

Zur Geologie des Piz Mundin-Gebietes
(Engadiner Fenster, Österreich-Schweiz):
Stratigraphie, Geochronologie, Strukturen

Dissertation

von

Mag. rer. nat. Rufus J. Bertle

eingereicht
zur Erlangung des akademischen Grades
Doktor der Naturwissenschaften (Dr. rer. nat.)

an der
mathematisch-naturwissenschaftlichen Fakultät
der Universität Wien

Wien, am

BILD

Wia kunts denn, dass i oft net wäiß,
so wo-mer der Kopf grad stoht,
Warom mer d´Sterna gar sa häß,
Alls hinderför nu goht,
dass d´sHerz mir kloekat grad wia net
Mir mengmol wörd sa-n-eng,
So wenn des lenger wära söt,
Mir wärda thet noch z´streng.

Aus: Johann Baptist Biedermann 1897, „Nüt för uguat“

Zusammenfassung

Im Rahmen einer Neubearbeitung wurde das Gebiet zwischen Samnaun und Reschenpass im Grenzgebiet Österreich – Schweiz (- Südtirol/Italien) geologisch im Maßstab 1 : 10.000 kartiert und petrologisch-geochronologisch-mikropaläontologisch-geotechnisch neu bearbeitet.

Das Arbeitsgebiet kann in 2 Großeinheiten unterteilt werden: das Penninikum in Form des Unterengadiner Fensters und andererseits dessen Rahmen in Form der ostalpinen Decken. Im Arbeitsgebiet ist der Südrand und der Kern des Engadiner Fensters aufgeschlossen, der Rahmen daher auch nur im Süden. Dieser wird dort durch die Silvrettadecke gebildet, die von W nach E kontinuierlich ausdünt (???). Die Silvrettadecke ihrerseits ist entlang der Schliniglinie von der Ötztaldecke mit westgerichteter Bewegung überschoben worden. Der genaue Verlauf war bisher im Gebiet Piz Lad unbekannt und wurde nun im Detail auskartiert. Es zeigte sich, dass Teile des Piz Lad-Mesozoikums auf typisch ötziden Biotit-Paragneisen (Typus Plamort) sedimentär liegen.

Die Schliniglinie selbst hat eine mehrphasige Geschichte: primär als westgerichtete Überschiebung angelegt, wurde sie später in die entgegengesetzte Richtung abschiebend reaktiviert. Die Überschiebung der Ötztaldecke führt in den unterliegenden Sedimenten der Engadiner Dolomiten im Kontaktbereich zu hochduktiler Deformation, die an Karbonatmyloniten studiert werden kann. Dolomit reagiert während der Deformation spröde. Es liegen daher Dolomitklasten in einer hochdeformierten Kalkmatrix.

Die Überschiebung der Ötztaldecke führt in den Kristallingesteinen der Silvrettadecke zu Diaphtorese, die durch den Abbau von Feldspat und Biotit (= Gesteinsvergrünung) zum Ausdruck kommt. Die Überschiebung des Ötztalkristallins auf die Engadiner Dolomiten und die Diaphtorese in der Silvrettadecke haben während der Kreidezeit stattgefunden, wie ältere geochronologische Datierungen zeigen. Die Silvrettadecke ihrerseits grenzt mit einem hochduktilen Kalkmylonit an der Basis an die Einheiten des Engadiner Fensters.

Das Engadiner Fenster wird im Arbeitsgebiet durch Gesteine der mittelpenninischen Tasnadecke und die tektonisch tiefer liegende Zone von Pfunds gebildet. Der Kalkmylonit an der Grenze zum Ostalpin könnte der Fimbereinheit zugeordnet werden. Das Penninikum erfuhr eine wesentlich jüngere Strukturprägung als die ostalpinen Decken, wie Fossilbelege und Altersdatierungen zeigen.

Die Tasnadecke zeigt im Arbeitsgebiet eine im Vergleich zur Typusregion weiter im Westen stark reduzierte Schichtfolge und eine noch stärkere Tektonisierung. Ihr Grundgebirge ist in Form einer Krusten-Mantel-Grenze aufgeschlossen, die besonders im Bereich Plattamala – Mot (S Raschvella) gut studiert werden konnte: Ultramafitite mit einer Primärparagenese und Iherzolitischer Zusammensetzung werden zuerst durch einzelne Gabbrolinsen überlagert. Mit einer unscharfen Grenze setzen deutlich kontinental-saure Gesteine ein: recht dunkle Bänderamphibolite (wahrscheinlich Gabbroabkömmlinge der unteren Kruste), die gegen das Hangende immer saurer werden und schließlich in Form des fast undeformierten Tasnagranits vorliegen. Stellenweise läßt sich eine schlieren- bis stockartige Durchdringung von gabbroiden Gesteinen und Graniten innerhalb des Tasnakristallins beobachten. Eine metamorphe Überprägung der Ultramafitite ist in Form von pargasitischen Amphibolen (bis zu 14% Al_2O_3) und späteren aktinolithisch-tremolitischen Amphibolen, die sich auch in Klüften finden, ersichtlich. Einzelne Ultramafitite (Pyroxenite) zeigen Relikte von Symplektiten, bestehend aus grünem Spinell (Hercynit) und Pyroxen. Die Symplektite sind vermutlich durch den Abbau von Granat entstanden. Das Gestein wäre daher als retrograder Granat-Peridotit anzusprechen.

In den Gabbros in den hangenden Anteilen des Ultramafitits zeigen die magmatischen Pyroxene metamorphe Ränder bestehend aus einem intensiv braunen Amphibol (Hornblende?). Plagioklas ist vollständig bei der alpinen (und ozeanischen??) Metamorphose umgewandelt worden. Es liegt nun ein Gemenge aus Pumpellyit, Albit, Chlorit, Epidot/Clinozoisit und Amphibol vor. Als alpines Produkt konnten kleine Kristalle von blauem Amphibol in den Gabbros der Tasnadecke neu entdeckt werden. Einzelne Ultramafitithandstücke aus dem Kernbereich des Ultramafitits zeigen makroskopisch erkennbare Korona- und Kelyphitgefüge. Im Dünnschliff erkennt man große Pyroxene, die sich teilweise in Kaersutit umwandeln. Phlogopit ist häufig im Gestein. Makroskopisch weiße Bereiche zeigen im Dünnschliff einen lichtmikroskopisch in seine Mineralphasen nicht auflösbaren Symplektit. Diskordante Basaltgänge und einzelne Gabbrolinsen innerhalb des Ultramafitits zeigen geochemisch Within-plate-Signaturen.

Die sedimentäre Bedeckung des Tasnakristallins (= Kruste und Mantel) ist nur in sehr reduzierter Form im Arbeitsgebiet aufgeschlossen. Reste des Steinsberger Lias (Lias beta bis delta?) finden sich in Kontakt zum Serpentin, des weiteren Tristelformation und Gault (beides Kreide).

Die Metamorphose der Tasnadecke ist schwer zu erfassen. Jedenfalls hat sie eine regionalmetamorphe Überprägung in unterer Grünschieferfazies erfahren, die unter anderem im Wachstum von grünen Amphibolen (aktinolithisch?) in Klüften des Serpentinits, einer Vergrünung (Feldspatabbau zu Chlorit, Albit, Epidot und fraglichem Pumpellyit) des Tasnagranits und dem Wachstum von Stilpnomelan im gleichen Gestein ersichtlich wird. Wenige Kristalle von blauem Amphibol weisen auf eine mögliche HP-Metamorphose der Tasnadecke hin.

In der tektonisch tieferen Zone von Pfunds wurde eine neue stratigraphische Gliederung entwickelt. Die bis jetzt nicht untergliederten Grauen Bündnerschiefer des Fensterinnersten konnten dabei in 6 Formationen untergliedert werden:

Als ältestes Sediment findet sich Radiolarit stellenweise in Kontakt zu den blauschieferfaziell überprägten Basalten des Piz Mundins. Meist grenzen die Basalte jedoch mit dem tuffitic transition member an die Sedimente. Das tuffitic transition member geht gegen das Hangende in die Neokomschiefer über, indem der Kalkgehalt zum stratigraphisch jüngeren Schichtglied hin zunimmt. Gleichzeitig nimmt der Chloritgehalt ab. Die Neokomschiefer gehen graduell in die Tristelformation über. Es schalten sich dabei zunehmend Karbonatbreccien ein, die einerseits durch ihre braunen Dolomitklasten und andererseits durch große detritäre Hellglimmer gekennzeichnet sind. Die Tristelformation konnte am Saderer Joch mittels *Neotrocholina fribourgensis* eindeutig in die Unterkreide eingestuft werden. Am Piz Mundin selbst weisen *Dasycladales* und *Quinqueloculina* sp. der Tristelformation ein Kreidealter zu. Durch Abnahme des Kalkgehaltes bei gleichzeitiger Zunahme des quarzosen Anteils in den klastischen Bänken der Tristelformation geht diese in die Gaultformation über. Die Gaultformation stellt eine turbiditische Wechsellagerung von Quarzsandsteinbänken und dunklen Phyllitlagen dar. An ihrer Basis sind noch einzelne Tristelkalkbänke eingeschaltet. Die Obergrenze wird durch 10 m mächtige black shales (jetzt in Form von Schwarzphylliten aufgeschlossen = Fuorcla d'Alp Formation) definiert. Das Alter der Fuorcla d'Alp Formation wurde durch Schichtvergleich mit fossilbelegten, nichtmetamorphen Abfolgen im Helvetikum Vorarlbergs als Alb festgelegt (vermutlich älter als *R. appenica* Zone). Der jüngste Teil der Schichtfolge der Zone von Pfunds wird durch die Malmurainza-Abfolge gebildet. Diese stellt eine turbiditische Abfolge

dar, bestehend aus Sandstein- und Breccienbänken, wechsellagernd mit Phylliten. Die Zusammensetzung der Sandstein- und Breccienbänke kann erheblich schwanken. Sie reicht von reinen Kalksandsteinen über sehr differenziell zusammengesetzte Bänke (Kristallinkomponenten, Dolomite etc.) bis hin zu reinen Glimmersandstein- oder Quarzsandsteinbänken. Die stark detritischen Hellglimmer führenden Abfolgen könnten Äquivalente des Reiselsberger Sandsteins des Rhenodanubikums (Cenoman bis Turon) darstellen. Das Rhenodanubikum wäre dann paläogeographisch zwischen die Ophiolite des Piz Mundins und die Tasnadecke einzuordnen.

Die jüngsten Anteile der Malmurainza-Abfolge könnten in Form der Roz-Breccie vorliegen und wären dann oberste Kreide bis Alttertiär (umgelagerte Orbitoiden, umgelagerte *Globo truncana arca*).

In jenen Bereichen, die keine Unterteilung in Formationen zuließen (meist bei ungünstigen Verschnitten der Schieferung mit der Topographie), wurden nur Graue oder Bunte Bündnerschiefer kartiert.

Die Gesteine der Zone von Pfunds erfuhren eine HP-LT-Metamorphose, deren retrograder Ast durch petrologische Untersuchungen gut definiert werden konnte:

Bündnerschiefer zeigen am Piz Mundin die HP-Paragenese Carpholit – Phengit. Die grünschieferfazielle Überprägung führt zum Abbau von Carpholit zu Chlorit. An Phengit bildet sich eine zweite metamorphe Glimmergeneration als Anwachssaum mit niedrigerer Si-Komponente.

Basalte und Ophikarbonate zeichnen sich durch folgende HP-Paragenese aus: Alkalipyroxen – Aragonit (nur in Ophikarbonaten)– blauer Amphibol – (Lawsonit) – Stilpnomelan. Aktinolith, Epidot / Clinzoisit, Chlorit und Pumpellyit stellen Produkte der nachfolgenden regionalmetamorphen grünschieferfaziellen Überprägung, teilweise jedoch auch einer früheren ozeanischen Metamorphose, dar. Die geothermobarometrischen Berechnungen zeigen folgende P-T-Bedingungen an:

$P_{\min} = \text{ca. } 10 \text{ kbar und } T = 350 \text{ }^\circ\text{C}$ (Jadeit)

$P = 13 \text{ kbar und } T = 375 \text{ }^\circ\text{C}$ (Carpholit)

$P = 7.5 \text{ kbar und } T = 375 \text{ }^\circ\text{C}$ (Aragonit)

$T_{\max} = \text{ca. } 400 \text{ }^\circ\text{C}$ (Stilpnomelan)

$T_{\max} = 380 \text{ }^\circ\text{C}$ (Carpholit)

In diskordanten Klüften der Basalte treten Quarz als Bergkristall, Calcit, Feldspat und Axinit auf. In den diskordanten Klüften der Sedimente fehlt Axinit. Axinit konnte im Engadiner Fenster nur am Piz Mundin selbst und als fragliches Vorkommen knapp östlich des Saderer Jochs gefunden werden. Fluid Inclusions (FI) in Quarz aus Basaltklüften definieren den letzten Teil der metamorphen Entwicklung. In den untersuchten Quarzen vom Piz Mundin konnten folgende Merkmale festgestellt werden:

Am Kontakt zum Muttergestein der Kluft (Blauschiefer) finden sich einzelne Epidot-Klinzoisitkristalle, die FI enthalten. Weiters finden sich im Quarz Amphibolnadeln, und zwar stark angereichert in den der Kluftwandung näheren Zonen, gegen die Kluftmitte nimmt die Anzahl der Amphibolnadeln stark ab. Die Quarze enthalten sehr

viele Fluid Inclusions in überraschend guter Erhaltung, die H₂O-reichen FI zugeordnet werden können.

Quarze aus den hangendsten Anteilen der Zone von Pfunds, die knapp S des Zebblasjoches (W Samnaun Dorf) geborgen wurden, lieferten ebenfalls aussagekräftige Ergebnisse bei den FI-Untersuchungen.

Es finden sich 2 Hauptgruppen von Einschlüssen (neben der Unterscheidung in Primäre, Sekundäre und Pseudosekundäre FI), die sich bei Raumtemperatur durch das Vorhandensein einer Gasblase im Einschluss definieren. Beide Gruppen sind jedoch bei max. –56 °C gefroren, wobei sich bei größeren Einschlüssen Sprungrisse während des Frierens gebildet haben, die beim Heizen wieder verschwanden. Die FI waren trotzdem in den meisten Fällen dicht. Initial melting findet zwischen ca. –20 °C (erste Umkristallisationsanzeichen) und –9 °C statt. Das final melting war konstant zwischen –1 °C und 0 °C. Es trat bei dieser Temperatur dann entweder eine Gasblase auf oder der FI blieb homogen. Homogenisierungstemperaturen lagen bei den FI mit Gasblase im Bereich 70 bis 100 °C, selten höher, wenn der FI nicht mehr ganz dicht war, mit einem Schwerpunkt zwischen 70 und 80 °C. Aus den Daten wird auf fast reine H₂O-Systeme (kleine Mengen NaCl bis max. 3 %) geschlossen, die unter hohem Druck gebildet wurden. Die ermittelten Drucke bei P-T-Bestimmungen liegen bei angenommenen 200 bis 250 °C der Bildung der FI (induziert durch wenige Dekrepiationstemperaturmessungen) und einer Dichte der FI von 0,97 bis 1,0 g/cm³ im Bereich von 2,5 bis 4,5 Kbar.

Die gleichen P-T-Bedingungen konnten in Quarzklüften aus Triaskarbonaten der Fimbereinheit, die im Gebiet Idalpe (Salaaser Kopf) anstehen, bestimmt werden.

Die ermittelten petrologischen Daten sprechen für eine sehr kühle, druckbetonte Metamorphose, wie sie für Subduktionszonen typisch ist. Der ermittelte Metamorphosepfad des Piz Mundins kann gut mit jenen von Kreta oder Teilen des San Franciscan Complex verglichen werden. Bemerkenswert ist die niedrige T_{max} der Metamorphose im Engadiner Fenster.

Gesteine der höheren Anteile der Zone von Pfunds sind petrologisch schwieriger zu erfassen, da weniger oft brauchbare Indexminerale gefunden werden konnten. Lawsonit ist schon seit längerem vom Saderer Joch bekannt (LEIMSER 1977).

Die metamorphe Überprägung des Penninikums im Arbeitsgebiet wurde mittels verschiedener geochronologischer Methoden zu datieren versucht:

Die Hochdruckphase Carpholit wurde einem Test mit dem Sm-Nd-System unterzogen. Leider ist der spread des reinen Mineralkonzentrats von Carpholit zu gering, um ein vernünftiges Alter zu kalkulieren.

Die blauen Amphibole wurden mit der Ar-Ar-Methode datiert und ergaben massives Überschussargon, sodass eine geologisch relevante Altersberechnung mit Glaukophan nicht möglich ist. Glimmerpräparate zeigen eine komplexe Zonierung innerhalb der Zone von Pfunds und liegen zwischen ca. 30 und ca. 47 Ma. Bemerkenswert ist, dass bei allen Ar-Diagrammen mit Plateau bei den mittleren Temperatursteps in den Hochtemperatursteps erhöhte Alter ermittelt wurden. Diese werden als detritäre Relikte interpretiert.

Rb-Sr-Analysen an grauen Bündnerschiefern und Tuffiten („tuffitic transition member“) ergaben Alter zwischen 26 und 37 Ma). Die Alter aus dem tuffitic transition member könnten dem HP-Ereignis zugeordnet werden. Rb-Sr-Untersuchungen an Kleinbereichs-Gesamtgestein-Konzentraten der Blauschiefer blieben erfolglos, da die Rb/Sr-Verhältnisse der einzelnen Gesteine einen zu geringen spread aufwiesen.

Mittels der Fission-track-Methode an Zirkon wurde die späte Abkühlung und Exhumation des Engadiner Fensters geochronologisch zu erfassen versucht. Eine Probe vom Piz Malmurainza ergab ein Alter von ca. 48 Ma, eine Probe vom Grenzstein 48 bei Nauders ergab ebenfalls ca. 48 Ma. Die FT-Alter an Zirkon sind somit älter als die Ar-Alter an Helglimmern. Es ist daher zu schließen, dass die Gesteine des Piz Mundin sehr schnell versenkt und wieder exhumiert wurden und zwar für den Druckbereich 14 kbar bis 4 kbar mit durchschnittlich 15 mm/a.

Die Zone von Pfunds ist im Bereich des Piz Mundins durch ein reichhaltiges strukturelles Inventar gekennzeichnet. Es finden sich mehrere Faltengenerationen und zwar vor allem solche mit E-W- und N-S-Faltenachsen. Die Achsialebenenschieferungen entwickeln sich dabei meist (sub)-parallel zur sedimentären Schichtung. Die Kreideabfolgen wurden in einer km-großen mehrfach verfalteten Liegendfaltenstruktur um die Basalte des Piz Mundins „gewickelt“. Das Alter dieser Falte dürfte mit dem HP-Ereignis zumindest teilweise einhergehen. Der gesamte Deckenstapel wurde dann großräumig vom Engadiner Gewölbe aufgebogen. Der Beginn der Aufwölbung setzt bei Drucken von ca. 3 bis 4 kbar und einer T von ca. 200 °C ein.

In der präsentierten paläogeographischen Rekonstruktion wird die Zone von Pfunds mit dem Piz Mundin in das Nordpenninikum (Valais) positioniert, die Tasnadecke liegt südlich davon. Auf Grund sedimentologischer und stratigraphischer Befunde am Piz Mundin wird das Rhenodanubikum im Engadiner Querschnitt nördlich der Zone von Pfunds positioniert. Das Rhenodanubikum erhält dabei den Hauptteil seiner Schüttungen aus W oder N. Die Glocknerdecke wird auf Grund sedimentologischer, stratigraphischer und tektonischer Argumente ebenfalls ins Nordpenninikum positioniert. Das Mittelpenninikum ist nicht aufgeschlossen bzw. vorhanden. Eine Positionierung des Rhenodanubikums im Tauernquerschnitt ist schwierig.

Summary

This thesis represents a completely new investigation of the region between Samnaun und Reschenpass at the Austrian – Swiss border. The whole region was mapped in a scale of 1 : 10.000. This thesis presents the first mapping of this region since HAMMER 1923. Mapping was combined with detailed petrological-geochronological and micropaleontological investigations of the outcropping rocks. The working area can be divided into two main units: the penninic units of the Engadine Window and the frame consisting of the austroalpine nappes. The frame is made up by the Silvretta nappe, which reduces its thickness from W to E. The Ötztal nappe overthrusts the Silvretta nappe along the Schlinig fault. W-directed overthrusting took place during the Cretaceous. Later the fault was reactivated as an east-directed normal fault. Thrusting along the Schlinig fault resulted in ductile carbonate mylonites in mesozoic sediments of the Engadiner Dolomiten just below the thrust. In this mylonites calcite is ductilely deformed whereas dolomite reacts brittle. Therefore the mylonite consists of a ductile calcite-matrix in which brittle deformed dolomite clasts are embedded. The exact trace of the Schlinig fault was unknown in the region of Piz Lad until now. New mapping showed that the mesozoic sequence of Piz Lad rests above biotite-paragneisses (type Plamort). Thrusting of the Ötztal nappe over the Silvretta nappe resulted in diaphoreses of the basement rocks of the Silvretta nappe: feldspar and biotite break down to chlorite and growth of white mica in the sediments of the Engadiner Dolomiten. The age of thrusting and related metamorphism in the austroalpine nappes is cretaceous in age, proofed by geochronological dating. The Silvretta nappe itself is thrust upon the Engadine Window along a highly ductile calcmylonite. The Engadine window of the working area consists of the middle penninic Tasna nappe and the deeper Zone of Pfunds of north penninic (Valais) origin. Structural imprint of the penninic units is much younger than that of the austroalpine nappes as indicated by fossils and geochronological data from the penninic units. The Tasna nappe shows a reduced sequence compared to its type locality more in the W. It is built up of a basement which crops out as a crust-mantle-boundary. This contact can be studied very well near Mot and Plattamala:

Ultramafics of Iherzolitic composition (with preserved olivine, Klinopyroxen and Orthopyroxen) are overlain by small discontinuous lenses of gabbro. A few outcrops also show small basaltic dikes within the ultramafics. Along a transitional contact banded amphibolites border the ultramafics and gabbros. The amphibolites grade into the acid and less deformed Tasna granite. Sometimes schlieren-type to intrusive contacts of gabbroic rocks to granites can be observed. A metamorphic overprint of the ultramafics is indicated by the occurrence of older paragonitic hornblende (Al_2O_3 up to 14%) and later actinolitic-tremolitic amphiboles which are found in joints. Within the ultramafics retrograde garnet peridotites can be found. The retrograde peridotites are characterized by symplectites of green spinell and pyroxene, indicating that the rock was probably a garnet peridotite, that was metamorphosed at about 900 °C and 16 kbar. Discordant basaltic dikes and small gabbro lenses within the ultramafic body of Nauders show within-plate signatures in the geochemical characteristics. A very special ultramafic rock in the core of the occurrences shows the paragenesis of large hercynite (up to more than 1 cm size) rimmed by epidote?, pyroxene, kaersutite, phlogopite and an unidentifiable symplectite.

The sedimentary cover of the Tasna nappe is very reduced in the working area. Relics of Steinsberg limestone (crinoid-belemnite-limestone of lower liassic age) rest directly on ultramafics, in some parts also Tristelformation and Gault formation (lower Cretaceous) can be found.

The imprint of regional metamorphism in the Tasna nappe is difficult to assess. Green amphiboles in joints of the serpentinites, breakdown of feldspar of the Tasna granite (feldspar reacts to chlorite, albite, epidote, tremolite and questionable pumpellyite) as well as growth of stilpnomelane in the latter indicate lower greenschist-facies overprint during alpine time.

Until now a detailed stratigraphic sequence of the undifferentiated Graue Bündnerschiefer of the Zone of Pfunds was missing. During the mapping campaigns of this thesis 6 formations could be distinguished:

The oldest sediments that crop out are radiolarites of upper Jurassic to lower Cretaceous age, which can always be found in stratigraphic contacts to the blueschist-facies basalts of Piz Mundin. In most cases however the basalts are overlain by the tuffitic transition member which itself grades into the Neokomschiefer. This transition is given by reducing the chlorite content of the sediment from bottom to top and increasing the carbonate content of the rock at the same time. The Neokomschiefer grade into the Tristelformation which is of Barremian to Aptian age as indicated by foraminifera and dasycladales. *Neotrocholina fribourgensis*, orbitolinids and *Quinqueloculina* sp. are found at the Saderer Joch, dasycladales and *Quinqueloculina* sp. at Piz Mundin. Both indicate a lower Cretaceous age of the sediment. Decreasing carbonate content and simultaneous increase of the amount of quartzose clasts are typical for the gradational part of the Tristelformation to the stratigraphically higher Gault formation. The Gault formation is a turbiditic sequence characterized by the rhythmic change of quartz sandstones layers and dark phyllite layers. At the base of the Gault formation single layers of Tristelkalk are intercalated. The Gault formation is overlain by the Fuorcla d'Alp formation which represents black shales of probable Albian age (max. age *R. appeninica* zone). The age of the black shales is defined by lithostratigraphic comparison with the nonmetamorphic and fossiliferous sequence of the helvetic units of Vorarlberg. The youngest part of the stratigraphic column at Piz Mundin is represented by the Malmurainza sequence. It is a turbiditic sequence of upper Cretaceous to lower Tertiary age. The sandstones show highly variable composition: pure calc sandstones can change with pure quartz sandstones as well as with sandstones containing blonde dolomite clasts and gneissic clasts. Parts of the Malmurainza sequence which show strong input of detrital mica may correspond to the Reiselsberg sandstone (Cenomanian to Turonian) of the Rhenodanubic realm. Taking this comparison in consideration the paleogeographic position of the rhenodanubic realm would be in between the Piz Mundin ophiolite in the north and the Tasna nappe in the South. The Roz breccia may represent the youngest parts of the Malmurainza sequence and is of upper most Cretaceous age as indicated by reworked *Orbitoides* sp. and *Globo truncana arca*.

In the field where no difference between the formations was visible due to unfavourable intersection of the schistosity and topography only Graue or Bunte Bündnerschiefer were mapped.

The rocks of the Zone of Pfunds suffered HP-LT-metamorphism, the retrograde path was reconstructed using petrological methods:

Bündnerschiefer in the region of Piz Mundin are characterized by the HP-paragenesis of carpholite – phengite. Overprint of greenschist facies grade resulted in the break down of carpholite to chlorite and in the growth of a phengitic rim with lower Si-content around phengite I.

Basalts are characterized by the following HP-paragenesis:

Clinopyroxene – aragonite – blue amphibole – stilpnomelane

The following greenschist facies overprint is defined by actinolite – epidote/clinozoisite – chlorite and pumpellyite (partly these minerals were also produced during oceanic metamorphism before the HP-event).

Geothermobarometric calculations resulted in:

$P_{\min} = \text{ca. } 10 \text{ kbar and } T = 350 \text{ }^\circ\text{C (Jadeite)}$

$P = 13 \text{ kbar and } T = 375 \text{ }^\circ\text{C (Carpholite)}$

$P = 7.5 \text{ kbar and } T = 375 \text{ }^\circ\text{C (Aragonite)}$

$T_{\max} = \text{ca. } 400 \text{ }^\circ\text{C (Stilpnomelane)}$

$T_{\max} = 380 \text{ }^\circ\text{C (Carpholite)}$

The cross cutting veins of the basalts are characterized by quartz, calcite, feldspar and axinite which is missing in veins in the Bündnerschiefer. Axinite was only visible at Piz Mundin and east of Saderer Joch in one little outcrop. Fluid inclusion investigations in quartz helped us to define the low grade evolution of the metamorphic path. The fluid inclusions (FI) investigations resulted in:

Vein quartz from the Piz Mundin was surprisingly rich in FI. At the base of the vein quartz at the contact to the host rock (blueschist) epidote-clinozoisite crystals are visible. Further amphibole is visible. It is common at the base of the vein quartz and decreases towards the middle of the vein. FI occur as H₂O-rich FI indicating high pressure of trapping.

Quartz from the upper most part of the Zone of Pfunds from S of Zebblasjoch (W of Samnaun Dorf) shows two main groups of primary FI could be differentiated at room temperature: homogenous FI and such with a bubble. All FI were frozen at max. temperatures of ca. $-56 \text{ }^\circ\text{C}$. Bigger FI show cracking due to crystallisation pressure (build up of wings), the cracks however closed again during heating, so that the FI remained closed. Initial melting started between $-20 \text{ }^\circ\text{C}$ (first recrystallisation signs) and $-9 \text{ }^\circ\text{C}$, final melting was observable at $-1 \text{ }^\circ\text{C}$ to $0 \text{ }^\circ\text{C}$. Then the FI was a.) homogenous or b.) showed a bubble. Homogenisation Temp. of the Inclusions with bubble were in the range of 70 to $100 \text{ }^\circ\text{C}$, most of them between 70 and $80 \text{ }^\circ\text{C}$. The data indicate a more or less pure H₂O-system for the FI under high pressure. Assuming a crystallisation temperature of the crystals of about 200 to $250 \text{ }^\circ\text{C}$ and a density of the FI between $0,97$ and $1,0 \text{ g/cm}^3$ pressures of $2,5$ to $4,5 \text{ Kbar}$ are indicated for the time of trapping of the fluids.

The same P-T-conditions (same chemistry and melting & homog. Temp.) could be derived from FI in quartz from the Salaaser Kopf (Idalpe) for the late metamorphic evolution of the Fimber unit.

The reconstructed metamorphic evolution of the Piz Mundin area shows all signs of a very cool pressure-dominated subduction-related metamorphism. The reconstructed P-T path is similar to the well known ones of Crete and the San Franciscan complex.

The metamorphic overprint of the penninic units was dated using different geochronological methods:

It was tried to date carpholite using the Sm-Nd-method. Unfortunately the spread of the mineral concentrate was too low to calculate a reasonable age.

The blue amphiboles were dated using the Ar-Ar-method, however resulted in Ar-excess-ages of no geological significance. Ar-ages range within ca. 30 and ca. 47 Ma within the Zone of Pfunds and show a complex pattern of regional distribution. It is interestingly to note, that all age spectras with plateau ages show older ages in the high-temperature-steps of the Ar-release diagram.

Rb-Sr dating of white mica from the bündnerschiefer and the tuffitic transistion member resulted in ages between 26 and 37 Ma. The metamorphic ages gained from the micas of the tuffitic transistion member may be correlated with the HP-event. Whole rock thin slab investigations of blueschists with the Rb-Sr-method did not allow to calculate age as spread of the different lithologies was too small.

Fission track dating gives us some information about the late exhumation and cooling stages of the penninic units. One sample from Piz Malmurainza resulted in 48 Ma for zircon, one sample from Nauders also in 48 Ma for zircon. Thus the FT-ages of zircon are older then micas dated with Ar-Ar. It can be concluded, that subduction and exhumation of the schistes lustrés was very fast.

In the presented paleogeographic reconstruction the Zone of Pfunds is located in the North penninic realm (Valais). The Brianconnais (Tasna nappe) is located south of the Zone of Pfunds. Based on stratigraphic and sedimentological arguments the Rhenodanubic realm is located N of the Zone of Pfunds. Its detrital input mainly is originating from the W and N. Because of stratigraphic, sedimentological and tectonic arguments the Glocker nappe of the Tauern window is also located within the North penninic realm. A middle penninic realm (Brianconnais) does not outcrop or did not exist in the Tauern realm. The paleogeographic position of the Rhenodanubic realm in the Tauern section is not clear at the moment.

Inhaltsverzeichnis

1.) Geographischer und geologischer Überblick	20
2.) Die Gesteinsserien:	
A.) Das Penninikum des Unterengadiner Fensters	
A.1.) Zone von Pfunds	26
Ophiolithe	
Massive Basalte / Diabase	
Pillow Basalte	
Hyaloklastite	
Basische Sills	
Grünschiefer/Blauschiefer	
Klüfte der Ophiolithe	
Ruina Cotschna Gesteine (MOR-Kataklasite?)	
Ophikarbonate	
Sedimente	
Graue Bündnerschiefer	
Radiolarit	
Tuffite - Tuffitic transition member	
Neokomschiefer	
Tristelformation	
Gault Formation	
Fuorcla d'Alp Formation	
Malmurainza Abfolge – Bunte Bündnerschiefer	
A.2.) Tasnadecke	47
Grundgebirge:	
Ultramafitit	
Lherzolith	
Ultramafisches Kumulat	
retrograder Granatperidotit & Pyroxenit	
Rodingit	
Diskordanter Basaltgang	
Ophikarbonate	
Gabbroide	
Tasnagranit	
Sedimente	
Trias	
Steinsberger Lias	
Tristelformation	
Gaultformation	

A.3.) Fimbereinheit	59
B.) Das oberostalpine Stockwerk	
B.1.) Die Silvrettaecke mit Sedimentauflage	60
Grundgebirge	
Orthogneise	
Paragneise	
Sedimente	
B.2.) Die Ötztaldecke	61
Orthogneise	
Paragneise	
Sedimente	
3.) Petrologie/Geochemie der penninischen Gesteinsserien:	
Mikrosondenuntersuchungen und Geothermobarometrie	63
Theoretische Grundlagen und Analytik	
Daten	
Geothermobarometrie	
Interpretation	
Fluid inclusions und Geothermobarometrie	74
Theoretische Grundlagen und Analytik	
Daten	
Geothermobarometrie	
Interpretation	
Geochemie	87
Analytik	
Daten	
Interpretation	
Besondere Minerale – Carpholit und Axinit	95

4.) Geochronologie	
Allgemeines	98
Ar-Ar-Datierung	100
Grundlagen und Analytik	
Daten	
Interpretation	
Rb-Sr-Datierung	109
Grundlagen und Analytik	
Daten	
Interpretation	
Sm-Nd-Datierung	117
Grundlagen und Analytik	
Daten	
Interpretation	
Fission-Track-Datierung	120
Grundlagen und Analytik	
Daten	
Interpretation	
5.) Tektonik und Strukturen	123
6.) Exhumationsmodell für den Piz Mundin	136
7.) Bio-, Litho- und Sequenzstratigraphie der Bündnerschiefer	140
Grundlagen der Biostratigraphie und Sequenzstratigraphie	
8.) Vergleich Engadin – Tauern – Prättigau	146
Kleine Geologie des Prättigauhalbfensters	
Profile im Prättigau-Halbfenster	
Kleine Geologie des Tauernfensters	
Profile im Tauernfenster	
Bio-, Litho- und sequenzstratigraphische Korrelation	
9.) Geodynamik und paläogeographischer Werdegang	161
10.) Das Quartär	166
11.) Literatur	172

12.) Anhang:

1.) Probenverzeichnis	195
2.) Rohdaten Petrologie	200
3.) Rohdaten Geochemie	235
4.) Rohdaten Geochronologie	238

Lebenslauf

13.) Beilagen im Deckel:

Geologische Karte 1 : 10.000
Geologische Karte 1 : 25.000
Geologischer Profilschnitt 1 : 25.000

Band 2: Enthält alle Fototafeln zum Text (Dünnschliff-Fotos, Geländebilder, Mikrosondenbilder)

Abbildungsverzeichnis:

- Abb. 1: Lage des Arbeitsgebietes im Ostalpenorogen.
- Abb. 2: Topographische Übersicht des Arbeitsgebietes
- Abb. 3: Geologische Übersicht des Engadiner Fensters
- Abb. 4: Schichtfolge der Zone von Pfunds am Piz Mundin
- Abb. 5: Gesteinsanschnitt von BE 64/00
- Abb. 6: Röntgendiffraktogramm von BE 10/00
- Abb. 7: Anschnitt von BE 32/02.
- Abb. 8: Basalt-Sedimentübergang mit "Tuffit" (BE 14/03)
- Abb. 9: Schematischer Aufbau des Tasna-Grundgebirges
- Abb. 10: Gesteinsanschnitt von BE 47/02
- Abb. 11: Gesteinsanschnitt von BE 7/03
- Abb. 12: Gesteinsanschnitt von BE 71/01
- Abb. 13: Analysendaten der Klinopyroxene
- Abb. 14: Analysendaten aller Alkalamphibole
- Abb. 15: Analysendaten aller gemessenen Amphibolränder
- Abb. 16: Analysendaten aller Epidot/Clinozoisit-Analysen
- Abb. 17: Analysendaten der Glimmer und Chlorite
- Abb. 18: Klinopyroxenzusammensetzung ausgewählter Ultramafitite der Ostalpen
- Abb. 19: Schematischer Aufbau des LINKAM THM 600 Kühl-Heiztisches
- Abb. 20: Technik der FI-Bestimmung mittels Heizen und Kühlen (Götzinger unpubl.)
- Abb. 21: Homogenisierungstemperatur – Dichte Diagramm für H₂O
- Abb. 22: Druck-Temperatur-Dichte-Diagramm für H₂O-Fluide
- Abb. 23: Diagramm NaCl-Gehalt im Fluid – Gefrierpunktniedrigung Fluid
- Abb. 24: Darstellung der verschiedenen FI-typen innerhalb eines Kristalls
- Abb. 25: Zusammengesetztes Bild der FI-Platte BE 47/00-1
- Abb. 26: Ausgewertetes T-V-Diagramm
- Abb. 27: Ausgewertete FI-Untersuchungen im System H₂O
- Abb. 28: P-T-Bedingungen für den späten Exhumationspfad ermittelt mit FI
- Abb. 29: Zonierung eines Pillows nach HEUGEL (1982).
- Abb. 30: Lageskizze zum Ultramafitit von Nauders-Riatsch. Kartierstand 2002.
- Abb. 31: Al₂O₃-x_{Mg}-Diagramm von Gesamtgesteinsanalysendaten aus Nauders
- Abb. 32: Al₂O₃-x_{Mg}-Diagramm von Ultramafititen der Ostalpen
- Abb. 33: SEE-Verlauf von 2 Proben aus dem Ultramafititkörper von Nauders
- Abb. 34: SEE-Verlauf von Proben aus verschiedenen Ultramafititen der Ostalpen.
- Abb. 35: Ti-Zr-Y-Diagramm von Gesamtgesteinsanalysendaten aus Nauders
- Abb. 36: Röntgendiffraktogramm von Carpholit
- Abb. 37: Röntgendiffraktogramm von Mn-Axinit
- Abb. 38: Schließungstemperaturen verschiedener geochronologischer Systeme
- Abb. 39: Ar-Diagramm von BE 51/97
- Abb. 40: Ar-Diagramm von BE 6/98
- Abb. 41: Ar-Diagramm von BE 62/00
- Abb. 42: Ar-Diagramm von BE 15/99
- Abb. 43: Ar-Diagramm von BE 43/97
- Abb. 44: Ar-Diagramm von BE 39/97
- Abb. 45: Ar-Diagramm von BE 35/97
- Abb. 46: Ar-Diagramm von WAP 4134
- Abb. 47: Ar-Diagramm von BE 5/02
- Abb. 48: NW – SE verlaufendes Profil mit Ar-Meßpkt. durch das Engadiner Fenster
- Abb. 49: Gesteinsanschnitt von BE 62/00
- Abb. 50: Datenpunkte im Sr/Sr-Rb/Sr-Diagramm von BE 62/00

- Abb. 51: Rb-Sr-Mineralisochrone von BE 15/99.
- Abb. 52: Kluff normal zur Schieferung in Basalt vom Piz Mundin
- Abb. 53: Datenpunkte von BE 47/00 im Rb-Sr-System
- Abb. 54: 3 Mineralisochronen der Probe BE 51/97.
- Abb. 55: Rb-Sr-Isochrone des Eklogits BT 7/00 vom Steinsteig (Frosnitz, Matri i. O)
- Abb. 56: Sm-Nd-Mineralisochrone an 2 verschiedenen behandelten Carpholiten einer Probe (BE 31/00)
- Abb. 57: Sm-Nd-Mineralisochrone an Carpholit, gemessen mit MAT Triton MS.
- Abb. 58: Fission Track Diagramm von Probe BE 3/98 (Piz Malmurainza)
- Abb. 59: Fission Track Diagramm von Probe BE 80/01 (Grenzstein 48, Nauders)
- Abb. 60: Dichteverteilung der gemessenen Schieferungsflächen im Arbeitsgebiet
- Abb. 61: Dichteverteilung der Lineation der s-Flächen
- Abb. 62: Dichteverteilung aller F1-Faltenachsen
- Abb. 63: Dichteverteilung aller F2-Faltenachsen
- Abb. 64: Dichteverteilung der Faltenachsen (F1, F2 und Fc_{ren})
- Abb. 65: Geologische Karte des Piz Mundins mit Profil-Linien. M = 1 : 50.000
- Abb. 66: Vereinfachtes Modell der Mundin-Großfalte
- Abb. 67: Lagenkugeldiagramm der Extensionsspalten
- Abb. 68: Tektonische Karte des Piz Lad-Gebietes.
- Abb. 69: Ansicht des Piz Lad von NE (n. TORRICELLI 1956).
- Abb. 70: Exhumationspfad der Gesteine des Piz Mundins mit Definition der UCHP
- Abb. 71: Interpretiertes Geophysikprofil durch das Engadiner Fenster nach HITZ
- Abb. 72: Zeitdauer von Zyklen (aus MIALI 1997).
- Abb. 73: Geo-Biosystem-Interaktion auf dem Planeten Erde
- Abb. 74: Zusammenstellung der zeitlichen Zusammenhänge von Meeresspiegelschwankungen
- Abb. 75: Entwicklung der großen Planktonforaminiferengruppen während der Kreide.
- Abb. 76: Tektonische Skizze der Westalpen-Ostalpengrenze im Bereich des Prättigau-Halbfensters nach WEH 1998
- Abb. 77: Stratigraphie des Prättigau-Flysches nach NÄNNY 1948
- Abb. 78: Stratigraphische Korrelation im N-Penninikum des Prättigau-Querschnittes nach STEINMANN (1994).
- Abb. 79: Profil Plattadecke (Dietrich 1969) und Profil Silser See (Phillip 1982).
- Abb. 80: Geologischer Aufbau des Tauernfensters im Bereich der Glockner-Hochalpenstraße – verändert nach HÖCK
- Abb. 81: Schichtfolge der Glocknerdecke im Bereich Schaflerloch
- Abb. 82: Interpretiertes geophysikalisches Profil Prättigau – UEF
- Abb. 83: Schichtenkorrelation Engadin - Tauernfenster
- Abb. 84: Schichtfolgenkorrelation
- Abb. 85: Exhumationsmodell für die Nauderer Ultramafitite
- Abb. 86: Paläogeographisches Profil durch das Penninikum
- Abb. 87: Situation im Untereozän
- Abb. 88: Situation im Unteroligozän
- Abb. 89: Geologisches Profil durch das Engadiner Fenster
- Abb. 90: Stabilitätsanalyse mittels Lagenkugeldiagramm
- Abb. 91: Aufschluss Martina – Kirchbach (aus SCHLUSCHE & BERTLE 2004)
- Abb. 92: Profil durch die Plattamala (SCHLUSCHE unveröffentl.)

Vorwort:

Nachfolgend meiner Diplomarbeit war es für mich nur naheliegend, die geologische Erforschung des Unterengadiner Fensters weiter voranzutreiben, besonders durch Anwendung der heute nur noch wenig erlernten Methode der geologisch-geotechnisch-mikropaläontologischen Geländekartierung. Nachdem im Zuge der Diplomarbeit das Gebiet der Alp Trida in der Melangezone der Fimbereinheit das erste Mal seit HAMMER (1923) neu aufgenommen wurde, wurde im Zuge der Dissertation das Arbeitsgebiet in die südlich anschließenden Gebiete des Fensterkerns verlegt, wo ebenfalls seit HAMMER nicht mehr genau detailliert worden war. Das Hauptziel der Dissertation stellte daher die geologische Kartierung dar, die in einer Kompilation des Blattes 171 Nauders gipfeln sollte. Sämtliche petrologischen, mikropaläontologischen und geochronologischen Ergebnisse stellen daher nur willkommene Nebeneffekte der angewendeten Kartiertechnik dar. Die Arbeit wurde von folgenden Personen/Institutionen unterstützt bzw. ermöglicht:

Meine Familie finanzierte mir über mehrere Jahre meine Aufenthalte im Gelände und die Studien in Wien – auch in jenen Zeiten, in denen keine Forschungsförderung zur Verfügung stand, was nicht selbstverständlich ist. Die Ferienpraxis daheim ermöglichte mir die Finanzierung meiner Indien-Ausflüge für vergleichende Studien. Für die bedingungslose Unterstützung möchte ich meine Dankbarkeit aussprechen.

Univ. Prof. Dr. Wolfgang Frank (Fränki) übernahm die Hauptbetreuung dieser Arbeit für 2 Jahre und leitete das Projekt, in dessen Rahmen diese Arbeit vollendet wurde. Er war bereit, mich auf 2 unvergessliche Expeditionen nach Indien in den Lesser Himalaya und nach Rajasthan mitzunehmen, aus denen unter anderem die Entdeckung voralpiner Deckenüberschiebungen im Himalaya-Orogen resultierten. Ich möchte ihm für 6 Jahre hervorragender Zusammenarbeit und Betreuung ganz herzlich danken.

Univ. Prof. Dr. Urs Klötzli führte die Betreuung von Fränki fort. Urs war in schwierigen Zeiten in denen ich fast das Handtuch warf, zur Stelle und hat sich um mich gekümmert und mich zum Weitermachen motiviert. Ich möchte ihm besonders dafür danken.

Die petrologischen Arbeiten wurden von Univ. Prof. Dr. Friedrich Koller unterstützt. Für seine Förderung und sein Interesse an den Arbeiten im Engadin, beginnend mit der Diplomarbeit, sei herzlich gedankt. Die petrologischen Ergebnisse wären ohne seine große Fachkenntnis nicht möglich gewesen.

Unzählige Diskussionen und Plauderstunden mit den Bewohnern des Raumes 2A 450 (Ing. Monika Jelenc & Dr. Ralf Schuster) sowie Franz Biedermann halfen auch über schwierige Zeiten hinweg. Die empfangene Freundschaft sei herzlich bedankt.

Meinem Zimmerkollegen Dr. Tesfaye Kebede danke für viele Diskussionen (auch über die banalsten Dinge). Die Atmosphäre im Diplomandenzimmer 6 (es gab zwar die letzten 3 Jahre dort keine Diplomstudenten mehr...) war stets von Lachen, gegenseitiger Hilfe bei Computerproblemen (lange Zeit PC des Jahrganges 1995) und hochgeistiger Arbeit geprägt.

Ass. Prof. Dr. Theo Ntaflos führte mich in die Arbeit mit der Mikrosonde ein und stand bei den unzähligen Problemen am Beginn der Sondenarbeit mit Rat und Tat zur Seite.

Prof. Dr. Michael Götzinger vom mineralogischen Institut unterstützte meine Fluid inclusion Untersuchungen, Prof. Dr. Eugen Libowitzky die Arbeiten mit der Raman-Spektroskopie, Prof. Dr. Anton Beran untersuchte die Feldspäte aus BE 47/00.

Mit Dr. Gerhard Pestal verbrachte ich unvergessliche Exkursionstage im Tauernfenster. Sein großes Wissen über die Tauern war von unschätzbbarer Hilfe. Ich möchte ihm für seine Freundschaft herzlich danken. Er vermittelte auch die Kontakte zu Prof. Marcel Lemoine (Marly le-Roi, Frankreich), dem wir auf mehreren Exkursionen die Eigenheiten des Penninikums in den Ostalpen nahe bringen konnten/durften.

Mein väterlicher Freund Dr. Rudolf Oberhauser erweckte mein Interesse für das Engadiner Fenster. Er führte mich, zusammen mit meinem Vater, in die Technik des multidisziplinären Denkens ein, das für die Arbeit in diesem komplexen Abschnitt der Ostalpen von eminenter Bedeutung ist. In mikropaläontologischen und paläogeographischen Fragen war er immer der erste Ansprechpartner. Für sein Vertrauen in meine wissenschaftlichen Fähigkeiten und unzählige Diskussionen möchte ich ihm herzlich danken.

Univ. Prof. Dr. Martin Thöni und Univ. Prof. Dr. Bernhard Grasemann waren immer zu Diskussionen bereit. Prof. Thöni unternahm den Versuch Carpholit, mittels Sm-Nd-Methode zu datieren, wofür herzlich gedankt sei.

Univ. Prof. Dr. Christine Miller (Innsbruck) untersuchte mir Eklogite aus dem Tauernfenster mit der Mikrosonde. Für die rasche Bearbeitung möchte ich herzlich danken.

Univ. Prof. Dr. Michèle Caron (Fribourg, Schweiz) lud mich in die Schweiz ein, wo sie mich in der Bestimmung des Kreide-Planktons unterrichtete.

Dem Laboranten des geologischen Instituts, Herrn Anton Hammermüller, verdanke ich (zu?)viele exzellente Dünnschliffe.

Der Österreichische Forschungsfonds FWF unterstützte die Arbeiten mit dem Projekt P. 15278 „Bündnerschieferakkretion in den Westlichen Ostalpen“, wofür herzlich gedankt sei.

Die Geologische Bundesanstalt Wien unterstützte meine Arbeiten durch mehrjährige Zeichenaufträge, in deren Folge das ÖK Blatt 171 Nauders zu großen Teilen angefertigt werden konnte. Für das Vertrauen in meine Arbeit und die Bereitstellung finanzieller Mittel möchte ich danken.

Die Gemeinden Tschlin, Nauders und Pfunds stellten mir unentgeltlich die Fahrgenehmigungen für Forststraßen aus. Herrn Helmut Kern (Pfunds, Österreichische Bundesforste) danke ich für die Fahrgenehmigungen ins Radurschltal. Er organisierte mir auch einen Radlader, um mein Auto in der hintersten Nauderer Tschey aus dem Sumpf zu ziehen, in den es spätabends Mitte Oktober geplumpst war.....

