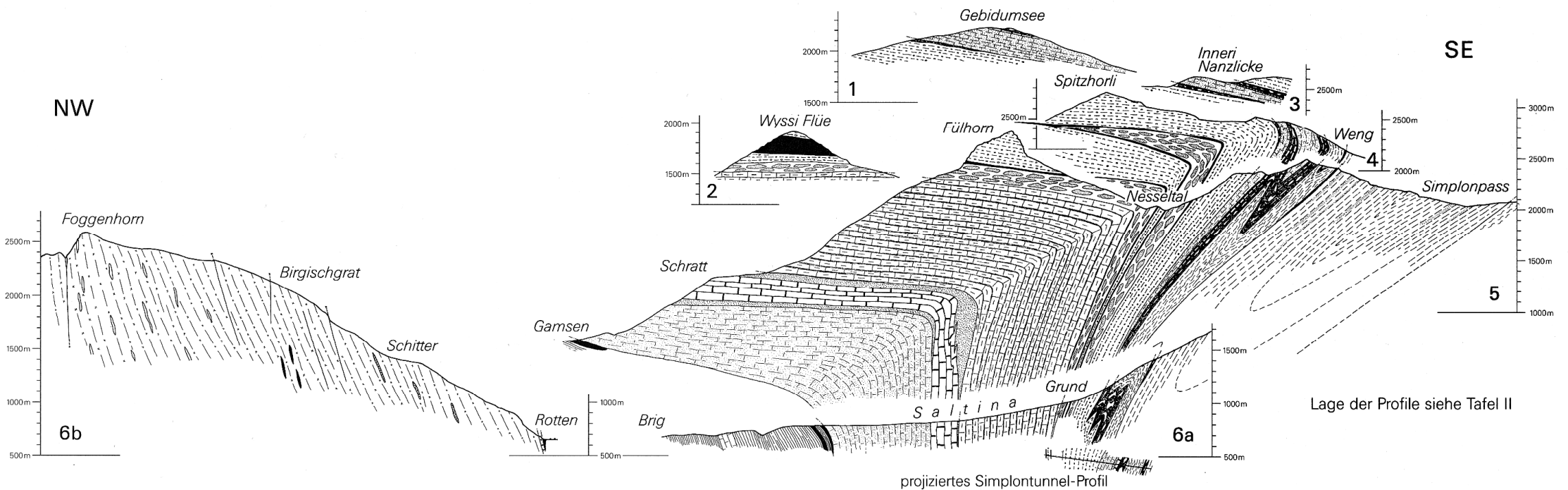
SCHARDT, H.: Carte hydrologique de la région voisine de la partie S–E du tunnel du Simplon. Dans: Note sur le profil géologique et la tectonique du massif du Simplon suivi d'un Rapport supplémentaire sur les venues d'eau rencontrées dans le Tunnel du simplon du côté d'Iselle. – Corbaz & Cie, Lausanne, 1903.

Carta geologica d'Italia 1:100 000

Foglio 15 Domodossola, 1959 (ristampa).

Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Brig (I)

von P. Jeanbourquin, M. Burri und T. Labhart



- Penninikum**

Berisal-Zone

 - Granat-Glimmerschiefer und -gneise, inkl. Amphibolite und Aplite
 - Zweiglimmer- und Augengneise

Zone Houillère

Lappen von Visperterminen

 - Sericit-Chlorit-Albitgneise und -schiefer, Graphitische Phyllite und Quarzite

Zone von Galmji

 - Muskowit-Biotit-Chloritgneise und -schiefer

Zone von Sion-Courmayeur

 - Couches de St-Christophe
 - Couches des Marmontains
 - Couches de l'Aroley
 - Couches du Versoyen
 - Quarzite und Dolomite, Trias im allgemeinen
- Helvetikum s.l.**

Zone von Termen

 - Serie der Termen-Tonschiefer
 - Serie der Termen-Kalkschiefer
 - Sericit-Chloritphyllit, Rauhwacke, Gips, Dolomit; Trias im allgemeinen

Urseren-Zone

 - Konglomerate
- Monte Leone-Decke**

Binntal-Zone

 - Rosswald-Serie
 - Fäldbach-Zone
 - Dolomit- und Kalkmarmor, Trias im allgemeinen
 - Gips

Kristalliner Deckenkern

 - Alkalifeldspatgneise («Ganter»-Typus)

Massstab 1: 50 000

Aar-Massiv

- Altkristallin**
- Augengneise s.l.
 - Aplitgänge
 - Quarzporphyr s.l.
 - Lamprophyr
- Ganggesteine**

Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Brig (II)

von P. Jeanbourquin, M. Burri und T. Labhart