All jene, die nicht explizit erwähnt worden sind, mögen mir meine Vergeßlichkeit verzeihen.

1.) Geographischer, Geologischer und Historischer Überblick:

Geographie der Arbeitsgebiete:

Im Rahmen dieser Dissertation wurde ein Zentralteil des Unterengadiner Fensters neu bearbeitet. Das Unterengadiner Fenster (kurz UEF) erstreckt sich von Prutz im Osten (Tirol/Österreich) bis nach Guarda im Westen (Graubünden/Schweiz). Es hat somit eine maximale E-W-Erstreckung von ca. 55 km. Auf dieser Länge wird es vom En (Inn) von W nach E durchflossen. Die maximale N-S-Länge beträgt ca. 17 km und zwar vom Gebiet Idalpe (S Ischgl) im N nach Nauders im S.

Im Rahmen dieser Dissertation wurde das Gebiet um den Piz Mundin im Maßstab 1 : 10.000 neu aufgenommen (engeres Arbeitsgebiet), im Maßstab 1 : 25.000 wurden weitere angrenzende Gebiete (weiteres Arbeitsgebiet) neu kartiert.

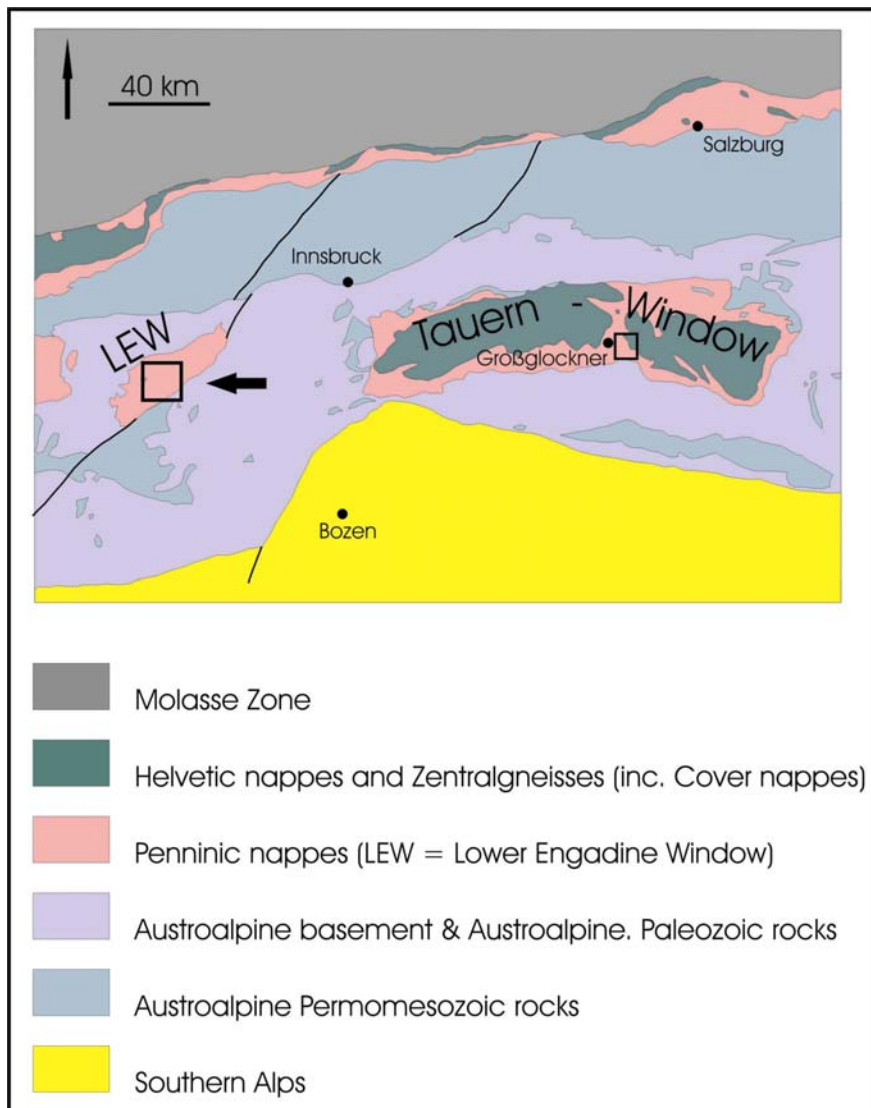


Abb. 1: Lage des Arbeitsgebietes im Ostalpenorogen (Unterengadiner Fenster = LEW, durch Pfeil markiert).

Das **engere Arbeitsgebiet** wird im Osten durch die Flussläufe des Stillebachs zwischen dem Reschenpass und dem Inn und des Schalklbachs zwischen dem Inn und Spiss gebildet. Der Schalklbach ist auch die N-Grenze des engeren Arbeitsgebietes zwischen Spiss und Samnaun-Laret. Die W-Grenze verläuft entlang der Linie Samnaun-Laret – Pizzet – Mutler – Val Gronda – Strada – Seraplana – Raschvella. Die Südgrenze wird durch die Linie Raschvella – Piz Lad – Reschenpass gebildet (siehe Abb. 1). Der tiefste Punkt des Arbeitsgebietes liegt am Inn auf einer Höhe von ca. 980 m, der höchste Punkt wird durch den Mutler mit einer Höhe von 3294 m repräsentiert – der maximale Höhenunterschied beträgt somit ca. 2300 hm. Vom Gipfel des Piz Alpetta fallen die Bündnerschieferhänge gleichmäßig mit ca. 45° Steilheit ungefähr 1950 Hm ohne Unterbrechung ab. Es kann mit gutem Gewissen behauptet werden, dass in den 4 Sommern der Geländeaufnahme dieser Dissertation ein paar 100.000 Höhenmeter zurückgelegt wurden.

Im **weiteren Arbeitsgebiet** (= ÖK-Blatt 171 Nauders) wurden die folgenden Gebiete neu aufgenommen (siehe Abb. 1):

- Teile der Fließer Stieralm – Zanderswiesen (Engadiner Fenster)
- Im Gebiet der Pfundser Ochsenbergalm (N Pfunds) das Areal Prais – Rotspitz – Kobler Alm – Pfunds Wand (Engadiner Fenster)
- Kobler Bergwiesen – Hinterkobl (Engadiner Fenster)
- N-Hänge des Kammes Pfunds – Schmalzkopf – Fort Finstermünz (Engadiner Fenster)
- Gesamte W-Seite der Nauderer Tschey zwischen Saderer Alm und Gueser Kopf (Engadiner Fenster, v.a. Ötztalkristallin)
- Labauner Alm – Schmalzkopf – Bazaller (Engadiner Fenster)
- Das Gamortal (Engadiner Fenster und Ötztalkristallin)
- Piengalm – Tscheyegg – Schartlkopf (Ötztalkristallin)

In Summe wurden in 15 Wochen ca. 100 km² auf M 1 : 10.000 und ca. 150 km² auf M 1 : 25.000 neu kartiert.

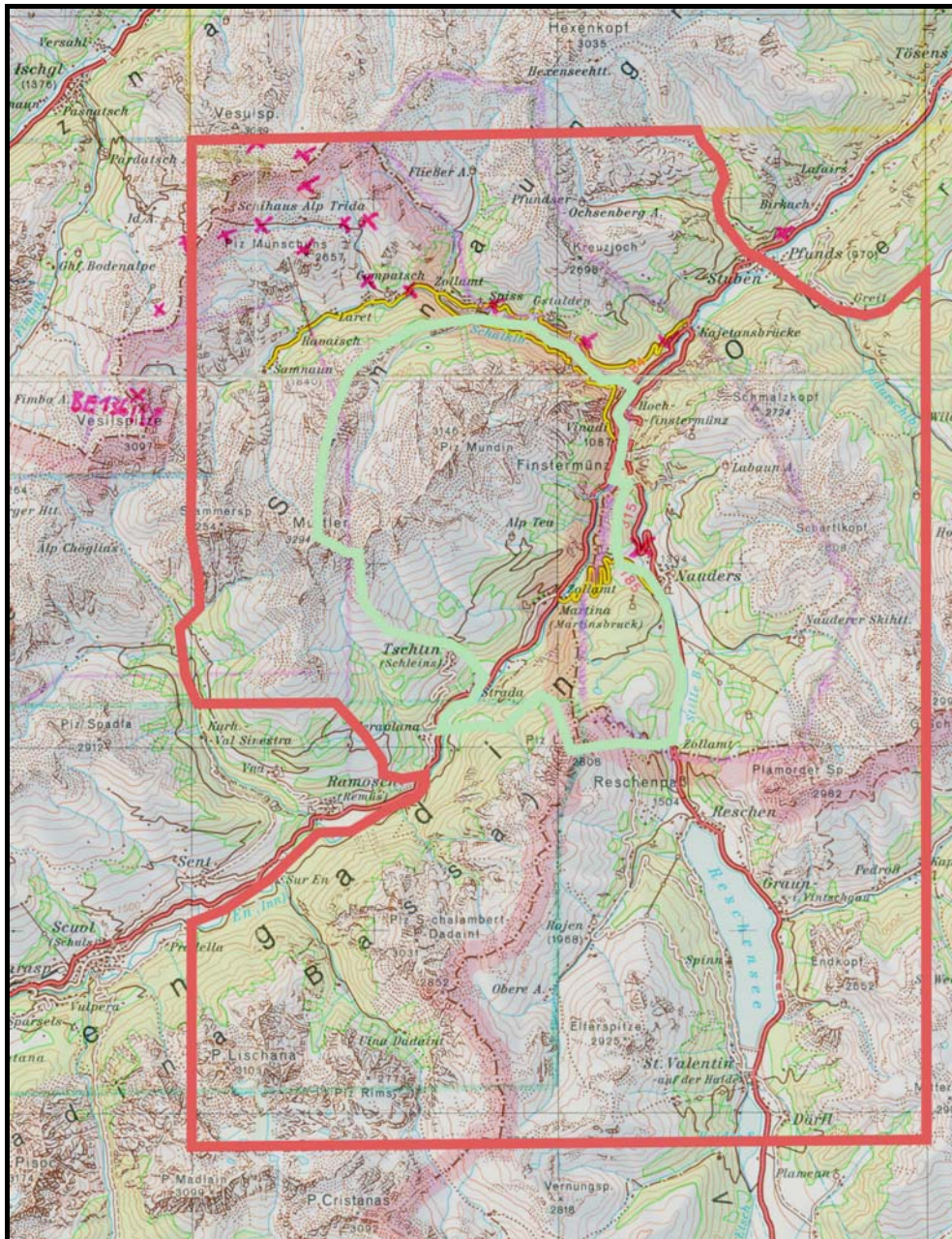


Abb.2: Topographische Übersicht des engeren (türkiser Umriß) und weiteren Arbeitsgebietes (rote Umgrenzung). Seitenkante parallel N-Richtung, Maßstab ca. 1 : 200.000

Geologischer Überblick:

Im Unterengadiner Fenster treten jene penninischen Einheiten wieder zu Tage, die ca. 15 km weiter im W unter die ostalpine Silvrettadecke abtauchen (TERMIER 1904). Weiter im E finden sich die penninischen Einheiten dann wieder im ca. 30 km entfernten Tauernfenster. Sowohl im W wie im E wird der Fensterrahmen durch die ostalpinen Decken gebildet.

Das Unterengadiner Fenster (im folgenden kurz Engadiner Fenster oder UEF) wird im N und SW von der oberostalpinen Silvrettadecke, im E und SE von der oberostalpinen Ötztaldecke umrahmt. Im Fenster selbst kommen die penninischen Einheiten (vom tektonisch Hangenden zum Liegenden) in Form der Fimbereinheit, Tasnadecke und der Zone von Pfunds zu Tage. Diese drei Decken können an Hand ihrer Schichtfolgen und tektonischen Stellung dem Süd-, Mittel- und Nord-Penninikum (TRÜMPY 1972, OBERHAUSER 1995, BERTLE 1999) zugeordnet werden.

Die Fimbereinheit stellt eine Melangezone dar, die sowohl durch kontinentale Gesteine (Granitschollen, Plattformkarbonate, etc., vgl. dazu CADISCH et al. 1968, FUCHS & OBERHAUSER 1990, BERTLE 2000) als auch durch Ophiolithreste (Ultramafitite, Gabbros, Pillowbasalte etc., vgl. dazu KOLLER & HÖCK 1990, BERTLE 2000) gebildet wird.

Die Tasnadecke stellt einen Rest eines Mikrokontinentes (Briançonnais) dar. Sie wird durch ein meist saures Grundgebirge (Tasnagranit) mit seiner phanerozoischen Sedimentauflage charakterisiert. Erst vor kurzem wurde ihr ein Ultramafitkörper angegliedert (FLORINETH & FROITZHEIM 1994), der in Form einer erhaltenen – ungestörten – Krusten-Mantel-Grenze an die saure Kruste grenzt.

Die Zone von Pfunds ist durch ihre ozeanische Herkunft gekennzeichnet: Ophiolithreste (Pillows, Basalte, etc., keine Gabbros und Ultramafitite) und deren sedimentäre Überlagerung.

Im Gegensatz zu den oberostalpinen Decken, deren Metamorphosen vorwiegend in vortertiärer Zeit stattfanden (THÖNI 1982, SCHUSTER et al. 2001) ist die metamorphe Prägung des Engadiner Fensters ins Tertiär eingestuft (THÖNI 1982, BERTLE 2000). Die Metamorphose des Engadiner Fensters ist in der Zone von Pfunds durch eine frühere blauschieferfazielle Paragenese mit Carpholit und Phengit bzw. jadeitischem Pyroxen, Alkali amphibol und Aragonit und einer darauf folgenden jüngeren grünschieferfaziellen Überprägung gekennzeichnet. In den höheren Decken des Engadiner Fensters ist die grünschieferfazielle Metamorphose ebenfalls nachgewiesen, in der Fimberzone scheinen sich auch Reste einer früheren blauschieferfaziellen Metamorphose zu finden (HELPER 1990 – Crossit in Basalt, KOLLER unpubl. – Hoch-Si-Phengit in Gabbro).

Im engeren Arbeitsgebiet wurden nur Teile der Zone von Pfunds und der Tasnadecke (siehe Abb. 2) als Einheiten des Engadiner Fensters sowie die Silvretta- und die Ötztaldecke als Einheiten des Oberostalpins bearbeitet.

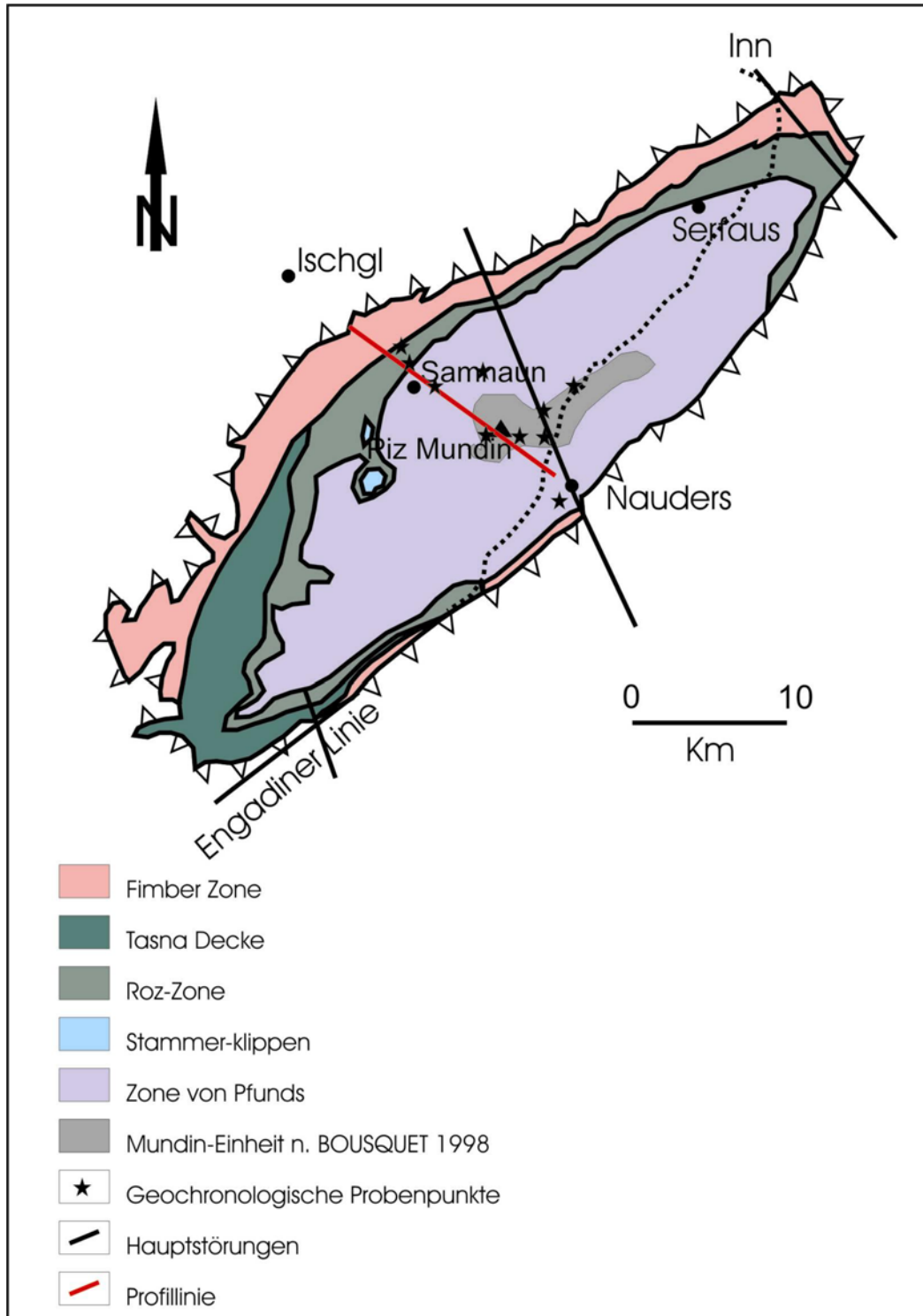


Abb. 3: Tektonischer Aufbau des Engadiner Fensters. Es wurde noch die Mundin-Einheit von der Zone von Pfunds abgetrennt, um die Verbreitung von Carpholit nach Bousquet (1998) zu demonstrieren. Schwarz = Tektonische Lineamente, rot = ungefährender Verlauf Profil.

Historischer Überblick:

Eine genaue Dokumentation der Erforschungsgeschichte des Unterengadiner Fensters bis Anfang der 50-er Jahre des letzten Jahrhunderts findet sich in MEDWENITSCH (1954). Weitere Hinweise finden sich in UCIK (1966), THUM (1966) und BERTLE (2000). Einige wichtige Daten, das engere Arbeitsgebiet betreffend, seien trotzdem angeführt:

- HAMMER 1923: Publikation des Blattes Nauders – letzte Kartierung des gesamten Arbeitsgebietes
- Van LOON 1960: Kartierung, v.a. aber Geochemie der Gesteine des Gebietes westlich Nauders bis Plattamala
- THUM 1966: Kartierung des Gebietes zwischen Staatsgrenze im W und Saderer Joch im E
- HEUGEL 1975: Kartierung des Mundin-Ophiolits (nur der Basalte und eingeschalteten Sedimente)
- LEIMSER 1977: Petrologische Bearbeitung der Basalte im österreichischen Anteil
- HEUGEL 1982: Geochemische Untersuchungen an den Pillows des Mundin
- GOFFE & OBERHÄNSLI 1992: Erstbeschreibung von Carpholit aus den Bündnerschiefern der Zone von Pfunds aus dem Gebiet der Alp Tea
- BOUSQUET 1998: Petrologie der Sedimente und Strukturgeologie des Gebietes Pfunds – Piz Mundin

2.) Die Gesteinsserien

A.) Das Penninikum des Unterengadiner Fensters

A.1.) Das Fensterinnerste – Zone von Pfunds

Die Zone von Pfunds bildet den Kern des Engadiner Fensters und wird zum weitaus größten Teil von Bündnerschiefern aufgebaut, die im Zuge der Orogenese zum Engadiner Gewölbe (MATTMÜLLER 1996) aufgefaltet wurden. Die Bündnerschiefer wurden in der Vergangenheit mehrheitlich als Graue Bündnerschiefer kartiert. Von HAMMER wurden jedoch die Grauen Bündnerschiefer als Abkömmlinge der Bunten Bündnerschiefer interpretiert. Die Schichtmächtigkeit wurde in früheren Zeiten (z.B. UCİK 1966) weit überschätzt und mit bis zu 2000 m Mächtigkeit angegeben. Es war daher eines der Hauptziele dieser Arbeit, eine Stratigraphie der Bündnerschiefer des Fensterinnersten zu entwickeln, um einerseits realistische Angaben über die Schichtmächtigkeit, andererseits verlässliche Angaben über den Altersumfang zu geben. Die Sedimente der Zone von Pfunds umfassen den Zeitraum fraglicher oberster Jura bis fragliches Alttertiär (siehe Kapitel 8, sowie BERTLE 2000):

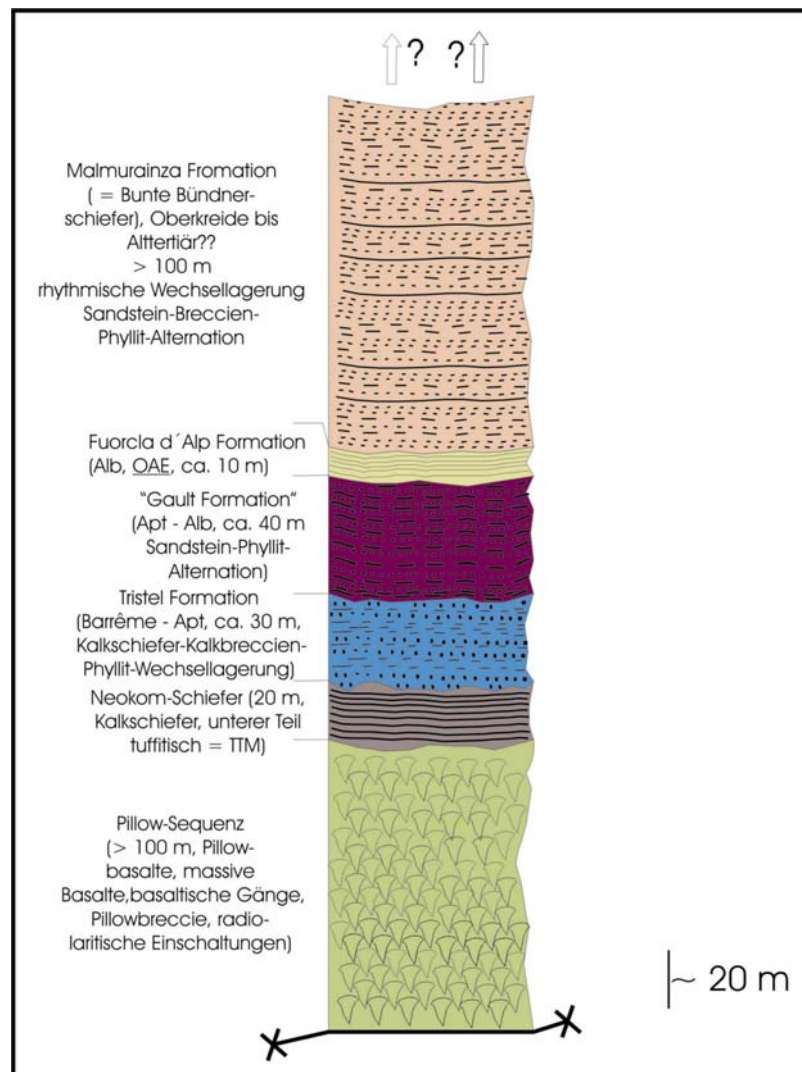


Abb. 4: Schichtfolge der Zone von Pfunds im Gipfelbereich des Piz Mundins, ermittelt während der Kartierung des Gebietes durch den Autor.

Vulkanite und Intrusiva:

Die Beschreibung der Vulkanite des Piz Mundins wird absichtlich in kurzer Form wiedergegeben, da von HEUGEL (1975) eine genaue Petrographie der Vulkanite und deren Abkömmlingen vorliegt. Dies gilt nicht für die Blauschiefer, die daher detailliert beschreiben werden.

Gabbros und Ultramafitite (Tafel 43):

Ultramafitite konnten in der Zone von Pfunds neu beim Fort Finstermünz gefunden werden. Es handelt sich hier um das einzige bekannte Vorkommen innerhalb der Zone von Pfunds, außerhalb des Untersuchungsgebietes sind keine weiteren Vorkommen bekannt. Auch Gabbros konnten nur in wenigen Aufschlüssen gefunden werden, die 2 bekannten Vorkommen beschränken sich auf den Bereich zwischen Hohegg und der Staatsgrenze (SW Nauders). Diese beiden Vorkommen sind, wie die Kartierung zeigt, direkt mit dem Metabasaltzug des Kleinmutzkopfes vergesellschaftet, es finden sich jedoch in unmittelbarer Umgebung dazu auch Relikte der Tasnadecke s.str., sodass – vom Geländebefund her – keine eindeutige Zuordnung zu einer tektonischen Einheit möglich ist. Bemerkenswert ist, dass Dünnschliffe aus dem westlichen Vorkommen noch Relikte von Stilpnomelan – oft verwachsen mit Chlorit – zeigen. Es könnte dies als ein Hinweis auf eine HP-metamorphe Überprägung dieses Gabbro- (und Grünschiefer?-) vorkommens sein (siehe auch Kapitel Metamorphose).

Dünnschliffe:
BE19/02

Basalte und deren Abkömmlinge:

Metabasalte und mit ihnen Verwandte treten im Untersuchungsgebiet vor allem in Form des Mundinstockes auf, in schmalen Lagen auch am Südrand in der Umgebung von Nauders. Im Gelände können verschiedene Typen unterschieden werden, die aber alle Zeichen einer metamorphen Überprägung zeigen. Eine detaillierte Untergliederung gibt HEUGEL (1975) wieder. Diese erscheint mir jedoch kartierungstechnisch nicht anwendbar. Es wurde daher seine Unterteilung etwas vereinfacht.

Massive Basalte / Diabase (Tafeln 12, 13 und 44-51):

Massive Basalte zeichnen sich im Gelände durch ihre im Vergleich zu den umgebenden Gesteinen geringere Intensität der Schieferung aus. Damit verbunden ist auch meist die Erhaltung primärer Kristallisationsgefüge (ophitisch bis subophitisch, manchmal makroskopisch an Gabbros erinnernd). Trotzdem kann man auch in diesen Gesteinen Relikte der HP-LT-Metamorphose (s.u.) finden, wenn auch wesentlich schwieriger als in alterierten Basalten und Hyaloklastiten. Dies ist darauf zurückzuführen, dass durch das massige Gefüge dieser Gesteine der Fluiddurchsatz während der Metamorphose stark reduziert und damit die Reaktionskinematik gebremst werden. Primärpyroxene (Augit – Diopsid) sind noch in Relikten erhalten und unterscheiden sich wesentlich von den alpinen HP-pyroxenen (Alkalipyroxen). Die magmatische Herkunft dieser älteren Pyroxene wird auch durch

Überwachungen von Alkalamphibol angezeigt. Alpine HP-pyroxene konnten mikroskopisch als Anwachssäume nicht gefunden werden.

BE 54/00 kann als typischer Vertreter der porphyrischen Basalte gewertet werden. Im Handstück sind die primären Pyroxene noch gut erkennbar. Im Dünnschliff sind alle primär-magmatischen Pyroxene zerbrochen, die neu entstanden Zwischenräume sind von grünem und blauem Amphibol (mit für Glaukophan typisch violetter Farbe), Quarz, Plagioklas und Chlorit in wechselnden Mengen gefüllt. Die Matrix ist rekristallisiert zu einem Gemenge aus Feldspat, Quarz, Chlorit, Pumpellyit, Epidot/Clinozoisit und grünem Amphibol. Das Gestein zeigt ein Schieferungsgefüge, wobei Titanit schlierenartig in der Schieferung auftritt.

BE 85/01 zeigt einen ähnlichen Mineralbestand wie BE 54/00, Glaukophan ist jedoch frisch nicht erhalten und kann nur in wenigen Körnern vermutet werden. Das Gestein ist zudem wesentlich stärker geschiefert, sodass die Pyroxene als Klaster in einer Matrix schwimmen. Lange, in der Schieferung liegende Amphibole wachsen in den Druckschatten der Pyroxenklaster.

BE 77/01 ist ebenfalls sehr ähnlich wie BE 54/00, jedoch weniger deformiert. Reliktischer primärer Plagioklas ist daher noch gut erkennbar, jedoch meist in eine Pseudomorphose aus Albit, Quarz, Chlorit, Epidot/Clinozoisit, Amphibol und Pumpellyit umgewandelt. Die magmatischen Pyroxene sind zerbrochen, zeigen aber oft noch magmatische Verwachsungsstrukturen mit Plagioklas, dessen Korngrenzen jedoch durch die Umwandlung zackig-skelettal sind.

BE 32/01 erinnert gefügemäßig stark an BE 77/01, die magmatischen Feldspäte sind jedoch wesentlich stärker zu einem Pumpellyit-Chlorit-Amphibol-Gemenge umgewandelt (Saussuritisierung). Die primären Pyroxene sind stark zerbrochen, außerdem fast alle von feinen Amphibolnadeln überwachsen.

BE 10/03 zeigt einen schon relativ stark deformierten porphyrischen Basalt mit deutlich ausgeprägter Schieferung. Sämtliche primären, braungefärbten Klinopyroxen sind zerbrochen und/oder zeigen metamorphe Überwachungen von (sehr selten) grünem Pyroxen und ebenfalls seltenem blauem Amphibol. Titanitschlieren sind häufig zu beobachten.

BE 25/03 stammt aus einem Basalt, der Gasblasen besaß. Das Gefüge wird von primären Pyroxenen, die eine mittelkörnige Matrix bilden, dominiert. In dieser Matrix schwimmen reliktsche porphyrische Feldspäte, die zu einem sehr feinkörnigen Mineralgemenge abgebaut wurden. Frühere Vakuolen sind mit Chlorit gefüllt. Fast alle primären Pyroxene sind durch scherende Deformation zerbrochen. Der metamorphe Mineralbestand (Rekristallisierte Basaltgrundmasse und abgebaute Feldspäte) wird durch Pumpellyit, Chlorit, Amphibol, Epidot/Clinozoisit sowie Albit und wenig Quarz dominiert.

Dünnschliffe:

BE 46/00, BE 54/00, BE 75/00, BE 82/00, BE 32/01, BE 37/01, BE 48/01, BE 50/01, BE 53/01, BE 60/01, BE 4/02, BE 43/00, BE 62/00, BE 64/00, BE 84/01, BE 77/01, BE 86/01, BE 10/03

Pillowbasalte (Tafeln 12,13)

Wie die Kartierung zeigt, ist der größte Teil des Mundin-Gipfelstockes von Pillowbasalten aufgebaut, die mehr oder weniger starke Deformation zeigen. Die Basalte gehen bei fortschreitender Deformation in Grünschiefer über, wobei oft noch sehr lange Pillowstrukturen erkennbar sind. Stellenweise konnte eine Längung von ca. 1 : 10 (d.h. statt 1 m Querschnitt nun 10 m Querschnitt, z. B. im obersten Val Saronna) festgestellt werden. Die meisten Aufschlüsse zeigen – dies ist schon

HEUGEL (1975) aufgefallen – (scheinbar) verkehrte Lagerung der Pillows, was in gewisser Weise in Widerspruch zu den Kartierungsbefunden (sedimentäre Kontakte zu aufrecht liegenden Sedimenten) steht. Geochemisch weisen die Pillows typische MORB-Signaturen auf, die jedoch – den Untersuchungen von HEUGEL (1982) zufolge – durch die alpine Metamorphose wenig verändert sind und noch die primäre chemische Zonierung der ozeanischen Abschreckung (siehe auch Kapitel Geochemie) zeigen, die sich besonders in der Zonierung von Si, Na, Fe und Mg bemerkbar macht.

Besonders schöne Pillowbasalte sind an folgenden Stellen sichtbar:

- Knapp N Piz Murtera P. 2580 m am Kontakt zu den Kalkschiefern
- SE von P. 3106 m auf h ~ 2800 m, dort eine schöne wurstelige Oberfläche bildend
- Im Bereich der Gipfelwand des Piz Mundins

Besonders im Bereich des zweiten der oben erwähnten Aufschlusses finden sich wunderschöne Pillowbasaltvorkommen. Die Pillows bilden dort einen Hang von ca. 40° Neigung, wobei die Kissenformen in ihrer Form herauswittern, sodass man auf den Kissen gehen kann. Dabei ist die enorme Längung der Kissen gut beobachtbar. Die Pillows zeigen – bedingt durch ihre rheologische Kompetenz – die Einwirkung der alpinen HP-Metamorphose wenig. Es sind nur stellenweise im Schlift einzelne Glaukophane beobachtbar. Je höher die Deformation – und damit verbunden der Fluiddurchsatz bei der alpinen Metamorphose, desto besser sind die Indexminerale der HP-LT-Metamorphose ausgebildet. So finden sich bei den Vorkommen von a.) Alkalamphibol, Alkalipyroxen, Stilpnomelan in den Basalten und zusätzlich Aragonit in den dort auftretenden Ophikarbonaten (s.u.).

Bezüglich Dünnschliffe sei vor allem auf die Arbeiten von HEUGEL (1975 und 1982) hingewiesen.

Hyaloklastite (Tafeln 51-55)

Hyaloklastite konnten im Anstehenden nicht gefunden werden, sie müssen jedoch vorhanden sein, konnten doch schöne Handstücke im Bereich des Gipfelschuttfeldes auf der S-Seite in h ~ 2900 m und in der Straßenböschung knapp N Motta Mundin gefunden werden (s.untenstehende Beschreibung). HEUGEL (1975) berichtet über weitere Vorkommen.

Die Klasten sind gut erkennbar, besonders durch die Farbzonierung vom Kern zum Rand (bedingt durch den Wechsel von nicht oxidiertem zu oxidiertem Eisen im Gestein). Die Deformation der Gesteine kommt durch eine Schieferung in der Matrix der Klasten und eine Längung der Klasten selbst zum Ausdruck. HP-Minerale sind häufig, bedingt durch die Feinkörnigkeit des Ausgangsproduktes steht eine große Reaktionsfläche zur Verfügung, die die Reaktionskinematik stark beschleunigt. Im Dünnschliff **BE 38/02** zeichnen farbloser Amphibol, Chlorit, Hellglimmer und Hämatit eine gewellte Foliation nach, die von z.T. prä-, vor allem aber syn- bis postdeformativen Epidot/Clinozoisit-Körnern überwachsen wird. Die Epidote/Clinozoisite zeigen oft einen pigmentierten Kern, der von einem unpigmentierten Rand überwachsen wird. Die Pigmentierung der Kerne zeichnet oft eine Prä-Hochdruck-Foliation nach. Sehr viele Epidot/Clinozoisit-Körner zeigen schöne Verzwilligung. Turmalin tritt häufig auf und ist in der Regel als postdeformative Phase einzustufen. In manchen Lagen ist er angehäuft anzutreffen.

Quarz- und Feldspatreiche Bereiche sind in der Regel auf hydrothermale Ereignisse (Fluiddurchsatz während spröde-duktiler Deformation) zurückzuführen.

BE 64/00 stellt einen Hyaloklastit mit perfekt erhaltener blauschieferfazieller Paragenese dar und wird daher im Kapitel Grünschiefer/Blauschiefer beschrieben.

Dünnschliffe:

BE 64/00, BE 38/02

Basische Sills

Basische Sills sind im Gelände äußerst selten beobachtbar, von HEUGEL (1975) wurden nur 2 Vorkommen genannt (Grat Piz Alpetta – Piz Mezdi und Magnüda della Bescha). Es wird daher auf seine Arbeit verwiesen.

Grünschiefer/Blauschiefer (Tafeln 52-63, 161, 165) :

Die Grünschiefer/Blauschiefer stellen die weitaus häufigste Untergruppe der Metabasalte dar. Übergänge zwischen den Gesteinen finden sich häufig und sind unscharf. 4 Hauptvorkommen sind zu nennen:

Mundin-Gipfelstock – dort vorkommend mit den anderen Metabasalttypen

Metabasaltzug Bazallerkopf N-Wand

Metabasaltzug Nauders – Saderer Joch

Metabasaltzug von „Am Hengst“ an der Straße Pfunds - Spiss

Die Grünschiefer/Blauschiefer zeigen – bedingt durch den großen Fluiddurchsatz – die beste Erhaltung der Indexminerale der HP-Metamorphose, wobei jedoch die blauen Amphibole makroskopisch nur im Bereich des Gipfelstockes des Piz Mundins und als Handstücke aus dem Schutt im Bereich N des Bazallerkopfes P. 2160 gefunden werden konnten. Der Metabasaltzug von Nauders – Saderer Joch zeigte bisher nur Relikte von blauem Amphibol bzw. wenige wenig große Lawsonitkristalle (LEIMSER 1977) im Dünnschliff. Auch das Grünschiefervorkommen „Am Hengst“ an der Straße Pfunds – Spiss führt reliktsche, wenige μm -große Alkali amphibole (bis ca. 15 μm Größe) im Dünnschliff.

Das Ausgangsgestein der Grünschiefer/Blauschiefer dürften vor allem Pillowbasalte gewesen sein bzw. auch Basaltgänge, Pillowbreccien/Hyaloklastite und Ophikarbonate. Durch Deformation werden die Pillows ausgewalzt und gehen damit graduell in Grünschiefer über. Es sind jedoch die verschiedenen Falten generationen und die damit verbundenen Schieferungen (der Sedimente) in den Grünschiefern nur schwer erkennbar.

Als 3 der am besten erhaltenen Blauschiefer möchte ich die Handstücke BE 64/00, BE 43/00 und BE 22/01 beschreiben. Alle zeichnen sich durch eine außerordentlich gute Erhaltung der Hochdruckparagenesen aus und wurden deshalb intensiv petrologisch bearbeitet.

BE 64/00 zeigt ein lagig-schlieriges Gefüge und zusätzlich einen Rot-Grün-Wechsel in der Gesteinsfarbe. Dieser Farbwechsel ist auf einen Wechsel der Oxidationsstufe des Eisens im Gestein zurückzuführen (Rot = hämatitreich). Epidot/Clinozoisit baut ein equigranulares Gefüge auf, wobei in den Zwickeln meist Chlorit zu finden ist. Innerhalb der Epidot/Clinozoisit-Lagen ist eine vermutlich ältere (ozeanisch?) Foliation in Form einer orientierten Pigmentierung festzustellen. Grüner Klinopyroxen mit stark undulöser Auslöschung wächst in der Regel postkinematisch über die Gesteinsfoliation und schließt daher Epidot/Clinozoisit ein. Gegen die Ränder der

Alkalipyroxene hin ist selten eine Zonierung erkennbar. Alkaliambibol tritt einerseits als Überwachsung von Alkalipyroxen, andererseits in Form von Alkaliambibolbutzen, die wiederum Epidot/Clinozoisit einschließen, und schließlich als Kluffüllung auf.



Abb. 5: Gesteinsanschnitt von BE 64/00. Größte Höhe ist 6 cm. Man beachte, dass blauer Alkaliambibol sowohl in der Foliation als auch in den Klüften innerhalb der roten Lage auftritt!

Die idioblastischen Alkaliambibole zeigen einen 3-fachen Zonarbau mit einem blauen pigmentierten Kern, einem ersten blauen Saum und einem zweiten farblos-grünlichen Amphibolsaum. Der farblos-grünliche Amphibolsaum fehlt an den Kontaktstellen Alkalipyroxen zu Alkaliambibol. Epidot/Clinozoisit zeigt oft einen pigmentierten älteren Kern und einen farblosen Rand. Chloritreiche Lagen zeigen teilweise eine Verfältelung. In manchen Kornzwickeln sind undulös auslöschende Quarzaggregate zu erkennen – Feldspat konnte nicht gefunden werden.

BE 43/00 stellt eine HP-LT-metamorph überprägte ozeanische Alteration dar, die sich durch eine Paragenese aus Alkalipyroxen, Alkaliambibol und Stilpnomelan auszeichnet. Klinopyroxen kann dabei nur als skelettartiges Relikt innerhalb von großen Karbonatkörnern beobachtet werden. Berührungsparagenesen können in diesem Fall nicht festgestellt werden. Sowohl Alkaliambibol als auch Stilpnomelan (in seiner Fe^{++} -Form als auch mit eingebautem Fe^{+++}) wachsen über ein präexistentes Lagengefüge. Man gewinnt fast den Eindruck, dass Stilpnomelan das Gestein „durchtränkt“. Epidot/Clinozoisit tritt mit 2 verschiedenen Strukturen auf: einerseits als unpigmentiertes Mineral und andererseits als Mineral mit einem pigmentierten Kern und einem farblosen Rand. Der einschlussfreie Rand fehlt bei Berührungsparagenesen mit Alkaliambibol und/oder Stilpnomelan. Karbonatputzen als Zwischenfüllungen sind in der Regel undulös auslöschend, große Körner zeigen Subkornbildung. Auch Quarzaggregate können als Zwickelfüllung beobachtet werden. Dann sind die Körner glatt bis undulös auslöschend, stellenweise sind Tripelpunkte beobachtbar.

BE55/01 ist in Teilen als Alkali amphibol-Stilpnomelan-Fels zu klassifizieren, der selten zu finden ist. Parkettartig angeordnete Karbonatkristalle werden dabei lepidoblastisch von Stilpnomelan in einem dichten Faserwerk überwachsen. Daneben sprossen große Kristalle einer opaken Substanz, vermutlich vor allem Pyrit, aber auch wenig Hämatit. Wenige Alkali amphibole sind zu beobachten. Vereinzelt findet sich ein bräunliches, nadeliges Mineral, das in ähnlichen Büscheln sprosst wie Stilpnomelan. Es zeigt jedoch eine weniger gut ausgeprägte Längsspaltbarkeit. Die Interferenzfarben sind grau-bläulich. Es könnte sich um Leukoxennadeln und -aggregate handeln.

BE 40/00 ist noch als Blauschiefer zu klassifizieren, auch wenn der Anteil an Alkali amphibol wahrscheinlich weniger als 1 % beträgt. Pumpellyit, Chlorit, Amphibol und Epidot/Clinozoisit bilden eine feinkörnige Matrix, die eine Schieferung besitzt. In manchen Lagen sind noch Relikte von primären Feldspatleisten erkennbar. Meist jedoch sind diese zur Unkenntlichkeit umgewandelt und deformiert. Einzelne Amphibolbüschel scheinen postdeformativ zu sprossen. Bei genauer Untersuchung dieser Büschel stellt man fest, dass die Amphibole einen komplexen Zonarbau besitzen, der sich durch reliktsche Kerne von Alkali amphibol kennzeichnet. Pumpellyit bildet teilweise Pseudomorphosen nach primärem Feldspat und zeigt dann butzenartiges Auftreten.

BE 60/01 zeigt einen porphyrischen Basalt, wie er schon zuvor beschrieben wurde. Er kann als letzte Vorstufe zu einem „normalen“ Grünschiefer gewertet werden. Erwähnt werden sollen nur die winzig kleinen, wenige µm-großen Alkali amphibol-Kerne.

BE 16/01 stellt einen Vertreter eines roten „Grünschiefers“ dar. Dies deshalb, weil das Eisen des Protoliths zu einem 3-wertigen Fe oxidiert wurde und deshalb Hämatit als dominierendes Eisenoxid auftritt. Eine starke Schieferung wird durch Hellglimmer und Chlorit gebildet. Die Schieferung ist crenuliert. Prä- bis syn-postdeformativ schwimmen in der geschiefert Matrix aus Glimmermineralen hypidio- bis idioblastischer Epidot/Clinozoisit. Prädeformativer Epidot/Clinozoisit ist mit seiner Längserstreckung in der Regel in die Schieferung eingeschichtet, während syn- bis postdeformativer Epidot/Clinozoisit über die Schieferung wächst und dabei oft ein Schneeballmuster einschließt. Dieses bildet sich meist durch Einschlüsse von opaker Substanz ab. Einzelne zerscherte Feldspäte können als porphyrische Einsprenglinge des Protoliths interpretiert werden. Durch Deformation entwickelt sich zudem eine undeutlich ausgebildete Crenulationsschieferung. Quarz ist in einzelnen Lagen angereichert.

Der Grünschiefer **BE 10/01** ist aus einem porphyrischen Basalt hervorgegangen. Feinkörniger, farblos-leicht grünlicher Amphibol bildet zusammen mit opaker Substanz eine Schieferung, in der linsenartige Feldspatrelikte liegen. Die primären Feldspäte sind meist zu Feldspat, Pumpellyit, Epidot/Clinozoisit, Amphibol und Quarz abgebaut. Durch starke Deformation bilden diese Minerale dann fast durchgehende Lagen zwischen den Schieferungsamphibolen. Postdeformative Amphibole quer zur Schieferung sind stellenweise beobachtbar. Pumpellyit ist als Abbauprodukt der primären Feldspäte bevorzugt in diesen selbst in dichten Aggregaten angereichert. Für weitere Dünnschliffbeschreibungen von Grünschiefern sei einerseits auf die anderen Basalttypen verwiesen, vor allem aber auf die Arbeit von HEUGEL (1975 und 1982).

Dünnschliffe:

BE 4/01, BE 7/01, BE 22/01, BE 55/01, BE 39/02, BE 40/02, BE 16/01, BE 10/01

Klüfte der Ophiolite (Tafeln 64-67):

Die Klüfte der Ophiolite sind verschiedenen Alters und von verschiedener Mineralogie, es kann jedoch strukturell gut zwischen den Klüften der ozeanischen Metamorphose und den alpinen Typen der späten metamorphen Überprägung unterschieden werden.

Fast einzigartig in den Ostalpen dürften die Axinit-gefüllten Klüfte [Axinit $\{Ca_2(Fe^{++}, Mn, Mg)Al_2BO_3Si_4O_{12}(OH)\}$] des Piz Mundins sein. Unter Sammlern der Gegend gelten sie als Geheimtip, finden sich doch immer wieder cm-große klare bis rosarote Axinitkristalle. Meistens findet man jedoch nur derbe, rosarot gefärbte Axinitklüfte. Diese Klüfte weisen eine recht komplexe Zusammensetzung auf: Axinit, Feldspat, Amphibol, Epidot/Clinozoisit, Quarz, Calcit und Chlorit lassen sich erkennen, wobei die einzelnen Minerale in sehr unterschiedlichen Mengen vorhanden sein können.

Die Axinitklüfte sind jedoch strukturell meist als schlierenförmige Vorkommen zu klassifizieren, während die alpinen Klüfte in der Regel normal zur Schieferung durchschlagen.

BE 46/00 ist ein Dünnschliff aus einer Epidot-Chlorit-Kluft. Die Kluft ist diskordant zur Schieferung des Gesteins, daher als alpin einzustufen. Das Wirtgestein der Kluft ist ein Metabasalt mit intersertaler Struktur. Die Kluft selbst setzt sich aus Epidot/Clinozoisit, Plagioklas (verzwillingt), Karbonat und einem feinen, nadeligen Mineral – vermutlich Amphibol – zusammen. Amphibolnadeln finden sich in allen Mineralen, bevorzugt jedoch in Epidot/Clinozoisit und Feldspat. Die einzelnen Minerale selbst enthalten Unmengen an Fluid inclusions (FI), die teilweise 2-phasig sind (Liquid und Vapour). In einzelnen Mineralen bilden die FI auch trails, die meist normal und parallel zur Längserstreckung der Minerale orientiert sind. In Calcit sind die FI-trails diskordant zu den Zwillinglamellen.

Die Kluft des Dünnschliffes **BE 54/00** ist ein Vertreter der Axinitklüfte. Das Wirtgestein ist ein porphyrischer Basalt, der auch blauen Amphibol führt. Die Kluft selbst setzt sich aus Axinit, Feldspat und Quarz zusammen. Axinit hebt sich dabei durch sein hohes Relief deutlich ab. Die Textur ist xenoblastisch, die Auslöschung glatt. Die Körner sind jedoch zerbrochen. FI finden sich massenhaft und wurden auch mit dem Heiz-Kühltisch untersucht (siehe Kapitel FI-Untersuchungen).

Umwandlungserscheinungen sind nicht beobachtbar.

Feldspat ist verzwillingt, die Körner sind hypidioblastisch ungleichkörnig. FI sind meistens normal zur Längserstreckung angeordnet. Die Auslöschung ist in der Regel undulös. Quarz findet sich in xenoblastischen Körnern mit stark undulöser Auslöschung. Durch die undulöse Auslöschung bildet sich öfters ein parkettartiges Muster der Auslöschung ab. Subkornbildung ist bei Quarz häufig.

Dünnschliffe: BE 46/00, BE 54/00

Ruina Cotschna Gesteine (MOR-Kataklasite?, Tafel 68))

Die Ruina Cotschna Gesteine sind schon von weitem durch ihre charakteristische braune Farbe erkennbar. Die Ruina Cotschna Gesteine sind – laut Feldbefund – an Störungen gebunden, die diskordant vertikal durch den Vulkanitkörper durchschlagen. Mehrere solcher Störungen konnten identifiziert werden, wobei jene knapp östlich von Piz Murtera am leichtesten zugänglich ist. Weitere Vorkommen finden sich im Bereich der Piz Mundin Gipfelwand zwischen Pkt. 3106 und Pkt. 3146 m meist oberhalb von ca. 3000 m, sowie am Kamm Pkt. 2666 – Pkt 2920 m (Piz

Mezdi), der auch die Typlokalität darstellt. Für HEUGEL (1975) stellen die entdeckten Vorkommen Taschen dar. Seiner Beobachtung nach zeigen die Taschen eine Zonierung von der Mitte zum Rand und zwar in der Art, dass sich in der Mitte Breccien mit Quarz- und Calcitkomponenten, die von feinen Chlorit- und Sericitbändchen durchzogen sind, finden, und einer äußeren Matrix bestehend aus einem feinen Calcit-Fe-Hydroxid-Gemenge.

Dünnschliff- und Röntgendiffraktometeruntersuchungen (**BE 10/00**) bestätigen die mineralogischen Befunde von HEUGEL (1975) nicht ganz, auch seine tektonischen Beobachtungen können nicht geteilt werden. Die die Ruina Cotschna Gesteine beinhaltenden Störungen schlagen durch den gesamten Metabasalt-Komplex durch – sind also nicht an gewisse tektonische Horizonte gebunden – und enden an den Kontakten zu den Sedimenten. Es ist daraus zu schließen, dass die Störungen vor der Ablagerung der Sedimente angelegt wurden. Die Ruina Cotschna Gesteine werden daher als Kataklasite, die an Störungen der MOR gebunden sind, interpretiert. Die Röntgendiffraktometrie zeigt einen Mineralbestand, der von Ankerit bzw. stark Fe-hältigem Dolomit dominiert wird, des weiteren Calcit, Quarz, Feldspat und wenig Schichtsilikate (Musk., Chl., wenig quellfähige Tonminerale):

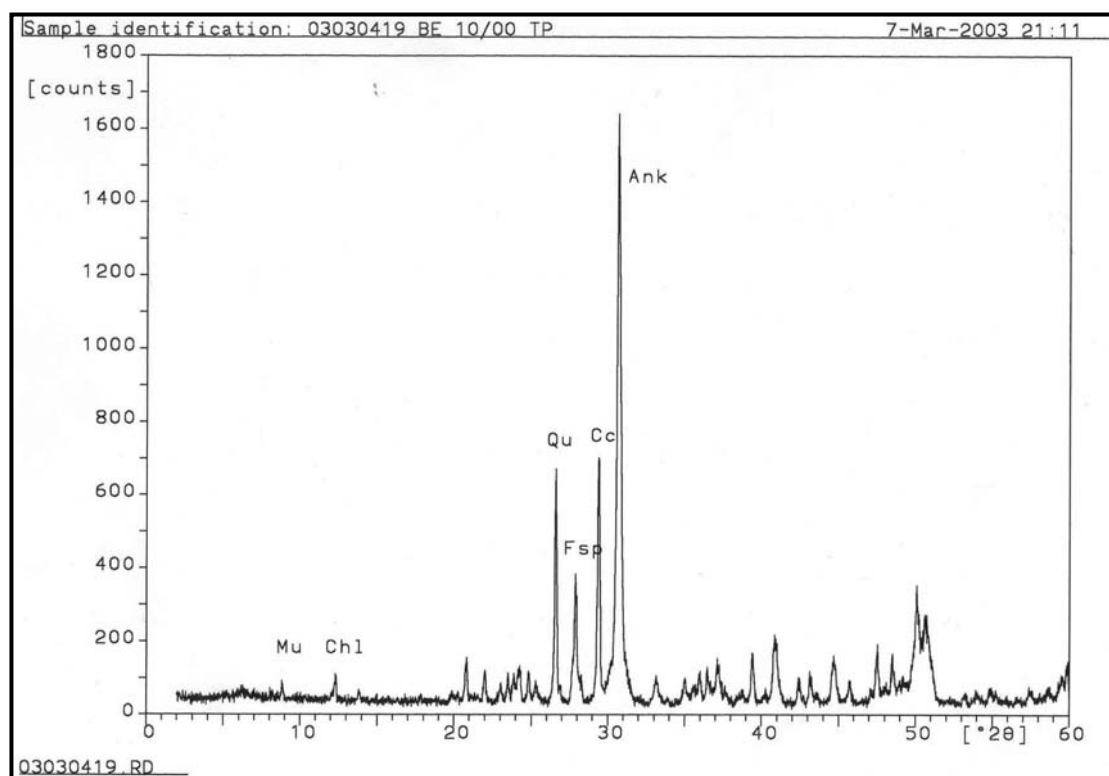


Abb. 6: Röntgendiffraktogramm von BE 10/00

Der Dünnschliff **BE 10/00** kann in 2 Bereiche unterteilt werden – einen karbonatreichen Bereich und einen Quarz-Feldspat-reichen Bereich. Der karbonatreiche Bereich wird von Ankerit bis sehr eisenhaltigem Dolomit dominiert. Die einzelnen Körner sind hypidioblastisch bis idioblastisch und stark zoniert. Die Auslöschung ist undulös, bisweilen auch sektoral. Die Karbonatminerale bauen ein equigranulares Gefüge auf. Der Quarz-Feldspat-reiche Bereich ähnelt einem Kataklasit: Quarz-Feldspat-Glimmeraggregate scheinen in einer Matrix aus einem „Eisenmineral“ zu schwimmen. Die Komponenten sind geschiefert, die Quarze undulös auslöschend. Quarz scheint dynamisch rekristallisiert zu sein (Subkornbildung?). Es hat jedenfalls den Anschein, dass die Quarz-Feldspat-

Glimmer-Komponenten vor einer kataklastischen Deformation durchgehende Lagen gebildet haben, die dann bei einer spröden Deformation zerbrachen. Dafür spricht auch, dass die Schieferung einzelner Komponenten diskordant von den Fe-Mineraladern geschnitten wird, sich aber in der im Streichen nächsten Komponente fortsetzt.

Dünnschliffe: BE 10/00

Ophikarbonate (Tafeln 14-16, 69-62, 157-160, 164):

Die Ophikarbonate nehmen gewissermaßen eine Mittelstellung zwischen Vulkaniten/Intrusiva und Sedimenten ein. Nach dem Geländebefund dürfte der Großteil der gefundenen Ophikarbonate sekundären Ursprungs sein (entsprechen somit eher dem Typ II nach LEMOINE et al. 2000). Die Kartierung zeigt, dass das Auftreten der Ophikarbonate stark an den Kontaktbereich Basalt – Sedimente gebunden ist. Die Ophikarbonate zeigen – zusammen mit prä-alpinen Klüften und ausgewählten Blauschiefern – die beste Entwicklung der HP-Indexminerale Alkalipyroxen, Glaukophan, Stilpnomelan und Aragonit, wobei letzterer nur in einem Dünnschliff eines Ophikarbonates (BE62/00) mittels des Achsenbildes im Mikroskop mit Sicherheit festgestellt werden konnte.



Abb. 7: Anschnitt von BE 32/02 (gleiche Lage wie BE 62/00). In Rosa bilden sich karbonatreiche Lagen ab. Dunkelblaue Lagen stellen Alkali amphibolreiche Lagen dar, hellgrüne Lagen sind Epidot-Chlorit-Aktinolithreiche Lagen. Ursprünglich wahrscheinlich feinkörniges Karbonat ist in mm-großen Körnern rekristallisiert. Die Karbonatlage ist im Aufschluss stark boudiniert und wird von Pillowbasalten umhüllt.

BE 4/01 zeigt im Dünnschliff das Gefüge eines Karbonat-Stilpnomelan-Felses. Große Karbonatkröner zeigen stark undulöse Auslöschung und Subkornbildung. Zwillingslamellen sind häufig. Stylolithische Korngrenzen sind beobachtbar. Diese Korngrenzen werden zum Teil von Stilpnomelan, der meist in Büscheln auftritt, überwachsen. In den Karbonatkörnern finden sich einerseits schlierenförmige Relikte von Klinopyroxen mit grüner Farbe und andererseits Schlieren aus Epidot/Clinozoisit. Beide werden von Stilpnomelanganen überwachsen. Idiomorphe Hämatitblättchen durchsetzen das Gestein. Im gleichen Gestein ist auch ein Kontakt Sediment-Basalt sichtbar, wobei ein Übergang von Karbonat über Radiolarit zu Tuffit und schließlich zum Basalt sichtbar ist. Je näher man dem Basalt kommt, desto größer ist die Anzahl an zonierte blauem Amphibol, wie er in den Blauschiefern gut bekannt ist. Im Basaltanteil selbst ist jedoch kein blauer Amphibol sichtbar.

BE 62/00 zeigt ein schönes lagiges Gefüge, das sich aus 3 chemisch verschiedenen Bereichen zusammensetzt: Metabasaltlagen, Karbonatlagen mit wenigen basaltischen Anteilen und Chlorit-Alkali amphibol-Lagen. In den Chlorit-Alkali amphibol-Lagen bildet Chlorit eine feinkörnige Matrix, in der große, nicht orientierte Alkali amphibole und Epidote/Clinozoisite schwimmen. Die Matrix besitzt eine deutlich ausgeprägte Schieferung. Die Alkali amphibole zeigen den schon bekannten 3-Zonenbau: pigmentierter Kern und erster farbloser Saum – beide mit blauer Farbe und darauf ein farblos-grünlicher äußerer Amphibolsaum. Die Karbonatlagen werden durch die Paragenese Alkalipyroxen, Alkali amphibol, Stilpnomelan, Calcit und Aragonit sowie Epidot/Clinozoisit, Chlorit und Quarz definiert. Karbonat ist stark lamelliert und löscht in der Regel stark undulös aus. Karbonat zeigt oft Diskenform. In den Zwickeln finden sich dann skelettartige Alkalipyroxene, Epidot/Clinozoisit, Quarze oder Chlorite. Diese werden in vielen Fällen entweder von Alkali amphibol oder lepidoblastischem Stilpnomelan überwachsen. Diese scheinen beide postdeformativ zu sein. Nur in einem einzigen Fall in diesem Handstück konnte das gleichzeitige Überwachsen von Alkalipyroxen durch Alkali amphibol und Stilpnomelan beobachtet werden, meist sprosst ein büscheliger Stilpnomelan über Alkalipyroxen. Die basaltischen Lagen zeigen z.T. ein altes Lagengefüge aus Epidot/Clinozoisit, die pigmentiert sind, und wahrscheinlich vor der HP-Metamorphose entstanden ist. Diese Epidot/Clinozoisit-Lagen grenzen einerseits an eine Chloritmatrix in der Alkalipyroxene schwimmen, werden aber andererseits auch selbst von Alkalipyroxen überwachsen. Die Alkalipyroxene ihrerseits werden dann von zonierten Alkali amphibolen verdrängt und überwachsen. Manchmal hat man jedoch auch den Eindruck, dass Klinopyroxen Alkali amphibole teilweise einschließt.

Die Karbonatlage von **BE 7/01** zeigt sehr ähnliche Merkmale wie jene in BE 62/00, Stilpnomelan ist jedoch wesentlich stärker vertreten. Es zeigt sich eine wunderschöne lepidoblastische Struktur der Stilpnomelanbüschel.

Dünnschliffe: BE 62/00, BE 4/01, BE 7/01

Sedimente

Die Sedimente, die auf dem Vulkanitkomplex liegt, werden durch mehrere Formationen gebildet, die in ihrem stratigraphischen Umfang (s.u.) vom obersten Jura (??) bis ins Alttertiär (?) reichen und im Gelände gut kartierbar sind, sofern man Ansichten normal zur Schieferung [die meist (sub)parallel zur sedimentären Schichtung ist] hat. Sind nur Aufschlüsse in Form der Schichtflächen vorhanden (was für große Teile der S-Hänge des Piz Mundin-Mutler-Stockes gilt), ist eine formationelle Gliederung de facto unmöglich. Jedenfalls fiel schon HAMMER bei seiner Kartierung der Reichtum an unterschiedlichen Bündnerschieferlithologien am Mutler-Stock auf (siehe Karte von HAMMER 1923).

Graue Bündnerschiefer (Tafeln 17, 74, 75)

Als Graue Bündnerschiefer wurden alle stark kalkigen, rekristallisierten Bündnerschiefer kartiert, die den anderen Formationen nicht eindeutig zuordenbar waren. Dies ist besonders im Bereich der Piz Mundin S-Hänge der Fall, da dort die Schichtflächen parallel zum Hang einfallen und damit sedimentäre Details nur schlecht studierbar waren. In ähnlicher Weise wurde in den nicht zugänglichen Felswänden der Finstermünz-Schlucht und der Piz Mundin NE-Wand (Bereich Alpetta – Fernertobel) verfahren.

Stellenweise wurde mittels Übersignaturen der sedimentäre Charakter dargestellt („tristeloide Bündnerschiefer, sandige Bündnerschiefer), dies besonders wieder in jenen Bereichen, die wenige sedimentäre Details zeigten bzw. die nach HAMMER (1923) zu schließen, einer Formation mit einer gewissen Unsicherheit zuzuordnen wären (z.B. in der E-Wand des Piz Mezdi, wo mit großer Wahrscheinlichkeit Tristelschichten und Gault-Formation in 2 markanten Felsrippen vorliegen. Dieses Vorkommen konnte auf Grund der Ausgesetztheit witterungsbedingt leider noch nicht aufgesucht werden).

In den Grauen Bündnerschiefer finden sich auch die meisten Vorkommen von Carpholit. Wie die Kartierung im Gebiet der Alp Tea zeigt, sind die Carpholitvorkommen meist an die Neokom-Formation gebunden.

Stellenweise, z.B. im Bereich der Schöpfwarte oder im obersten Val Funtana auf h ~ 2200 m bzw. im Bereich God d'Urezzas, gehen die Grauen Bündnerschiefer in Tristelschichten bzw. in Bunte Bündnerschiefer über, wobei die Übergänge unscharf sind und die Grenzen nach dem Eindruck des ersten Feldbefundes gezogen wurden.

BE 20/03 vom Piz Mezdi ist ein typischer Vertreter der „Grauen Bündnerschiefer“.

Karbonat bildet ein granoblastisches Gefüge, wobei die einzelnen Karbonatkörner nur wenige Zwillingslamellen aufweisen. In den Kornzwickeln finden sich kleine Quarze, Feldspäte und Glimmer. In manchen Lagen ist Quarz angereichert, was auf eine noch reliktsch erkennbare sedimentäre Schichtung zurückzuführen sein dürfte. Durch diese Quarzlagen und wenige Karbonatkörner erhält das Gestein einen schwach geschieferten Charakter, der im Handstück wesentlich besser ausgebildet ist. Die Karbonatkörner sind xenoblastisch und zeigen zackig-gefurchte Korngrenzen.

BE 1/03 zeigt einen Quarzknauer aus einem Grauen Bündnerschiefer von Vorder-/Hinterkobl. Große xenoblastische, stark undulös auslöschende Quarze dominieren zusammen mit Calcit das Gefüge. In den Kornzwickeln finden sich wenige Schichtsilikate. In den Quarzkristallen können lange, leicht grünliche Nadeln gefunden werden, die Carpholit darstellen könnten.

Dünnschliffe:

BE 6/98 (Diplomarbeit BERTLE), BE 20/03, BE 1/03

Radiolarit (Tafeln 76-80, 163)

Radiolarite stellen – nach den Kartierungen zu schließen – das älteste Schichtglied der Ophiolithsequenz des Piz Mundins dar, konnten jedoch nur in einem Aufschluss im Anstehenden direkt gefunden werden (E Pkt. 2945). Insgesamt konnten 5 Vorkommen entdeckt werden:

Ophiolithaufschluss W P. 2945 auf h ~ 2730 m

W-Seite des Grates N P. 2622 m auf h ~ 2730 m im Schutt

E-Seite Gondas da Pradatsch, h ~ 2430 m im Bereich der Randmoräne

S-Seite Piz Alpetta, Schutt bei Kontakt Bündnerschiefer-Basalt, h ~ 2670 m

Val Saronna Pitschna, Hang zum Kamm Piz Mezdi – Mundinnadel hinauf

Dabei ist festzustellen, dass sich die letzten 4 Vorkommen vom Gesteinstyp her gleichen (stark geschiefert, Glimmer- oder Hämatitüberzüge), während sich das erstgenannte Vorkommen durch eine außergewöhnlich starke Verquarzung im Vergleich zu den anderen Vorkommen auszeichnet. Wie die Kartierung zeigt, muss es sich bei den Radiolaritvorkommen um Einlagerungen innerhalb der Basalte (bzw. zwischen den Pillows) handeln, die Mächtigkeit dürfte wenige Meter nicht überschreiten. Das Alter der Radiolarite kann nur geschätzt werden und dürfte im Bereich oberster Jura (Tithon?) bis Unterkreide liegen (auf Grund ihrer stratigraphischen Position). Es wurde versucht, das Alter der Radiolarite mittels Radiolarien zu ermitteln. Eine Probe von BE 18/02 wurde freundlicherweise von em. Univ. Prof. Dr. H. Mostler (Univ. Innsbruck) auf den möglichen Radiolariengehalt untersucht. Es konnten jedoch trotz verschiedenster Ätztechniken keine Radiolarien gefunden werden. Eine exakte Alterseinstufung der Radiolarite steht somit weiterhin aus.

Außerhalb des Arbeitsgebietes konnten nur noch fragliche nordpenninische Radiolarite im Bereich des Piz Champatsch-Piz Tasna-Gebietes gefunden werden (Bertle unpubl.). Es konnten im erstgenannten Vorkommen innerhalb der Metabasalte, im Liegenden des „Tuffitischen Übergangsgliedes“ des Piz Mundins, Radiolarite gefunden werden. Die Radiolarite dort sind also älter als das „Tuffitische Übergangsglied“.

Interessant ist das Handstück **BE 18/02**, das eine überraschend gute Erhaltung der Primärtextur zeigt. Es lässt quarzreiche Bereiche erkennen, die in einer – zum Teil sehr dünnen, lagenartigen – Matrix aus pelitischem Material, nun metamorphisiert zu Phyllit, schwimmen. Bemerkenswerterweise findet sich im Dünnschliff massenhaft Chalcedon, der wahrscheinlich auf die Rekristallisation von Radiolarien zurückzuführen ist. Pigmentierung der Quarzkörner mit einem opaken Mineral (Hämatit?) ist häufig und tritt auch in sektoraler Zonierung innerhalb des Mineralkorns auf. Die Korngrenzen der Quarze sind meist gerade.

BE 63/00 ist ein sehr feinkörniges Gestein, das keine Anzeichen einer groben Rekristallisation erkennen lässt. Pigmentierte Minerale scheinen durch einen Zement aus Quarz gebunden zu sein. Dazwischen finden sich – als einziges Mineral neben Glimmer und Quarz bestimmbar – Turmalinkristalle, die idioblastisch auftreten. Turmalin zeigt starken Pleochroismus von blaugrün nach hellbraun. In den Intergranularen sind stellenweise Glimmerminerale und undulös auslöschender Quarz erkennbar.

Das Handstück **BE 5/01** zeigt einen leicht tonigen Radiolarit, der im Dünnschliff eine sehr gut erhaltene Hochdruckparagenese erkennen lässt. Das Gestein lässt sich in 2 Domänen unterteilen – nämlich in eine quarzreiche und in eine schichtsilikatreiche.

Dazwischen läßt sich ein kontinuierlicher Übergang feststellen. Die Hochdruckparagenesen finden sich bevorzugt im Übergang und im schichtsilikatreichen Bereich. Quarz ist meist glatt bis undulös auslöschend und xenoblastisch. Stellenweise finden sich jedoch auch gut erhaltene Tripelpunkte. Die Quarzkörner sind in der Regel mit opaker Substanz pigmentiert. Die schichtsilikatreiche Lagen werden in der Regel von Chlorit dominiert, der aber auch mit Hellglimmer wechsellagern kann. Stark pigmentierter Klinopyroxen wächst postdeformativ über die Schieferung, Dabei ist ein Kernbereich stärker pigmentiert als eine deutlich erkennbare Randzone. Glimmer findet sich daher als Einschluss in Klinopyroxen. Blauer Amphibol wächst in der Regel schräg zur Schieferung und ist oft boudiniert. Alkali-amphibol zeigt einen blauen Kern und dünne grüne Überwachungsgränder eines vermutlich aktinolitischen Amphibols. Dieser fehlt an den Berührungspunkten blauer Amphibol – Klinopyroxen. Postdeformativer Turmalin mit starkem Pleochroismus findet sich häufig.

Dünnschliffe: BE 63/00, BE 16/01, BE 23/01, BE 18/02, BE 5/01

Tuffitisches Übergangsglied (tuffitic transition member, Tafeln 15-16, 81, 82)

Tuffitische Gesteine („Tuffite“) wurden in allen Kontakten von Basalt zu Bündnerschiefern gefunden, besonders schöne Aufschlüsse sind im Bereich der E-Seite der Gondas da Pradatsch zu finden.

Die Tuffite gehen dabei in der Regel aus den Basalten hervor, indem der mafische Anteil abnimmt und der Kalkgehalt zunimmt, sodass am Schluss ein feinschichtiger chloritisch-muskovitischer Kalkschiefer vorliegt, der in der Regel eine Crenulation aufweist. An manchen Stellen können kleine Basaltklasten in einem karbonatischen Sediment gefunden werden. In vielen Fällen dürften sedimentäre Kontakte vorliegen, die bei der Orogenese tektonisch und metamorph überprägt wurden, in manchen Fällen jedoch auch nur reine tektonische Kontakte. Die Kontakte können – wie die Kartierung z.B. am Piz Alpetta S-Sporn oder im N-Kar des Piz Mezdi zeigt – tektonisch sehr verkompliziert sein, sodass in den beiden genannten Vorkommen Schichtverdoppelungen in Form von Falten vorliegen!

Bedingt durch ihre Position stellen die Tuffite das älteste Schichtglied innerhalb der Bündnerschiefer-Gruppe dar. Ihr Alter dürfte Unterste Kreide bis maximal alleroberster Jura (wenn die Radiolarite oberjurassischen Alters sind) sein. Dieses Alter ergibt sich durch die Position im stratigraphisch Liegenden der Tristelformation und im stratigraphisch Hangenden der Radiolarite.

BE 45/00 stellt einen typischen Vertreter der „Tuffite“ dar. Das Gestein setzt sich zu 70 % aus Calcit, zu 30 % aus Glimmer, Feldspat und Quarz zusammen. Die Foliation wird durch den Wechsel von Glimmer- und Calcit-reichen Lagen bedingt. Calcit ist infolge Deformation deutlich gestreckt, oft verzwilligt und undulös auslöschend. Die Körner sind xenoblastisch. Stellenweise ist die Foliation crenuliert, wodurch sich eine schwach ausgeprägte Crenulationsschieferung ausbildet, in der die Glimmerminerale angereichert sind. Der Dünnschliff **BE 26/01** zeigt ähnliche Merkmale wie BE 45/00.



Abb. 8: Basalt-Sedimentübergang mit "Tuffit" von der Piz Mezdi W-Seite (BE 14/03). Das Gestein zeigt blauschieferfazielle Mineralparagenesen im linken Bildteil, die hellen Lagen Mitte bis rechts sind karbonatreich und stellen den Übergang zu Neokomschiefern dar, die im Aufschluss nach max. 2 m folgen.

Dünnschliffe: BE 15/99, BE 38/01, BE 26/01, BE 45/00, BE 14/03

Neokomschiefer (Tafeln 17, 82)

Die Neokomschiefer können speziell in der Gipfelregion des Piz Mundins im Bereich der Kontakte zu den Basalten gut abgetrennt werden. Dort beträgt ihre Mächtigkeit ca. 30 m, sie kann jedoch durch Verfaltung auf ein Vielfaches anschwellen. Im Gelände handelt es sich um mittelstark geschieferte quarzreiche bis quarzarme Kalke, die manchmal auch leicht sandig sein können. Die Grenze zu den Tuffiten ist unscharf, d.h. die Neokomschiefer gehen durch Abnahme des Chloritgehaltes und die Zunahme des Kalk- und Quarzgehalts aus den Tuffiten hervor. Wie die Kartierung der Indexminerale gezeigt hat, sind die Neokomschiefer das Hauptmuttergestein für Carpholite. Es liegt daher nahe, die spezielle Gesteinschemie der Neokomschiefer als Verbreitungsfaktor für Carpholit anzusehen. Leider existieren zu dieser Frage nur wenige Untersuchungen, es zeigt sich aber im Rahmen der Kartierung, dass ab einem bestimmten Volumsanteil von detritischem Quarz und/oder Muskovit die Carpolithsprossung unterbunden wird. Dies ist besonders am orographisch linken (N) Wandfuß von La Grava von E nach W beobachtbar. Die von BOUSQUET (1998) postulierte tektonische Grenze im Bereich von Grava dürfte hauptsächlich auf diesen Umstand zurückzuführen sein. Es ist daher zu folgern, dass die Gesteine am Gipfel des Piz Malmurainza dieselbe metamorphe (HP-

)Überprägung aufweisen, wie jene am Pkt. 2945 (siehe zu dieser Problematik auch weiter unten).

BE 22/00 zeigt einen typischen Neokomschiefer im Dünnschliff: Quarz und Karbonat stellen die Hauptgemengteile dar; Glimmer, wenig Feldspat und opake Substanz sind als Nebengemengteile bzw. Akzessorien zu nennen. Das Gestein hat ein lagiges Deformationsgefüge, das durch die langgezogenen Karbonatblasten bedingt ist. In den Zwischenlagen sammeln sich Glimmerminerale. Sämtliche Minerale löschen undulös aus. Gröberkristalline Lagen zeigen im Vergleich zur Umgebung einen erhöhten Quarzgehalt und könnten ein relictisches sedimentäres Gefüge widerspiegeln, das durch eine Quarzsand-Karbonatsandwechsellagerung des Protoliths bedingt ist.

Dünnschliffe: BE 65/00, BE 20/00-groß, BE 21/00-groß, BE 22/00-groß,

Tristelformation (Tafeln 18, 83-89)

Die Tristelformation geht kontinuierlich aus den Neokomschiefern hervor, indem der klastische Eintrag zunimmt. Die Tristelformation stellt nach SCHWIZER (1983) eine turbiditische Sequenz dar, die in einem Tiefseebecken abgelagert wurde. Die Schüttungen – so stellte SCHWIZER (1983) in anderen Decken des Penninikums fest – sollten von S nach N erfolgt sein, d.h. von der ursprünglich S des N-Penninikums gelegenen Tasnaschwelle gegen N in das Ozeanbecken des Valais-Troges. Für das Südpenninikum konnte BERTLE (2002, 2000) ebenfalls die Schüttung von Tristelformation belegen und zwar vom Tasna-Hoch gegen Süden. Neben der Fuorcla d'Alp Formation (s.u.) stellt die Tristelformation *den* Leithorizont innerhalb der Bündnerschiefer-Gruppe dar.

Die Tristelformation wird aus einer Abfolge von gut gebankten Kalksandsteinen, Kalkmikrobreccien und schwarz-grauen Phylliten aufgebaut, wobei die Phyllite das Glied E der Boumasequenz darstellen dürften. Gegen das Hangende werden die Sandsteine quarzreicher, die Phyllite nehmen zu. Dadurch geht die Tristelformation dann in die Gaultformation über (s.u.). Will man die sedimentären Strukturen der Tristelformation studieren, sucht man am besten den Bereich der Nordwand des Pkt. 2612 m bzw. den Bereich S von P. 2945 m auf.

Das Alter der Tristelformation kann durch Schichtgliedvergleich mit der Fimberzone und der Tasnadecke sowie durch neu gefundene Mikrofossilien am Piz Mundin und dem Saderer Joch selbst ins Barrême bis Apt eingestuft werden (BERTLE 1999, 2002, OBERHAUSER 1983, SCHWIZER 1983). Die Mächtigkeit der Tristelformation wird auf ca. 30 Meter geschätzt (im Gelände auf Grund der Verfaltung aber mächtiger).

In BERTLE (2000) wurden verschiedene Fossilien-Assoziationen in den Breccien der Tristelformation beschrieben. Auf Grund der Metamorphose ist eine solche im Untersuchungsgebiet selten möglich und zwar nur dann, wenn genügend Fossilreste – zum Teil auch nur als „ghosts“ – erhalten sind.

Die Dünnschliffe der Nr. BE 26/00 stammen alle aus einem Handstück, zeigen aber verschiedene Merkmale:

BE 26/00-II zeigt eine Zweiteilung in einen gröbereren, multikompositionellen Teil und einen feinkörnigeren Teil, der reichlich Fossilien führt; dazwischen findet sich eine kurze Übergangszone. Das Gestein zeigt trotz der beobachtbaren Schieferung eine gut erkennbare Gradierung, die parallel zur Schieferung verläuft. Im gröbereren Teil sind die als „Leitkomponenten“ dienenden ockerfarbene Dolomit- und grauen Kalkklasten gut erkennbar. Als karbonatische Komponenten können mikritische

Karbonate, feinspätige Karbonate, Dolomitklasten (oft mit Limonitkruste), aber auch zusammengesetzte Ooide beobachtet werden. An organischen Komponenten können fragliche Dasycladales, Foraminiferen (*Quinqueloculina* sp., ? cf. *Orbitolina* ?) und Poriferen oder Korallen erkannt werden. Die Vergesellschaftung entspricht am ehesten der Dasycor-Assoziation von BERTLE (2000). Kristallinkomponenten konnten in diesem Bereich nur wenige beobachtet werden. Die einzelnen Komponenten zeigen Abbauerscheinungen durch gefranzte Korngrenzen an. Kristalline Komponenten können Gneisen, Glimmerschiefern und Phylliten zugeordnet werden. Sie deuten auf ein Liefergebiet mit saurer Kruste hin. Große, undulös auslöschende Quarzkörner mit gezackten Korngrenzen finden sich häufig. Große, detritäre Hellglimmer zeigen gleichfalls undulöse Auslöschung. Durch Sammelkristallisation bilden sich aus den früher vorhandenen dünnen Tonlagen dünne phyllitische Horizonte. Im Dünnschliff **BE 26-2/00** ist die Dasycor-Assoziation trotz fast totaler Rekristallisation noch gut erkennbar. Dies ist durch die Pigmentierung der sehr schlecht erhaltenen Foraminiferen und fraglichen Dasycladales bedingt.

BE 23-1/00 ist eine gleichkörnige Metagrauwacke, die aus terrigenen Komponenten und Foraminiferen aufgebaut wird. Die karbonatische Matrix ist vollständig rekristallisiert und leicht pigmentiert. Die makroskopische Schieferung, die parallel zur sedimentären Schichtung liegt, weist leichten stylolithischen Charakter auf. Dies ist im Einklang mit der Beobachtung, dass die lithischen Fragmente aus Karbonat Lösungserscheinungen an den Korngrenzen aufweisen.

BE 59/00 kann als ein höher metamorphes Äquivalent zu BE 23-1/00 betrachtet werden. Die Drucklösung und Rekristallisation ist wesentlich weiter fortgeschritten. Im Gegensatz zu BE 23/00 sind lithische Fragmente fast nicht mehr zu erkennen. Sie zeigen ihre frühere Existenz oft nur noch durch dunkle Butzen an. In der gut ausgebildeten Schieferung sind Stylolithen gut erkennbar. Fossilien sind keine mehr erkennbar.

Dagegen kann **BE 27/00-II** als ein stärker rekristallisiertes Gegenstück zu BE 26-2/00 bezeichnet werden. Nur noch die größten und resistantesten Klasten sind noch teilweise erhalten, die feinkörnigeren Anteile sind alle in grobkörnigen, xenoblastischen Karbonatkörnern rekristallisiert. Dadurch kommt es zur Differentiation und die Fe-Minerale und Ton-/Glimmerminerale sammeln sich in einer stylolithischen Schieferung. Diese verläuft (in diesem Schliff) leicht diskordant zur sedimentären Schichtung. Bei fortschreitender Deformation und Rekristallisation liegt die neu entstandene Schieferung (s) dann (sub)parallel zur sedimentären Schieferung (ss).

BE 37/02 kann schließlich als Endstufe der metamorphen Überprägung angesehen werden. Im Dünnschliff sind so gut wie alle Merkmale eines typischen Tristelkalkes verloren gegangen. Sowohl die Komponenten als auch die Matrix sind (fast) vollständig rekristallisiert, nur noch ganz wenige Karbonatkörner sind übrig geblieben. Große (authigene?) Feldspäte zeigen einen Zonarbau: ein Kern, der Umwandlungserscheinungen zeigt, wird von einem einschlussfreien Rand überwachsen. Die Kerne zeigen in der Regel schöne Lamellierung, während diese (meist) im Randbereich fehlt.

Dünnschliffe: BE 11/00, BE 12/00, BE 23/00, BE 26/00, BE 27/00, BE 39/00, BE 59/00, BE 60/00, BE 9/01, BE 12/01, BE 15/01, BE 21/01, BE 24/01, BE 31/01, BE 43/01, BE 52/01, BE 57/01, BE 59/01, BE 62/01, BE 80/01, BE 20/02, BE 28/02, BE 35/02, BE 36/02, BE 37/02,

Gaultformation (Tafeln 19, 90, 91)

Wie schon zuvor beschrieben, geht die Gaultformation direkt aus der Tristelformation hervor. Stellenweise lassen sich innerhalb der Gaultformation an der Basis noch tristelkalkartige Bänke finden, wie sie schon früh z.B. von ALLEMANN (1956) in Liechtenstein beschrieben wurden und auch ein Maximalalter für die Gaultformation festlegen. Generell jedoch wird die Gaultformation aus Quarzsandsteinen mit leicht bräunlicher Verwitterung und Phylliten aufgebaut. Die Quarzsandsteine sind ziemlich gut sortiert, selten finden sich Mikrobrecien. In vielen Fällen (wenn man keine Profile normal zur Hauptschieferung findet) ist eine Unterscheidung von sandigen grauen Bündnerschiefer oder von der Malmurainza Formation (= Bunte Bündnerschiefer) nicht möglich. Sandsteinbänke wechsellagern mit dunklen Phyllitlagen. Im hangendsten Teil der Gault-Formation nehmen die schwarzen Phyllite stark zu, die Quarzsandsteine treten in den Hintergrund, der Übergang zur Fuorcla d'Alp Formation (s.u.) ist damit vollzogen. Die besten Profile finden sich im Bereich La Grava am Kamm P. 2612 – Piz Malmurainza, sowie an der W-Seite des Val Saronna. Die Mächtigkeit der Gaultformation beträgt ca. 40 Meter.

BE 44/00 vom Gipfelkamm des Piz Mundins kann als typischer Vertreter der „Gault-Sandsteine“ betrachtet werden. Die Sortierung des Gesteins ist ausgezeichnet, die Komponenten werden fast nur durch Quarz (und wenig Feldspat) aufgebaut. In den Kornwickeln findet sich Karbonat, wenig detritärer Glimmer und einzelne Schwerminerale. Turmalin ist stellenweise beobachtbar. Das Gestein kann daher als karbonatischer Quarzit bezeichnet werden. Die Auslöschung der Quarzkörner ist in der Regel undulös, die Korngrenzen von größeren Quarzkörnern zu Karbonat sind in der Regel zackig. Subkornbildung und Längung der Quarze und Sammelkristallisation von Glimmer bewirken die Ausbildung einer Schieferung parallel zur sedimentären Schichtung.

Immer wieder können in den Sandsteinbänken Mikrobrecien entdeckt werden. Ein solcher Vertreter wäre **BE 24/00-II**. Große Komponenten schwimmen in einer grobkörnig rekristallisierten Matrix aus Karbonat. Die Komponenten bestehen aus verschiedenen Karbonatgesteinen (wie bei BE 26/00), wenigen Phylliten und Glimmerschiefer, vor allem aber großen Quarz- und Feldspatkristallen. Die großen detritären Feldspäte zeigen starke Abbauerscheinungen. Trotzdem sind die Zwillingslamellen noch gut erkennbar. Im Unterschied zu den Breccien der Tristelformation konnten **keine** organogene Komponenten gefunden werden. Der Anteil der Quarz- und Feldspatkörner ist wesentlich größer. Detritäre Glimmer sind meist undulös auslöschend.

Die hier beschriebene Mikrobrecie kann durchaus auch in der Malmurainza-Formation gefunden werden. Bezüglich einer Beschreibung der phyllitischen Zwischenlagen sei auf die Beschreibung der Fuorcla d'Alp Formation (s.u.) verwiesen.

Dünnschliffe: BE 24/00-II, BE 44/00

Fuorcla d'Alp Formation (Tafeln 92, 93)

Die Fuorcla d'Alp Formation wurde im Gebiet zwischen dem Kamm P. 2612 – Piz Malmurainza und P. 2945 m definiert. Wie schon oben beschrieben, geht sie aus der Gaultformation hervor. Die Mächtigkeit beträgt ungefähr 10 bis 20 Meter. Die Fuorcla d'Alp Formation stellt neben der Tristelformation den 2-ten Leithorizont innerhalb der Bündnerschiefer und den einzigen Korrelationshorizont für weltweite Korrelationen

dar. Die dunkelschwarzen Schiefer der Fuorcla d'Alp Formation (kurz FdA) weisen auf ein stark anoxisches Milieu hin, wie es für OAE (Oceanic Anoxic Events) typisch ist. OAEs stellen eine Zäsur in der ozeanographischen (und biologischen) Entwicklung der Meere der Kreide dar und sind dadurch ideale stratigraphische Korrelationshorizonte.

Das Alter der Fuorcla d'Alp Formation wird durch Schichtvergleich mit fossilbelegten Abfolgen im Vorarlberger Helvetikum als Albium (vermutlich Basis *R. appenninica*-Zone) festgelegt.

Im Hangenden nimmt der detritäre Eintrag in die schwarzen Phyllite wieder zu, womit die Fuorcla d'Alp Formation wieder einen turbiditischen Charakter bekommt und in die Malmurainza Abfolge (-Formation, = Bunte Bündnerschiefer) übergeht.

C_{org}-Untersuchungen an der Probe BE 29/00 weisen auf max. Gehalte von C_{org} von ca. 0,5 % hin.

Das Handstück BE 29/00 zeigt plattigen Charakter, bedingt durch die intensive Deformation. Die neu ausgebildete Schieferung ist in der Regel diskordant zur ursprünglichen sedimentären Schichtung (ss), die sich durch einen Wechsel von ockrigen und schwarzen Lagen zu erkennen gibt. Die Schieferung ist verfaltet, wobei mehrere Falten Generationen erkennbar sind (2 Hauptfaltungen, die normal zu einander stehen und eine alles überprägende Crenulation, siehe auch Kapitel Tektonik).

Im Dünnschliff **BE 29/00** zeigt sich die ursprüngliche sedimentäre Schichtung (ss) durch einen Wechsel von quarz- und schichtsilikatreichen Lagen. Dieser Wechsel ist einerseits im mm-Maßstab, aber auch im 10-er µm-Bereich erkennbar. Die Verfaltung der Schichtsilikate bedingt deren teilweise Einregelung in neue Schieferungen. Die quarzreichen Lagen zeigen die Deformation einerseits durch die Plattung der Quarzindividuen, andererseits auch durch die undulöse Auslöschung der Quarzkörner. Die Korngrenzen der Quarze sind stellenweise gerade, meist aber jedoch stylolithisch gezackt. Diese Körner sind extrem stark gelängt und weisen auf eine hohe Drucklösungskomponente während der Deformation hin. Bemerkenswert sind häufig vorkommende FI-trails in den Quarzen, die an Zwillinge in Calcit erinnern. Meist ist das Streichen der FI-trails in einem Winkel von 45 bis 80° schräg zur Schieferung. Falteninterferenzen bewirken Bereiche mit wirbelartiger Textur. Vereinzelt vorkommende Karbonatputzen sind stark verzwilligt (meist Typ I und II nach BURKHARD 1993). Die Schichtsilikate sind vorwiegend der Chloritgruppe zuzuordnen. Als Akzessorium findet sich wenig Turmalin.

Der Dünnschliff **BE 17/02** zeigt ähnliche Merkmale, ist jedoch noch feinkörniger und stärker geplättet. Auf Grund der Feinheit des Gesteins sind die Korngrenzen von Quarz nicht mehr beschreibbar. Es ist jedoch erkennbar, dass die Hauptschieferung des Gesteins eine Axialebenenschieferung darstellt. So sind zwischen den Schieferungsebenen noch die reliktschen Faltenscheitel erkennbar.

Es sind also im Dünnschliff die makroskopischen Befunde – Schieferung diskordant zum ss, Faltung und enorme Deformation – bestens erkenn- und belegbar.

Dünnschliffe: BE 21/00, BE 29/00, BE 15/02, BE 16/02, BE 17/02,

Malmurainza Abfolge – Bunte Bündnerschiefer (Tafeln 20-25, 94-104)

Die Malmurainza-Formation stellt eine turbiditische Abfolge aus Phylliten, Sandsteinen und Mikrobrecien dar, die aus der Fuorcla d'Alp Formation normalstratigraphisch hervorgeht. Ihr Alter wird mit Oberkreide angenommen, wobei Alttertiär nicht ausgeschlossen werden kann. Ihre Mächtigkeit wird auf ca. 200 bis

300 Meter geschätzt. Die einzelnen Bänke sind im Aufschlussbereich stark verfaltet, weshalb in der Natur eine viel zu große Schichtmächtigkeit vorgetäuscht wird. Im früheren Fossilfundpunkt von TORRICELLI (1956) liegt - wie schon früher dargelegt (BERTLE 1999, 2000) - eine Probenverwechslung vor. Der Lokalaugenschein an den entsprechenden Stellen (Raschvella und vor allem Steinbruch bei Pkt. 1111 m gegenüber von Raschvella) spricht vielmehr für Tristelschichten oder Crinoiden-führende Bunte Bündnerschiefer, die an den genannten Stellen anstehen. Die jüngsten Anteile der Zone von Pfunds bzw. der Malmurainza-Abfolge stellen vielmehr vermutlich die hangendsten Anteile der früheren Roz-Serie dar, die in die oberste Kreide (sicher Campanium - Maastrichtium) eingestuft werden konnten (mittels (*Lepid*)*orbitoides* sp. und *Globotruncana arca*) (BERTLE 1999, 2000).

Die Malmurainza-Abfolge baut in großen Anteilen die markanten Bergformen des Mutlers, des Piz Salet und des Piz Malmurainza auf. Am N-Rand des Kartiergebiets lassen sich die vom Kamm Mutler - Pizzet herabziehenden Turbidite weiter gegen Spiss verfolgen und ziehen von dort zum Kamm Kreuzjoch - Hahntenn NNW Pfunds, den sie vollständig aufbauen, und weiter Richtung Toarjoch-Schafegg N Pfunds. Petrographisch gleicht die Malmurainza-Abfolge stark den Bunten Bündnerschiefern der Fimbereinheit, ist jedoch weniger tektonisiert, d.h. die stratigraphischen Abfolgen sind wesentlich besser erhalten, obwohl auch die Abfolge im Fensterinnersten stark verfaltet ist. Die Abfolge ist lithologisch sehr bunt, es wurde in der Kartierung dieser großen Gesteinsvielfalt mittels Übersignaturen auch Rechnung getragen. Neben sandsteinreichen Abschnitten wurden auch phyllitreiche Abschnitte abgetrennt, weiters auch besondere Breccienvorkommen (z.B. am Piz Salet W-Grat) und die sehr charakteristischen Hellglimmersandsteine, die sehr stark an die gleich alten Reiselsberger Sandsteine des Rhenodanubikums erinnern und daher als „Typ Reiselsberg“ (kurz: Typ R., siehe auch Karte) bezeichnet wurden.

Die Proben zur Schwermineral (SM)-Untersuchung wurden gebrochen, dekarbonatisiert und nach der in FAUPL et al. (1999) genannten Methode präpariert. Es wurde dann der Schwermineral-Schliff selbst ausgewertet. Die Schwermineralspektren im Untersuchungsgebiet zeigen für den Typ R (**BE 34/02**) der Malmurainza Abfolge folgende Zusammensetzung :

90 % Turmalin und Zirkon
wenige Procente TiO₂-Gruppe
sehr wenig Apatit und wenige andere Minerale

Das Schwermineralspektrum deutet auf ein stark durch Granitoide dominiertes Liefergebiet hin.

Ein ähnlicher Typ vom Piz Salet (**BE 26/02**) erbrachte die folgende Zusammensetzung:

85 % Turmalin und Zirkon
wenige Procente TiO₂-Gruppe
wenig Apatit (letztere beide sind gegenüber BE 34/02 etwas angereichert)

In keiner Probe wurde Amphibol, Chromit oder Granat gefunden. Die Schwermineralspektren unterstützen die Korrelation mit der Reiselsberg Formation nicht. Die Reiselsberg Formation wurde einer monographischen Bearbeitung durch MATTERN (1998) unterzogen, das Alter der Basis der Formation schon früh von OBERHAUSER in Vorarlberg mit Cenomanium ermittelt. Typisch für die Reiselsberg

Formation ist ihr Schwermineralspektrum, das durch eine massive Granatvormacht gekennzeichnet ist.

BE 34/02 stammt von der Straße nach Riatsch und ist ein Vertreter der Sandsteine vom Typ R. (Im Dünnschliff erkennt man einen gut sortierten Sandstein, dessen Klasten aus Quarz, Feldspat, Karbonat und wenig detritischem Hellglimmer aufgebaut werden. Die Klasten mit Ausnahme von Karbonat zeigen alle ausgefranzte Korngrenzen gegen die karbonatische Matrix. Vereinzelt ist Turmalin beobachtbar. Glimmerminerale sind bevorzugt in einer Foliation eingeregelt. Als Glimmer sind einerseits große, undulös auslöschende Hellglimmer und andererseits braune, pleochroitische Schichtsilikate erkennbar. Letztere dürften der Stilpnomelan-Gruppe angehören. Die silikatischen Klasten zeigen eine unimodale Korngrößenverteilung. Lithische Fragmente sind selten bis gar nicht vorhanden. Der Dünnschliff **BE 26/02** zeigt sehr ähnliche Merkmale wie BE 34/02.

BE 22/02 zeigt ähnliche Merkmale, nur ist detritärer Hellglimmer nicht in die Foliation eingeregelt, sondern diskordant dazu.

In **BE 21/02** erkennt man eine bimodale Korngrößenverteilung der silikatischen Klasten. Große Quarz- und Feldspatkörner finden sich in einer Matrix aus Karbonat und kleineren Quarz- und Feldspatkörnern. Unregelmäßig-raue, zackige Korngrenzen sind bei den großen Körnern wesentlich häufiger zu beobachten als bei den kleinen. Eisenkarbonat-Butzen finden sich regelmäßig über den Dünnschliff verteilt. Foliationsbildend findet sich ein braunes, blättriges Mineral (Stilpnomelan?). Turmalin ist stark ausgefranst. An lithischen Fragmenten sind nur wenige Glimmerschiefer und/oder Phyllitklasten erkennbar.

BE 46/01-klein zeigt einen Sandstein, der ebenfalls eine bimodale Korngrößenverteilung aufweist. Er ist mit BE 21/02 vergleichbar, zeigt jedoch bei den lithischen Fragmenten eine etwas buntere Zusammensetzung. Es sind karbonatische Gesteinsbruchstücke stark vertreten. Alle detritären karbonatischen Klasten zeigen am Rand eine Eisenkarbonat?-Hülle, die vermutlich während der metamorphen Überprägung durch Lösung von Karbonat des Klasten und Ausfällung von inmobilerem Eisen entstanden ist.

An wenigen Stellen können innerhalb der Sandsteinabfolgen der Malmurainza-Formation Mikrobrecien bzw. Breccien gefunden werden (z.B. am Piz Salet). **BE 46₁/01** ist eine Mikrobrecie, die aus einem Sandstein (s.o.) hervorgeht. Große lithische Fragmente, die deformiert sind, schwimmen in einer karbonatisch-quarzosen Matrix, die geschiefert ist. Die Foliation wird durch Glimmerminerale gebildet, die wahrscheinlich aus dünnen Tonhäutchen des Ausgangssediments hervorgegangen sind. An lithischen Fragmenten können verschiedene Karbonate (sparitisch, mikritisch-dicht, organogen) – teilweise wieder mit Eisenmineralhaut, Glimmerschiefer, Phyllite, Tonschiefer, polykristalline Quarze und große Feldspataggregate, die vermutlich von granitoiden Gesteinen stammen, gefunden werden. Die Feldspataggregate zeigen alle Abbauerscheinungen infolge der alpinen Metamorphose, die Zwillingslamellen sind jedoch noch gut erkennbar. Ausgefranzte Korngrenzen sämtlicher lithischer Fragmente können als Hinweis auf metamorphe Überprägung gewertet werden. Die Zusammensetzung der lithischen Fragmente deutet jedenfalls auf ein saures Liefergebiet (wie es z.B. in der Tasnadecke auftritt) hin.

BE 30/03 zeigt eine Breccie, die stark von lithischen Fragmenten und Quarzklasten dominiert wird. Nach PETTIJOHN et al. (1973) müßte man von einer lithischen Grauwacke sprechen. Die Zusammensetzung der lithischen Fragmente entspricht BE 46/01, wobei jedoch die kristallinen Komponenten stark überwiegen. Die Matrix des Gesteins wird im Gegensatz zu den vorangegangenen Beispielen vor allem von feinkörnigem Quarz gebildet. Karbonat ist wesentlich weniger enthalten. Dagegen

ist der Gehalt an Glimmer im Vergleich zu den anderen Beispielen der Malmurainza-Formation wesentlich höher.

BE 14/01 ist BE 30/03 sehr ähnlich, nur ist die Korngröße generell etwas kleiner, weshalb auch die lithischen Fragmente schwerer bestimmbar sind.

BE 67/00 kann als Vertreter eines sehr karbonatischen Bunten Bündnerschiefers aus der Malmurainza Formation gelten. Dabei schwimmen detritäre Quarze und Feldspäte (alle mehr oder weniger gerundet mit ausgefranten, zackigen Korngrenzen) in einer geschiefert Matrix aus Karbonat und wenig feinkörnigem Quarz. Glimmer bilden die Foliation ab. Dabei ist auch der Großteil der detritären Glimmer in die Foliation eingeregelt. Die detritären Komponenten wittern infolge der natürlichen Erosion im Gelände heraus, das Gestein erhält dadurch einen „sandigen Charakter“.

Dünnschliffe: BE 67/00, BE 14/01, BE 45/01, BE 46/01, BE 21/02, BE 22/02, BE 34/02, BE 30/03

A.2.) Die mittlere Einheit – Tasna Decke

Die Tasnadecke konnte nur am Südrand des Untersuchungsgebietes kartiert werden, wo sie direkt an die ostalpinen Decken grenzt. Ihre Schichtfolge ist in Folge tektonischer Ausquetschung im Vergleich zum Typusgebiet weiter im W stark reduziert. Der mächtige Tasnakristallzug der Plattamala, dem auch der Ultramafitit von Nauders-Riatsch zugezählt wird, zieht in den Waldhängen S Raschvella und Sclamischoth bis zur Chilchera Tudais-cha, wo das saure Kristallin auskeilt und weiter im E nur noch in 2 ganz kleinen Schürflingen in derselben tektonischen Position auftritt. Dafür ist der ultramafische Anteil östlich von Chilchera Tudais-cha großflächig aufgeschlossen. Auf der gesamten Strecke liegt im Hangenden des Tasnakristallins ein mylonitischer Karbonatzug, der der Trias zuzuordnen sein dürfte (aus Analogie zu den subsilvretiden Schollen n. FUCHS & OBERHAUSER 1990). Sonst finden sich nur noch kleine Tasnakristallinvorkommen nördlich des Ultramafitits von Nauders-Riatsch, wobei es sich hier um tektonische Schürflinge bzw. Olistolithe handeln dürfte. Mit diesen Vorkommen treten auch 2 kleine Vorkommen von Steinsberger Lias auf (bei Pkt. 1781 m W Schwarzsee und beim dreieckigen Sumpf W Hohegg). Anzeichen einer HP-Metamorphose konnten im Tasnakristallin nicht gefunden werden, ein Hinweis darauf könnte allerdings das schon lange bekannte Vorkommen von Stilpnomelan im Kristallin der Plattamala sein (STRECKEISEN & NIGGLI 1958). Naßchemisch wurde das Tasnakristallin in den 60-er Jahren von van LOON (1963) analysiert und dargestellt. Für Gesamtgesteinschemismen sei auf diese Arbeit verwiesen bzw. auf das Kapitel Geochemie.

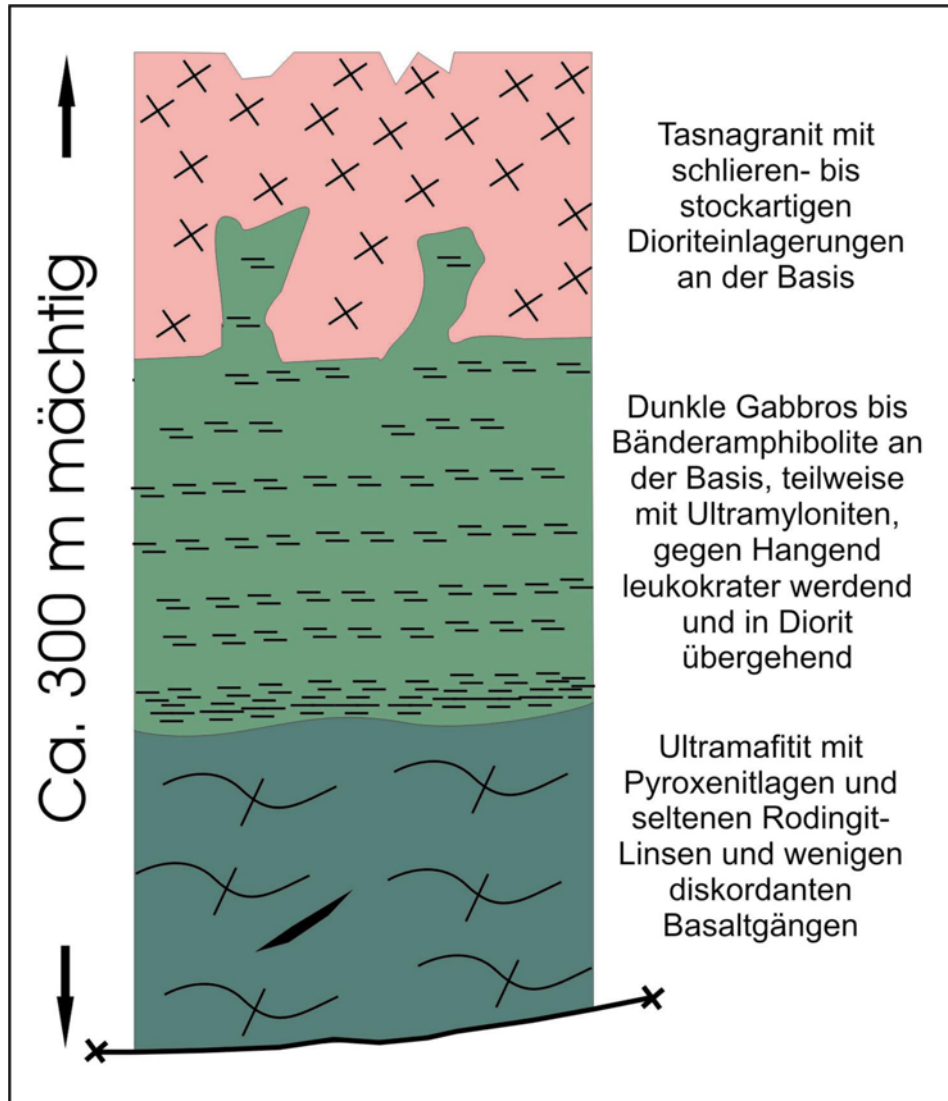


Abb. 9: Schematischer Aufbau des Tasna-Grundgebirges zwischen Plattamala und Nauders auf Grund der Kartierung.

Grundgebirge

Ultramafitit

Das stratigraphisch Liegende des Tasnakristallins bildet im gesamten Untersuchungsgebiet ein Ultramafitit, der besonders im Bereich E der Landesgrenze großflächig gut aufgeschlossen ist. Der Ultramafitit bildet dort die urtümliche Schmelzwasserrinnen-Landschaft von Nauders-Riatsch – Schwarzsee. Dieses Vorkommen ist schon lange bekannt und wurde auch von van LOON im Rahmen seiner Dissertation in den 60-er Jahren genauer untersucht. Das Vorkommen wird vom Autor seit 1998 bearbeitet. Die Ultramafitite sind nicht, wie ursprünglich vom Autor angenommen, homogen, sondern zeigen im Detail Variationen. Neben einem Lagenbau ist eine metamorphe Foliation durch die Einregelung von Chromit, der Pyroxene und von Olivin gut erkennbar. Stellenweise konnten inmitten des Ultramafititkörpers Pyroxenite, retrograde (Granat?-)Peridotite, Gabbros sowie im Ultramafitit steckende diskordante Basaltgängchen gefunden werden. Im Hangenden scheint der Ultramafitit stellenweise Gabbrolinsen zu führen, so z.B. im Bereich Val Torta S San Niclà. Die Hangendgrenze dürfte teilweise tektonischen Ursprungs sein.

Das Alter dieser tektonischen Grenze dürfte jedoch permisch (bis triadisch) sein (FROITZHEIM & RUBATTO 1998, DESMURS et al. 2003). Amphiboldatierungen aus der Basis der überlagernden Gabbros bis Bänderamphiboliten mittels Ar-Ar-Methode aus dem Vorkommen Val Torta (s.u.) zeigen unterjurassische Alter. Ar-Ar-Datierungen an Phlogopit aus dem Ultramafitit am Piz Tasna ergaben Alter um 170 Ma (DESMURS et al. 2003)

Die Dünnschliffauswertung und geochemische Untersuchungen (s.u.) definieren den Ultramafitit als Lherzolith, wobei – für mesozoische penninische Ultramafitite ungewöhnlich – die Mantelparagenese Olivin-Klinopyroxen-Orthopyroxen noch erhalten ist. Umgewandelter Granat kann in Form eines Symplektits rekonstruiert werden. Als spätes metamorphes (?) Produkt findet man eine zweite Granatgeneration – vermutlich (Hydro-)Grossular.

Lherzolith s.str. (Tafeln 26, 27, 105-109)

Der Großteil des Ultramafititkörpers von Nauders-Riatsch wird durch Lherzolithe aufgebaut. In diese Lherzolithe eingelagert sind die anderen Typen von Ultrabasiten. Es handelt sich beim Ultramafitit von Nauders-Riatsch – der sich ja bis nach Scuol fortsetzt – um den größten Ultramafititkörper des Unterengadiner Fensters. Die Vorkommen in der Fimberzone (besonders in Form des Idalp-Ophiolits) sind im Vergleich dazu klein.

BE 68/00 stammt aus dem Krusten-Mantel-Grenze-Ausschluss von Val Torta und stellt einen zu ca. 50 % serpentinierten Ultramafitit dar. Trotzdem sind noch 4 primäre Mineralphasen erkennbar: Klinopyroxen, Orthopyroxen, Chromit und Olivin. Als sekundäre Minerale sind vor allem Serpentinphasen zu nennen. In alpinen Klüften tritt Amphibol auf.

Klinopyroxen scheint in mindestens 2 Generationen vorzuliegen. Eine ältere Generation, mit relativ großen Körnern, die undulöse Auslöschung aufweisen, rekristallisiert an den Korngrenzen zu einem feineren Parkett aus kleinerem Klinopyroxen. Orthopyroxen wird randlich und entlang der Spaltbarkeit von einem hellbraunen Amphibol überwachsen. Orthopyroxen zeigt wie die großen Klinopyroxene stark undulöse Auslöschung. Chromit wandelt sich stellenweise in ein feinkörniges, mit dem Mikroskop nicht auflösbares Mineralgemenge um. Olivin findet sich nur im gesamten Gestein erhalten, am besten jedoch wenn er von Orthopyroxen eingeschlossen ist. Alpine Klüfte sind an den Klüftwandungen von Serpentin dominiert, in der Klüftmitte ist Amphibol das Hauptmineral. Es ist keine metamorphe Foliation erkennbar.

Das Handstück **BE 81/00** zeichnet sich durch eine Foliation aus, die durch die lagige Struktur von Klinopyroxen und Orthopyroxen bedingt ist. Vermutlich handelt es sich um serpentiniertes Kumulat. Der Serpentinisierungsgrad beträgt ungefähr 70 bis 80 %, wobei die Orthopyroxen und Klinopyroxen als Pseudomorphosen durch unterschiedliche Serpentinfüllung noch erkennbar sind. (Cr)-Spinell ist ebenfalls durch seine längliche Struktur am Aufbau der Foliation beteiligt. Umwandlungen wie im Schliff BE 68/00 sind häufig erkennbar.

Pyroxenite (Tafeln 26, 27, 110-120, 166):

Innerhalb des Lherzolithkörpers können im Bereich des Schwarzsees bei Nauders Pyroxenit-Lagen gefunden werden, die Hinweise auf eine in den Lherzolithen s.str. unbekannt Paragenese liefern. Lagen, die in der Foliation des Ultramafitits konkordant liegen, zeigen im Dünnschliff eine ungewöhnliche Klinopyroxen-Spinell-Paragenese, die in Form eines Symplektits auftritt. Ungewöhnlich ist zunächst auch die sehr frische Erhaltung der primären Mineralparagenesen – das Gestein besitzt

lagenweise einen maximalen Serpentinisierungsgrad von ca. 20 %! Die Pyroxenite können selbst wieder – zumindest momentan – in 2 Untergruppen geteilt werden, die hier durch 2 repräsentative Dünnschliffe (BE 7/03 bzw. BE 47/02 und 4/03) vorgestellt werden sollen.

Die Bereiche außerhalb der Pyroxenitlage von **BE 47/02** zeigen einen „normalen“ Ultramafitit, dessen Olivine vollständig und dessen Orthopyroxene, Klinopyroxen und Chromspinelle teilweise umgewandelt sind – sie lassen sich durchaus mit Gesteinen vom Typus BE 68/00 vergleichen.

Die Pyroxenitlagen dagegen zeigen ein völlig anderes Bild. Sie sind zunächst wesentlich weniger umgewandelt (siehe auch Gesteinsanschnitt), daher sind primäre Mineralphasen wesentlich besser erhalten. Olivin konnte nicht entdeckt werden.



Abb.10: Gesteinsanschnitt von BE 47/02. Pyroxenitlagen erscheinen hell mit braunen Flecken, während (teil)serpentinisierte Lherzolithlagen schwarz sind. Man beachte, dass die Pyroxenitlagen einen boudinierten Charakter aufweisen.

Große, mehrere mm große Orthopyroxene bilden zusammen mit fast gleich großen Klinopyroxenen ein foliertes Gefüge. Die großen Pyroxenkristalle zeigen undulöse Auslöschung, die Orthopyroxene zusätzlich auch noch teilweise Bastitisierung und Serpentinisierung. Zwischen den großen Pyroxenen finden sich lagig angeordnete parkettartige kleinere Pyroxene. Diese zeigen gegen die großen Pyroxene hin oft eine Korngrößenabnahme. In diese kleineren Pyroxenlagen eingelagert finden sich Hercynitkristalle, die in 2 Formen auftreten. Einerseits bildet Hercynit eigene größere

Kristalle, die mit den kleineren Pyroxenen gerade Korngrenzen besitzen. Andererseits findet sich Hercynit in den Zwischenbereichen der großen Pyroxene auch in Form einer symplektitischen Verwachsung mit kleinen Pyroxenen. Größere Hercynitkristalle zeigen Umwandlung zu Magnetit(?) und einem optisch nicht identifizierbaren bräunlichen Mineral.

In **BE 4/03** bilden Klino- und Orthopyroxen Lagen von parkettartigem Aufbau. Die Korngrenzen der Pyroxene sind zackig-gefurcht. Stellenweise finden sich in diesen Pyroxenlagen Relikte von wesentlich größeren Pyroxenen. In allen Pyroxenen sind Entmischungslamellen erkennbar, diese sind jedoch oft auf einen Kernbereich der Pyroxene beschränkt, der von einem klaren Rand umgeben wird. Zwischen diesen parkettartigen Pyroxenlagen finden sich Lagen, die vollständig von einem Symplektit aufgebaut sind. Diese Symplektite sind teilweise verfaltet. Der Symplektit selbst wird durch Hercynit-Pyroxen-Verwachsungen, die wiederum mit einem braunen Mineral (Magnetit?) symplektitisch verwachsen sind, gebildet.



Abb. 11: Gesteinsanschnitt von BE 7/03. Weiß = feinkörnige, mikroskopisch nicht auflösbare Grundmasse bzw. Symplektit, Violett = Pyroxen mit Korona aus braunem Amphibol (dunkelbraun) und Phlogopit (dunkelviolet). Hercynit tritt in Form von schwarzen Körnern mit blaugrüner Korona (= Epidot?) auf.

Das Gestein **BE 7/03** zeigt einen sehr ungewöhnlichen Mineralbestand, der durch cm-große Pyroxene (v.a. Klinopyroxene), cm-große Hercynitkristalle, Phlogopit und braunen Amphibol dominiert wird. Zwischen diesen makroskopisch erkennbaren Mineralen findet sich eine weiße Masse, die im Dünnschliff einen umgewandelten Symplektit erkennen läßt.

Die Pyroxene werden v.a. durch Klinopyroxen gebildet, untergeordnet finden sich wenige Orthopyroxene. Die Auslöschung ist stark undulös, entlang der Spaltbarkeit erkennt man die Umwandlung zu Kaersutit. Die großen Klinopyroxene werden von parkettartig angeordneten kleineren Klinopyroxenen und Kaersutiten umgeben. In diesem Parkettmuster finden sich stellenweise in den Kornzwickeln Relikte von polykristallinem Quarz oder Feldspat. Quarz findet sich auch in den Spaltrissen von großen Kaersutitkristallen. In Bereichen, die von Kaersutit und Phlogopit aufgebaut werden, ist ebenfalls häufig Quarz oder Feldspat zu finden. Phlogopit zeigt selbst z.T. randliche Ausbleichung. Die großen Hercynite zeigen eine Umwandlung entlang der Spaltrisse und der Korngrenzen. Sie werden von fraglichem Epidot/Clinozoisit und Magnetit verdrängt. In den Bereichen zwischen den Pyroxenen (egal ob vollständig von Kaersutit umgeben oder nicht) und den großen Hercyniten sowie Kaersutit und Hercynit bildet sich ein Symplektit, der in seine Mineralphasen lichtoptisch nicht unterteilt werden kann, da die beteiligten Phasen zu feinkörnig sind. Relikte des Symplektits könnten einmal Feldspat dargestellt haben. In den leukokraten Anteilen des Symplektits kann nur farbloser Amphibol (vermutlich als späteres Produkt) zweifelsfrei identifiziert werden. Die Hercynite besitzen in Folge der Umwandlungserscheinungen eine Korona, die aus drei verschiedenen Schichten besteht: um Hercynit zuerst fraglicher Epidot/Clinozoisit, dann Chlorit und Amphibol und zu äußerst eine Rinde aus Feldspat (?) und einem nicht identifizierbaren Mineral. Dann folgt der „normale“ Symplektit des Gesteins.

Dünnschliffe:

BE 34/00, BE 68/00, BE 81/00, BE 72/01, BE 2/02, BE 42/02, BL-L (= BE 47/02), BE 7/03, BE 4/03

Rodingit (Tafeln 28, 121, 122)

Der Dünnschliff **BE 24/03** zeigt eine markante Dreiteilung, wobei sich die 3 Bereiche im Gefüge- und im Mineralbestand deutlich unterscheiden. Ein Gang aus Vesuvian trennt dabei einen Bereich mit porphyrischem Basaltgefüge von einem Bereich, der aus einer Masse aus feinen Amphibolnadeln mit dazwischen liegenden Granaten besteht. In letzterem Bereich bilden Amphibole eine büschelig-netzartige Masse, in der kleinere Granate (fast farblos) eingelagert sind. Die Granate scheinen älter zu sein als die Amphibole. Stark ausgefranste, deformierte Flecken innerhalb des Amphibol-reichen Bereiches deuten darauf hin, dass auch in diesem Bereich vermutlich einmal der porphyrische Basalt das ursprüngliche Gestein war, das eben zum nun vorliegenden Mineralgemenge umgewandelt wurde.

Der Vesuvian-Gang zeigt auf beiden Seiten eine Reaktionszone mit dem Hüllgestein und zwar in der Weise, dass dort orientiert wachsende feinkörnige Amphibolnadeln (mit grauen Interferenzfarben) und idioblastische bis hypidioblastische Vesuviankörner (perlschnurartig angeordnet) zu finden sind. Im „basaltischen“ Abschnitt ist Pyroxen nur noch reliktsch erhalten. Meist ist Pyroxen von feinen Amphibolnadeln überwachsen. Die Matrix des Basalts bzw. einmal vorhandene Feldspäte sind zu Chlorit (oder Serpentin-)-Amphibolaggregaten (z.T. pseudomorph) umgewandelt. Einzelne Vesuvian-Adern die von den großen Adern ausgehen, durchziehen das Gestein.

Im zugehörigen Sondenschliff ist sogar noch Plagioklas als Relikt erhalten.

Dünnschliffe: BE 24/03-groß

Basalt (Tafeln 28, 123, 124)

An einer Stelle konnte ein noch erhaltener Basaltgang innerhalb der Ultramafitite gefunden werden. Der Gang schlägt diskordant durch die Foliation des Ultramafitits durch, ist daher ein späteres Ereignis. Im Dünnschliff **BE 71/01** ist die typische porphyrische Struktur erkennbar, wobei die glasige Matrix zu einem unidentifizierbaren Mineralgemenge rekristallisierte. Die Plagioklaseinsprenglinge zeigen retrograde Umwandlung – wahrscheinlich durch die metamorphe Überprägung im Tertiär. Der Basaltgang zeigt eine Zonierung zum Umgebungsgestein hin. Feldspatleisten sind in den Randbereichen stellenweise in die Längserstreckung des Ganges eingeregelt. Klüfte verschiedenen Alters durchziehen den Gang, wobei die Klüfte meist Amphibol- oder Amphibol-Chloritgefüllt sind. Die Feldspateinsprenglinge des Basaltganges sind zu einem feinkörnigen Gemenge von Amphibolen rekristallisiert. Während die Amphibole im Inneren des Ganges orangene Interferenzfarben zeigen, sind jene des Randbereiches durch graue Interferenzfarben gekennzeichnet. Die das Gängchen begrenzenden Ultramafitit-Zonen zeigen teilweise noch Pseudomorphosen der magmatischen Minerale, meist jedoch ein Gemenge aus Chlorit (entenblaue und grau-grünliche Interferenzfarben) mit Einsprenglingen von Amphibolaggregaten, die eventuell als Produkt einer sehr lokalen Kontaktmetamorphose durch den eindringenden Basalt entstanden sind. Der Kontakt Basaltganges – Ultramafitit ist scharf und nur wenig durch metamorphe Neubildungen überprägt. Schon wenige mm neben dem Basaltgängen finden sich noch erhaltene magmatische Minerale (Spinell, Klinopyroxen).

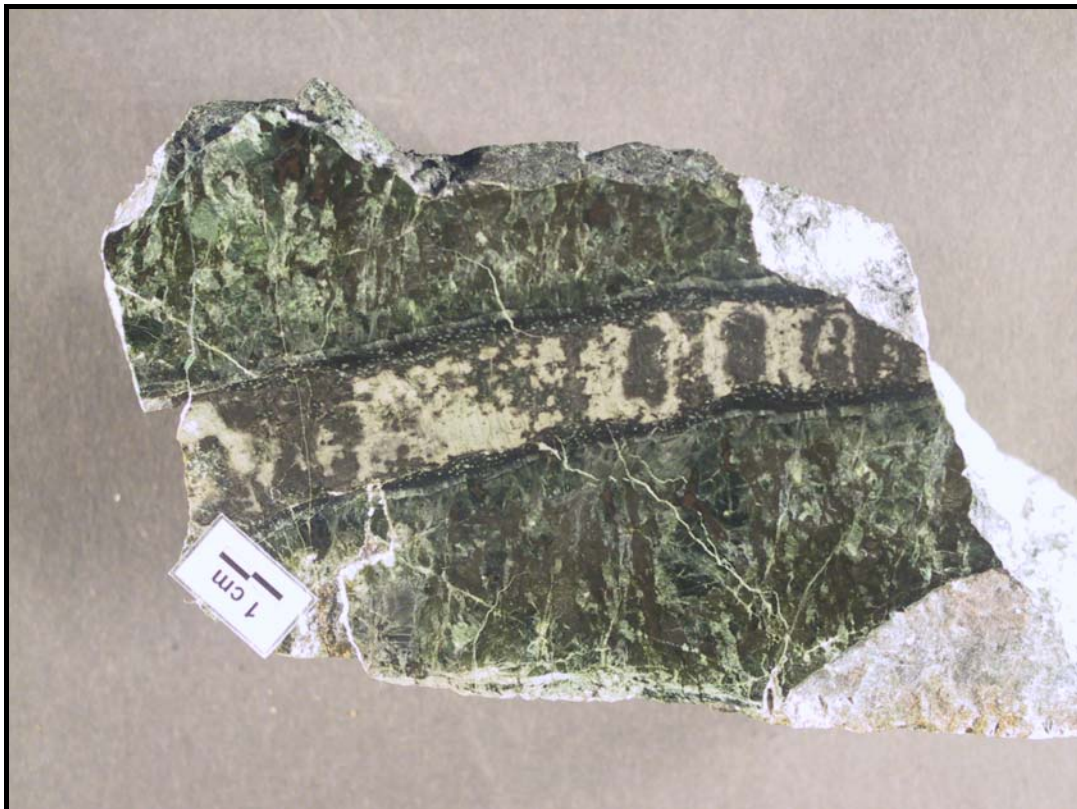


Abb. 12: Gesteinsanschnitt von BE 71/01. Man beachte die Zonierung des Basaltganges gegen das Wirtgestein sowie die Diskordanz zwischen Basaltgang und Foliation des Ultramafitits, die vertikal verläuft.

Dünnschliffe: BE 71/01

Ophikarbonate

Ophikarbonate scheinen sich – so die Kartierung – bevorzugt zu den Kontakten zu den Umgebungsgesteinen des Tasnakristallins hin zu entwickeln. Besonders schöne Ophikarbonate sind knapp W des Hofes von Riatsch am Kontakt zum Tasnakristallin zu finden. Ophikarbonate dieses Vorkommens wurden von BERTLE (2000) genauer beschrieben, sodass auf eine nochmalige Dünnschliffbeschreibung verzichtet wird. Die Frage, ob nun Ophikarbonate des Typs I oder II (LEMOINE et al. 2000) vorliegen, kann nun jedoch geklärt werden. Da die Ophikarbonate sich immer im Liegenden des Tasnakristallins finden, kann ein Sedimenteintrag ausgeschlossen werden. Es liegen daher Ophicalcite des Typs I vor, der durch das Aufbrechen des kühlen Mantels und das damit verbundene Eindringen von hydrothermalen, calcitisch-dolomitischen Fluiden entsteht.

Gabbroide und Amphibolit (Tafeln 29, 125-138)

Gabbros und gabbroide Gesteine innerhalb der Tasnadecke sind vor allem auf die Kontaktzone des Tasnagranits zum Ultramafitit konzentriert und scheinen dort auf 2 Niveaus beschränkt zu sein:

- Vorkommen, die vermutlich im Hangendbereich des Ultramafitits auftreten und mit diesem auch Black-wall-Bildungen aufweisen.
- Vorkommen an der Basis des Tasnagranits, in diesen stock- bis schlierenförmig intrudierend (?), jedoch stellenweise durch eine hochduktile Deformation straff geschiefert.

Gabbroide, die zur ersten Gruppe zu zählen sind, konnten nur im unteren Ultramafitit-Aufschluss des Val Torta-Baches auf h ~ 1300 m gefunden werden (BE 69/00, BE 70/00). BE 69/00 ist eine Probe aus einem Gestein, das durch metasomatische Beeinflussung eines gabbroiden Gesteines entstanden ist und damit eine Black-wall-Bildung darstellen dürfte. Über das Alter der Rodingitisierung kann keine Aussage gemacht werden.

BE 70/00 dürfte ein Gabbro mit panalotriomorph-körniger Struktur gewesen sein. Die Feldspäte sind jedoch zum größten Teil umgewandelt und liegen nur noch in Pseudomorphosen vor. Die Klinopyroxen sind meist von einer braunen Hornblende überwachsen. Die abgebauten Feldspäte liegen nun als eine feinkörnige Masse aus Amphibol, Chlorit, Pumpellyit und Albit vor. Opake Substanz zeigt stellenweise Umwandlung zu Titanit. Die braune Hornblende wird stellenweise (im Kontakt zur feinkörnigen Matrix) von einem blau-grünlichen Amphibol (Winchit??) überwachsen. Chlorit scheint stellenweise mit einem blaßbraunen Biotit verwachsen zu sein. Späte Klüfte bestehen aus Feldspat und Amphibol.

Der Dünnschliff **BE 69/00** ist gefügemäßig mit BE 70/00 ident, das Leistengefüge ist jedoch durch den Rodingitisierungsprozeß stärker umgewandelt, da das Handstück direkt aus der Black-wall im Kontaktbereich Gabbro – Ultramafitit entnommen wurde.

Gabbroidvorkommen an der Basis des Tasnakristallins kennzeichnen sich durch 2 Merkmale, die auch eine Untergliederung innerhalb dieser Gruppe erlauben: Stock- bis schlierenartige Kontakte zum Umgebungsgestein (dann eher als Diorit zu bezeichnen) oder starke Deformation mit damit einhergehender Ausbildung einer bei hohen Temperaturen entstandenen Schieferung. Diese Schieferung ist durch die

plastische Deformation von makroskopisch schwarz-braunen Amphibolen bedingt. Stellenweise ist die Schieferung auch verfaltet. Scherbänder im Gestein verbiegen Amphibol ebenfalls duktil. Es finden sich aber auch fast undeformierte Gabbroide, die noch recht gut erhaltenen Plagioklas zeigen (BE 5/02).

BE 5/02 zeigt fast keine Foliation. Grüne, undulös auslöschende Amphibole ohne bevorzugte Orientierung bilden ein equigranales, parkettartiges Muster, dessen Zwischenräume von ebenfalls undulös auslöschendem Plagioklas ausgefüllt werden. Plagioklas zeigt noch gut erhaltene Zwillingslamellen, wandelt sich jedoch schon stellenweise in ein Gemenge aus Hellglimmer, Chlorit und Amphibol um. Titanit findet sich häufig im Gestein, bevorzugt als Koronabildung um opake Substanz, vermutlich Hämatit. Die grünen, pleochroitischen Amphibole zeigen an den Korngrenzen und Spaltrissen oft Überwachsungen in Form eines blaugrünen Amphibols. Als seltene Bildung tritt Stilpnomelan mit brauner oder grüner Farbe auf. Er scheint dabei aus einer Reaktion zwischen Titanit und Feldspat hervorzugehen. Es ist aber auch eine mögliche Reaktion zwischen Titanit und Feldspat zu Epidot beobachtbar. 2 Haupttypen von Klüften durchziehen das Gestein: einerseits fast reine Epidot-Clinozoisit-Klüfte und andererseits Klüfte, die neben Epidot/Clinozoisit auch Komponenten des Wirtgesteins wie grünen Amphibol, Titanit oder Feldspat beinhalten.

BE 41/02 findet sich auch im Kontaktbereich saures Tasnakristallin – Ultramafitit. Das Handstück wurde ca. 1 m oberhalb des Ultramafitit BE 42/02 entnommen! In einer sehr feinkörnigen Matrix, die aus dem früher vorhanden gewesenen Plagioklas hervorgegangen ist, schwimmen Klasten von primärmagmatischem Pyroxen oder braunem Amphibol. Alle Klasten löschen stark undulös aus. Die Form der Klasten erinnert an „mica fishes“ oder Sigma-Klasten. Sowohl Klinopyroxen als auch die braunen Amphibole zeigen Überwachsungen von blaugrünem Amphibol in den Druckschatten oder Spaltrissen. In helleren Bereichen lassen sich die abgebauten Feldspäte noch erahnen. Wenige Klasten bestehen aus zerbrochenem Granat, der leicht bräunliche Eigenfarbe besitzt. Schlierenartig bis in die Schieferung eingeregelt opake Substanz zeigt in vielen Fällen Überwachsungen von Titanit. In einem Äderchen fand sich zudem blauer Amphibol von wahrscheinlich riebekitisch bis ferroglaukophaner Zusammensetzung. Das gesamte Gestein wird von wirt verlaufenden Epidot/Clinozoisit-Adern durchzogen.

BE 43/02 dürfte chemisch schon eher als Quarzdiorit zu klassifizieren sein, erinnert jedoch noch an BE 5/02. Nur noch als Pseudomorphose vorliegende Feldspäte bauen zusammen mit oliv-farbenem Amphibol eine panidiomorphkörnige bis hypidiomorphkörnige Struktur auf. In den Zwickeln findet sich skelettartiger Quarz mit stark undulöser Auslöschung. Gelegentlich finden sich auch noch wenige große Hellglimmer. Feldspat ist in der Regel vollständig sericitisiert, großer primärer Amphibol ist stellenweise von einer weiteren Amphibolgeneration überwachsen oder teilweise in Epidot/Clinozoisit oder Glimmer umgewandelt. An wenigen Stellen sind fragliche Pseudomorphosen von Feldspat nach Hellglimmer (?) oder Pyroxen/Amphibol (?) zu beobachten.

In **BE 84/01** ist Feldspat nur noch in ganz kleinen Relikten erkennbar, sonst aber größtenteils zu einem Glimmergemenge abgebaut. In dieses Glimmergemenge sind große Chlorite, Epidot/Clinozoisit und Quarzkörner eingelagert und bilden eine Foliation. Chlorit zeigt meist braun-olive, selten auch entenblaue Interferenzfarben und starken Pleochroismus. Epidot/Clinozoisit ist gelblich und pleochroitisch und mit der Längsachse in die Foliation eingeregelt. Selten findet man fragliche Pyroxenkerne innerhalb der Epidot-/Clinozoisitkristalle. Titanit – oft auch in Aggregaten gesammelt – ist ebenfalls in die Foliation eingeregelt. Feldspat findet sich nur noch in Relikten. Die Foliation ist leicht gefältelt.

BE 83/01 ist BE 84/01 sehr ähnlich, hat aber einen etwas anderen Mineralbestand. Statt den länglichen Epidot/Clinozoisit-Körnern ist nunmehr blaugrüner, stark pleochroitischer Amphibol enthalten, der meist innerhalb von großen Chloriten liegt. Amphibol ist oft boudiniert und zerrissen. Epidot/Clinozoisit tritt nur in Form von leicht pleochroitischen, bräunlichen Butzen auf. Außerdem ist der Quarzgehalt etwas höher.

Dünnschliffe: BE 69/00, BE 70/00, BE 71/00, BE 88/01, BE 5/02, BE 19/02, BE 30/02, BE 41/02, BE 43/02,

Tasnagranit (Tafeln 29, 139)

Der Tasnagranit steht entlang des südlichen Fensterrandes bis in den Bereich der Schutthalden des Piz Lad wandbildend an, dünnt dann tektonisch bedingt sehr rasch aus und findet sich ein letztes Mal knapp E des Schwarzsees als mehrere m² große Linse. Der Tasnagranit zeigt verschiedenste Variationen und dürfte petrographisch verschiedenste Gesteine beinhalten: Tonalite, Granodiorite, Granite und Migmatite. Basischere Anteile wurden den gabbroiden Gesteinen zugeschlagen. Eine ähnliche Trennung wurde auch von CADISCH et al. (1968) angewendet, wobei die Abtrennung durchaus auf Schwierigkeiten stößt, so besonders z.B. an der Plattamala E-Seite.

Generell wird jedoch unter Tasnagranit ein vergrünter, große Kalifeldspäte führender Granit verstanden. Stilpnomelan ist stellenweise findbar. HUNZIKER et al. (1994) ermittelten an einem Glimmerkonzentrat von der Plattamala ein Alter von ca. 308 Ma mittels K-Ar-Technik. Ein ähnliches Alter wurde von BERTLE (2000) an einem Tasnakristallin-Schürfling auf der Idalpe mittels Ar-Ar-Datierung an Hellglimmer festgestellt.

BE 74/01 könnte eines der östlichsten Tasnagranitvorkommen darstellen. Das Gestein ist zu einem retrograden Orthogneismylonit deformiert. Große magmatische Felspäte zersetzten sich, primärer Quarz zeigt Subkornbildung und stark undulöse Auslöschung. Muskovit zeigt ebenfalls undulöse Auslöschung. Quarz rekristallisiert in kleineren Körnern zusammen mit feinkörnigem Glimmer und bildet dadurch eine gut ausgebildete Schieferung. Als Zeichen metamorpher Überprägung wandelt sich primärer Feldspat(Plagioklas) um, während Quarz massenhaft Fl einschließt. In spröden Bruchstrukturen wachsen bevorzugt Karbonat und Quarz. Karbonat bildet sich auch durch den Zerfall von Feldspat, und zwar aus der Ca-Komponente des Feldspats.

Dünnschliffe: BE 74/01

Sedimente

Die Sedimente der Tasnadecke sind im Untersuchungsgebiet in der Mächtigkeit stark reduziert und treten – wenn überhaupt – nur als Teile einer Schuppenzone zwischen dem Stille Bach und Foppa Sot knapp N des Ultramafititzuges auf. Die Kartierung zeigt, dass der Ultramafitit den Kern einer Antiform bildet. Die Hülle dieses Ultramafititkerns bildet die restliche Tasnadecke, wobei die beiden Schenkel extrem reduziert und tektonisch überprägt sind. Nur so ist es erklärbar, dass Steinsberger Lias in Schollen im Liegenden des Ultramafitits auftritt. Vergleicht man die Situation zwischen Nauders und Seraplana mit jener auf Alp Champatsch (CADISCH et al. 1968) weiter im W, so werden durchaus Parallelitäten offensichtlich. Ich glaube daher mehr an eine Melange im Hangenden des Nordpenninikums (=Zone von Pfunds)

analog zur Fimberzone (letztere jedoch Südpenninikum). Auch UCIK (pers. Mitt.) hat inzwischen die ursprünglich im Hangenden der Zone von Pfunds abgetrennte Zone von Roz-Champatsch-Pezid aufgegeben und interpretiert diese als hangendsten Anteil der Zone von Pfunds. Es ist jedenfalls auch bemerkenswert, dass die jüngsten Sedimente des Fensterinnerstens auch diesen hangendsten Anteilen der Zone von Pfunds angehören, nämlich vom Zebblasjoch (PAULCKE 1905, BERTLE 1999).

Steinsberg Formation („Steinsberger Lias“, Tafeln 140, 141)

Der Steinsberger Lias stellt das älteste eindeutig der Tasnadecke zuordenbare Schichtglied im Untersuchungsgebiet dar (Typlokalität ist der Schloßhügel von Ardez). Er ist in 2 kleinen Linsen W des Hohegg im Umfeld des Nauderer Ultramafitits aufgeschlossen. Das nördliche Vorkommen, das an gabbroide Gesteine grenzt, wird von einem untypischen Steinsberger Lias gebildet. Es handelt sich um einen glaukonitischen Kalk (BE 81/01), der bräunlich verwittert und mehr an einen kalkigen Sandstein erinnert. Dieses Vorkommen dürfte schon STAUB & CADISCH (1921) bekannt gewesen sein. Das 2-te Vorkommen befindet sich etwas weiter W, schon auf Schweizer Boden, knapp N des Pktes 1781 m. Es grenzt direkt an den Basaltzug des Kleinmutzkopfes. Hier steht ein heller, crinoidenführender Kalk (**BE 79/01**) an, der an den Hierlatzkalk der Nördlichen Kalkalpen bzw. an crinoidenführende Kalke in der Melange der Fimberzone im Gebiet Idalpe – Alp Trida am NW-Rand des Unterengadiner Fensters erinnert.

Das Alter des Steinsberger Lias ist im Gebiet Idalpe - Alp Trida biostratigraphisch gut durch Ammoniten definiert (OBERHAUSER 1983, MATTMÜLLER 1998, BERTLE 2000). Das Vorkommen BE 29/01 vom Planer Salaas (Fimberzone) stellt insofern eine Besonderheit dar, als es sich um eine „Kreuzung“ aus Hierlatz- und Adneterkalk handelt und zwar in der Weise, dass das Gestein aus Crinoidengliedern aufgebaut ist, jedoch auch unbestimmbare Ammoniten enthält. Das Alter ist durch das Auftreten von *Involutina liassica* JONES als Lias definiert. BE 81/01 stellt ein ähnliches Gestein dar, enthält jedoch wesentlich mehr Glaukonitkörner und findet sich in einer Schuppenzone im Liegenden der Tasnadecke. Das Alter ist ebenfalls durch die Führung von *Involutina liassica* JONES als Lias definiert. Beide Gesteine sind als grainstones anzusprechen.

BE 29/01 stellt ebenfalls einen grainstone dar. Die Matrix ist im Gegensatz zu BE 81/01 jedoch sparitisch und mikritisch. Die Internstruktur der Brachiopodenschalen ist noch erkennbar. Die Crinoidenstielglieder zeigen syntaxiale Anwachssäume. Statt Glaukonitkörnern finden sich nur Quarzkörner. An Foraminiferen sind biserielle agglutinierende (?) Foraminiferen neben Lageniden und *Involutina liassica* JONES feststellbar.

BE 81/01 ist als grainstone zu klassifizieren, wobei die Komponenten durch Crinoidenstielglieder, Brachiopodenschalen, Bryozoenklasten, Foraminiferen und Glaukonitkörner (in abnehmender Häufigkeit) gebildet werden. Die Matrix ist feinkörnig, einzelne späte Klüfte durchziehen das Gestein. Die niedrige thermische Überprägung wird durch die gute Erhaltung der Glaukonitkörner belegt. Die Crinoidenstielglieder zeigen starke Rekristallisation durch Bildung von Zwillingslamellen an, die Brachiopodenschalen sind stellenweise durch Quarz ersetzt. Stellenweise ist eine Imprägnierung der Crinoidenstielglieder mit Glaukonit beobachtbar. Auch die Kammern der Foraminiferen sind oft durch Glaukonit gefüllt. Das Alter des Gesteins kann durch die bestimmbaren Foraminiferen definiert werden. *Involutina liassica* JONES ist n. PAPP & TURNOVSKY (1970) ein Leitfossil für den Lias. Diese Alterseinstufung ist in guter Übereinstimmung mit den

Ammonitenfunden im Steinsberger Lias der Fimberzone (OBERHAUSER 1983, MATTMÜLLER 1998, BERTLE 2000).

Dünnschliffe: BE 29/01(I. liassica – Alp Trida, Planer Salaas), BE 81/01

Tristelformation

Jener Tristelzugkalk, der bei Pkt. 1687 im Gebiet des Ultramafitits von Nauders-Riatsch ansteht, zieht gegen E in das Liegende des dort anstehenden Tasnakristallins und könnte damit theoretisch die sedimentäre Hülle eben jenes Kristallins bilden. Der Tristelkalkzug zeigt schöne, typisch entwickelte Tristelkalke, die stellenweise eine starke Deformation erfahren haben. Diese Deformation ist in Form einer ausgeprägten Foliation mit dazugehöriger Lineation ersichtlich, wobei die Lineation durch eine Einregelung der detritären Bestandteile (Glimmer und Gesteinsklasten sowie biogene Klasten - Crinoiden) hervorgerufen wird. Trotzdem können noch Reste von Foraminiferen und Dasycladales gefunden werden, die die Einstufung als Tristelkalk bestätigen. Auch STAUB & CADISCH (1921) beschreiben diesen Breccienzug als Kreide. Das Alter der Tristelformation ist im Gebiet Idalpe – Alp Trida gut durch folgende Foraminiferen und Dasycladales definiert (SCHWIZER 1983, OBERHAUSER 1983, BERTLE 2000, BERTLE 2002):

Dictyoconus arabicus (HENSON)
Palorbitolina lenticularis (BLUMENBACH)
Neotrocholina fribourgensis (GUILLAUME & REICHEL)
Salpingoporella sp.
sowie weitere Arten der Unterkreide

Die Foraminiferenassoziation spiegelt ein Oberbarrême- bis Unterapt-Alter wieder (SCHWIZER 1983, BECKER 1999) , wobei zu beachten ist, dass sämtliche Foraminiferen umgelagert wurden.

Dünnschliffe: siehe Diplomarbeit BERTLE (2000), BE 80/01

Gaultformation

Direkt in Zusammenhang mit dem Tristelkalkzug von P. 1687 stehen knapp W des Riatsch-Hofes an der Straße bräunlich verwitternde quarzose Sandsteine und zwischengeschaltete schwarz-graue Phyllite an, die lithologisch stark an die Gaultformation erinnern und daher dieser zugeordnet werden. Es handelt sich um das einzige Vorkommen im Arbeitsgebiet.

Das Alter ist biostratigraphisch sehr schlecht definiert und kann nur aus Korrelationen abgeleitet werden (s.u.). Aus den vorgeschlagenen Korrelationen ergibt sich ein Unter-/Mittelaptium bis Mittel-/Oberalbiun-Alter für die Gaultformation. Es ist dies ein etwas anderer Altersumfang als z.B. von ALLEMANN (2002) für die Gaultformation der Falknisdecke angegeben.

Dünnschliffe: siehe Diplomarbeit BERTLE (2000)

Mylonite (Tafeln 29, 142-148)

Mylonite treten in der Tasnadecke in 2 Niveaus auf, einerseits am Kontakt „Tasnagranit“ zum Ultramafitit – hier also als „Orthomylonite“ – und andererseits im Tristelkalkzug N des Ultramafitits, wobei die Tristelkalkmylonite hier vor allem am direkten Kontakt von Sedimenten zu Ultramafitit zu finden sind.

Einen typischen Vertreter der „Orthomylonite“ stellt **BE 71/00** dar. Das Handstück stammt aus dem schon bekannten Aufschluss im Val Torta. Es stellt – tektonisch gesehen – ein Übergangsglied von Gabbro zu Ultramafitit dar, kann jedoch aus einem basischen Gestein abgeleitet werden. Vermutlich war der Protolith ein mittelkörniger Gabbro, der zu einem Ultramylonit deformiert wurde. Der Ultramylonit weist ein Foliationsgefüge auf, das auf metamorphe Differentiation von dunklen und hellen Mineralen zurückführbar ist: Abgebaute Primärpyroxene sammeln sich in dunklen Lagen, abgebaute Feldspäte in hellen Lagen. Als metamorpher Mineralbestand liegen nun Epidot/Clinozoisit, Amphibol, Chlorit und Pumpellyit einerseits und Quarz, Chlorit, Amphibol, Pumpellyit andererseits vor. Reliktisch finden sich noch Klusten von primärem Pyroxen. Komplex aufgebaute, diskordante, postdeformative Klüfte durchziehen das Gestein. Sie bestehen meist aus Quarz, manchmal auch noch zusätzlich Epidot, Chlorit und Amphibol. Auch Calcit tritt in den Klüften und im Gestein stark lamelliert auf.

Ein weiterer Vertreter der „Orthomylonite“ stellt das Handstück **BE 78/01** dar. Es handelt sich hier um einen reinen Serpentin-Mylonit. Der Protolith war mit Sicherheit ein Ultramafitit. Vom Primärmineralbestand sind nur noch reliktsche Klinopyroxene und Chromite erkennbar. 80 % des Gesteins bestehen aus Serpentinmineralen und Chlorit. Deformation hat ein Scherbandgefüge bedingt (C-type fabric nach PASSCHIER & TROUW 1998, S. 112-114), bei dem die Primärminerale Klinopyroxen und Cr-Spinell zerbrechen und die daraus resultierenden Komponenten versetzt werden.

BE 80/01 ist ein typischer Tristelkalk-Mylonit der Zone von Pfunds. Er lässt sich durchaus mit dem in BERTLE (2000) aus der Fimbereinheit beschriebenen Tristelkalk-Mylonit vergleichen, ist aber gröber rekristallisiert und lässt die Klusten weniger gut erkennen. Nur noch in wenigen Klusten erkennt man Crinoidenstielglieder wieder, nur in einer einzigen Komponente lässt sich *Quinqueloculina* sp. vermuten. Das Karbonat der Matrix rekristallisiert orientiert in länglichen bis rundlichen xenoblastischen Körnern, die wenigen noch erkennbaren lithischen und biogenen Fragmente beginnen am Rand auszufransen (mit der Matrix zu reagieren) oder erhalten Anwachsäume aus Karbonat.

Dünnschliffe: BE 80/01, BE 71/00, BE 78/01, BE 6/02

A.3.) Die höchste Einheit – Fimbereinheit (Tafel 30)

Der Fimbereinheit ist im Untersuchungsgebiet nur der mylonitische Karbonatzug zuzuordnen, der die Tasnadecke zwischen Plattamala und dem Stillebach im E begleitet. Die im NW des Engadiner Fensters sehr mächtige Fimbereinheit ist hier auf wenige 10-er Meter Mächtigkeit reduziert. Die enorme tektonische Reduktion im Untersuchungsgebiet (durch Abscherung etc. von der Tasnadecke) könnte die gute Entwicklung der Fimberzone im Bereich des Fimbertales im NW des Fensters bedingen, indem die am Südrand im Bereich Nauders ausgequetschten bzw. abgescherten Gesteinspakete am Nordrand des Fensters im Bereich der Idalpe angeschuppt werden. Die Karbonate zeigen eine enorme Reduktion in der

Schichtmächtigkeit und Deformation und lassen sich gut mit ähnlichen Vorkommen am Pardatschgrat bei der Idalpe vergleichen. Auch dort treten direkt im Liegenden der ostalpinen Silvrettadecke extrem mylonitische Karbonate auf (siehe dazu BERTLE 2000).

Die Mächtigkeit des Kalkmylonits schwankt sehr stark von W nach E: Im Gebiet von Val Torta hat er eine Mächtigkeit von ca. 3 Metern, während er weiter im Osten bei Tiefhof ca. 20 m Mächtigkeit aufweist. Westlich des Val Torta könnten Schwarz- bis Grünmylonite der Fimberzone angehören (BE 6/02).

Bemerkenswert an den Karbonaten des Untersuchungsgebietes ist eine stark ausgebildete Crenulation.

STAUB & CADISCH (1921) berichten ebenfalls über diesen Sedimentzug – wohl auf HAMMER aufbauend. Die erstgenannten Autoren stellen jedoch zusätzlich auch Breccien und Crinoidenkalke fest und schließen damit auf ein Kreidealter (wohl als Analogon zu den Tristelschichten). Ich konnte diese Sedimente trotz intensiver Verfolgung nicht finden, sondern fand nur den oben beschriebenen, vermutlich triadischen Kalkmylonit vor. Auch die von THUM (1966) aus diesem Zug beschriebenen Hornsteine konnten nicht ausfindig gemacht werden.

Dünnschliffe: Diplomarbeit BERTLE (2000), BE 6/02

B.) Das oberostalpine Stockwerk

B.1.) Die Silvrettadecke mit ihrer Sedimentauflage

Die Silvrettadecke bildet im gesamten Untersuchungsgebiet den südlichen Rahmen des Engadiner Fensters. Sie besteht dabei durchgehend aus einem hellen, diaphoritischen Gneis (Orthogneis?), nur an einer Stelle (im Val Torta) konnte ein Amphibolit als Rahmen des UEF gefunden werden. Die Diaphtorese bewirkt eine Vergrünung der Gesteine, indem Feldspat und Biotit zu Sericit und/ oder Chlorit abgebaut werden. Bruchhafte Verformung zeigt sich im Dünnschliffbild durch den Quarzhabitus. Radiometrisch konnte eine retrograde alpine Metamorphose (ca. 80 bis 90 Ma) von THÖNI (1999) belegt werden.

Grundgebirge (Tafel 149)

Die Gesteine an der Grenze der Silvrettadecke zum Unterengadiner Fenster werden vor allem von einem Orthogneis-Zug gebildet – und nicht wie von HAMMER (1923) gezeichnet von Paragneisen!!; auch die Kartierung von CADISCH et al. (1968) ist meines Erachtens in diesem Bereich nicht genau –, der sich durch seinen hellen Charakter und seine Diaphtorese auszeichnet.

Es finden sich entlang der Grenze zum Engadiner Fenster im Hangenden (S) des Triaszuges von Chilchera Tudais-cha vor allem vergrünte Orthogneise, eine Zuordnung zu einer tektonischen Einheit ist schwierig, vermutlich handelt es sich aber um den östlichen Ausläufer der Silvrettadecke.

BE 65/01 zeigt einen typischen Vertreter dieser Gesteine. Es handelt sich um einen Biotitgneis, der massenhaft Granat als Akzessorium führt. Dabei sind große Feldspäte – vermutlich Kalifeldspäte – fast vollständig in ein feinkörniges, bräunliches Gemenge von Glimmermineralen (?) umgewandelt. Diese Reaktionsmasse bildet zusammen mit Quarz ein „graphisches“ Gefüge (wie es in Schriftgraniten bekannt ist), das z.T. pseudomorph nach Feldspat vorliegt. Biotit zeigt Bleichung und teilweise Umwandlung zu Chlorit. Granat ist immer stark pigmentiert,

manchmal lässt sich eine Zonierung in einen Kern und einen Rand vermuten. Granat tritt bevorzugt in Bereichen mit kleineren Mineralkörnern (meist in den Bereichen mit „graphischem Gefüge“) auf. Die großen, primären Quarzkörner zeigen eine starke Pigmentierung, die auf FI zurückzuführen ist. Diese FI-trails sind in der Regel normal zur Schieferung bzw. zu Biotit angeordnet. Selten finden sich Hellglimmer, die dann mit Biotit mitunter verwachsen sind. Einige Hellglimmer sind trotz Verwachsung mit Biotit jedoch stark diskordant zur Spaltbarkeit der Biotite orientiert.

Dünnschliffe: BE 65/01

Sedimente

Als fragliche Sedimentauflage der Silvrettadecke kann im Kartiergebiet jener Karbonatzug gewertet werden, der etwas S des Grünsees durchzieht. Er ist hier bis zur Dreiländerecke sicher verfolgbar (siehe Karte). Sein weiterer Verlauf nach W und sein Verhältnis zu den etwas SE der Dreiländerecke auftretenden Biotitblastengneisen ist nicht genau bekannt.

B.2.) Die Ötztaldecke

Als Teil der Ötztaldecke bzw. als subötzide Scholle tritt im Untersuchungsgebiet das Piz Lad Mesozoikum mit seinem Grundgebirge auf (siehe auch Kapitel Tektonik). Die Grenze zur unterliegenden Silvrettadecke ist im Bereich des Grünsees zu suchen und wird dort durch den über den diaphoritischen hellen Gneisen folgenden Karbonatzug gebildet. Im Hangenden dieses Karbonatzuges folgen quarzitisches Biotitblastengneise, die wiederum von einer fraglichen Untertrias bei der Dreiländerecke überlagert werden. Die Biotitblastengneise sind jenen auf der gegenüberliegenden Talseite im Bereich Plamort sehr ähnlich, weshalb sie auch als Biotitblastengneise vom Typ Plamort bezeichnet werden. Dies ist auch ein Phänomen, das schon HAMMER (1923) bei seiner Kartierung aufgefallen ist. Die Basis jenes Biotitblastengneis-Zuges, der die Basis des Piz Lad Mesozoikums darstellt, weist intensive tektonische Zertrümmerung auf. Damit einhergehend kommt es zur Bildung von Ultramyloniten und Pseudotachyliten, wie man sie z.B. in Straßenaufschlüssen entlang der Straße zu den Mutzwiesen/Großmutzkopf findet (BE 9/03).

Grundgebirge

Biotitblastengneis (Tafel 150)

An der neuen Forststraße hinauf zu den Mutzwiesen finden sich schöne Straßenaufschlüsse des Biotitblastengneises vom Typus „Plamort“, die jedoch zum Teil stark tektonisiert sind – wohl auf Grund ihrer nahen Lage zur Überschiebung Ötztal – Silvretta. Deshalb finden sich stellenweise auch kleine pseudotachylitähnliche Äderchen in den stärker deformierten Gneisen. Ein Beispiel dafür ist **BE 9/03**. Das Gestein zeichnet sich durch ein Scherbandgefüge aus, das durch Quarzkörner und eine sericitische Matrix bedingt wird. Die Quarze sind oft zerbrochen, undulös auslöschend und tendieren zur Subkornbildung. Früher vorhandene Feldspäte sind umgewandelt und nur noch selten mit ihren Zwillingslamellen erkennbar. Biotit zeigt Bleichungserscheinungen, große Hellglimmer wandeln sich zu feinkörnigem Sericit um. Durch das Gestein ziehen

feine, diskordante Äderchen, die sich aus einer pigmentierten Matrix aus Glimmer (?) und darin schwimmenden gerundeten Quarzkörnern zusammensetzen. Karbonat ist wahrscheinlich unter CO₂-Zufuhr und durch Feldspatabbau entstanden.

Eklogit

Am Rande des Kartiergebietes wurde noch während der Anfertigung der Diplomarbeit BERTLE im Zuge der Durchsicht der Diss.-Dünnschliffe von THUM (1966) ein neues Eklogit-Vorkommen entdeckt. Das Vorkommen findet sich in der Literatur bei HAMMER (1923) und THUM (1966) fälschlicherweise unter der Bezeichnung „Granatplit von Novelles“. Der Beleg für die eklogitfazielle Überprägung des Gesteins ist die gut erhaltene Symplektit-Struktur des Gesteins. Daneben zeigt Granat eine schöne Rindentextur. THUM (1966) erwähnt nur einen „...Brei von Quarz, Sericit und wahrscheinlich Clinozoisit-Epidot-Mineralien...“. Er möchte die Mylonitisierung des Gesteins auf eine hydrothermale Beeinflussung zurückführen.

Betrachtet man die tektonische Position des Vorkommens im regionalen Zusammenhang, so könnte man das neu gefundene Vorkommen als die westlichste Fortsetzung der Mittel-Öztaler Eklogitzone (z.B. MILLER & THÖNI 1995) interpretieren. Dies wäre jedoch in Widerspruch zur obigen Spekulation, dass der nordwestliche Teil der Öztaldecke doch der Silvrettadecke zuzurechnen wäre. Dann wären die retrograden Eklogite von Nauders als ein fragliches Äquivalent zu den Eklogiten der Silvrettadecke zu betrachten.

Dünnschliffe: NB 1/00

3.) Petrologie/Geochemie der penninischen Gesteine:

Mikrosondenuntersuchungen und Geothermobarometrie

Theoretische und technische Grundlagen

Die Untersuchung der Mineralchemismen wurde am Institut für Petrologie der Universität Wien mit einer CAMECA SX 100 Mikrosonde durchgeführt. Das Gerät ist mit 4 Spektrometern und einem EDS ausgestattet. Es wurde die von CAMECA gelieferte Korrektur-Software (PAP-ZAF-Korrektur) verwendet. Eines der Spektrometer ist geneigt montiert um eine genauere Analyse von Silizium zu ermöglichen.

Die Analysen wurden mit 15 KV Beschleunigungsspannung und 20 nA Strahlstrom und einem Strahldurchmesser von 1 μm durchgeführt. Für die Analyse der Glimmer der Proben BE 50/01 und BE 90/99 wurde ein Strahldurchmesser von 2 μm verwendet, um die Beschädigung der Dünnschliffe zu verringern. Als Standards wurden natürliche Minerale bei der Analyse verwendet.

Daten

Petrologie der Blauschiefer des Piz Mundins

Sämtliche mit der Mikrosonde untersuchten Minerale zeigen einen sehr komplexen chemischen Aufbau, der nur teilweise lichtoptisch erkennbar ist. Speziell die Inhomogenität der metamorphen Pyroxene ist mit dem Mikroskop nicht vollständig ersichtlich.

Metamorpher **Klinopyroxen** (Tafeln 52-55, 70-73, 79,80, 163, 164, 165) zeigt je nach Wirtgestein unterschiedlichen Chemismus. In der Probe BE 5/01 (Tafel 163) wurden die höchsten NaO- und Al_2O_3 -Gehalte ermittelt, während die jadeitischen Pyroxene in Basalten etwas niedrigere Gehalte lieferten. In BE 5/01 ist die in den Basaltvorkommen lichtoptisch schwer erkennbare Zonierung der Minerale leicht erkennbar: Einschlussreicher Kern wird von einschlussfreiem Rand überwachsen. Der einschlussreiche Kern ist jedoch nicht homogen, sondern zeigt im BSE-Bild ein „Zebra-artiges“ Muster. Die hohe Inhomogenität der Minerale ist aus den P-T-Bedingungen der metamorphen Überprägung der Gesteine leicht ableitbar: geringe Temperaturen bei der Metamorphose bedingen eine geringe Reaktionskinetik und damit verbunden petrologische Ungleichgewichte und starke chemische Inhomogenitäten (sichtbar auf den Tafeln 163-165). Trotzdem kann in den Klassifikationsdiagrammen gut zwischen Pyroxenen in verschiedenen Wirtgesteinen (d.h. Ophikarbonate, Metabasalte, Sedimente) unterschieden werden, da die Verfügbarkeit von Na, Ca an den Gesteinschemismus gebunden ist. Dabei zeigen die Pyroxene der Ophikarbonate (Tafel 164) die größte Variabilität im Ca-Gehalt, tendieren damit mehr zur Diopsid-Hedenbergit-Ecke und besitzen gleichzeitig die geringste maximale Jadeit-Komponente (max. ca. 25 % Jd). Die für die Druckberechnung mitzubersichtende Aegirin-Komponente liegt bei maximalen Jadeitgehalten in der Höhe von max. 53 %. Die Diopsid-Hedenbergit-Komponente beträgt dabei 22 %.

Die Ca-reichsten metamorphen Pyroxene stellen ein späteres Produkt der Metamorphose dar und dürften einem höher temperierten Stadium zuzuordnen sein. Sie können vor allem in den Metabasalten und –sedimenten gefunden werden (da dort metamorphe Ränder bzw. eigene Kristalle gut erhalten sind) und bedingen im Di+Hd-Jd-Ae-Diagramm eine leichte Streuung bei diesen Gesteinen. Die durchschnittliche Zusammensetzung der Klinopyroxene in den Ophikarbonaten kann wie folgt angegeben werden: ca. 18 % Jadeit, 50 % Aegirin und 32 % Diopsid-Hedenbergit.

Klinopyroxene der Metabasalte (Tafel 165) zeigen eine geringe Variation im Ca-Gehalt und besitzen maximale Jd-Komponenten von etwas unter 30 % bei einer gleichzeitigen Aegirinkomponente von ca. 45 %. Die mittlere Zusammensetzung beträgt ca. 18 % Jadeit, 50 % Aegirin und 32 % Diopsid-Hedenbergit.

Die HP-Bedingungen werden am besten durch die Klinopyroxene der Metasedimente (Tafel 163) wiedergegeben, indem diese die höchsten Na- und Al-Gehalte aufweisen. Daraus ergibt sich eine maximale Jd-Komponente von 45 % bei einer gleichzeitigen Aegirin-Komponente von 45 %. Die Diopsid-Hedenbergit-Komponente beträgt ca. 10 %. Die Durchschnittszusammensetzung der Pyroxene in den Metasedimenten ist ca. 32 % Jadeit, ca. 60 % Aegirin und ca. 8 % Diopsid-Hedenbergit.

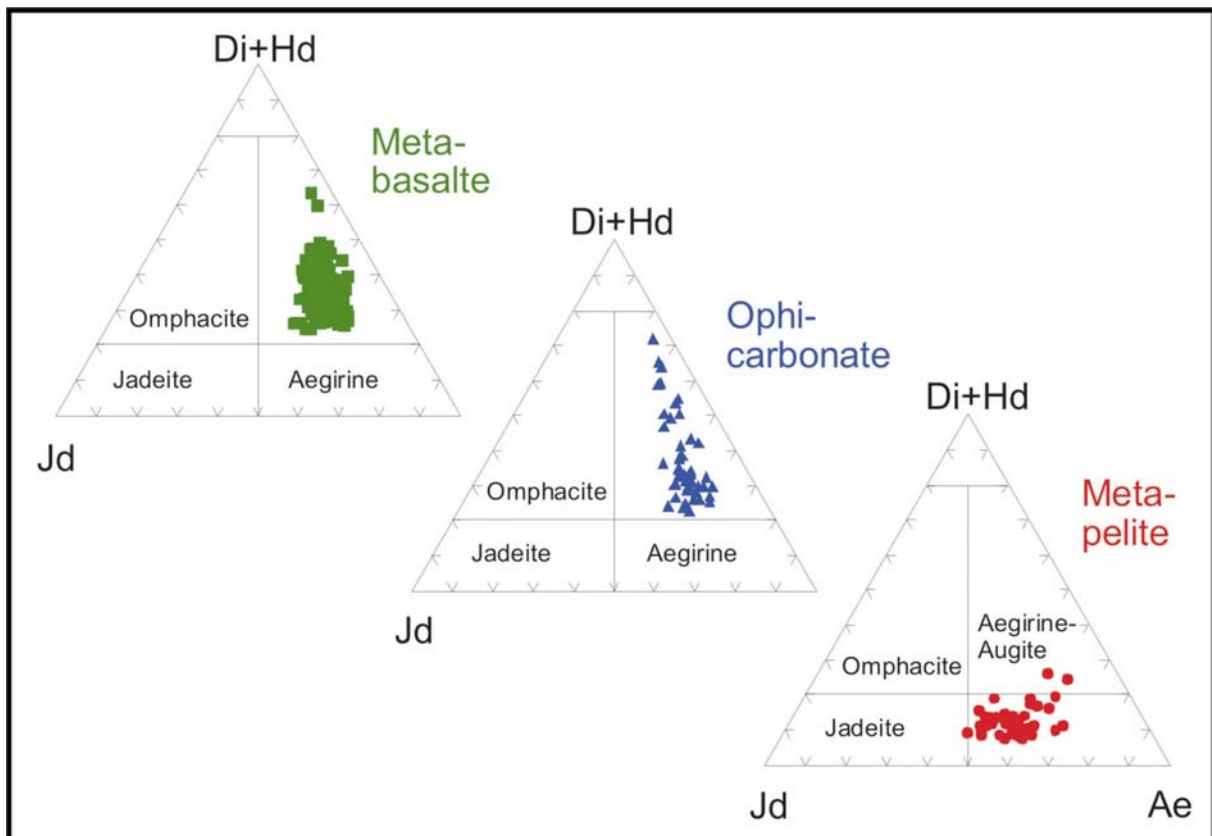


Abb. 13: Analysendaten der Klinopyroxene in der Klassifikation nach CLARK & PAPIKE (1968).

Alkali amphibol zeigt auch im BSE-Bild der Mikrosonde (Tafeln 157-161, 163-165) die lichtoptisch schon erkennbare Zonierung: pigmentierter eisenreicher Alkali amphibol im Kern, überwachsen von einer Rinde aus pigmentfreiem

Alkali amphibole von gleichem Chemismus. Die Na_2O -Gehalte der Alkali amphibole betragen max. 7 Gew.-%, die FeO-Gehalte betragen ca. 28 Gew.-%, das MgO ist mit max. ca. 19 Gew.-% vertreten. Die Aluminiumgehalte sind überraschend niedrig und betragen max. 5,5 Gew.-%. In der Klassifikation nach LEAKE et al. (1997) sind die Alkali amphibole als Magnesian riebeckite zu bezeichnen. Bemerkenswert ist, dass die pigmentierten Kerne die gleiche Zusammensetzung aufweisen wie die erste Anwachszone.

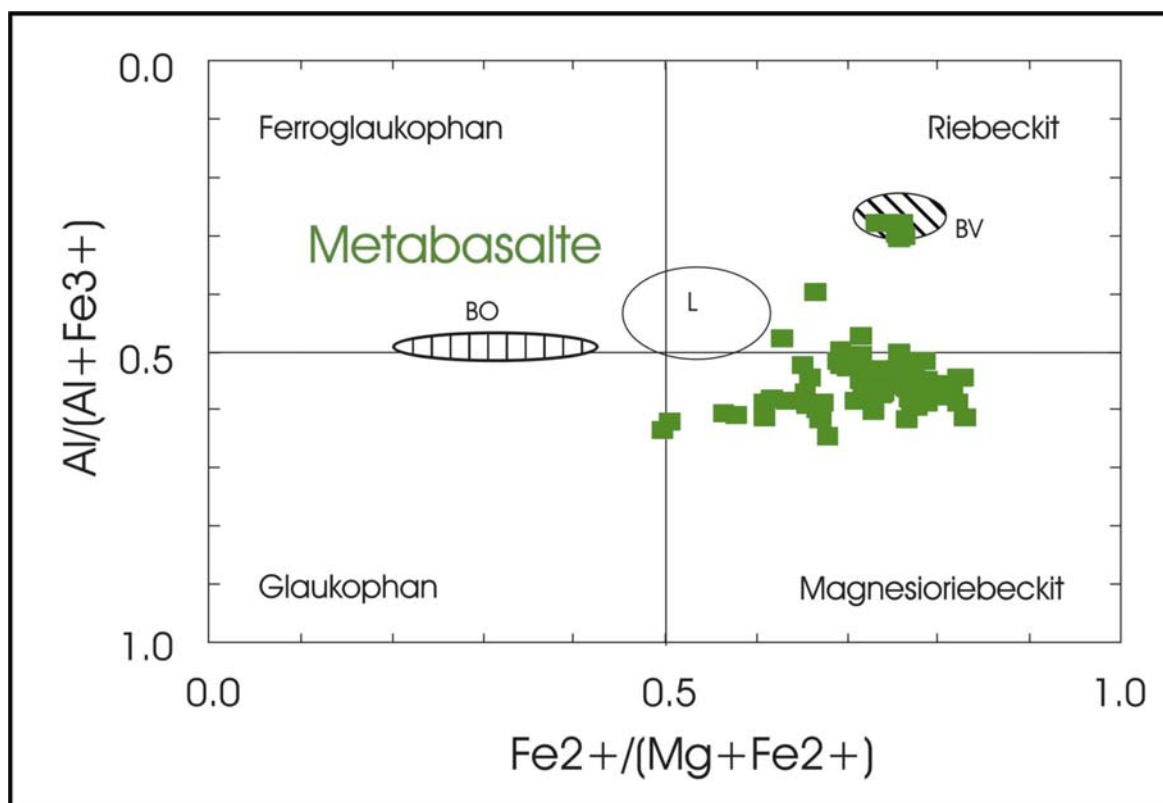


Abb. 14: Analysendaten aller Alkali amphibole. BO = Analysendaten aus Basalt von BOUSQUET et al. (1999); BV = Daten aus „späten Klüften“ von BOUSQUET et al. (1999); L = Daten von LEIMSER (1977).

Es ist fällt auf, dass in der vorliegenden Arbeit v.a. Alkali amphibole mit bisher unbekanntem Chemismus gemessen wurden. Die oben dargestellten Amphibole sind sehr reich an Fe^{2+} und relativ arm an Mg.

Die **äußerste Zone der Amphibole** besteht aus einem lichtmikroskopisch grünlichen Amphibol, der der Klassifikation nach LEAKE et al. (1997) als Aktinolith zu bezeichnen ist.

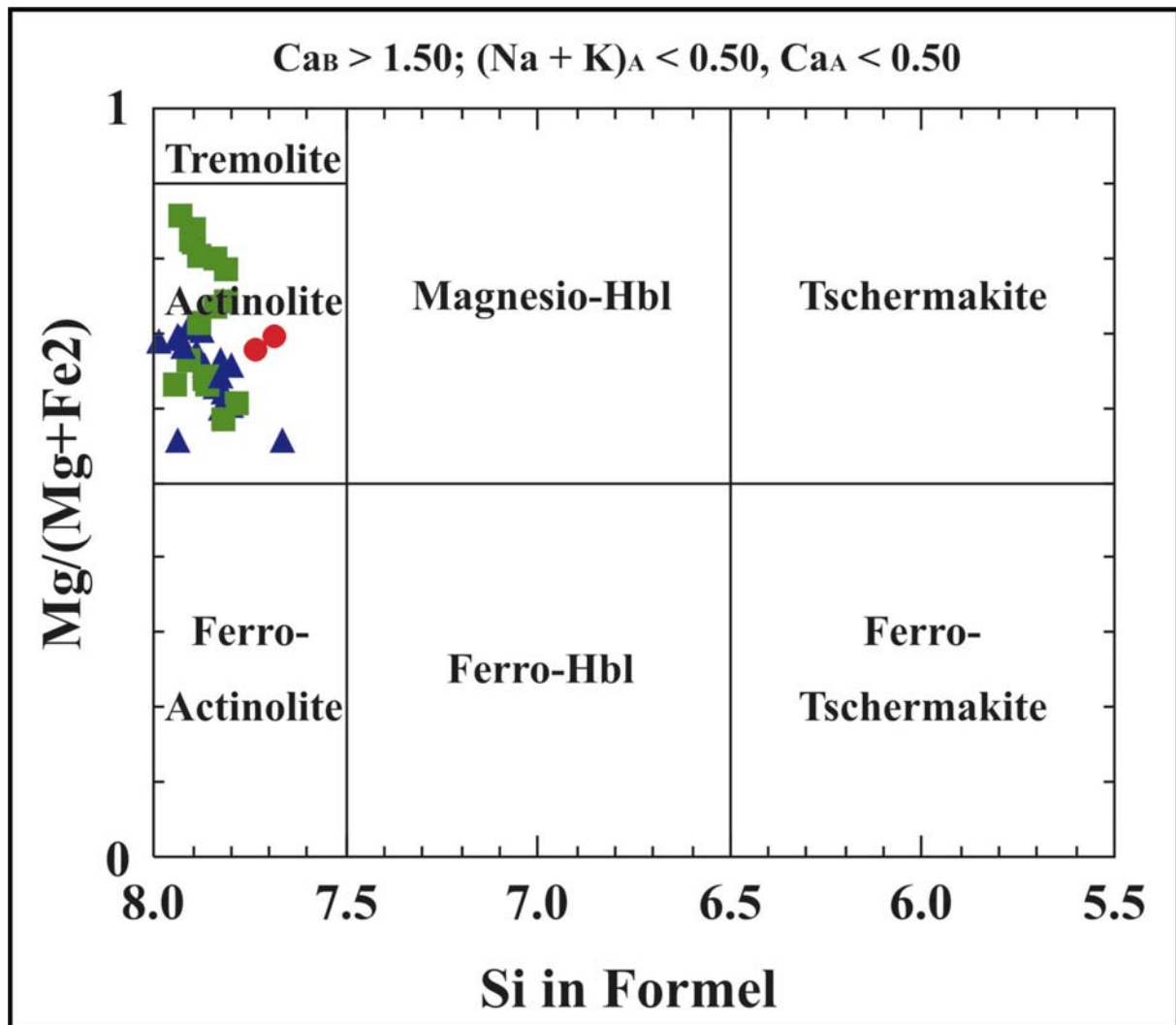


Abb. 15: Chemismen aller gemessenen Amphibolränder. Grüne Quadrate = Metabasalte, Blaue Dreiecke = Ophikarbonate, Rote Punkte = Sedimente.

Man erkennt, dass sämtliche gemessenen Amphibole der Ränder als Aktinothe zu klassifizieren sind. Dabei zeigen die gemessenen Amphibole der Metasedimente (rote Punkte) eine geringe Variation sowohl im Si-Gehalt als auch im X_{Mg} . Sowohl in den Metabasalten als auch in den Ophikarbonaten ist eine Variation im X_{Mg} zu beobachten. Die Amphibole der Metabasalte (grüne Quadrate) tendieren dabei deutlich in Richtung Tremolit-Feld. Es zeigt sich dabei ein leichter Trend, der sich durch höheres X_{Mg} bei stärkerer Si-Besetzung kennzeichnet.

Auch die **Epidote/Clinozoisite** in den Blauschiefern zeigen eine komplexe Zonierung, die auf eine Variation im Fe-Ca-Verhältnis zurückzuführen ist. Diese Zonierung wird begleitet von einer Zonierung der Einschlüsse: Kern mit vielen hämatitischen Einschlüssen, Einschlussfreier Rand. Der Kern ist eisenreicher als der Rand, wie auf den BSE-Bildern zu erkennen ist (siehe Tafel 161).

In einem Klassifikationsdreieck Clinozoesit-Piemontit-Pistazit kommen die Punkte alle in der Pistazit-Ecke zu liegen. Die Piemontit-Komponente ist sehr gering, die Clinozoesit-Komponente beträgt max. ca. 20 %. In allen Proben ist eine Streuung entlang eines Vektors zur Clinozoesit-Ecke erkennbar. Diese Streuung könnte auf den auch lichtoptisch erkennbaren Zonarbau der Epidote zurückzuführen sein.

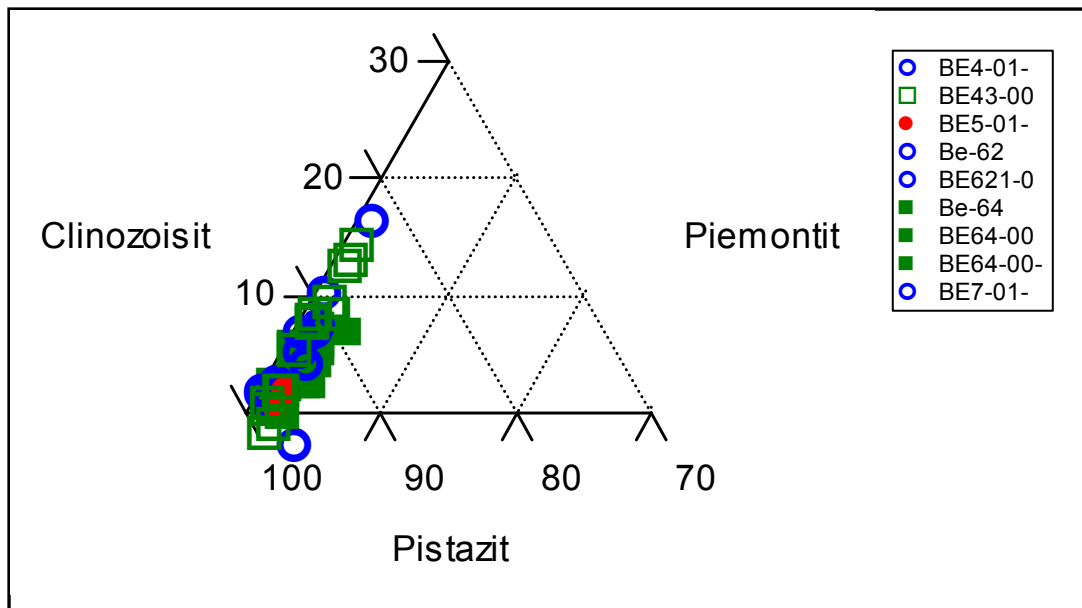


Abb. 16: Chemismus aller Epidote/Clinzoisite. Es ist nur die Pistazit-Ecke des Dreiecks Pistazit-Clinzoisite (oben)-Piemontit (rechts) dargestellt.

In den alterierten Basalten (BE 43/00) ist eine relativ große Streuung in Richtung Clinozoisite-Ecke erkennbar (bis ca. 18 % Clinozoisite), während diese bei den Metabasalten (BE 64/00) geringer ist (max. ca. 8 %). Die beiden gemessenen Epidote aus dem Metasediment (BE 5/01) sind als fast reine Pistazite zu klassifizieren.

Die Vorkommen der NW-Wand des Bazallers an der alten Reschen-Bundesstraße zeigten im Dünnschliff **Hellglimmer** und **Chlorit**, die ebenfalls mit der Mikrosonde analysiert wurden. Aus den Sedimenten liegt eine ausreichend große und gute Datenlage durch BOUSQUET (1998) und BERTLE (2000) vor. Diese wurden in der Klassifikation berücksichtigt.

Man erkennt, dass die **Chlorite** in den Metabasalten fast nur in Form von Pycnochlorit vorliegen. Der Trend hin zum Brunsvigite-Feld ist durch unterschiedliche Oxidation der Metabasalte erklärbar. Diese Vermutung wird durch die intermediäre Lage der Datenpunkte des alterierten Basaltes bestätigt. Die Chlorite der Ophikarbonate – noch stärker oxidiert als die Basalte – kommen vollständig im Brunsvigite-Feld zu liegen. Die Chlorite des Radiolarits BE 5/01 sind am Übergang von Pycnochlorit- zu Brunsvigite-Feld positioniert. Die Variation der Chlorite aus den Sedimenten ist möglicherweise durch die große Variabilität im Bulk-chemismus der Bündnerschiefer bedingt. Generell steigt die Summe $Fe^{2+}+Fe^{3+}$ mit abnehmender Si-Besetzung. Dieser Trend ist besonders in den Metabasalten beobachtbar. Die **Glimmer** zeigen weitere interessante Details. Zunächst wurden die Paragonite von den restlichen Glimmern abgetrennt (auf Grund des Na-Gehaltes). Bei den Paragoniten (Abb. 17, oben links) erkennt man, dass die K-Na-Position nie vollständig besetzt ist (siehe auch BERTLE 2000), die Probe BE 39/97 jedoch einen schönen linearen Trend zwischen K- und Na-Besetzung zeigt. Weshalb eine Unterbesetzung der K-Na-Position vorliegt kann momentan nicht gesagt werden. Im Al[6]-Si-Diagramm (unter der Voraussetzung, dass sämtliches Fe als Fe^{2+} verrechnet wurde) zeigt BE 29/97 (Idalpsandstein) bei konstanter Al[6]-Besetzung eine Variation in der Si[4]-Besetzung (Abb. 17). Diese ist gut durch die detritären Glimmer mit Anwachssämen erklärbar. Die Glimmer des Tuffits BE 90/99 zeigen mit

zunehmenden Si[4] eine Abnahme im Al[6] und im Mg. Dies könnte auf verschiedene Mineralgenerationen hinweisen, wie sie auch in BSE-Bildern sichtbar waren. Alle anderen Proben zeigen eine geringe Streuung in den Diagrammen. Einzig bemerkenswert ist noch die Sedimentprobe BE 5/01, die eine Unterbesetzung im Si-Al[6]-Diagramm erkennen lässt. Diese ist jedoch durch den hohen Eisengehalt erklärbar (in der Tabelle im Anhang wurde das gesamte analytische Eisen als Fe^{2+} verrechnet, hier müsste ein Teil des analytischen Eisens als Fe^{3+} verrechnet werden). Sofern die Verrechnung des gesamten analysierten Fe als Fe^{2+} richtig ist, gibt das Mg[6]-Si-Diagramm Auskunft über die Mg-Celadonit-Komponente des Glimmers. Hier zeigen die Glimmer der Proben BE 51/97 und BE 50/01 sehr hohe Si-Besetzungen, was auf hohe Drücke während der Metamorphose hindeuten könnte (Phengit-Geobarometer), während die Glimmer der in tektonisch höheren Stockwerken gesammelten Proben niedrigere Si-Besetzung zeigen.

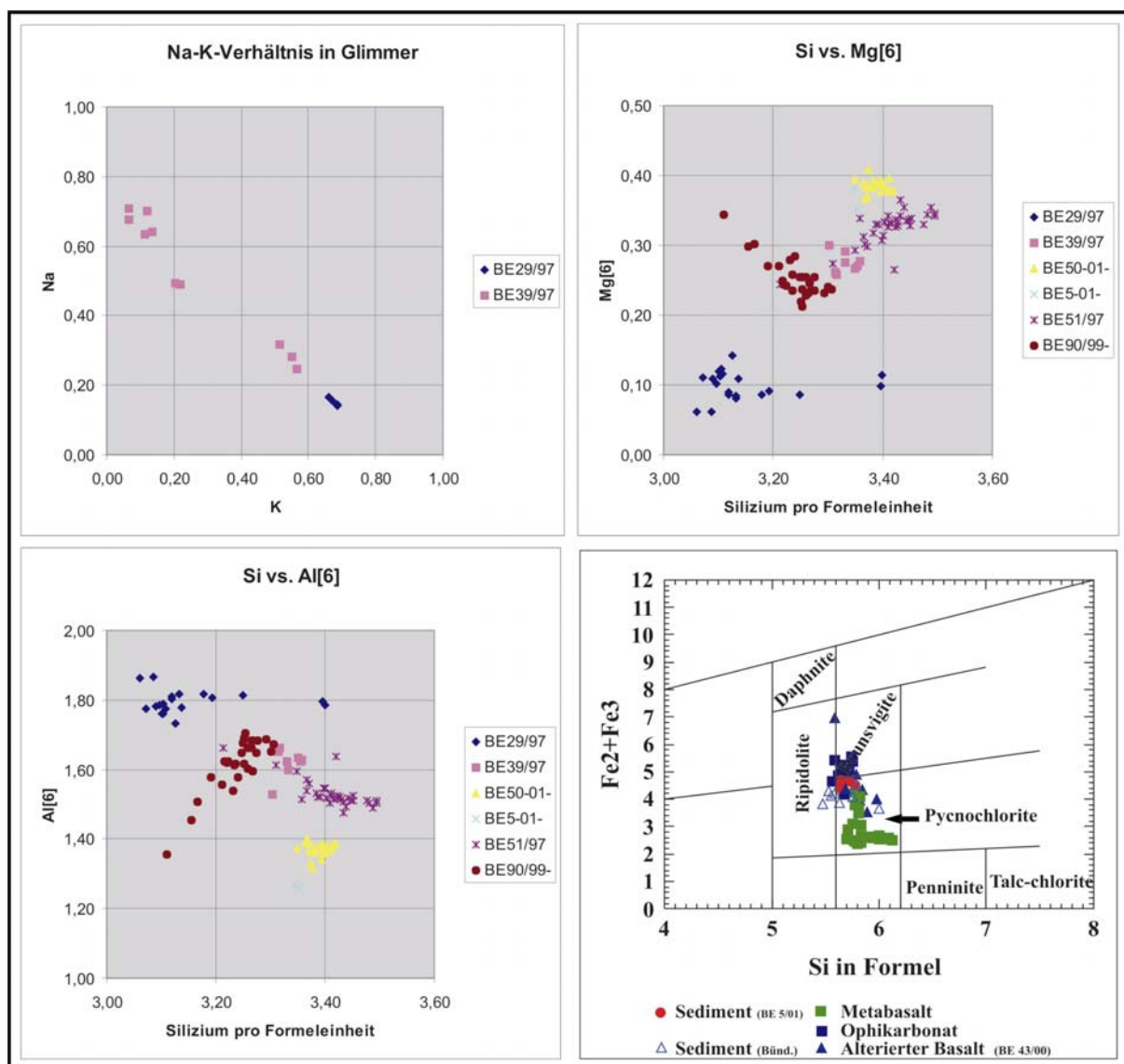


Abb. 17: Chemismus verschiedener Chlorite (unten rechts) und Glimmer aus dem Engadiner Fenster.

Geothermobarometrie der Blauschiefer des Piz Mundins bzw. seiner Äquivalente

Zur Ermittlung der P-T-Bedingungen der metamorphen Überprägungen wurden bevorzugt mineralchemische Daten herangezogen. Die Berechnung der Metamorphosebedingungen gestaltet sich schwierig, da bekannterweise zum Großteil Ungleichgewichte vorherrschen. Für die Metapelite existieren ausreichend genaue Daten von BOUSQUET (1998), sodass auf eine weitere Bearbeitung der Kalkglimmerschiefer verzichtet wurde. Die von BOUSQUET (1998) ermittelten Daten sind unten dargestellt:

Mundin-Einheit:

P_{\max} bei T ca. 325 bis 375 = 12 bis 15 kbar (BOUSQUET et al. 2002, JOLIVET et al. 1998)

$T_{\max} = 375 \text{ }^{\circ}\text{C}$

Arina-Einheit:

P_{\max} bei T ca. 275 $^{\circ}\text{C}$ = 6 bis 8 kbar

Die Berechnung der Druck-Temperatur-Bedingungen erfolgte mit den Programmen von Powell (THERMOCALC) bzw. Berman (TWEEQU) mit den dazu verfügbaren thermodynamischen Datensätzen.

Als mikroskopische Abgrenzung der Blauschiefer von den Grünschiefern wurde BUCHER & FREY (2002) folgend das Auftreten von Alkalamphibol im Dünnschliff herangezogen.

Die Druckberechnung wurde in den Metabasalten mit verschiedenen Barometern durchgeführt. Einerseits kann die bekannte Reaktion



herangezogen werden, wobei die Akmitkomponente des Pyroxens mitberücksichtigt werden muss, ebenso wie die Tatsache, dass kein Feldspat in den Gesteinen mit metamorphem Pyroxen mehr gefunden werden konnte (Na zur Jadeitbildung vollständig verbraucht) und daher nur Minimaldrucke ermittelt werden können. Die Untersuchungen von LIU & BOHLEN (1995) zeigen, dass eine Beimengung von Akmit in den Alkalipyroxen ein Herabsetzen der bekannten Reaktion reiner $\text{Jd} + \text{Q} = \text{Al}$ zu etwas niedrigeren Drucken bedingt. Diese ist jedoch nicht so gravierend. $\text{Jd}_{50}\text{Ac}_{50} + \text{Q} = \text{Al}$ findet bei $T = 400 \text{ }^{\circ}\text{C}$ immer noch bei über 10 kbar statt. Die mit dem Jd-Barometer ermittelten Drucke sollten daher in einem ähnlichen Druckbereich liegen wie jene, die BOUSQUET (1998) [auf EVANS (1990) aufbauend] an Glaukophan nach der Reaktion



ermittelte. BOUSQUET (1998) ermittelte mit dieser Reaktion Drucke von ca. 11 kbar bei 350 $^{\circ}\text{C}$ für seinen Druckhöhepunkt in den Metabasiten und gibt später (JOLIVET et al. 1999) die Maximaldrucke mit 13 – 15 kbar an (ermittelt in den Metasedimenten). Vermutlich sind die Drucke – zumindest in BE 5/01 (Klinopyroxen

mit der max. Jd-Komponente) noch etwas höher anzusetzen als die von BOUSQUET (1998) ermittelten, da Klinopyroxen eine textuell ältere Phase darstellt. Die Zonierung – sowohl bei den Alkalipyroxenen als auch den Alkali amphibolen – mit Na-betonten Kernen und Ca-reichen Rändern ist auf die bei der Bildung der beiden Zonen unterschiedlichen P-T-Bedingungen zurückzuführen. Die Na-betonten Kerne repräsentieren einen mehr P-betonten Teil der Metamorphose, während die Ca-betonten Ränder eher mit einem höher temperiertem Teil des P-T-Pfades korrelieren.

Als weiteres Indiz für die hochdruck-metamorphe Überprägung der Gesteine kann das Auftreten von Aragonit in den Ophikarbonaten gewertet werden. Ein weiterer Hinweis für die ursprüngliche HP-Paragenese mit Aragonit ist in Calcitkörnern mit hohem Sr-Gehalten zu finden (GILLET & GOFFE 1988). Analysen von BOUSQUET (1998) der Metasedimente weisen die Calcite seiner Mundin-unit als sehr Fe und Mg-arme [Fe+Mg (p.f.u.) meist < 0.0025] und relativ Sr-reiche [Sr (p.f.u.) = 0,0005 – 0.0015] Calcite aus, Calcite aus Ophikarbonaten wurden von BOUSQUET nicht gemessen, weshalb er auch wahrscheinlich keinen Aragonit fand. Die von BOUSQUET (1998) gemessenen Calcite zeigen mit dem Dolomitthermometer Temperaturen von ca. 300 bis 350 °C an.

Aragonit wandelt sich zu Calcit um, es findet dabei eine Änderung der Kristallstruktur statt („polymorphic transition“). Die Umwandlungsreaktion kann folgendermaßen formuliert werden:

Arg = Calcit

Aus verschiedensten Beobachtungen (CARLSON & ROSENFELD 1981, GILLET & GOFFE 1988) glaubt man zu wissen, dass metamorpher Aragonit nur dann erhaltbar ist, wenn der retrograde Ast des P-T-Pfades die Arg-Calcit-Grenze zwischen 125 und 175 °C kreuzt.

Die Berechnung der Temperatur beim Druckhöhepunkt gestaltet sich schwierig, es kann jedoch davon ausgegangen werden, dass auch die Metabasite keine höher temperierte Metamorphose als die Carpholit-führenden Metapelite erfuhren, d.h. die Temperatur unter ca. 375 °C blieb (knapp darüber baut sich Carpholit zu Chloritoid ab). Einen weiteren Hinweis gibt das Auftreten von Stilpnomelan in den Metabasiten und Ophikarbonaten, der sich bei Temperaturen von ca. 400 °C zu Biotit umwandelt (BROWN 1975). Das Stabilitätsfeld von Stilpnomelan ist jedoch leider nur unzureichend bekannt und hängt von verschiedensten Faktoren (v.a. der CO₂-Aktivität etc.) ab.

Jedenfalls scheint mir durch die neu entdeckten metamorphen Pyroxene in Verbindung mit mehrfachen Funden von blauem Amphibol sowohl aus dem Grünschieferzug bei der ARA Nauders (BE 10/03) als auch aus dem Zug Kleinmutzkopf-Saderer Joch eine Ausweitung der als blauschieferfaziell-überprägt zu klassifizierenden Bereiche innerhalb des Engadiner Fensters gerechtfertigt. Sie geben unter Berücksichtigung der schon seit LEIMSER (1977) bekannten Lawsonit-Vorkommen einen Hinweis darauf, dass der Basaltzug Saderer Joch – Schwarzbodenkreuz – Kleinmutzkopf ebenfalls HP-metamorph überprägt worden ist. Dies steht in Widerspruch zu den Postulaten von BOUSQUET (1998).

Die Verbreitung des Indexminerals Carpholit – so zeigt die Kartierung – ist an die Neokom-Formation gebunden. Dies könnte mit einer speziellen Gesamtgesteinschemie dieser Formation zusammenhängen. Prof. Goffé (ENS Paris,

pers. Mitt. 2002) teilt mir zur Frage der Chemographie (die die Entstehungsbedingungen von Carpholit zeigt) mit, dass das Al/Na+K+Ca-Verhältnis über die Entwicklung von Carpholit entscheidet. Dadurch scheiden metamorphe Gesteine mit Albit und/oder Plagioklas im Protolith als potentiell Carpholit-führende Gesteine aus. Albit kann in metapelitischen Gesteinen (nicht in Grauwacken) unter Fluidzusatz durch eine Abbaureaktion zu Paragonit + Na abgebaut werden. Genauso kann bei der retrograden Metamorphose aus einer Carpholit-führenden Paragenese bei Druckentlastung Albit aus Paragonit und Na entstehen (siehe dazu auch: GOFFE & VIDAL 1992). Laut GOFFE (pers. Mitt. 2002) ist in Grauwacken kein Carpholit findbar (da Plagioklas im Gestein vorkommt) und daher andere Minerale bei der Metamorphose sprossen sollten.

Dies könnte auch der Grund dafür sein, dass Carpholit nur in der Neokom-Formation gefunden werden konnte. Die Tristelformation besitzt nämlich einen hohen Anteil an terrigenen Komponenten (u.a Feldspäte), die eben eine Carpholit-Entstehung unterbinden könnten.

Interessante Details zeigen auch die Glimmer der analysierten Proben. In einem Profil vom Fensterinnersten zum Fensterrand zeigen die analysierten Proben eine scheinbare Abnahme der Si-Besetzung (von ca. 3.40 Si pro Formeleinheit bei BE 51/97 und BE 50/01 zu max. ca. 3.25 Si pro Formeleinheit bei BE 90/99). Berücksichtigt man nämlich die Daten von BOUSQUET (1998) so zeigt sich, dass über das gesamte Fenster verteilt eine starke Streuung der Si-Gehalte pro Formeleinheit zu verzeichnen ist (von ca. 3.10 Si bis ca. 3.50 Si pro Formeleinheit). Dies ist als Hinweis auf detritäre Komponenten in vielen der einzelnen Glimmerminerale zu werten. Mit Carpholit koexistierende Phengite erlauben BOUSQUET (1998) die Berechnung des Druckes über die Mg-Celadonit-Komponente im Glimmer und resultieren in den oben angegebenen Drucken.

Petrologie der Ultramafitite von Nauders:

Die Petrologie der Ultramafitite von Nauders ist äußerst komplex, da die verschiedenen Minerale oft in mehreren Generationen vorliegen. Die petrologische Bearbeitung des Ultramafitits von Nauders-Riatsch befindet sich daher erst im Anfangsstadium.

Im Gestein BE 14/98 ist **Olivin** als Forsterit zu klassifizieren ($Fo \sim 90$), **Klinopyroxen** ist in den Lherzolithen von Nauders-Riatsch durch ein $X_{Mg} = 90-91$ und Na_2O -Gehalte und Al_2O_3 -Gehalte von 2 Gew.-% bzw. 6-7 Gew.-% charakterisiert. **Orthopyroxen** in denselben Gesteinen zeigt folgende Zusammensetzung: En 89-90 mit 0,4 bis 0,6 Gew.% CaO und 4 bis 5 Gew.-% Al_2O_3 . Hercynit in diesen Gesteinen besitzt 3 bis 7 Gew.% Chrom. Die „primäre“ Paragenese Ol – Cpx – Opx ist teilweise durch Diopsid (der Klinopyroxen ummantelt) und Amphibol ersetzt. **Amphibol** kann als Natrium- und Titan-reicher Pargasit klassifiziert werden (BERTLE et al. 2003). Die Amphibole besitzen Al_2O_3 -Gehalte von ca. 14 Gew.-%.

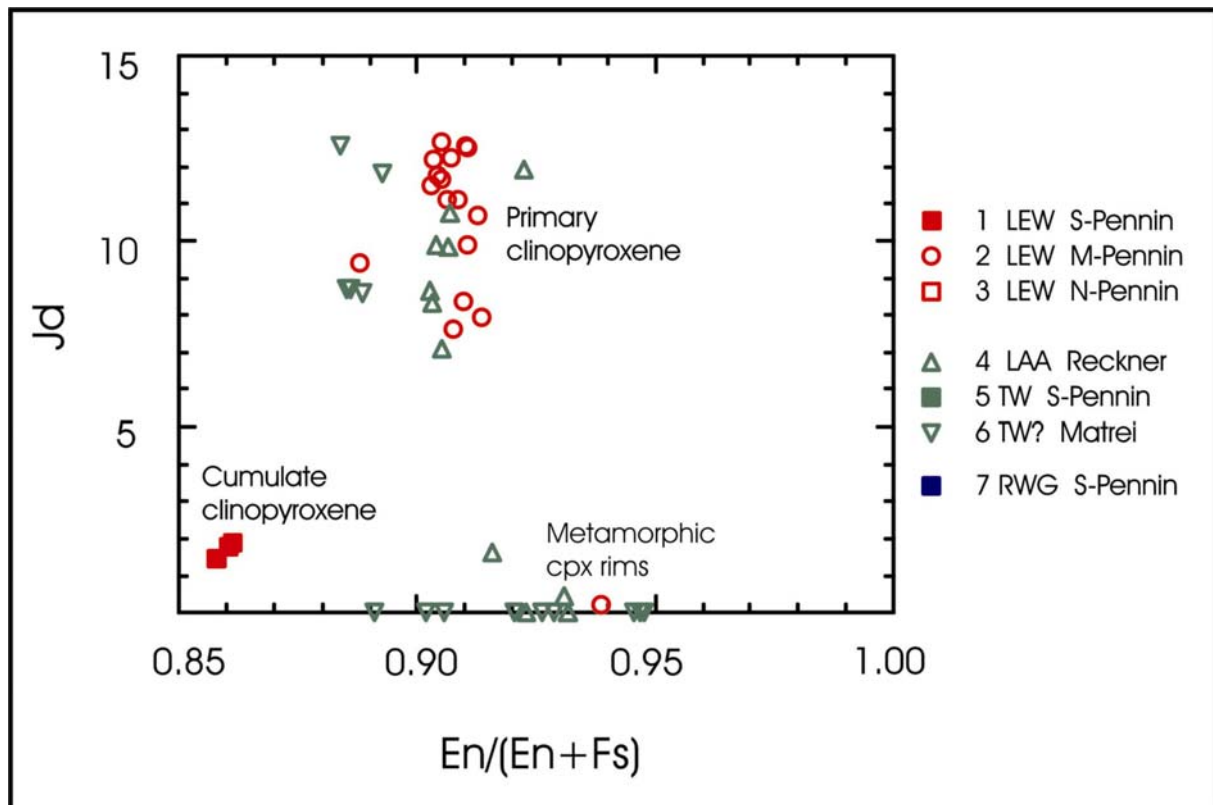


Abb. 18: Klinopyroxenzusammensetzung ausgewählter Ultramafite der Ostalpen (Datengrundlage von MELCHER et al. 2002 und KOLLER unpubl.). Die Analysendaten (diese Arbeit) von Nauders sind durch rote Kreise dargestellt. LEW = Engadiner Fenster, LAA = Unterostalpin, TW = Tauernfenster, RGW = Rechnitzer Fenstergruppe.

Wie aus dem Diagramm (Abb. 18) ersichtlich wird, können in Nauders zwei verschiedene Klinopyroxengenerationen – solche mit einer Jadeit-Komponente von ca. 10 % und solche mit sehr niedriger Jadeit-Komponente – unterschieden werden. Die beiden verschiedenen Klinopyroxene gehören verschiedenen Ereignissen an. Die Jd-armen Ränder um primären Klinopyroxen gehören dabei einem späteren metamorphen Ereignis an, das auch kurz vor der Serpentinisierung stattgefunden haben kann, während die Klinopyroxene mit hoher Jadeit-Komponente einem Ereignis zugeordnet werden müssen, das in größerer Tiefe stattfand (höherem Druck). Interessant ist, dass die Klinopyroxene der Tasnadecke eine ähnliche Variation in der Jadeit-Komponente zeigen wie jene der Matreier Zone und des Reckners. Die Klinopyroxene der Tasnadecke sind jedoch in ihrer Enstatit-Komponente konstanter als jene der beiden letztgenannten Vorkommen.

Die **Spinelle** von BE 47/02 (Pyroxenit, Tafel 166) sind vor allem Hercynite mit 95 % Hercynit-Komponente und nur wenigen Anteilen an Chromit und Magnetit. In BE 47/02 zeigen die gemessenen Pyroxene eine ähnliche Zusammensetzung wie in BE 14/98.

Neben dem pargasitischen Amphibol findet sich auch ein brauner Amphibol (**Kaersutit**, nur in BE 7/03), der auf ein weiteres Hydratisierungsereignis unter erhöhten P-T-Bedingungen hinweist. Einem weiteren (?) Hydratisierungsereignis muss auch die Entstehung von Grossular zugewiesen werden.

Die Phlogopite und Kaersutite der Probe BE 7/03 zeigen an, dass Kalium zugeführt wurde. Mikrosondendaten zur Probe BE 7/03 existieren leider noch nicht.

Interpretation

ENGSTRÖM & SKELTON (2003) können für die etwas weiter westlich gelegenen Anteile des Nauderer Ultramafitits (im Gebiet Piz Tasna) eine sehr ungleiche Verteilung der Serpentinisierung belegen und stellen fest, dass die Serpentinisierung an lokale Horizonte gebunden ist. Dies gilt auch für die Ultramafitit-Vorkommen im Untersuchungsgebiet, wobei sich die stärkste Serpentinisierung

- a.) im Kontaktgebiet zum Tasnagranit bzw. seinen gabbroiden Anteilen
- b.) im Bereich der Ophikarbonate

findet.

Für die Lherzolite und Pyroxenite des Piz Tasna können DESMURS et al. (2003) Equilibrierungstemperaturen von ca. 850 °C ermitteln.

Die gefundenen Texturen in den Pyroxeniten von Nauders – Riatsch deuten auf einen sehr komplexe Entwicklungsgeschichte hin. Es kann nur vermutet werden, dass – zumindest Anteile des Ultramafititkörpers – aus dem Granat-Peridotit-Feld stammen, wie dies durch die Pyroxen-Hercynit-Symplektite angedeutet wird. Weiteres werden die laufenden Untersuchungen des Autors bringen.

Fluid inclusions

Theoretische und Technische Grundlagen

Die Arbeiten an den Fluid inclusions wurden mittels eines Mikroskops (Olympus BH2) und eines Heiz-Kühl-Tisches der Firma LINKAM vom Typ THM 600 am Institut für Mineralogie der Universität Wien durchgeführt. Eine genaue Beschreibung des Aufbaues des Heiz-Kühl-Tisches findet sich in SHEPHERD et al. (1985), unten ist eine Skizze des Aufbaus wiedergegeben. Für die ermittelten Temperaturen gelten folgende Daten (Gerätedaten des LINKAM THM 600):

Ermittelbarer Temperaturbereich: -180 bis +600 °C

Genauigkeit der Daten: 0,1 °C im Bereich -180 bis +200 °C
1,0 °C im Bereich +200 bis + 600 °C

Die Temperaturkontrolle erfolgt über einen Platinwiderstand. Die Heiz-/Kühlraten sind programmierbar im folgenden Bereich:

0,1 – 0,9 °C/min
1,0 – 9,0 °C/min
10 – 90 °C/min

Die thermische Stabilität beträgt +/- 0,1 °C für den gesamten messbaren Temperaturbereich.

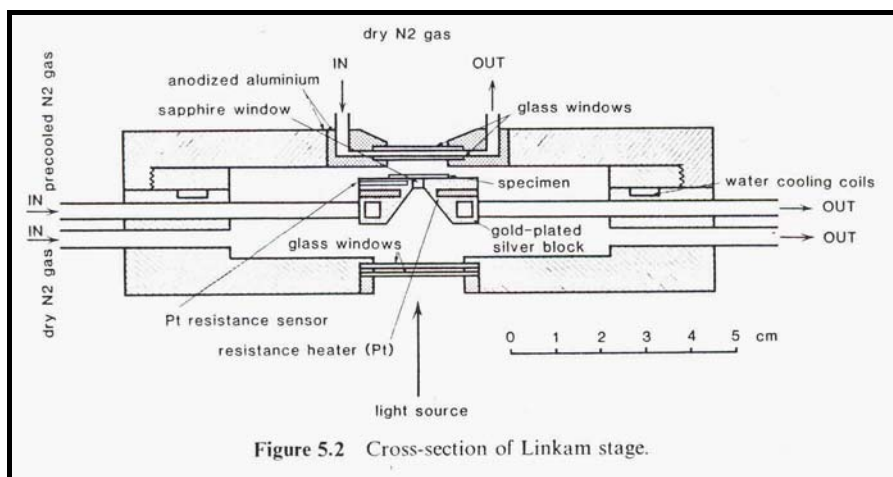
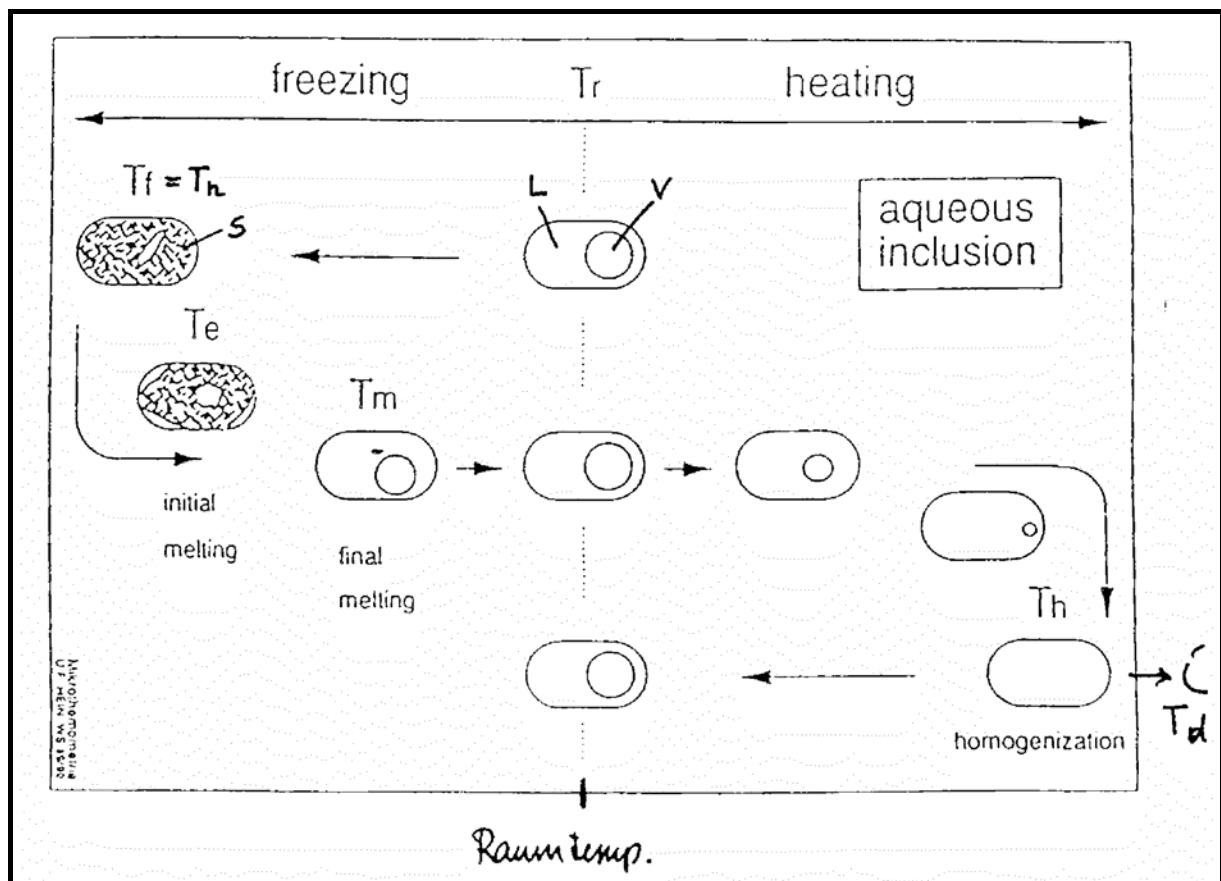


Abb. 19: Schematischer Aufbau des LINKAM THM 600 Kühl-Heiztisches

Die Methode der Fluid inclusions als Geothermobarometer hat ihre Grundlage in der Tatsache, dass Kristalle bei ihrem Wachstum aus einer wässrigen Lösung teilweise die wässrige Lösung selbst in kleine Hohlräume innerhalb des Kristalls einschließen. Der Einschluss repräsentiert daher die physiko-chemischen Eigenschaften der Mutterlösung zum Zeitpunkt des Einbaus in den Kristall (vgl. z. B. SHEPHERD et al. 1985, ROEDDER 1984). Unberührte Einschlüsse in kernnäheren Bereichen des Kristalls zeigen daher andere Eigenschaften als solche in weiter außen liegenden Zonen des Kristalls. Die Einschlüsse können einen uniformen Chemismus haben

oder aber aus mehreren Komponenten bestehen, können fest (SOLID), flüssig (LIQUID), gasförmig (VAPOUR) oder überkritisch (= irgendwie eine Mischung aus den vorigen drei Zuständen) sein. Eine chemische Verbindung kann in den drei erstgenannten Zuständen im Kristall eingeschlossen sein. Es können auch verschiedene Substanzen in einem Einschluss vorkommen. Eine Überführung von einem in einen anderen Zustand (z.B. flüssig in gasförmig) ist durch Veränderung der P-T-Bedingungen möglich. Dadurch ist es möglich Stabilitätsfelder der einzelnen Zustände einer Verbindung in Abhängigkeit von Druck und Temperatur anzugeben. Die Stabilitätsfelder sind abhängig vom Chemismus des zu untersuchenden Einschlusses, seiner Dichte, sowie von den P-T-Bedingungen seiner Bildung. Sind von diesen 4 Größen 3 bekannt kann die verbleibende unbekannte Größe einfach bestimmt werden (P-T-, T-Dichte-Diagramme etc.). In der Regel wurde versucht eine Druckbestimmung durchzuführen. Dazu wurden über die Schmelz- und Homogenisierungstemperaturen der Chemismus und die Dichte des Einschlusses bestimmt, indem der Einschluss zuerst gekühlt und dann erwärmt wurde (siehe Abb. 20).



- T_h Temperatur der Homogenisation des Einschlusses
- T_m Temperatur des „Final melting“ (Verschwinden der letzten Kristallinen Phase)
- T_e Temperatur des „Initial melting“ (Beginn des Schmelzens)
- T_f Temperatur des Gefrierens der Fluiden Phase
- T_d Dekreпитationstemperatur (Explosion des Einschlusses)

Abb. 20: Technik der FI-Bestimmung mittels Heizen und Kühlen (Göttinger unpubl.)

Dann wurde eine realistische Bildungstemperatur (z.T. induziert durch Dekrepitationstemperaturen an FI oder die regionalmetamorphe Entwicklung des Gebietes) des Kristalls angenommen und so der Druck in einem Temp. – Dichte-Diagramm bestimmt (Isochorenmethode).

Bei den Phasendiagrammen wurden die Systeme, wie sie in SHEPHERD et al. (1985) und ROEDDER (1984) abgebildet sind, verwendet.

Die Dichtermittlung erfolgte in einem T-V-Diagramm für wässrige Fluide, nachdem zuvor der NaCl-Äquivalentgehalt des Fluids über die Temperatur des „final meltings“ in einem NaCl-Äquivalent– Gefrierpunktniedrigungsdiagramm (s.u.) ermittelt wurde.

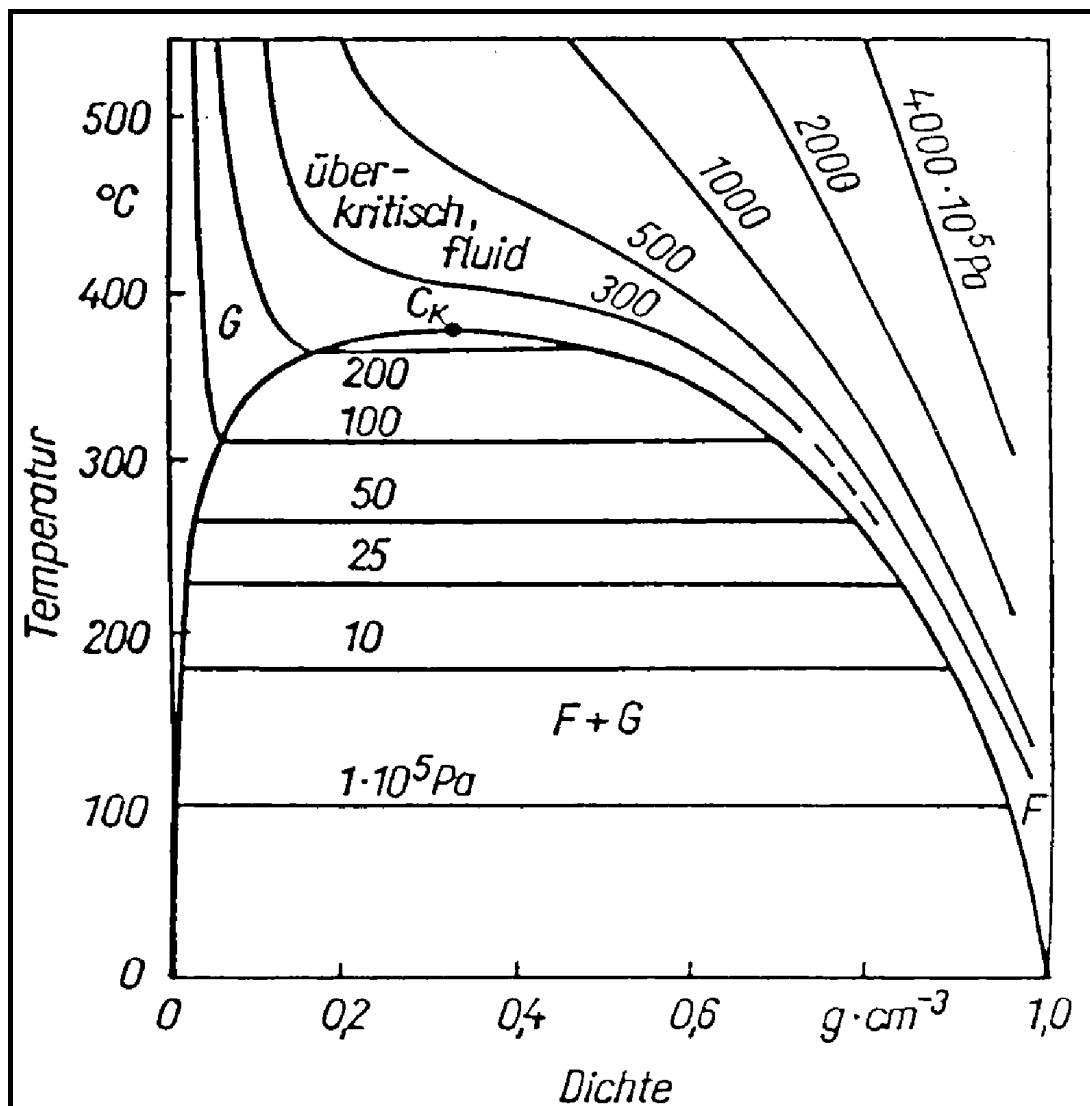


Abb. 21: Homogenisierungstemperatur – Dichte Diagramm für H₂O (Diagrammgrundlage in LEEDER et al. 1987)

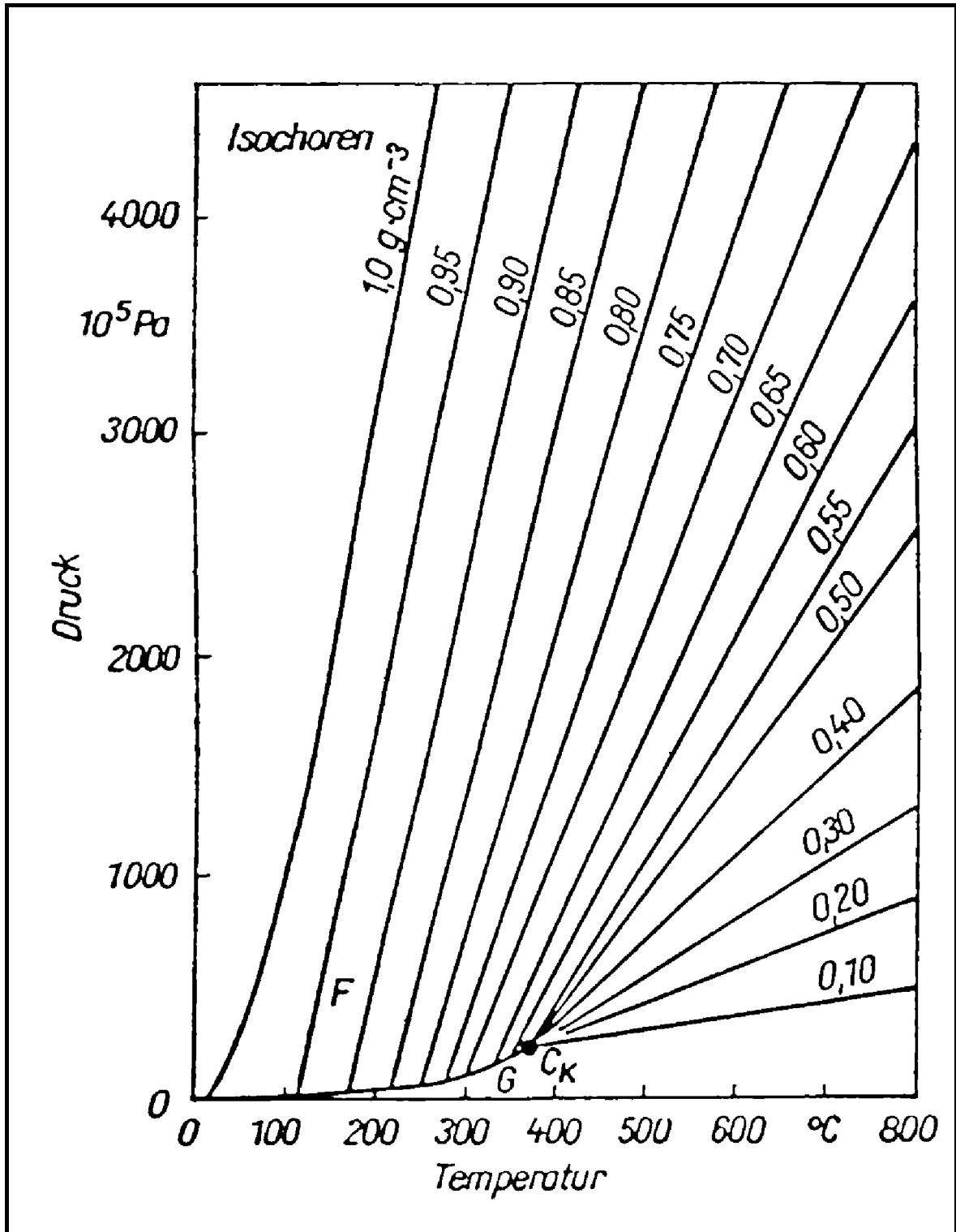


Abb. 22: Druck-Temperatur-Dichte-Diagramm für H₂O-Fluide (Diagrammgrundlage in LEEDER et al. 1987).

Die NaCl-Gehalte (genauer : Gew % NaCl-äquiv.) der Flüssigkeitseinschlüsse wurden über das „final melting“ des Einschlusses mit dem unten angegebenen Diagramm ermittelt:

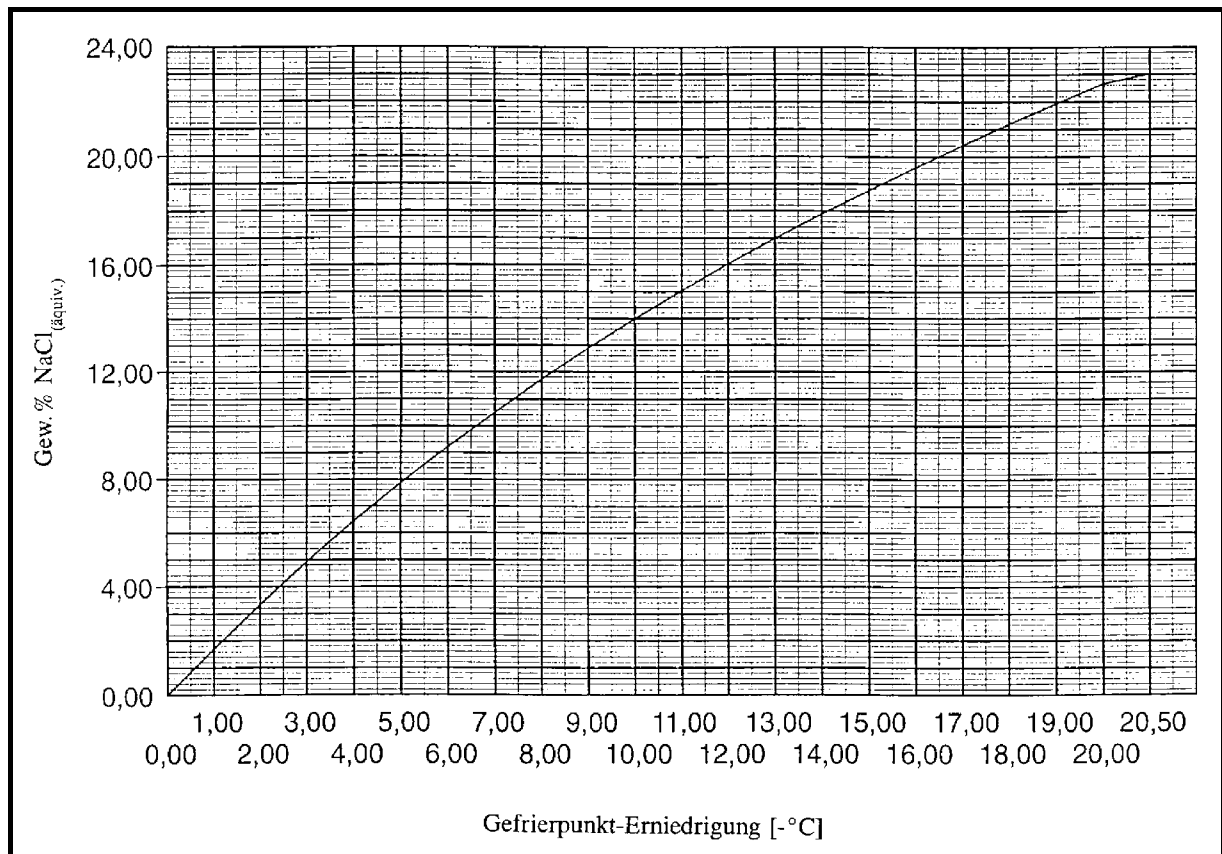


Abb. 23: Diagramm NaCl-Äquivalente im Fluid – Gefrierpunkterniedrigung Fluid

Wichtig ist bei der Messung der Fluid inclusions die Unterscheidung der verschiedenen Einschlusstypen. Gerade für die Ermittlung des Abkühlpfades der Metamorphose ist es wichtig, möglichst primäre, in unserem Fall bedeutet dies, möglichst solche FI zu finden und zu bestimmen, die die reellen P-T-Bedingungen bei der Einschlussbildung wiedergeben. Generell können 3 Haupttypen der FI unterschieden werden (ROEDDER 1984, LEEDER et al. 1987, GÖTZINGER 1992):

a.) primäre Einschlüsse:

Sie entstehen während des Kristallwachstums. Als Kennzeichen können mehrere Merkmale herangezogen werden:

- Einzeleinschluss in einschlussfreier Umgebung
- Dreidimensionale Gruppe von Einzeleinschlüssen
- Auftreten von Tochterkristallen gleicher Phasen wie Festkörpereinschlüsse im Wirtkristall
- Auftreten entlang einer Zwillingsene
- Auftreten neben einem ausgeheilten Mikroriss (dieser mit sekundären FI)
- Auftreten zwischen subparallelen Kristallindividuen und innerhalb von Wachstumsspiralen
- Auftreten parallel zu Wachstums- bzw. (möglichen) Kristallflächen (Phantombildung)

b.) Sekundäre Einschlüsse:

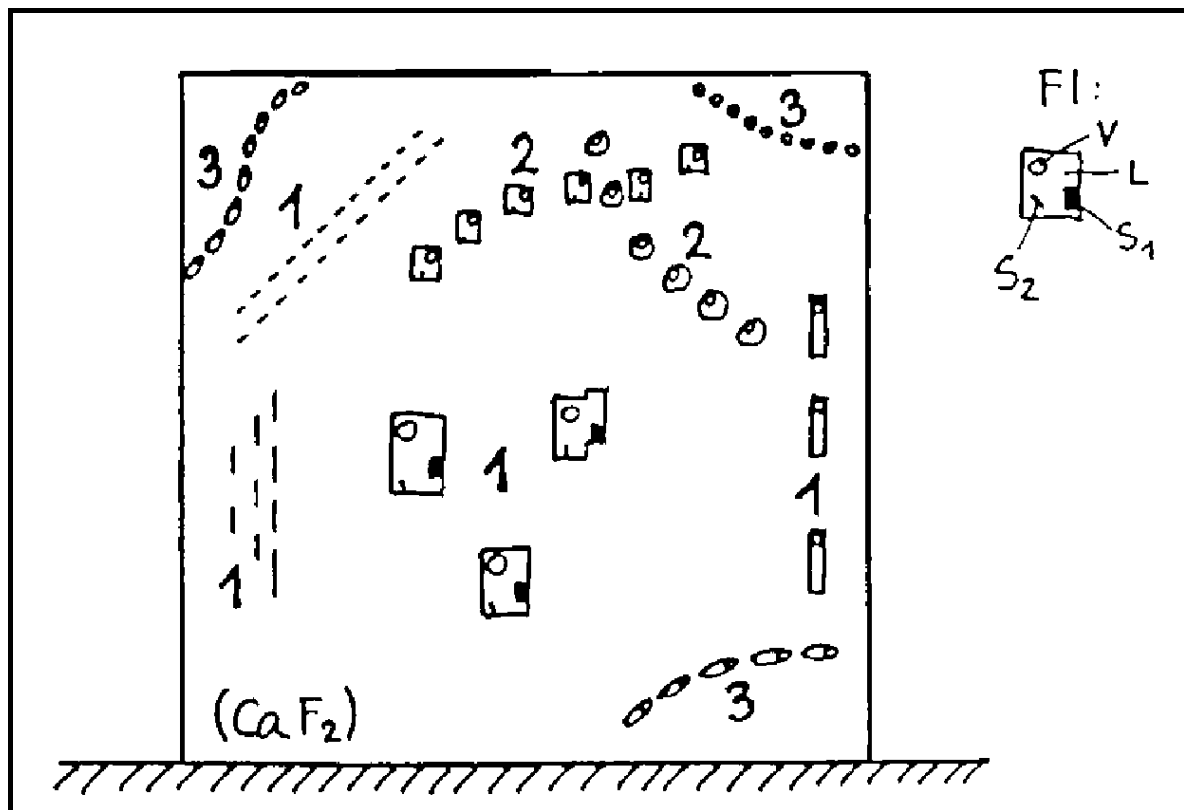
Sekundäre FI entstehen während einer späteren Kristallwachstumsphase. Als Merkmale können genannt werden:

- Einschlüsse in planaren Gruppen, Flächen, die ausgeheilte Risse bis an die Oberfläche darstellen („FI-trails“)
- Ausbildung als sehr kleine, dünne und/oder flache FI
- FI mit Homogenisierungstemperaturen, die deutlich tiefer sind als unmittelbar daneben liegende primäre FI

c.) Pseudosekundäre Einschlüsse:

Pseudosekundäre Einschlüsse kennzeichnen sich durch:

- Gleiches Auftreten wie sekundäre FI, jedoch enden die Trails innerhalb des Wirtkristalls
- Inhaltsstoffe und Verhalten sind ähnlich den primären FI
- Pseudosekundäre FI neigen zur Ausbildung von Negativkristallen



- | | |
|----------------|-----------------------------|
| 1 | Primäre Einschlüsse |
| 2 | Pseudosekundäre Einschlüsse |
| 3 | Sekundäre Einschlüsse |
| 4 | Vapour (Gas) |
| S ₁ | Tochterkristall 1 |
| S ₂ | Tochterkristall 2 |
| L | Liquid (wässrige Lösung) |

Abb. 24: Darstellung der verschiedenen FI-typen innerhalb eines Kristalls (hier am Beispiel eines Fluoritkristalls, aus GÖTZINGER 1992).

Es muss betont werden, dass es sich bei der obigen Auflistung von Unterscheidungsmerkmalen um eine unvollständige Liste von Hinweisen handelt. Es ist oft nur schwer möglich, eine korrekte Unterscheidung zu treffen, besonders, was die pseudosekundären Einschlüsse betrifft.

Eine erste Auswertung der unten angeführten Ergebnisse wurde in BERTLE & GÖTZINGER (2003) publiziert.

Daten und Geothermobarometrische Auswertung (Tafeln 151-156)

Es wurden aus verschiedenen tektonischen Niveaus des Unterengadiner Fensters +/- in einem Profil mit N-S-Orientierung Proben aus Klüften, die (meist) diskordant zur Hauptschieferung durchschlagen (meist normal auf die Schieferung stehen, siehe Kapitel Tektonik) und brauchbare Kristalle lieferten, Proben zur FI-Untersuchung geschlagen:

- 1.) Kluft in Triaskarbonat am Salaaser Kopf auf Blatt 170 Galtür (S Idalpe, Fimberzone). Es handelt sich um eine diskordante Kluft, die mit Quarz und Calcit besetzt ist.
- 2.) Kluft in Bündnerschiefer aus den hangendsten Anteilen der Zone vom Pfunds im Bereich Zebblasjoch (BE 36/00). Auch hier handelt es sich um eine diskordante Q-Calcit-Kluft mit schön ausgebildeten Kristallindividuen.
- 3.) Kluft knapp S P. 2945 in blauschieferfaziell überprägtem Basalt. Es dürfte sich um die schönste untersuchte Kluft handeln. Sie schlägt diskordant durch die Hauptschieferung durch und besitzt eine ähnliche Raumlage wie BE 36/00. Die Kluft ist mit bis zu mehreren cm-großen Quarz- und Calcitkristallen, sowie idiomorphen, verzwillingten Albite besetzt. Die Albite zeigen im Binokular viele Einschlüsse, was besonders für die Interpretation der Ar-Ar-daten (siehe dort) von Bedeutung ist. Die Albite wurden auch mit Rb-Sr-Methode datiert, um die Ar-Ar-Alter betreffend Überschuss-Argon zu kontrollieren (Gesteinsbild siehe Kapitel Geochronologie).
- 4.) Axinitklüfte von der Piz Mundin S-Wand. Diese Klüfte zeigten enormen Einschlussreichtum und könnten damit eventuell Auskunft über die ozeanische Metamorphose des Piz Mundin Ophiolits geben. Die Axinitklüfte wurden auch mittels Bor-Isotopen untersucht (s.u.)

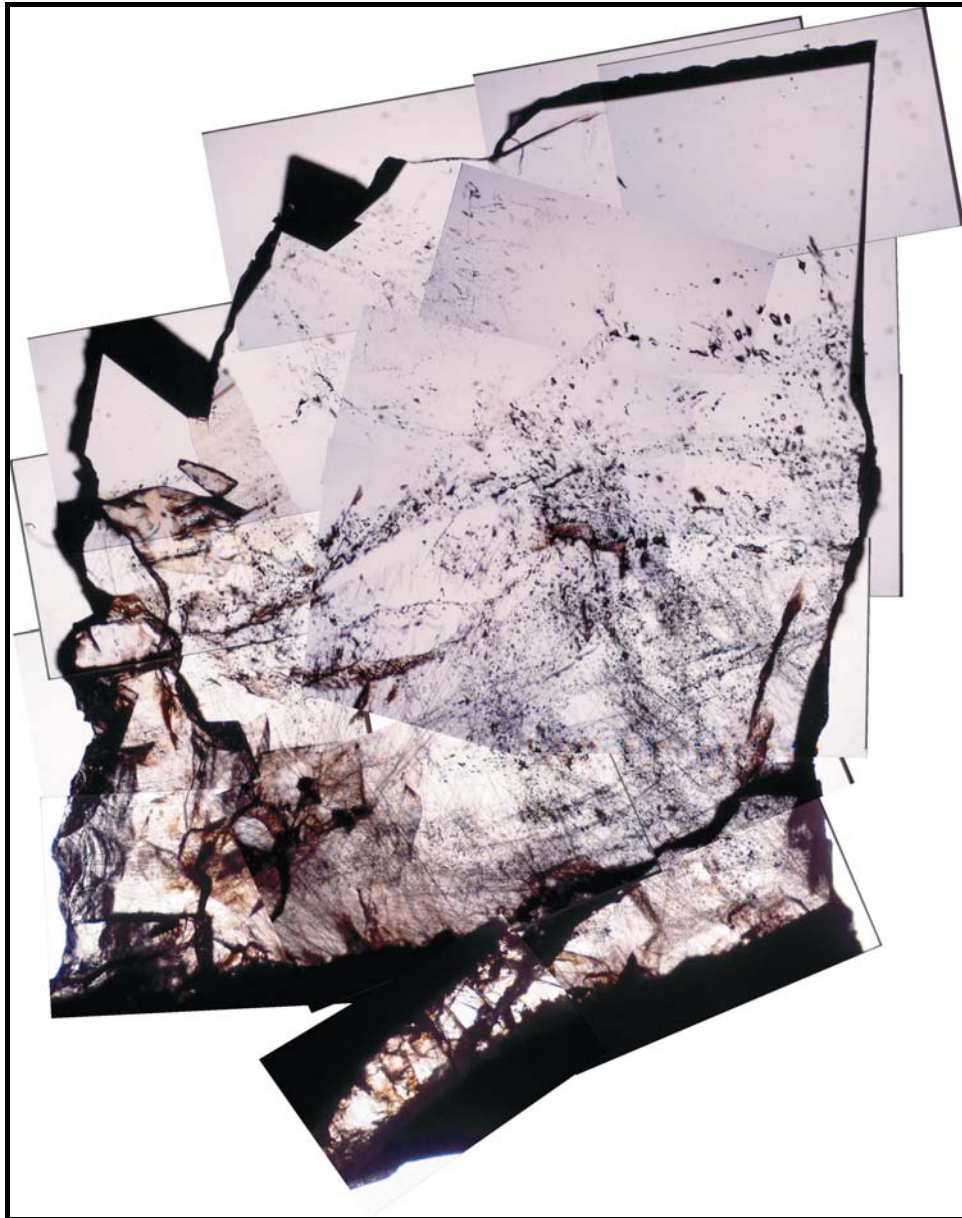


Abb. 25: Zusammengesetztes Bild der FI-Platte BE 47/00-1 (läuft im Bildfolder als BE 32-00-1). Der schwarze Bereich am Unterrand stellt den Kluftwandbereich, bestehend aus Basalt, dar. Von ihm aus wachsen leicht bräunlich gefärbte Epidot/Clinzoisitkristalle in die Kluft, die dann von Quarz abgelöst werden. In diesem Bereich finden sich auch kleine dünne Amphibolnadeln, vermutlich von aktinolithisch-tremolithischem Chemismus. Der Kluftwand-nahe Bereich ist stark mit Einschlüssen durchsetzt, die 2 Hauptanordnungen besitzen: einerseits parallel zur Kluftwand und andererseits genau normal dazu. Gegen die Kluftmitte hin nimmt die Einschlussanzahl ab. Weiters finden sich die Einschlüsse vermehrt parallel zu den Kristallflächen und sind daher als primäre Trails anzusprechen. Bemerkenswert ist, dass die Dichte der Einschlüsse von der Kluftwand zur Kluftmitte hin nicht markant abnimmt, was auf eine Exhumation der Gesteine entlang der Isochore hinweisen könnte. Weitere Kristalle aus BE 47/00 zeigen die gleichen Merkmale.

Die Geothermobarometrie erfolgte mittels P-V-T-Diagrammen. V steht dabei meist für die Dichte des zu behandelnden Systems. Es werden zuerst über das Kühlen und Heizen die Komponenten (z.B. CH₄, CO₂, H₂O, N) des Fluids bestimmt, dann in den entsprechenden T_f-V-Diagrammen die Dichte des Fluids ermittelt. Diese wurden dann in einem P-T-Diagramm verwendet, um bei einer angenommenen Temperatur für den Zeitpunkt der Einschlussbildung den entsprechenden Druck zu ermitteln. Bei allen untersuchten Kristallen ist festzustellen:

- In keinem der untersuchten FI-Schliffe konnten Tochterkristalle innerhalb des Einschlusses festgestellt werden. In den meisten Fällen lag bei Raumtemperatur nur eine fluide Phase vor, manchmal fand sich dazu noch eine Gasblase.
- Alle pseudosekundären und primären Einschlüsse waren in allen Schliffen zwischen -30 °C und ca. -50 °C gefroren – CO₂ konnte damit als Bestandteil der FI (obwohl es eigentlich auf Grund der karbonatreichen Hüllgesteine zu erwarten gewesen wäre) mit großer Sicherheit ausgeschlossen werden. Das Erstarren erfolgte in der Regel schlagartig. Öfters ging dieses Erstarren mit einer Flügelbildung (= Brucherscheinung im Kristall, siehe Tafeln 151-156) einher, erklärbar durch die Volumszunahme von flüssig zu fest (bei Wasser 9 Vol-%). Glücklicherweise war in den meisten Fällen der Einschluss trotzdem dicht – beim Auftauen verschwand (verheilte) die Bruchstelle wieder, sodass die Volumskonstanz während der Messung als gegeben angenommen werden konnte. Die oben beschriebenen Flügel waren meist bei ca. - 5 °C wieder verschwunden. Erste Anzeichen einer Umkristallisation beim Auftauen des festen Einschlusses (= T_i) konnten zwischen - 30 °C und - 15 bis - 10 °C beobachtet werden, mit einer Gewichtung bei den höheren Temperaturen.
- Alle Einschlüsse, egal ob primär oder pseudosekundär, waren zwischen - 1 °C und ca. + 1,5 °C aufgetaut (= T_f). Es liegt damit +/- ein reines H₂O-System vor. Einschlüsse, die zu Beginn des Friervorganges homogen waren, blieben homogen, d.h. T_f = T_h. Die Dichte dieser Einschlüsse beträgt daher 1 g/cm³. Einschlüsse mit Gasblase zu Beginn des Kühl-Heizvorganges zeigten beim final melting dann wieder eine Gasblase, die zwischen 75 und ca. 250 °C homogenisierte (Gas ging in Fluid über), wobei sich eine deutliche Gewichtung der T_h-Daten im Bereich 80 bis 85 °C einerseits und 100 bis 120 °C andererseits zeigte. Einschlüsse mit höheren Homogenisierungstemperaturen waren selten. Die Auswertung der Homogenisierungstemperaturen ergibt auch für maximale T_h = 150 °C eine minimale Dichte von ca. 0.92 g/cm³.

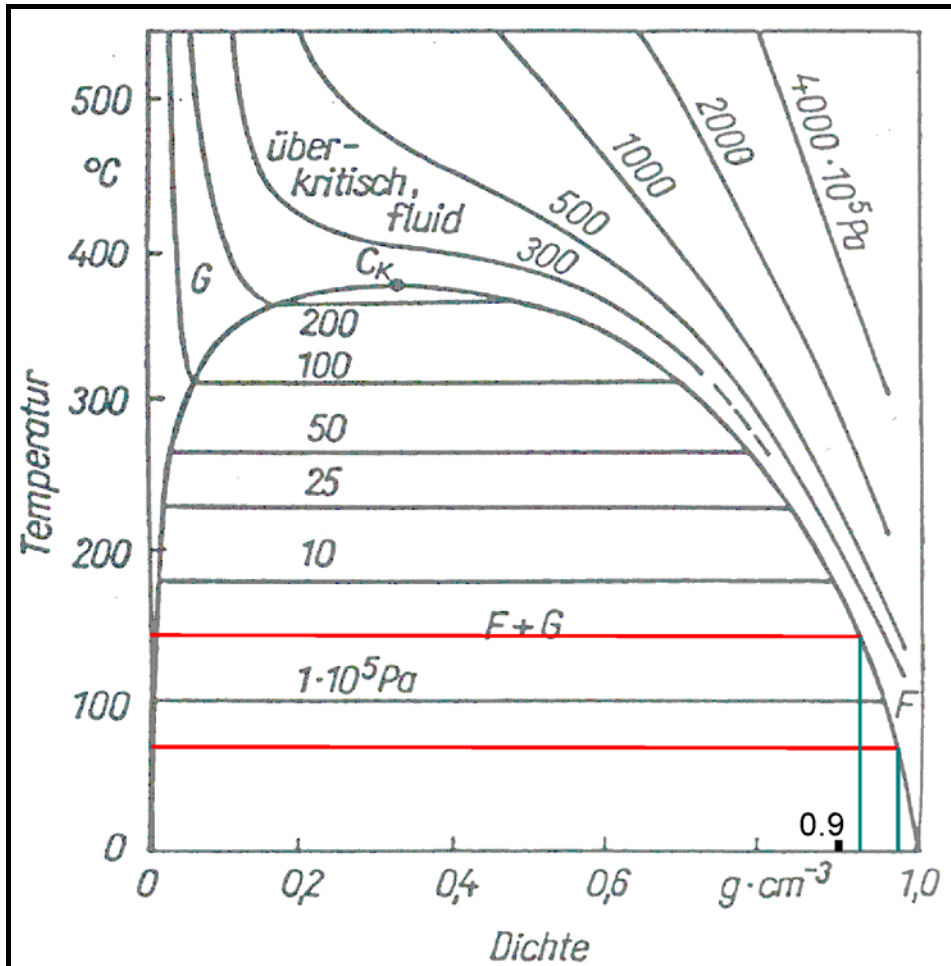


Abb. 26: Ausgewertetes T-V-Diagramm (Diagramm aus LEEDER et al. 1987).

- Manche Einschlüsse explodierten bei Temperaturen von ca. 150 °C. Dabei wurden ganze Schliffplatten zerrissen. Wenige Dekrepiationstemperaturen konnten daher ermittelt werden, die im Bereich zwischen 150-190 bis ca. 240 °C zu liegen kamen. Es wurde daher eine Temperatur des Umgebungsgesteines bzw. der Fluide bei der Kluffbildung von 150 bis max. 250 °C angenommen.
- Die Druckermittlung im P-T-V-Diagramm ergibt für die ermittelten Dichten der Einschlüsse bei den angenommenen Einschlussstemperaturen zur Zeit der Kluffbildung recht hohe Drücke. Die Richtigkeit der ermittelten Drücke zeigt sich auch daran, dass die Fluideinschlüsse auch bei Raumtemperatur unter hohem Druck standen. Anders ist die „Flügel“-Bildung beim Gefrieren nicht zu erklären. Die P-Ermittlung wurde mit den oben angenommenen Temperaturen und Dichten zwischen 0,95 und 1,0 g/cm³ durchgeführt, wie sie für den Großteil der Einschlüsse ermittelt wurden. Die Drücke schwanken zwischen ca. 1,0 und 4,25 Kbar, wobei sich diese große Schwankung durch die steilen Isochoren ergibt.

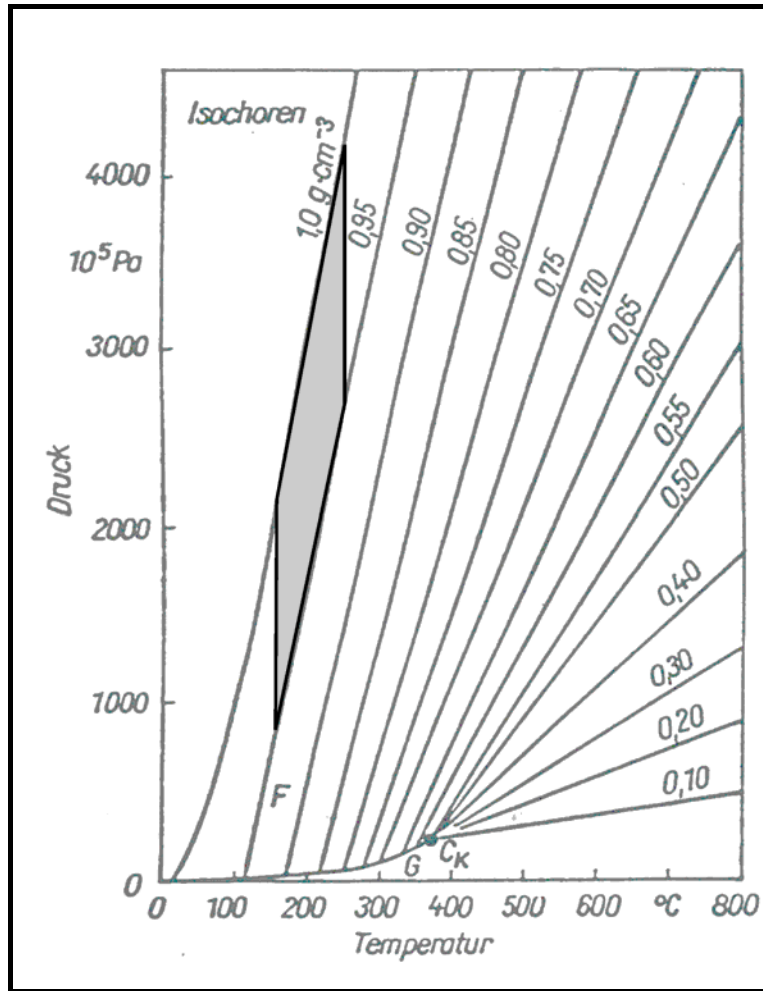


Abb. 27: Ausgewertete FI-Untersuchungen im System H₂O (Diagramm-Grundlage aus LEEDER et al. 1987). Bedingt durch die große Steigung der Isochoren ergeben sich relativ große Druckbereiche für die Einschlussbildung bei einer relativ geringen Variation der Metamorphosetemperaturen. Als Temperaturgrenzen wurden ca. 150 als untere und ca. 250 °C als obere Grenze angenommen. Die obere Grenze basiert auf Dekreпитationstemperaturen an wenigen Einschlüssen in Quarz.

- Als durchaus interessantes Detail kann vermerkt werden, dass in allen tektonischen Einheiten und in den verschiedenen Lithologien die Einschlüsse überraschend ähnlich waren, sowohl im Chemismus als auch in den Homogenisierungstemperaturen.
- Bemerkenswert ist ferner, dass alle beobachteten Einschlüsse, sofern noch ganz (der Großteil der FI war schon vor Schliffanfertigung dekrepitiert), sehr klein sind. Dies ist auf den Umstand zurückzuführen, dass kleine Einschlüsse gegenüber dem großen Druckunterschied, der sich aus dem Druck zum Zeitpunkt der Einschlussbildung in der Tiefe und dem Umgebungsdruck an der Erdoberfläche (= 1 bar) ergibt, wesentlich unempfindlicher sind, als große FI (mehr dazu auch in KÜSTER & STÖCKHERT 1997 und ROEDDER 1984). Dekreпитierte FI bildeten teilweise „Halostrukturen“, d.h. es bildeten sich um die dekrepitierten Einschlüsse kreisförmig angeordnet neue kleine Einschlüsse (siehe auch BERTLE & GÖTZINGER 2003).

- Interessant ist ferner, dass es – nach den Beobachtungen zu schließen – zwischen primären und pseudosekundären FI fast keine Unterschiede in den Homogenisierungstemperaturen gab. Es könnte dies ein Hinweis auf schnelles Kristallwachstum in der Tiefe und erst daran anschließende Exhumation oder auf eine Exhumation entlang der Isochore sein.

Die Daten aus den späten diskordanten Klüften des Engadiner Fensteres zeigen eine große Homogenität, was ihren Chemismus, ihre Dichte und ihren Aufbau betrifft. Dies legt eine einheitliche Entstehungsgeschichte für die verschiedenen Klüfte aus den verschiedenen tektonischen Einheiten nahe. Diese Annahme wird auch durch strukturelle Daten der Klüfte belegt. Die ermittelten Dichten stellen „wahre“ Dichten dar, eine Volumskonstanz konnte, zumindest für die Messungen, gewährleistet werden. Es bildeten sich zwar beim Gefrieren der fluiden Phase teilweise Bruchstrukturen („Flügel“), diese verheilten beim Auftauen jedoch wieder. In der Genauigkeit der Methode kann damit Volumskonstanz angenommen werden. Volumskonstanz kann auch für die Zeit der Abkühlung und Exhumation der Gesteine angenommen werden (siehe dazu auch die unten kurz diskutierte Arbeit von KÜSTER & STÖCKHERT 1997), vorausgesetzt, man misst primäre Einschlüsse. Die ermittelten Drucke sind sehr hoch und unterstützen Vermutungen über eine HP-LT-Metamorphose der Fimberzone und der Zone von Pfunds. Die ermittelten Daten stimmen gut mit jenen, die STÖCKHERT et al. (1990) und RING (1989) publizierten. Diese späte tektono-metamorphe Entwicklung muss in allen Decken des Engadiner Fensters gleich gewesen sein, ableitbar aus der großen Homogenität der Einschlüsse. Die Klüfte dürften, aus ihrer Raumlage zu schließen, mit der Aufwölbung des Engadiner Gewölbes in direktem Zusammenhang stehen und vermutlich die metamorphen Bedingungen in der Frühphase der Aufwölbung widerspiegeln. Der Beginn der Aufwölbung fand noch unterhalb des ostalpinen Deckels statt. Bei einer kalkulierten Mächtigkeit der überlagernden ostalpinen Einheiten von ca. 10 km (ca. 4 bis 5 km Mächtigkeit für die Sedimente der Nördlichen Kalkalpen plus gleiche Mächtigkeit für den ostalpinen Sockel der Silvrettadecke) würde sich ein hydrostatischer Druck von ca. 3 kbar ergeben, der gut zu den ermittelten Drucke passen würde!

In Zusammenhang mit den untersuchten Vorkommen im Engadin ist besonders eine Arbeit von KÜSTER & STÖCKHERT (1997) interessant, die FI in Quarz aus der Quarzphylliteinheit Kretas (ebenfalls ein HP-LT-Vorkommen mit Carpholitparagenesen) untersucht haben. Auf Grund rheologischer Überlegungen kommen die beiden genannten Autoren zum Schluss, dass das „trapping of fluids“ in Quarz unterhalb einer Temperatur von 300 °C stattgefunden haben muss. Oberhalb dieser Temperatur können Einschlüsse auf Grund der plastischen Deformation des Mineralkorns ihre ursprüngliche, originale Dichte nicht behalten (Volumsänderung des Einschlusses!!). KÜSTER & STÖCKHERT (1997) kommen für den Fall Kreta zum Schluss, dass die von ihnen untersuchten Einschlüsse in einer Tiefe von ca. 10 km gebildet worden sein müssten.

Die breite Streuung der ermittelten Drucke dürfte auf eine Abkühlgeschichte der untersuchten Proben entlang der Isochoren zurückzuführen sein. Kombiniert man die Daten der FI-Untersuchungen mit den durch thermobarometrische Berechnungen (siehe dort) ermittelten P-T-Bedingungen, ergibt sich, dass die Bildung der FI nach einer fast isothermalen Dekompression erfolgt sein muss, wie sie in Subduktionsregimen angenommen werden. Nach kurzer Platznahme und vermutlicher Anschuppung der exhumierten Gesteine unterhalb des ostalpinen Deckels kam es dann zur Aufwölbung des Engadiner Gewölbes und damit verbundener vermutlich linearer Exhumation ($dT/dP = \text{konst.}$) des gesamten

Deckenstapels. Da schon im Sarmat die ersten Pseudotachylite von der Basis der Silvrettadecke in die bayerische Molasse geschüttet werden (GRAUL 1939) und die HP-Metamorphose im UEF vermutlich im Bereich 35 bis 40 Ma stattfand (THÖNI 1999, BERTLE 2000, diese Arbeit), muss die isothermale Dekompression und lineare Exhumation in einem Zeitraum von ca. 20 Ma stattgefunden haben. Dies entspricht einer mittleren Exhumationsrate von ca. 0.5 Kbar/Ma und liegt im Bereich jener Werte, die für andere HP-Gesteine mit anderen Methoden ermittelt werden konnten.

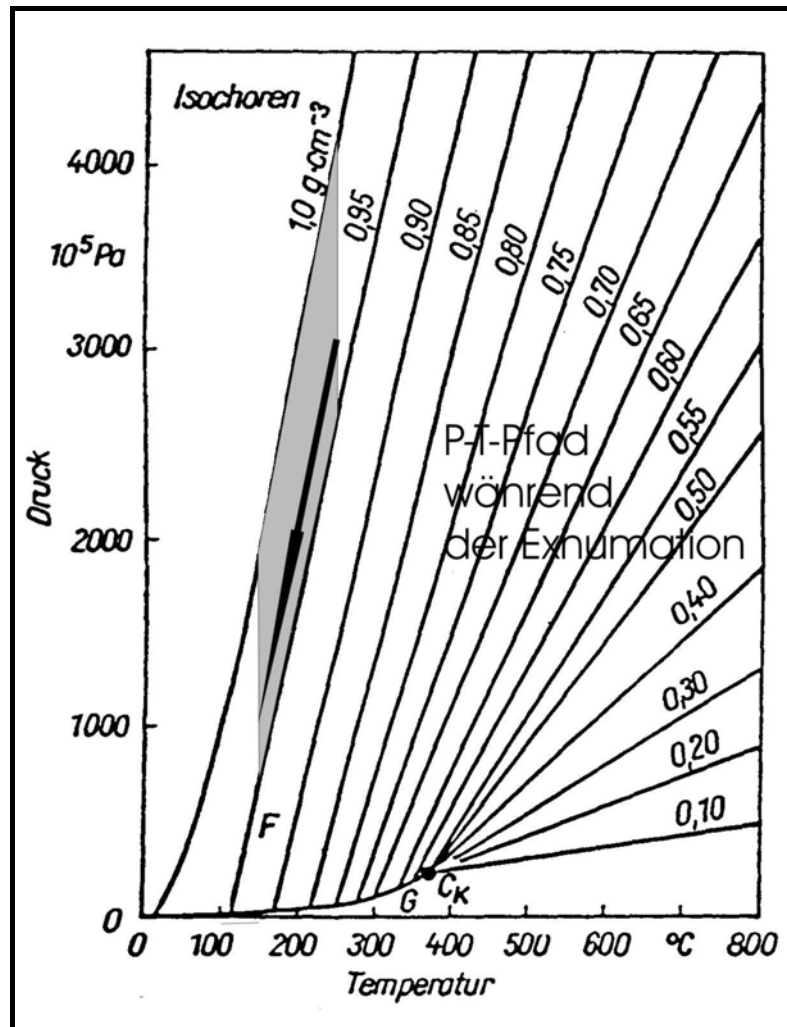


Abb. 28: P-T-Bedingungen für den späten Exhumationspfad der Gesteine des Unterengadiner Fensters, ermittelt mit FI-Bestimmungen an Kluftquarzen.

Geochemie

Analytik

Die geochemischen Untersuchungen beschränkten sich auf die ophiolithischen Fragmente und Mantelgesteine sowie deren Abkömmlinge: Ultramafitite, gabbroide Gesteine und Metabasalte. Die meisten Analysen wurden im Rahmen der Untersuchung des Nauderer Ultramafitits vorgenommen. Hier waren folgende Fragestellungen von Bedeutung:

- Welchen Manteltyp repräsentieren die Ultramafitite?
- Lassen sich die Gabbroide und Basalte von den gefundenen Mantelchemismen ableiten?
- In welcher geotektonischen Position erfolgte die Entstehung der untersuchten Gesteine?

Die Haupt- und Spurenelementgehalte der Gesteine wurden am Institut für Geologische Wissenschaften mittels Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA), die SEE-Gehalte mittels ICP-MS am Inst. für Anorganische Chemie der Montanuniv. Leoben ermittelt (zur Analytik siehe MELCHER et al. 2002).

Daten

Eine große Anzahl von geochemischen Daten liegen uns vom **Piz Mundin** vor und wurde von HEUGEL in seiner Dissertation 1982 ermittelt. Da diese geochemischen Daten wichtig für die petrologische Interpretation der HP-Mineraie (besonders ihres regionalen Auftretens) sind, werden die Ergebnisse von HEUGEL (1982) kurz resümiert:

- 1.) In den Pillows entsteht durch die Abschreckung beim Eintritt in die Wasserhülle beim Rifting eine mineralogische Zonierung, die auch eine geochemische Variation widerspiegelt.
- 2.) Ein Pillow wird von HEUGEL in eine äußerste Rand-, eine intermediäre (sub)sphärolithische und eine Kern-Zone unterteilt. Diese Zonierung beruht auf der Textur des Gesteins. Generell findet eine Verkleinerung der Mineralkorngröße vom Kern zum Rand statt, die durch die Abschreckung der heißen Lava am Außenrand des Pillows verursacht wird.

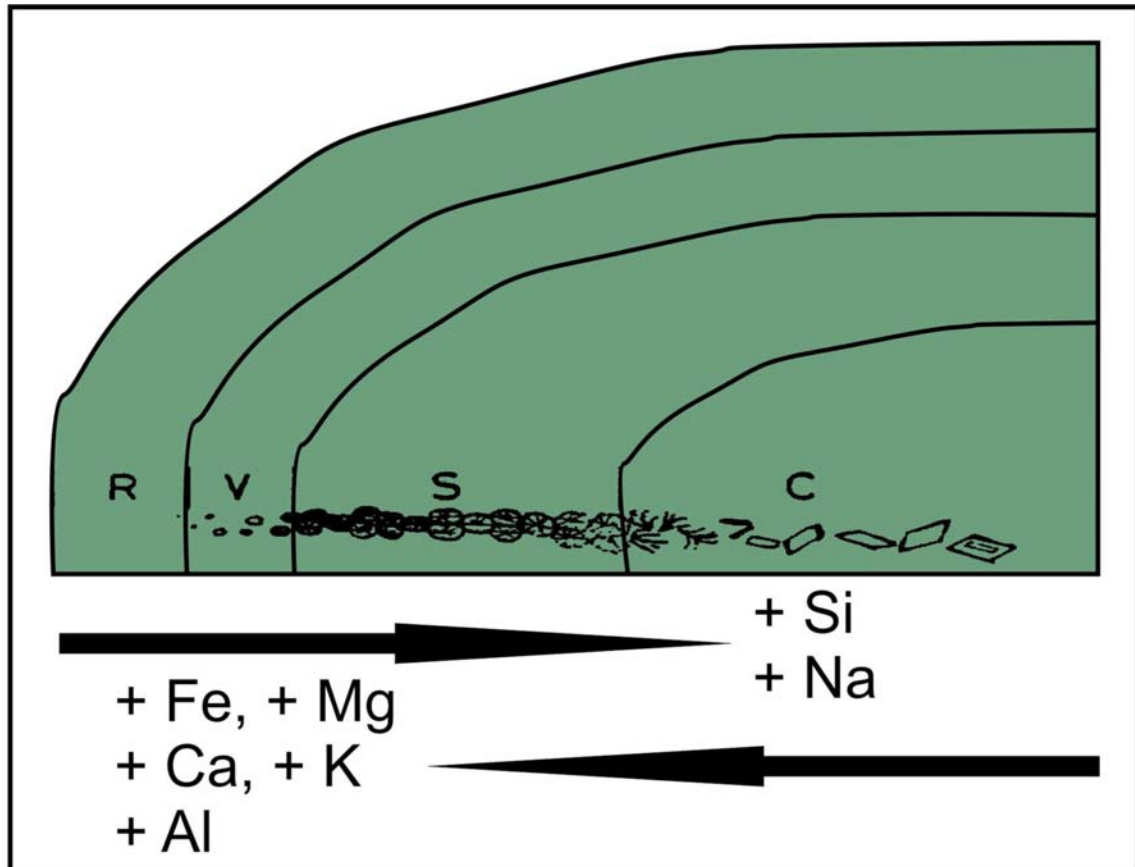


Abb. 29: Zonierung eines Pillows vom Piz Mundin nach HEUGEL (1982, S. 63-72). R = Rand, V = Variolithische Zone, S = Sphärolithische Zone, C = Kern. Der Kern zeigt von außen nach innen eine Zonierung im Gefüge: dendritisch bis arboresziernd (außen) über divergend und intersertal zu tabular (innen). Si und Na reichern sich bei der Abkühlung/Abschreckung im Kern an, während Fe, Mg, Ca, K und Al sich eher im Randbereich anreichern. Dieser Trend wird auch durch die Überprägung nicht geändert.

- 3.) Mit dem unterschiedlichen Gefüge von Kern zu Rand und einer ozeanischen Überprägung geht eine chemische Zonierung einher: Si & Na werden in der sphärolithischen Zone angereichert (am Rand verarmt), Fe & Mg zeigen den umgekehrten Trend. Diese Zonierung ist bis in höhere Metamorphosegrade konstant. K reichert sich mit zunehmender Deformation in der Randzone an. Die Si-Na-Fe-Mg-Zonierung ist auch bei relativ starker Deformation des Pillows noch feststellbar.
- 4.) Die Pillows des Piz Mundin sind nach HEUGEL (1982) v.a. aus tholeiitischen Laven hervorgegangen, wie sie für MORB typisch sind und können daher mit einem Mid-Ocean-Ridge-Environment in ihrer Entstehung gut erklärt werden.

Eine Verifizierung der Ergebnisse von HEUGEL (1982) steht leider noch aus.

Der **Ultramafitkörper von Nauders** wurde leider nur in reduziertem Ausmaß geochemisch untersucht (Probenstand 2002), genauso wie seine Hüllgesteine. Trotzdem können mit dem vorhandenen Datensatz wichtige Schlussfolgerungen gezogen werden, besonders im Hinblick auf

- a.) Petrologische Daten
- b.) Exhumationsmodelle und Schmelzbildung für den UM v. Nauders

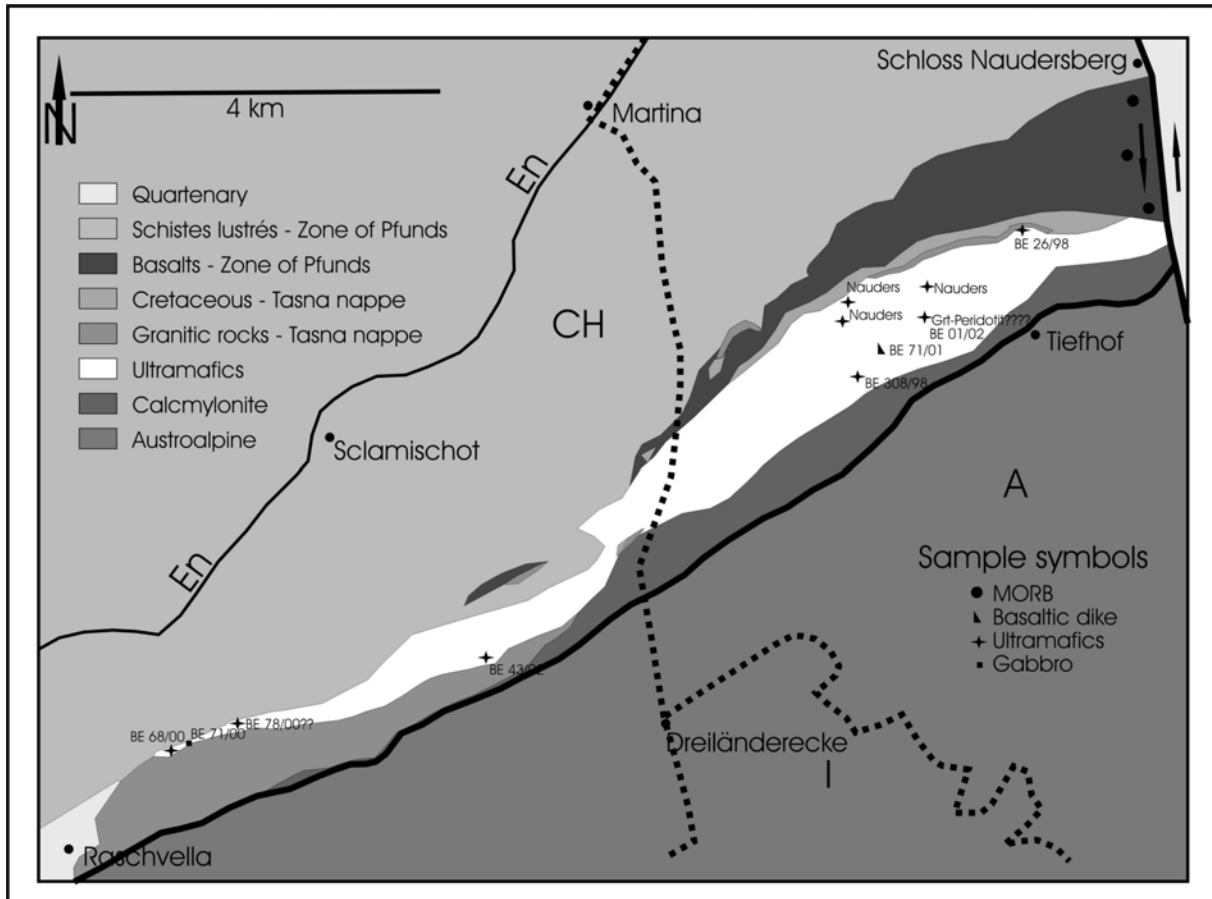


Abb. 30: Lageskizze zum Ultramafitit von Nauders-Riatsch mit geochemischen Probenpunkten. Kartierungsstand 2002.

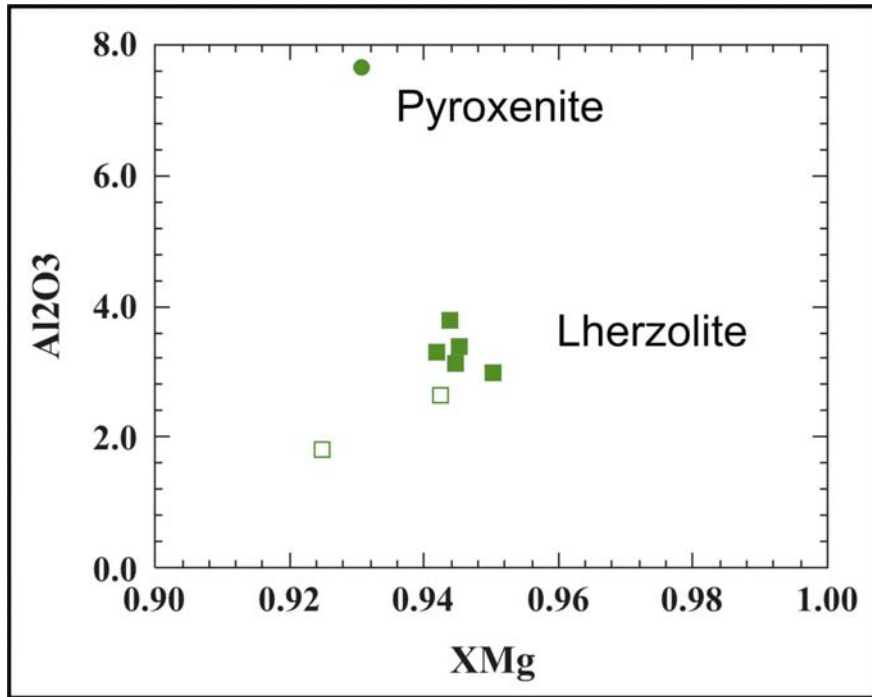


Abb. 31: Al_2O_3 - X_{Mg} -Diagramm von Gesamtgesteinsanalysendaten aus Nauders. $X_{\text{Mg}} = (\text{Fe}_{\text{tot}}/\text{Mg} + \text{Fe}_{\text{tot}})$. Kreis = Pyroxenit 1, helle Quadrate = Pyroxenit 2, gefüllte Quadrate = Lherzolite (siehe Analysen im Anhang).

Der Pyroxenit 1 zeigt bei einem x_{Mg} von 0,93 einen Al_2O_3 -Gehalt von 7,63 %, während die Lherzolithe bei einer geringen Variation des x_{Mg} einen konstanten Al_2O_3 -Gehalt zwischen ca. 3,00 und 3,80 % zeigen.

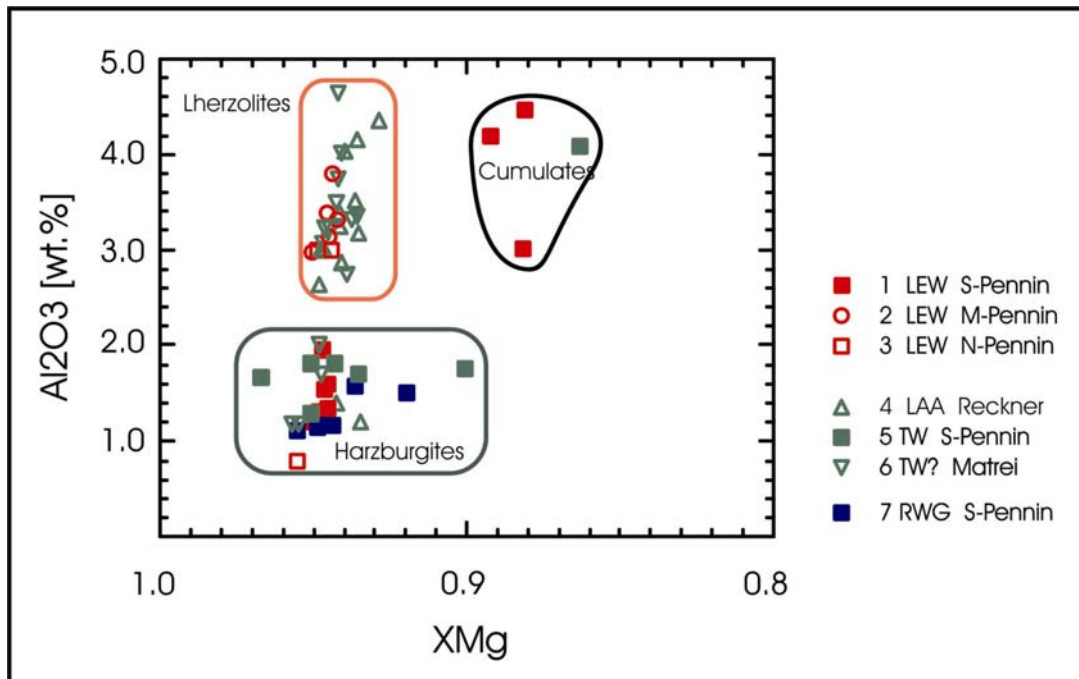


Abb. 32: Al_2O_3 - X_{Mg} -Diagramm von Gesamtgesteinsanalysendaten verschiedener Ultramafitite der Ostalpen (Daten aus MELCHER et al. 2002 und KOLLER unpubl.). Der Pyroxenit von Nauders ist nicht eingezeichnet, kommt aber außerhalb des Diagramms vertikal über den rot umrandeten Lherzoliten zu liegen. (TW = Tauern Fenster; LEW = Engadiner Fenster: M-Pennin = Nauders, N-Pennin = Daten VUICHARD 1984; RWG = Rechnitzer Fenstergruppe; LAA = Unterostalpin, Reckner).

Im $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-}x_{\text{Mg}}$ -Diagramm lassen sich die Lherzolithe gut von Kumulaten und Harzburgiten trennen, weil die Lherzolithe generell höhere Al_2O_3 -Gehalte besitzen. Dies ist auf die geringere Aufschmelzung dieser Gesteine zurückzuführen. Die Kumulate wiederum lassen sich mittels des x_{Mg} gut von den anderen Ultramafititen abtrennen, da sie ein wesentlich niedrigeres x_{Mg} von ca. 0,88 besitzen .

Über die Verteilung der SEE in einem Gestein können Aussagen über die Aufschmelzraten desselben gemacht werden. Es wurden daher auch 2 Proben in ihren SEE-Gehalten untersucht.

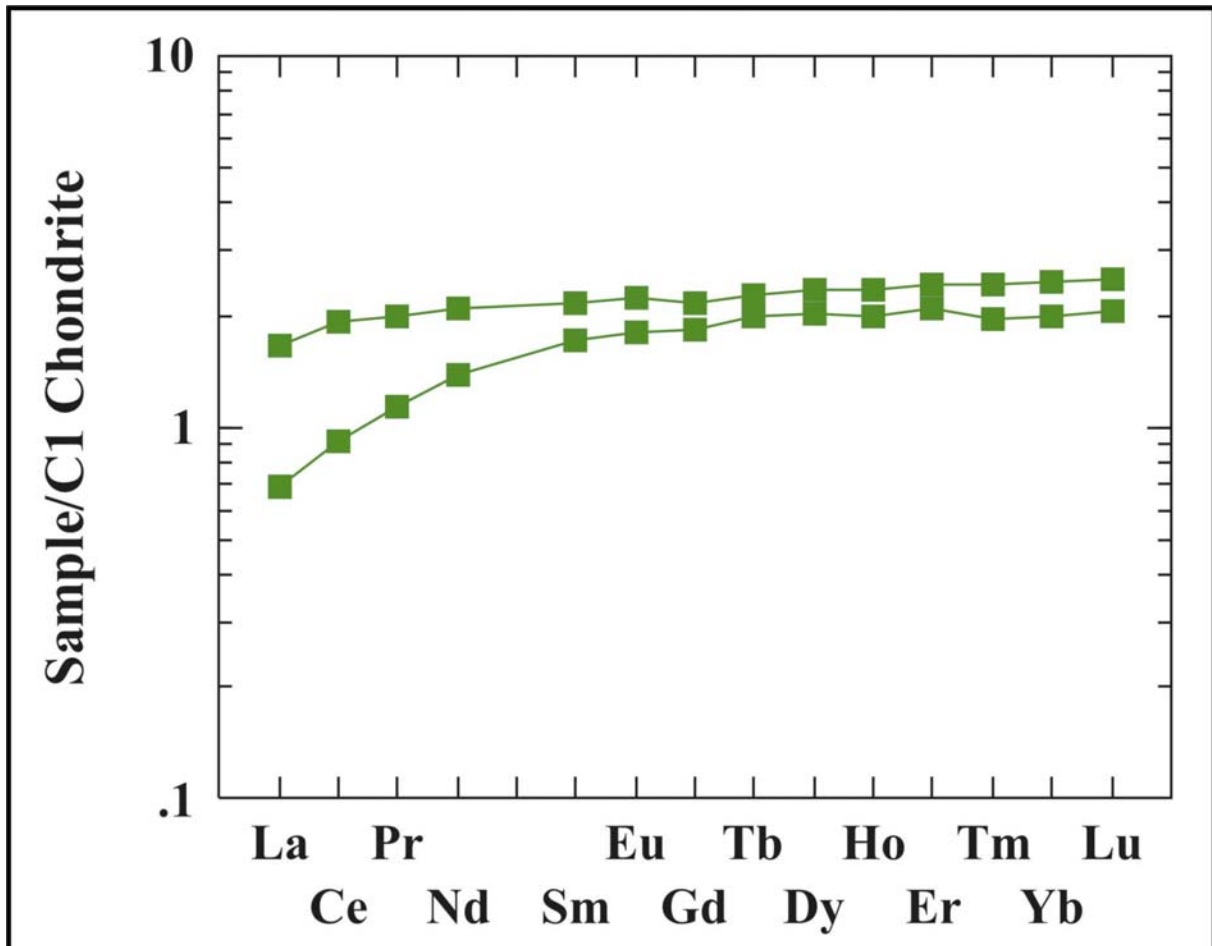


Abb. 33: SEE-Verlauf von 2 Proben (siehe Anhang) aus dem Ultramafitkörper von Nauders-Riatsch.

Die Verteilung der SEE zeigt einen flachen Verlauf der Elementverteilungskurve. Es ist nur eine leichte Verarmung der leichten SEE erkennbar, eine Europium-anomalie fehlt.

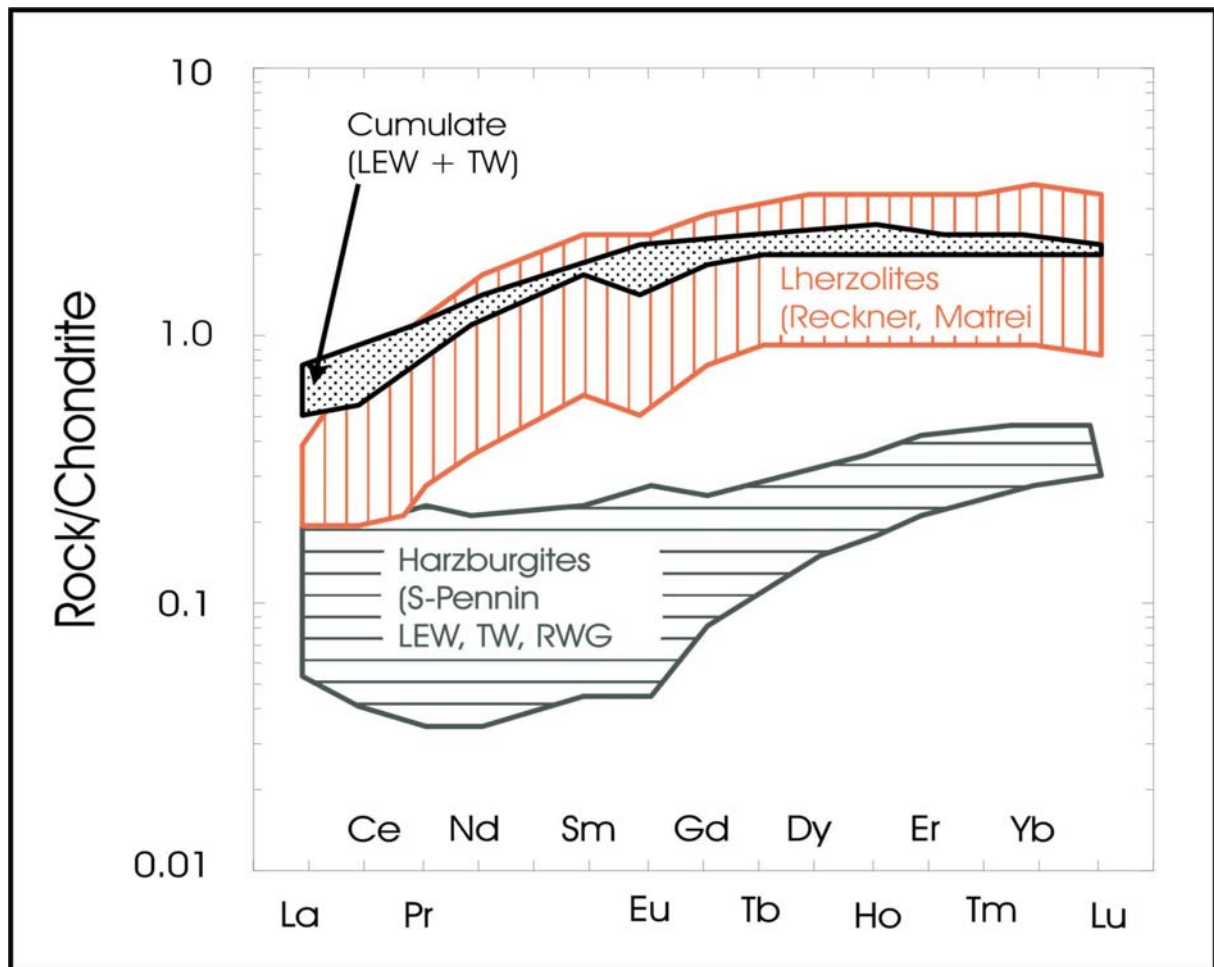


Abb. 34: SEE-Verlauf von Proben aus verschiedenen Ultramafititen der Ostalpen.

Ein Vergleich der Daten des Nauderer Ultramafitits mit bekannten Daten aus den Ostalpen (MELCHER et al. 2002, KOLLER unpubl.) zeigt innerhalb der Gesteinsgruppen Lherzolithe-Harzburgite-Kumulate einen schon bekannten Trend. Die Proben von Nauders zeigen keinen von den anderen Vorkommen abweichenden Trend, sondern sind gut mit jenem der Lherzolithe aus dem Unterostalpin des Tauernfensters bzw. mit Kumulaten aus der Fimberzone bzw. der Glocknerdecke vergleichbar (Daten aus MELCHER et al. 2002).

Die Basalte und gabbroiden Gesteine der Tasnadecke einerseits und die Basalte des gleich nebenan liegenden Grünschieferzuges vom Kleinmutzkopf andererseits sollten unterschiedlicher Herkunft sein (so zumindest der Geländebefund). Um dies zu verifizieren, wurden die Analysendaten im Ti-Zr-Y-Diagramm dargestellt. Dieser Diagramm-Typ erlaubt die einfache Unterscheidung der wichtigsten geotektonischen Umgebungen, die Basalt bzw. Gabbroproduktion erlauben.

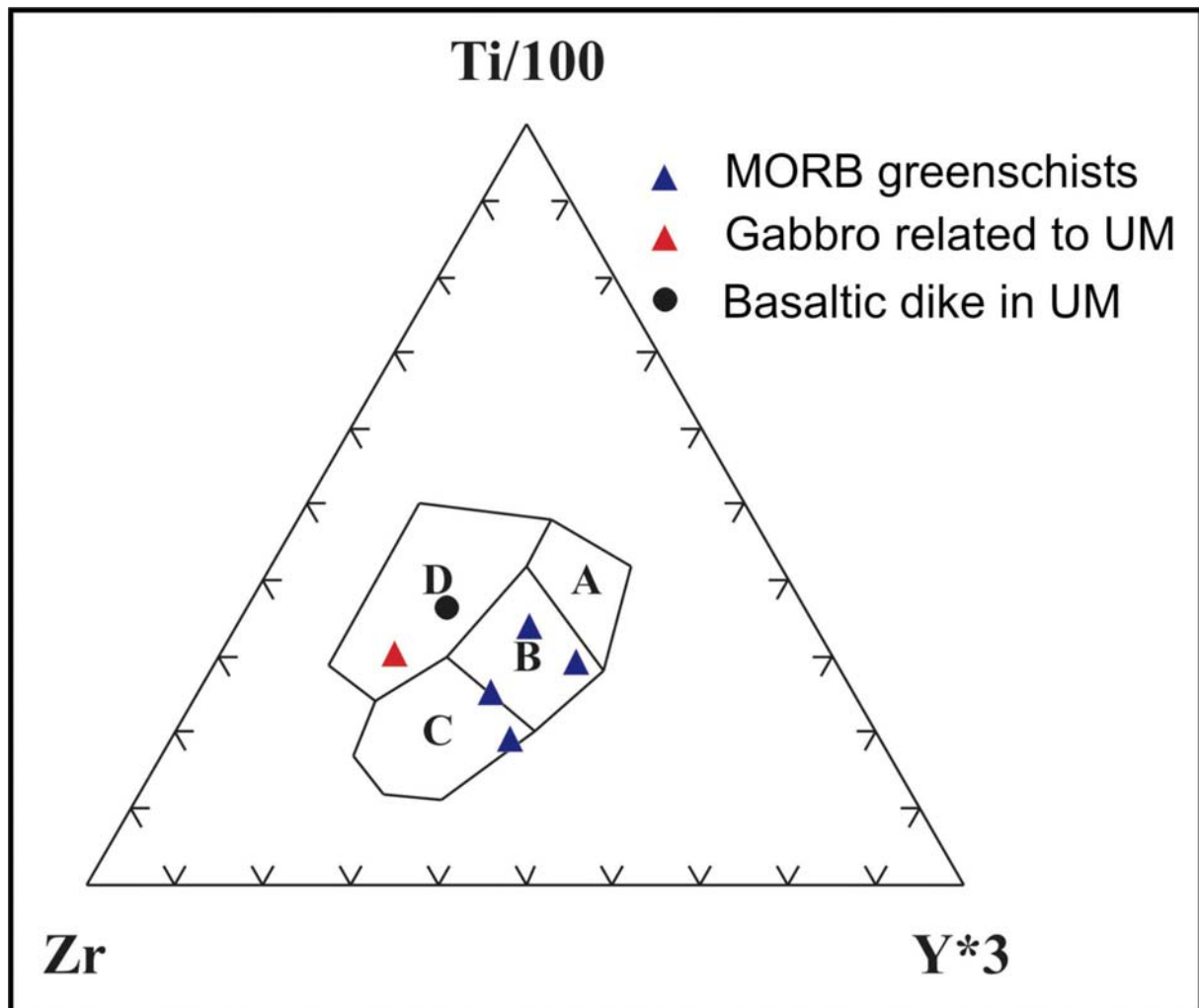


Abb. 35: Ti-Zr-Y-Diagramm von Gesamtgesteinsanalysendaten der mit dem Ultramafitit von Nauders – Riatsch assoziierten Gesteine (Basalte = Proben KOLLER unpubl. und BE 77/01; Gabbro = BE 70/00; Basaltgang = BE 71/01).

Wie zu erkennen ist, zeigen fast alle Grünschiefer des Metabasaltzuges des Kleinmutzkopfes Chemismen, die ins Feld „B“ (= MORB) fallen. Die Verschiebung von zwei Punkten der MORB in Richtung Feld „C“ ist auf eine leichte Verwitterung bzw. ozeanische Alteration des Gesteins zurückzuführen. Die Proben des Basaltganges BE 71/01 und des Gabbros BE 70/00 dagegen kommen im Feld „D“ (= Within plate) zu liegen.

Interpretation

Wie die geochemischen und gefügemäßigen Analysen von HEUGEL (1982) vom **Piz Mundin** zeigen, ist eine starke Zonierung in den beiden Elementgruppen Si & Na und Fe & Mg innerhalb eines Pillows zu beobachten. K zeigt ein ähnliches Verhalten wie Fe & Mg. Es ist, nach Meinung des Autors, damit auch eine Zonierung der metamorphen Mineralparagenesen in einem Pillow zu erwarten. Blaue Amphibole sollten – auf Grund der schon vorhandenen Zonierung vor der alpinen Metamorphose – in den Randbereichen des Pillows eher (in der Klassifikation nach EVANS 1990) im Riebeckit-Crossit-Feld zu liegen kommen als im Glaukophan-Feld. Blaue Amphibole in der Randzone eines Pillows sollten – im Vergleich zu jenen

weiter im Inneren des Pillows – K-betonter und Na-ärmer sein. Diese Spekulation gilt vor allem für den Beginn der Blauschiefer-Fazies. Verläuft ein P-T-Pfad mitten durch das Blauschiefer-Feld im P-T-Diagramm, so setzt eine weitere Differenzierung ein. Der Amphibol wird dann nämlich Na-reicher und Fe-ärmer (sogenannter „Glaukophan-Austausch“, siehe BUCHER & FREY 2002, S. 315). Dies scheinen auch die Mikrosondenanalysen an den Hochdruck-Paragenesen zu bestätigen, die eine eindeutige Abhängigkeit des Mineralchemismus vom Gesamtgesteinschemismus zumindest für Klinopyroxen belegen (siehe Kapitel Petrologie). Es sollte daher auch wesentlich schwieriger sein, einen Glaukophan im Randbereich eines Pillows des Piz Mundins zu finden, als im Kernbereich. Auf jeden Fall benötigt die hier postulierte These weitere Überprüfung.

Die **geochemischen Daten von Nauders** bestätigen zunächst den Geländebefund, dass die Gesteine der Tasnadecke mit jenen des Grünschieferzuges von Nauders – Riatsch keine gemeinsame Entstehungsgeschichte haben. So zeigen sowohl das Basaltgängchen im Ultramafitit als auch die gabbroiden Gesteine aus dem Val Torta geochemische Signaturen, die für Gesteine, die in Within-Plate-Environments entstehen, typisch sind (siehe Abb. 35). Die Grünschiefer des Kleinmutzkopfes dagegen sind eindeutig dem MORB-Bereich zuzuordnen, haben also mit dem Ultramafitit von Nauders – Riatsch, direkt nichts zu tun (Abb. 35).

Die Ultramafitite von Nauders-Riatsch besitzen innerhalb der penninischen Fenster der Ostalpen eine Sonderstellung. Sie sind zunächst in der Erhaltung ihrer Mantelparagenese(n) einmalig (z.B. wegen Erhaltung des primären Olivins). Die Pyroxenite besitzen enorm hohe Aluminium-Gehalte – sehr im Gegensatz sowohl zu ihren Hüllgesteinen als auch zu den anderen penninisch-unterostalpinen Ultramafititvorkommen in den Ostalpen (Abb. 31, 32). Der Vergleich mit weiteren Ultramafititen der Ostalpen zeigt, dass sich die Pyroxenite von Nauders durch sehr hohe Al-Oxid-Gehalte auszeichnen, die in den anderen penninischen Fenstern der Ostalpen bisher unbekannt sind. Die Lherzolithe von Nauders lassen sich jedoch geochemisch gut mit den Ultramafititen des Reckners und der Matreier Zone im Tauernfenster vergleichen (Abb. 34). Jene beiden Ultramafitite im Tauernfenster gehören jedoch einem wesentlich höheren tektonischen Stockwerk an.

Die ermittelten SEE-Trends von Proben aus Nauders passen gut mit jenen von anderen Ultramafititen der Ostalpen, v.a. des Reckner-Komplexes im Tarntaler Unterostalpin, zusammen. Die SEE-Trends zeigen bei den leichten SEE eine leichte Verarmung. Die beiden Trends von Nauders zeigen zudem geringe Aufschmelzraten (d.h. es wurde wenig Schmelze entzogen) an. Modellierungen von MELCHER et al. (2002) deuten auf maximale Aufschmelzraten für den Ultramafitit von Nauders (Lherzolithe) von maximal ca. 10 % hin.

Für eine genaue Diskussion der geochemischen Charakteristika des Nauderer Ultramafitits sei auf die umfangreiche Arbeit von MELCHER et al. (2002) verwiesen.

Besondere Minerale – Carpholit und Axinit

Die Sedimente des Piz Mundins und seiner Umgebung stellen die bisher einzigen Vorkommen von Carpholit in Österreich dar. Der genaue Chemismus kann den Arbeiten von BOUSQUET entnommen werden. Ich möchte nur ein Röntgendiffraktogramm eines reinen Carpholitkristalls abbilden. Das Gleiche gilt für Axinit, der jedoch nur am Piz Mundin selbst in den Basalten gefunden werden konnte. Dafür sind dort auch recht schöne Kristalle dieses Bor-hältigen Minerals findbar. Auch von Axinit wird das Röntgendiffraktogramm wiedergegeben. Beide Analysen wurden mit dem Röntgendiffraktometer der Geologischen Bundesanstalt in Wien durchgeführt.

Carpholit $\{(Mg, Fe, Mn)Al_2[Si_2O_6](OH,F)_4\}$ stellt mineralogisch ein mit den Pyroxenen verwandtes Mineral dar und war bis vor ca. 20 Jahren v.a. als Kluftmineralisation bekannt, die bei niedrigen Drucken gebildet wird. Erst in den frühen 80-er Jahren wurde Carpholit als HP-LT-Phase erkannt, wobei besonders die Mg-Fe-Carpholite drucksensitiv sind. Anstelle der OH-Gruppe können auch bis zu 5 Gew.-% Fluor eingebaut werden (GOFFE & OBERHÄNSLI 1992). Im Dünnschliff läßt es sich durch seine gerade Auslöschung von Amphibol und Chlorit in den meisten Fällen unterscheiden.

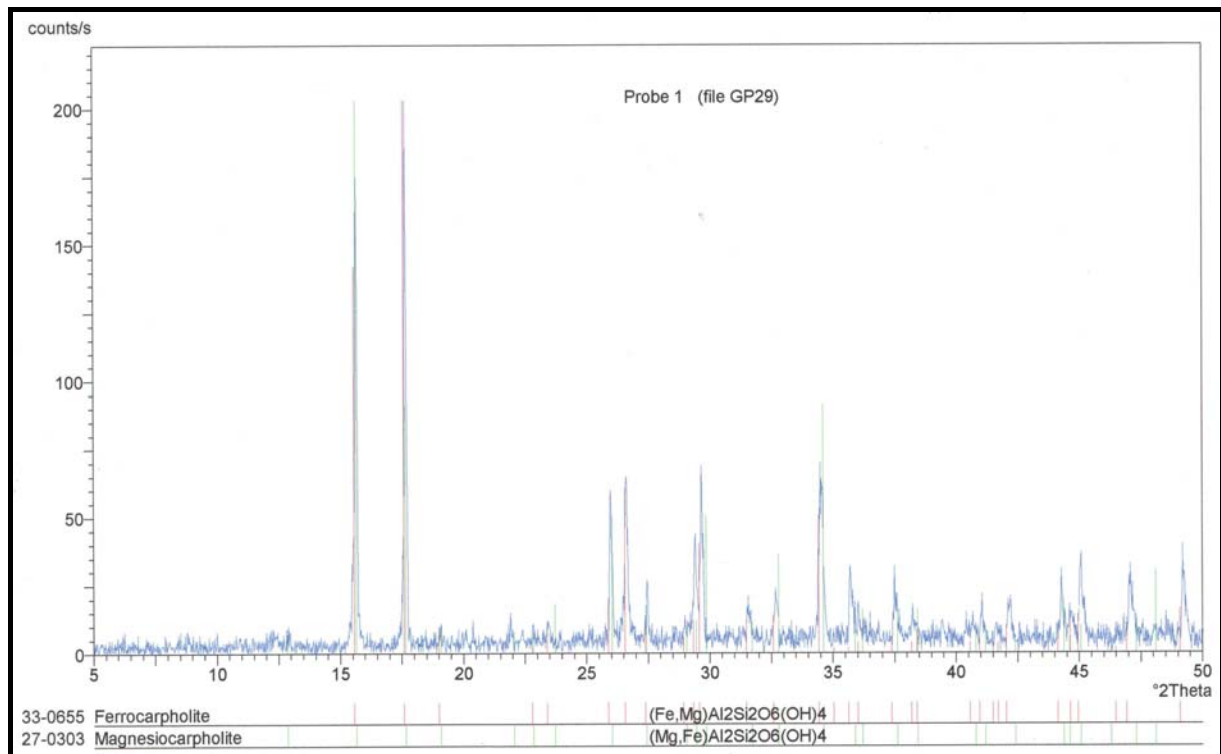


Abb. 36: Röntgendiffraktogramm von einer an Carpholit reichen Probe (BE 31/00). Sonst finden sich noch wenig Quarz und Calcit. Besonders markant sind die beiden peaks im Bereich von 15 bis 17 ° 2theta. Die röntgeno-graphische Unterscheidung von Ferro- und Magnesiocapholite scheint besonders an den Peaks bei ca. 15,5; 17,5 und 26,0 ° 2theta möglich und weist den Carpholit der untersuchten Probe als Magnesiocapholite aus.

Axinit $\{Ca_2(Fe^{++}, Mn, Mg)Al_2BO_3Si_4O_{12}(OH)\}$ stellt ein recht seltenes triklines Ringsilikat dar, das als gesuchtes Schmuckmineral gilt. Er besitzt eine Härte von 6,5 bis 7 und eine Dichte von 3,3 bis 3,4 g/cm³. Bekannt sind die Vorkommen bei Bourg d'Oisans im Dauphiné (Westalpen, Frankreich) und jene von Tinizong in Graubünden (Schweiz), wo sich die Varietät Tinizingit findet. Die Vorkommen am Piz Mundin werden hiermit das erste Mal genau beschrieben.

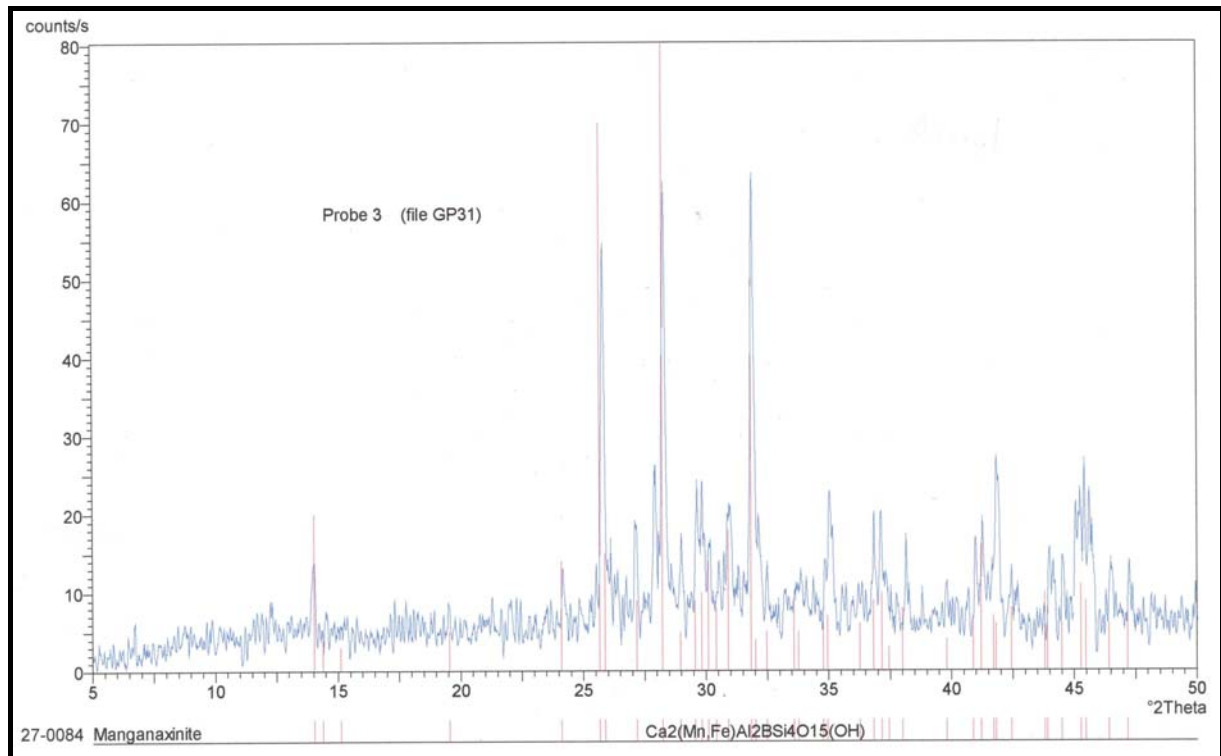


Abb. 37: Röntgendiffraktogramm von Mn-Axinit (Lokalität Gondas da Pradatsch). Axinit zeigt sehr starke peaks im Bereich von ca. 26 bis 32,5 ° 2theta. Daneben sind noch wenige andere Peaks von u.a. Feldspat erkennbar.

Axinit wurde auch isotopengeologisch mittels Bor-Isotopie untersucht, besonders in Hinblick auf die Entstehung (marine Wässer oder Mantelwässer? für die Borzufuhr). Dazu wurde Axinit, Calcit, Quarz, Epidot/Clinozoisit und Muttergestein der axinitführenden Klüfte separiert und isotopengeochemisch analysiert. Die Borseparation und Borisotopenmessungen wurden in Pisa (Italien) am CNRS bei Frau Dr. Sonia TONARINI durchgeführt. Ziel der Isotopenuntersuchungen dieser Arbeit war es, in Kombination mit FI-Untersuchungen festzustellen, ob die Fluide, die zur Axinitprossung führten, aus dem Mantel stammen oder entlang von Klüften der ozeanischen Metamorphose eindringen.

Die Bor-Isotopenverteilung wurde mit einem VG Isomass 54E PITI-Massenspektrometer (PITI = positive ion thermal ionization) nach der Bor-Extraktion und –Reinigung n. TONARINI et al. (1997) in Pisa durch Frau Dr. TONARINI selbst durchgeführt. Die Genauigkeit der Analytik (Chemie und Massenspektrometrie) wurde durch wiederholte Analyse des GSM JB2 basalt reference standards kontrolliert. Isotopenfraktionierung während der Massenspektrometeranalyse wurde mittels eines kalkulierten Korrekturkoeffizienten korrigiert. Dabei gilt:
 $(R_{cert} + 0,00079)/(R_{meas})$ und $^{11}B/^{10}B_{meas}$ (SRM 951) = 4,05000 +/- 0,0008 (2σ)

Die Borisotopenzusammensetzung der Probe ist in der konventionellen Delta-Notation ($\delta^{11}\text{B}$) als Promille-Abweichung von der anerkannten Zusammensetzung des Standards NIST-SRM 951 (zertifiziertes $^{11}\text{B}/^{10}\text{B} = 4,04362$; CATANZARO et al. 1970) angegeben. Wie KLÖTZLI (1992) ausführt, ist Bor mittels seiner δ -Werte ($^{11}\text{B}/^{10}\text{B}_{\text{Probe}} / ^{11}\text{B}/^{10}\text{B}_{\text{Referenzwert}}$, Referenzwert ist der Standard NBS SRM 951) 2 verschiedenen Reservoirs zuordenbar: Meerwasser zeigt ein δ von + 40 bis + 50 Promille, krustales Bor hat ein Delta von ca. -20 bis + 10 Promille.

Das an Axinit der Probe BE 54/00 gemessene B-Isotopenverhältnis (nach Korrektur der Massenspektrometer-Fraktionierung) ist $^{11}\text{B}/^{10}\text{B} = 4,0350 \pm 0,0010$, welches einem $\delta^{11}\text{B} = -1,9 \pm 0,25$ permil entspricht. Dieser Wert ist etwas höher als jener, den „normale“ Turmaline von krustaler Herkunft zeigen. Ein Grund dafür könnte nach Dr. TONARINI (pers. Mitt.) B-Fraktionierung während progressiver Metamorphose (wie sie am Piz Mundin bekannt ist) sein, um ^{11}B -angereicherte Fluide zu erzeugen. Aber auch „mixed fluids“ aus krustalen und marinen Quellen könnten als Grund angesehen werden.

Es handelte sich hier um die ersten Borisotopie-Analysen an Axinit weltweit. Es scheint, dass Axinit durchaus ein brauchbares Mineral für Untersuchungen zur Borisotopie sein kann. Wichtig in unserem Fall wäre vor allem, Fraktionierungsprozesse zu eruieren, indem z.B. Calcit aus den Klüften mit Axinit ebenfalls noch isotopenchemisch untersucht wird (Untersuchungen laufen gerade).

4.) Geochronologie und Isotopengeochemie

Allgemeines

Um Auskunft über das Alter der Metamorphose, einzelner Metamorphosestufen bzw. einzelner Deformationsphasen im Engadiner Fenster zu erhalten, wurden umfangreiche geochronologische Datierungen durchgeführt. Die Kombination verschiedener Isotopensysteme erlaubt es, die regionale Abkühlung zu rekonstruieren, indem für die verschiedenen Isotopensysteme unterschiedliche Schließungstemperaturen angenommen werden können (z.B. VILLA 1998, HUNZIKER et al. 1992, THÖNI 1987). Die Schließungstemperatur gibt jene Temperaturgrenze an, ab der die beim radioaktiven Zerfall entstehenden Tochterisotope nicht mehr aus dem Kristallgitter eines Minerals (Hellglimmer, Zirkon, Apatit, Amphibol) entweichen können bzw. die Spaltspuren des spontanen Kernzerfalls nicht mehr verheilt werden (= Temperature of total annealing, siehe FT-Kapitel). Die Schließungstemperatur ist dabei von verschiedenen Faktoren abhängig (vgl. HUNZIKER et al. 1992):

- Isotopensystem und Datierungstechnik
- Grad der metamorphen Überprägung
- Abkühlungsrate der Metamorphose
- Fluiddurchgang während der Metamorphose
- Deformationsrate während der Strukturprägung
- Korngröße des zu untersuchenden Gesteins und Minerals
- Dauer der metamorphen Überprägung eines Gebietes
- Exhumationsraten von metamorphen Gesteinen

Als Werte für die Schließungstemperaturen der einzelnen Isotopensysteme wurden – THÖNI (1996) folgend (siehe Abb. 38) – die unten angegebenen Werte angenommen:

- Ar-Ar Musk: ca. 400 °C +/- 50 °C
- Rb-Sr Musk: ca. 450 °C +/- 50 °C
- FT-Zirkon: ca. 250 °C +/- 50 °C
- FT-Apatit: ca. 125 °C +/- 20 °C
- U-Pb Titanit: ca. 600 °C +/- 40 °C

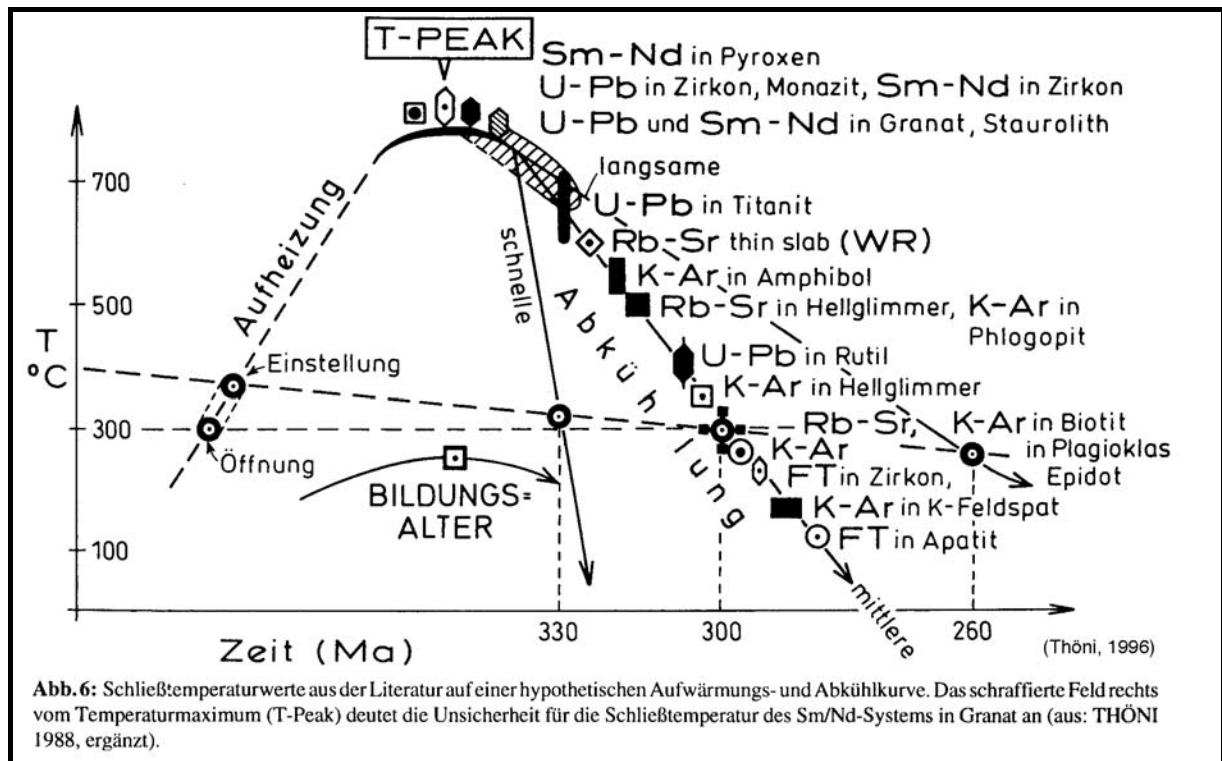


Abb. 38: Schließungstemperaturen verschiedener geochronologischer Systeme und Minerale (aus THÖNI 1996). Ar-Ar in Muskovit liegt bei der Schließtemperatur etwas oberhalb von K-Ar in Hellglimmer im Bereich von ca. 400 °C.

Die Variabilität dieser Temperaturen ist recht groß (wie auf der Abb. 38 durch den „slow cooling“ – Pfad auch angedeutet ist). Die Bedeutung eines Rb-Sr-Alters an neu gesprossstem Muskovit der eine maximale Metamorphose von ca. 400 °C (sicher unterhalb seiner Schließungstemperatur) „erlebt“ hat, muss erst diskutiert werden. Theoretisch sollten bei chemisch homogenen Glimmern, die unterhalb der Schließungstemperatur gesprosst sind, die Ar-Ar-Alter gleich sein wie jene des Rb-Sr-Systems. Das geochronologisch ermittelte Alter sollte dann einem Bildungsalter entsprechen. Unterschiedliche Alter einer Probe, ermittelt durch verschiedene Isotopensysteme, erschweren die Interpretation wesentlich. Eine brauchbare Aussage kann dann erst gemacht werden, wenn der genaue Chemismus (Zonierung oder homogener Aufbau, Mineraleinschlüsse etc.) des datierten Minerals bekannt ist.

Sämtliche Proben wurden mit konventionellen Methoden aufbereitet. Nach dem Brechen mit dem Backenbrecher wurde ein Gesamtgesteinskonzentrat durch Splitting gewonnen, das in einer Planetenmühle analysenfein gemahlen wurde. Zur Mineralseparation wurden die Proben gesiebt und anschließend (sofern kalkig) in Essigsäure (1 : 10 verdünnt) gelöst. Die Rückstände wurden mit Leitungswasser gewaschen und anschließend eingetrocknet (bei Raumtemperatur bzw. bei Temperaturen bis max. 50°C). Die Rückstände wurden dann nochmals gesiebt, teilweise mit Ultraschall behandelt. Mittels Magnetabscheider wurden die magnetischen Bestandteile abgetrennt. Bei Glimmerpräparaten wurde mit einer Achatmühle eine Reinigung des Glimmerpräparats durchgeführt. Schwerminerale wurden durch Schwereretrennung mit Natriumpolywolframat gewonnen. Hochreine Zirkonkonzentrate wurden durch Handpicking hergestellt.

Ar-Ar-Datierung

Theoretische und Technische Grundlagen

Bei der Ar-Ar-Methode wird der Zerfall von Kalium 40 zu Argon 39 genutzt. Durch Bestrahlung der Probe im Reaktor entsteht aus dem Kalium 40 ein Argon 40, das dann – so wie das Argon 39 – massenspektrometrisch gemessen werden kann. Es entfällt dadurch die nasschemische Ermittlung des Kaliumgehaltes des datierten Präparats und es wird – als positiver Nebeneffekt – möglich, ein Gasdiffusionsexperiment am Untersuchungsgegenstand durchzuführen, wodurch auch chemische Zonierungen berücksichtigt werden können. Die Halbwertszeit des Zerfalles von Kalium 40 zu Argon 39 beträgt ca. 1,26 Mrd. Jahre.

Sämtliche Proben für step-heating-Technik wurden in hochreine Quarzphiolen eingeschweist und anschließend im Forschungsreaktor Seibersdorf (9 MW ASTRA-Reaktor, Österreich) bestrahlt. Dabei wurden 10 Proben (inkl. eines Standards) in einer rotierbaren Ebene angeordnet. Bis zu 5 Ebenen wurden gleichzeitig bestrahlt. Die durchschnittliche Bestrahlungszeit für variszische Proben beträgt ungefähr 4 Stunden. Nach einer Abkühlzeit von mindestens 4 Wochen wurden die Proben in vorgeglühten 2-teiligen Tantalkapseln mit Schlitzen (damit das Gas entweichen kann) durch einen Hochfrequenzgenerator erwärmt. Durch die gleichmäßige Verteilung des Probenmaterials in der Kapsel kann eine gleichmäßige Wärmeverteilung im Mineralkonzentrat gewährleistet werden. Die Heizperioden betragen ca. 10 Minuten bei tiefen und ca. 3 Minuten bei hohen Heiztemperaturen. Zwischen den einzelnen Heizperioden ist die Heizung ausgeschaltet, sodass kein Gas entweichen kann. Das entweichende Gas wurde durch Kühlfalle und SAE-Getter gereinigt. Die Massenspektrometrie wurde mit einem Massenspektrometer VG 5400 von Fision Isotopes ® (Winsford, GB) durchgeführt. Die Isotopenverhältnisse wurden über einen Zeitraum von 10 Minuten je step gemessen.

Die Altersberechnung erfolgte nach den Formeln (unter Berücksichtigung von Massenverlust und kurzzeitigem radioaktivem Zerfall) nach DALRYMPLE (1984). Die spezifischen Produktionsraten der Argonisotope im Forschungsreaktor Seibersdorf sind:

- $^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar}(\text{Ca}) = 0,00034,$
- $^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar}(\text{Ca}) = 0,0004,$
- $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}(\text{K}) = 0,0254$

Das Kalium-Kalzium-Verhältnis wurde über das $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ – Verhältnis (kalkuliert für das Ende der Bestrahlung) unter Verwendung eines Konversationsfaktors von 0,247 ermittelt. Dieser Faktor wurde an einem Plagioklas mit bekannter Zusammensetzung ermittelt.

Der blank von ^{40}Ar in der Line der Anlage in Wien beträgt ca. 1×10^{-15} Mol, das $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnis entspricht jenem in der Luft. Die Leckrate der Line beträgt 2×10^{-15} mb l/sec. Der J-Wert der Proben wurde an laborinternen Standards, die ihrerseits durch die internationalen Standards Muskovit Bern 4M (BURGHELE 1987, Chem. Geol.), Amphibol Mm1Hb (SAMSON & ALEXANDER 1987) und Fish Canyon Sanidin kalibriert wurden, ermittelt. Die angegebenen Fehler, die bei jedem Step angegeben sind, beinhalten nur die 1s-Abweichung der Analysedaten. Der Fehler der Plateau-

oder Total-Gas-Alter beinhaltet einen weiteren Fehler von +/- 0,4 % auf den J-Wert. Die laborinterne Reproduzierbarkeit liegt innerhalb 1 bis 1,5 %. Eine genaue Beschreibung der Ar-Ar-Analytik findet sich in FRIMMEL & FRANK (1998) bzw. RICE & FRANK (2003). Für eine Ar-Analytik mit der Laser-Evaporationsmethode an einem Punkt waren die neu gesprossenen Glimmer in allen Proben leider zu klein.

Daten

Die Daten werden vom tektonisch tiefsten Aufschluss zum Hangenden hin wiedergegeben.

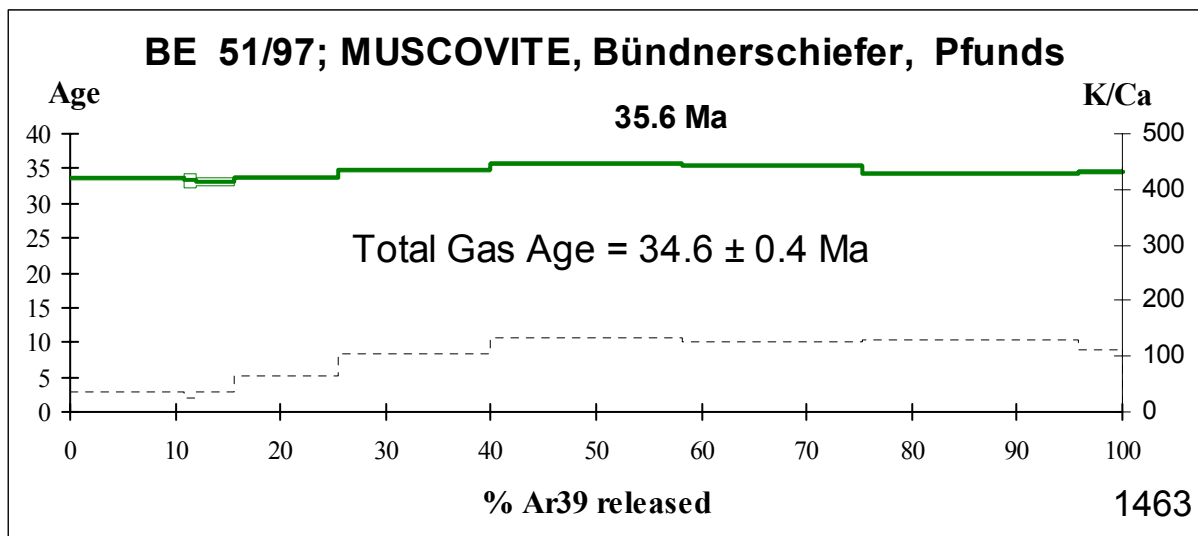


Abb. 39: Ar-Diagramm von BE 51/97 vom östlichen Ortsende von Pfunds (aus BERTLE 2000). Ar zeigt eine leicht „hügelartige“ Verteilung zwischen 33 und 36 Ma. Das K/Ca-Verhältnis zeigt über einen großen Bereich des Diagramms eine gleichmäßige Verteilung dieser Elemente an.

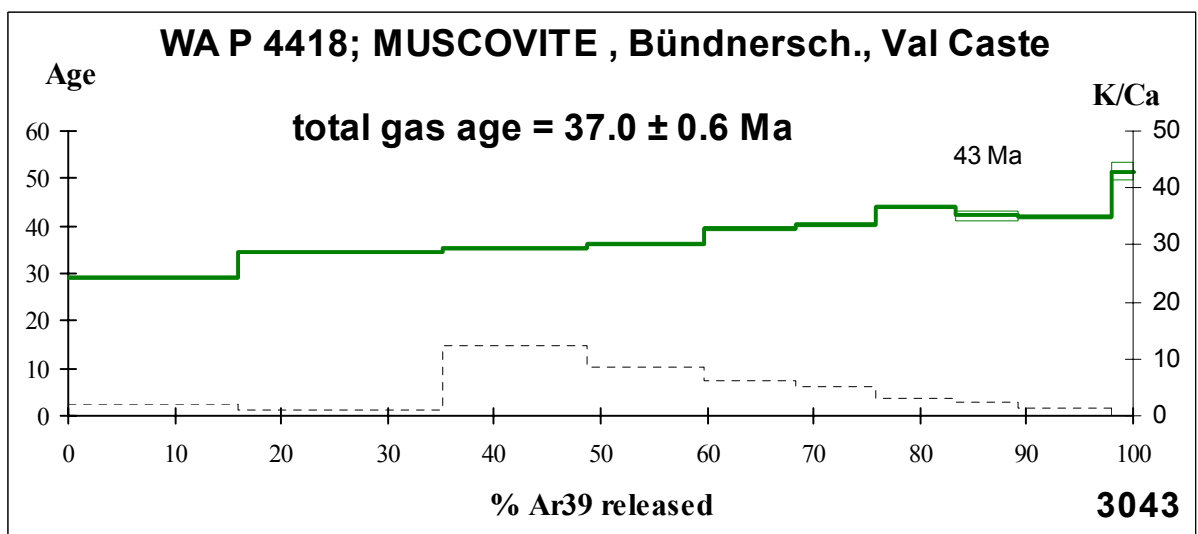


Abb. 40: Ar-Diagramm von BE 6/98

WAP 4418 (= BE6/98 vom Val Chasté) zeigt ein leicht ansteigendes staircase pattern der Argonverteilung im Glimmerpräparat (das vielfach in der Literatur als Bildungsalter interpretiert wird). Ein nennenswerter Beitrag von Argon aus detritischen Glimmern kann nicht erkannt werden. Als einziger Hinweis kann der letzte Heizschritt gewertet werden, der jedoch nur ca. 3 % des Gesamtgases darstellt.

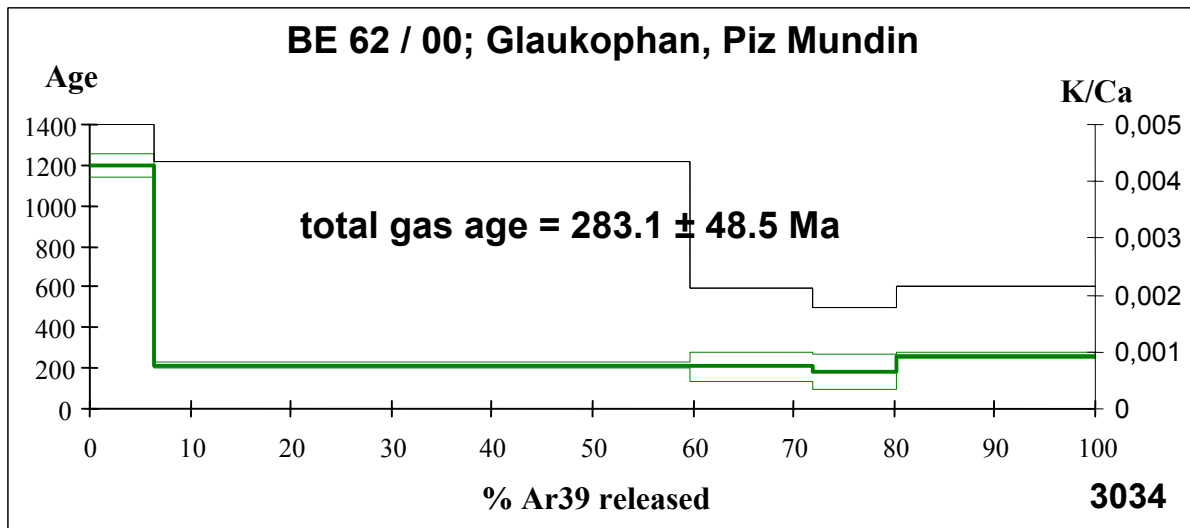


Abb. 41:Ar-Diagramm von BE 62/00

Die Altersverteilung im Ar-Diagramm von BE 62/00 kann als Musterbeispiel für Überschuss-Argon gewertet werden. Das Plateaualter liegt im Bereich von ca. 200 Ma. Es haben scheinbar schon geringste Mengen an Argon aus tieferen Krustenbereichen genügt, das (scheinbare) Alter des Amphibols zu erhöhen. Dies ist bei Kaliumgehalten von in der Regel weit unter ca. 0.1 Gew.% K_2O auch nicht verwunderlich (siehe Sondendaten)!

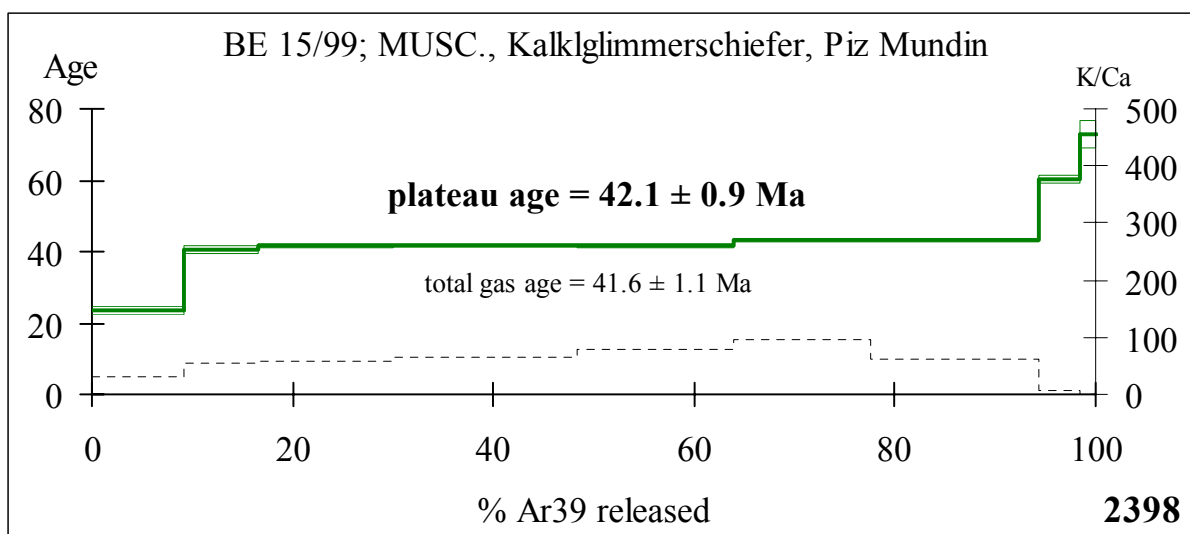


Abb. 42:Ar-Diagramm von BE 15/99

BE 15/99 zeigt ein 3-teiliges Altersspektrum. Der erste Heizschritt liegt im Bereich von ca. 22 Ma, das Plateau-Alter beträgt ca. 42 Ma. Bei den Hochtemperaturschritten lassen sich noch Relikte von detritären Glimmern feststellen. Das Rb-Sr-Alter der gleichen Probe beträgt ca. 37 Ma (s.u.).

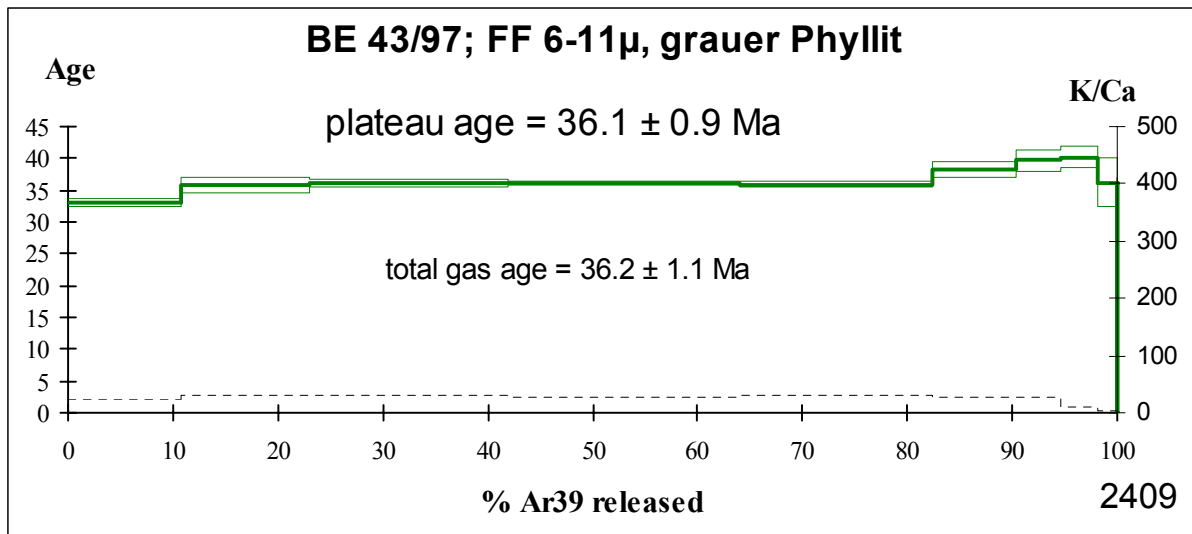


Abb. 43:Ar-Diagramm von BE 43/97

Die Feinfraktion eines dunklen Pyhllits vom östlichen Ortsausgang von Spiss (wahrscheinlich aus der Fuorcla d'Alp Formation) zeigt ein schönes Plateau-Alter von ca. 36 Ma. Die Probe wurde schon in der Diplomarbeit von BERTLE dokumentiert, dort aber mit einem Plateau-Alter von ca. 31 Ma (an 2 Fraktionen).

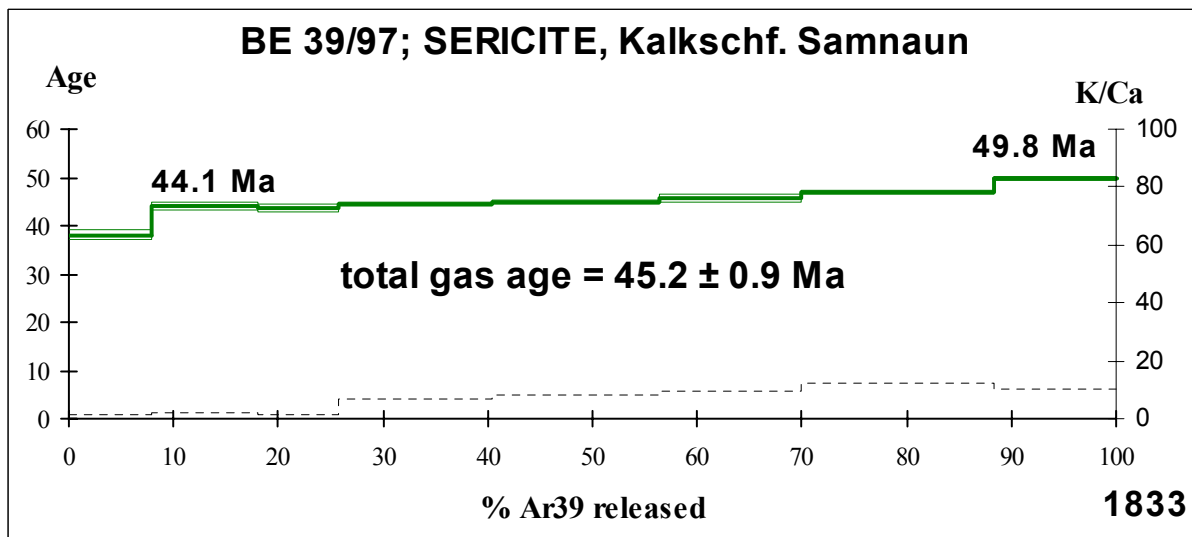


Abb. 44:Ar-Diagramm von BE 39/97

BE 39/97 zeigt ein Altersspektrum, wie es für Bildungsalter typisch ist (flach ansteigendes staircase pattern).

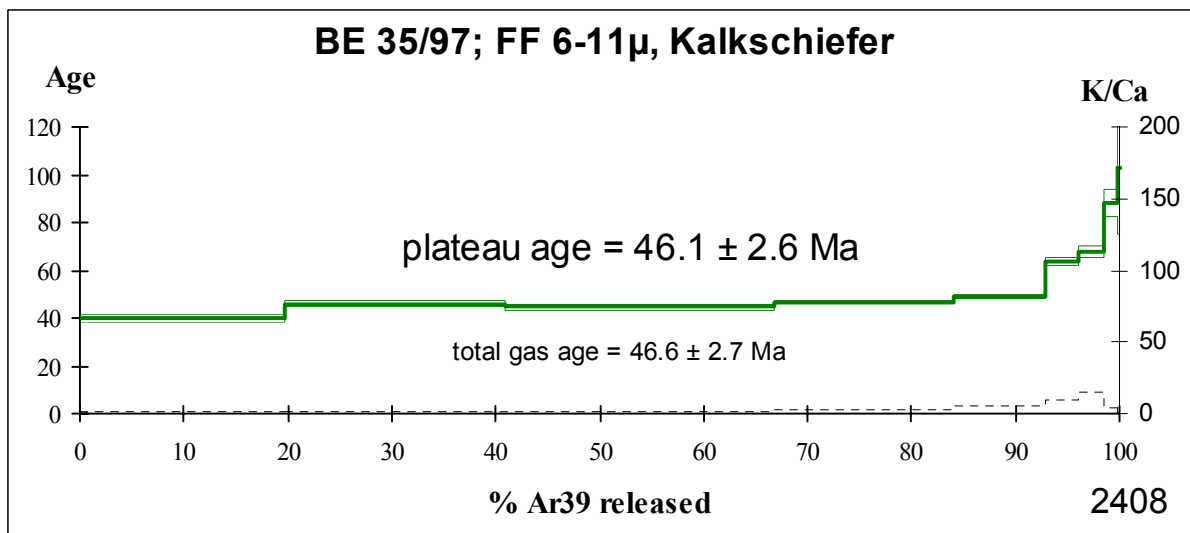


Abb. 45:Ar-Diagramm von BE 35/97

Die Probe BE 35/97 vom Talaustritt der Alp Trida (Straßenaufschluss) stammt aus den hangendsten Bereichen der Zone von Pfunds (früher in der Literatur als Roz-Zone abgetrennt, z.B. FUCHS & OBERHAUSER 1995). Schwacher detritärer Glimmereintrag in das Sediment ist in den Hochtemperatur-steps erkennbar.

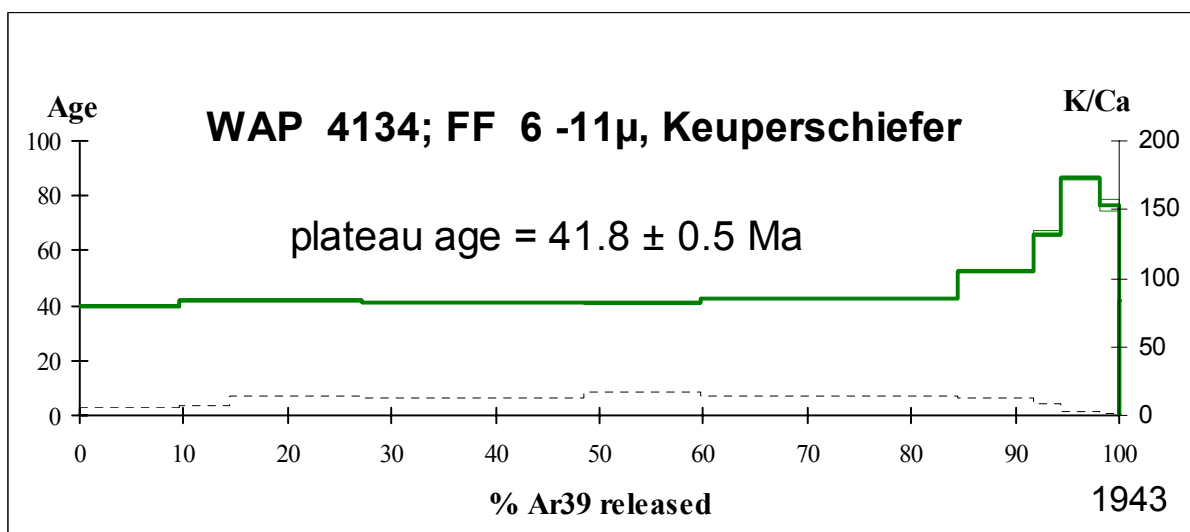


Abb. 46:Ar-Diagramm von WAP 4134 (= BE 59/97)

Diese Probe wurde ebenfalls in BERTLE (2000) dokumentiert. Auch hier sind – trotz der Feinheit der Probe und einer makroskopisch erkennbaren Rekristallisation – detritäre Relikte durch ihre hohen Alter erkennbar.

Im Bereich des Nauderer Ultramafitits böten sich 3 Minerale rein vom Chemismus her an, mittels Ar-Ar-Methode datiert zu werden: Amphibole aus den Gabbros an der Krusten-Mantel-Grenze (BE 5/02) sowie aus den Ultramafititen selbst Phlogopit und braune Hornblende (siehe Kap. Petrographie, Ultramafitit von Nauders). Aus zeitlichen Gründen (Phlogopit und braune Hornblende wurden erst im Sommer 2003

entdeckt), konnte nur ein Amphibol-Konzentrat aus den Gabbros der Krusten-Mantel-Grenze im Val Torta datiert werden.

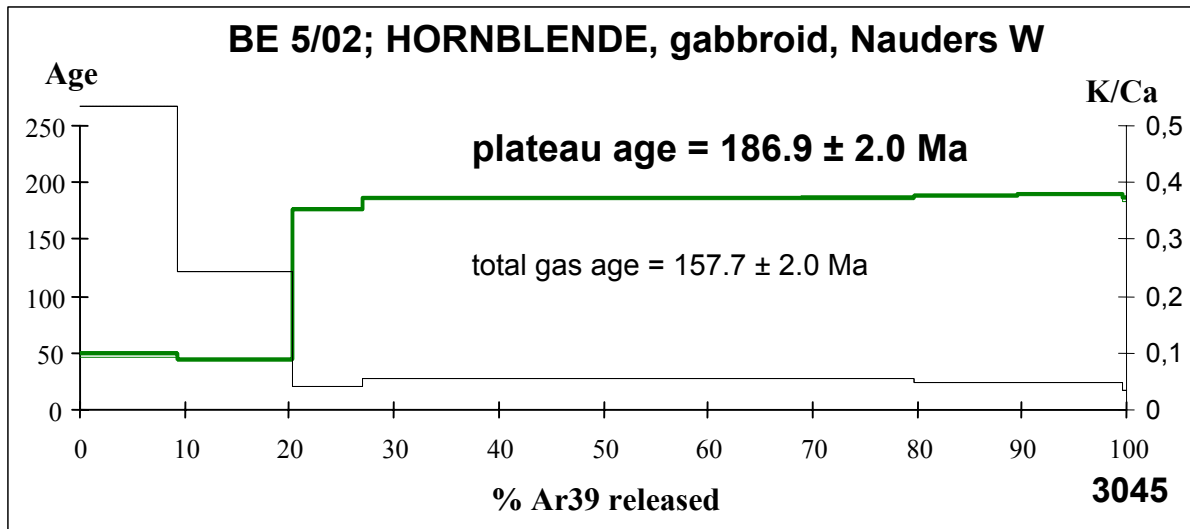


Abb. 47:Ar-Diagramm von BE 5/02

BE 5/02 stammt aus den Bänderamphiboliten – Gabbros des Überganges Tasnagranit – Ultramafitit, stellt somit vermutlich die Unterkruste des Tasna-Fragmentes dar (Titel des Diagramms nicht ganz korrekt). Die ersten beiden steps des Diagrammes zeigen Alter zwischen 40 und 50 Ma. Das Plateau-Alter von ca. 187 Ma stellt zeigt ein hochtemperiertes Ereignis im unteren Jura an

In einem N-S-Profil durch das Engadiner Fenster zeigt sich die Altersverteilung wie folgt (außerhalb der Profillinie liegende Messpunkte wurden auf Grund ihrer tektonischen Position in das Profil projiziert):

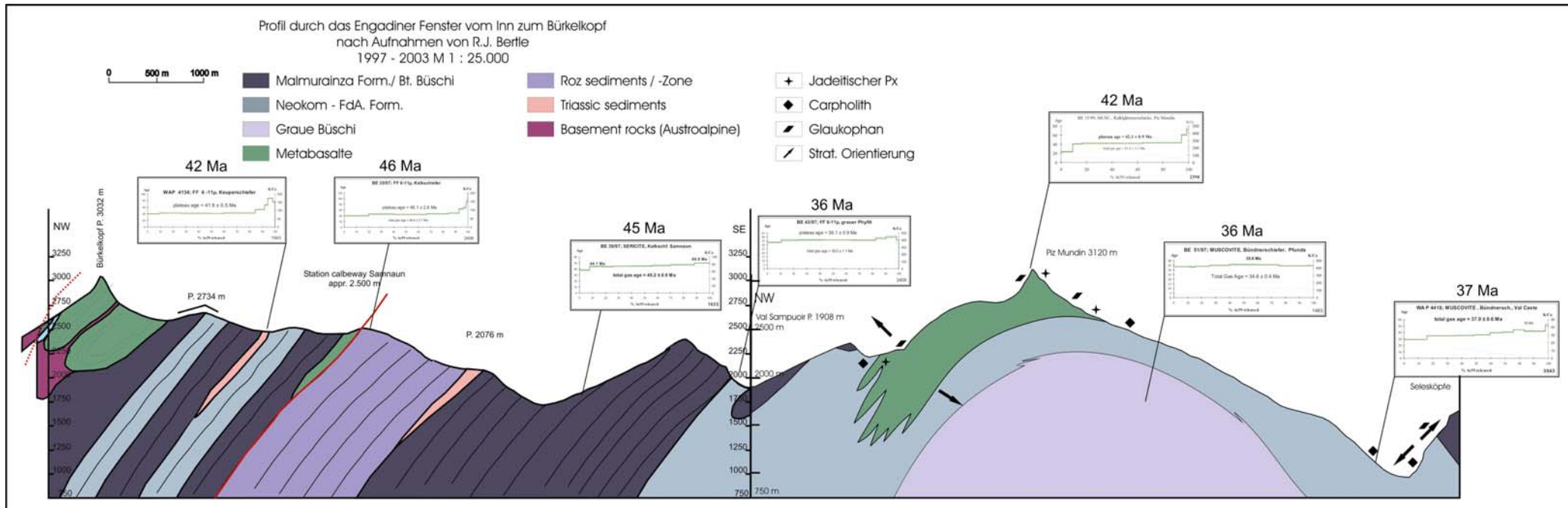


Abb. 48: Ungefähr NW – SE verlaufendes Profil durch das Engadiner Fenster zwischen Bürkelkopf und den Selesköpfen. Auf Grund der recht geringen Datenmenge, vor allem aber wegen Widersprüchen zwischen den beiden Isotopensystemen Ar-Ar und Rb-Sr ist eine Interpretation der Daten sehr schwierig. Die frühere Vermutung, dass die Alter vom Kern zum Rand älter werden (auf Grund paläogeographischer Überlegungen), ist nur dann aufrechtzuerhalten, wenn man – wie dargestellt – eine großräumige Verfallung der innersten Bereiche annimmt, wobei diese Verfallung nach der Schließung des Ar-Ar-Isotopensystems stattgefunden haben müsste. Jedenfalls ist in allen Proben noch ein schwacher detritärer Einfluss erkennbar. Interessant ist, dass die Alter aus den hangenden Bereichen der Zone von Pfunds sich nicht von jenem aus der Fimbereinheit unterscheiden. Ein K/Ar-Alter von THÖNI (1981) von ca. 39 +/- 2,3 Ma an einer <2µm-Fraktion würde ins regionale Bild passen. Feinfraktion-K/Ar-Daten von THÖNI (1981) passen sonst besser zu den Rb-Sr-Daten von BERTLE (2000, diese Arbeit).

Interpretation

Die Ar-Ar-Datierungen zeigen eine auf den ersten Blick unregelmäßige Verteilung und stehen durchaus in Widerspruch zu den Rb-Sr-Altern von doppelt datierten Proben (BE 51/97, BE 15/99). Unter Berücksichtigung der komplizierten Verfallungen rund um die Mundin-Falte kann man jedoch – das Ar-System allein betrachtet – ein Muster der Verteilung erkennen: die Alter innerhalb der Zone von Pfunds werden vom Kern zum Rand älter. Die Fimberereinheit zeigt an einer Probe Alter (ca. 42 Ma, BERTLE 2000), die mit der Zone von Pfunds vergleichbar sind. Das hohe Alter der Probe BE 35/97 könnte durch frühe Abkühlung im hangendsten Bereich der Zone von Pfunds erklärt werden.

Berücksichtigt man jedoch biostratigraphische Daten aus der Fimberzone und der Sulzfluhdecke (im Prättigau-Querschnitt) so scheint ein Alter von 46 Ma für die Glimmer aus dem hangendsten Bereich der Zone von Pfunds (BE 35/97) unrealistisch und kann eigentlich nur durch Argon-Überschuss erklärt werden. Das gleiche gilt für die Probe BE 39/97, deren Alter gleichfalls als unrealistisch bezeichnet werden muss. Generell scheint das Alter von BE 39/97 jedenfalls recht hoch zu sein, wenn man es mit den biostratigraphischen Daten aus der Fimberereinheit (OBERHAUSER 1983, BERTLE 2002) vergleicht. Argon-Überschuss kann nicht ausgeschlossen werden und zwar dann, wenn in einen schon zonierten Glimmer gleichmäßig Argon eingepresst wurde.

Auffällig ist bei fast allen Altersdiagrammen, dass sie eine sehr ähnliche Topologie besitzen. Am Beginn des Heizexperiments finden sich meist wenige Steps, die sehr junge Alter zeigen, die dann – für den Großteil des Diagramms – von einem Plateau gefolgt werden. Bei den höchsten Heiztemperaturen (meist 2 bis 3 steps) schlagen die Alter dann meist noch deutlich aus und es werden detritäre Relikte sichtbar. Dies würde – sofern Argonüberschuss vorhanden ist – bedeuten, dass eben Überschuss-Argon bei der metamorphen Überprägung gleichmäßig in die Kristallgitter gepresst (?) wurde. Und dies noch dazu auf 3 tektonische Decken gleichmäßig verteilt!! Da dies als sehr unwahrscheinlich erachtet werden muss, kann angenommen werden, daß zumindest einem Großteil der Ar-Alter geologische Signifikanz zugewiesen werden muss.

Ein Vergleich mit anderen Ar-Daten aus den penninischen Fenstern der Ostalpen zeigt z.T. gute Übereinstimmung mit publizierten Altern von ZIMMERMANN et al. (1994) aus dem südlichen Tauernfenster oder URBANEK et al. (2003) aus dem nördlichen Tauernfenster.

Interessant ist das Alter der Probe BE 5/02 aus der Krusten-Mantelgrenze der Tasnadecke. Der Dünnschliff zeigt ein magmatisches Gefüge, weshalb das Ar-Alter als Abkühlalter eines magmatischen Prozesses interpretiert wird. Das ermittelte Alter läßt sich durchaus mit permischen Intrusionsaltern für die Gabbros an der Basis des sauren Tasnakristallins (ermittelt an Zirkon durch FROITZHEIM & RUBATTO) in Einklang bringen, indem es als Abkühlalter eines langandauernden Abkühlprozesses interpretiert wird. Interessanterweise finden sich in den penninischen Decken (v.a. in den Gabbros und Ultramafititen) sowohl in den Schweizer Alpen als auch in den Ostalpen immer wieder Alter von ca. 180 bis 165 Ma (siehe dazu u.a. THÖNI 1999 und BILL et al. 1997). Das Ar-Alter von BE 5/02 zeigt aber auch – da die gleich daneben liegenden Gesteine sehr stark deformiert sind und die primären Minerale zu Klasten duktil deformiert werden – an, daß die duktile Deformation jener Gesteine nach der Abkühlung erfolgt ist. Eine spröde Deformation der „alten“ Amphibole könnte unter grünschieferfaziellen Bedingungen im Zeitbereich zwischen 40 und 50 Ma (wie durch die ersten beiden steps angezeigt) stattgefunden haben. Die jungen

Alter im Altersdiagramm können als Resultat der alpin-metamorphen Überprägung des Gesteins gedeutet werden, die auch im Dünnschliff gut durch tremolitische (?) Überwachsungen (und im Ar-Ar-Diagramm durch das verschiedene K/Ca-Verhältnis) der groben Amphibolkörner erkennbar ist. Dies würde gut zu etwas jüngeren Ar-Altern in der Zone von Pfunds passen.

Rb/Sr-Datierung

Theoretische und Analytische Grundlagen

Bei der Rubidium-Strontium-Methode wird der radioaktive Zerfall des ^{87}Rb zum ^{87}Sr verwendet, um ein geochronologisches Alter zu ermitteln. Es wurden die Zerfallskonstante n. PURDY & JÄGER (1977) von $1.42 \times 10^{-11}/\text{y}$ verwendet und die Isotopenverdünnungsmethode unter Benützung eines ^{87}Rb - ^{84}Sr -Spikes verwendet. Der totale „blank“ ist $< 1 \text{ ng}$ für Rb und Sr. Nach dem chemischen Aufschluss wurde die Isotopenverteilung bestimmt. Die Elemente wurden als Chlorid unter Zugabe von H_3PO_4 auf ein Ta-Filament geladen und als Element emittiert. Die Massenermittlung wurde dabei mit einem VG ® Micromass MM 30 durchgeführt. Der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Wert des NBS 987 Standards lag im Messzeitraum bei $0,71004 \pm 0,00005$ bei den Proben BE 51/97 und BE 15/99 sowie $0,71015 \pm 0,00007$ bei der Probe BT 7/00. Massenspektrometer durchgeführt. Der maximale Fehler für das $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis wird mit $\pm 1 \%$ angenommen. Eine genaue Beschreibung der Prozedur ist in THÖNI & JAGOUTZ (1992) und THÖNI & MILLER (2000) zu finden.

Daten

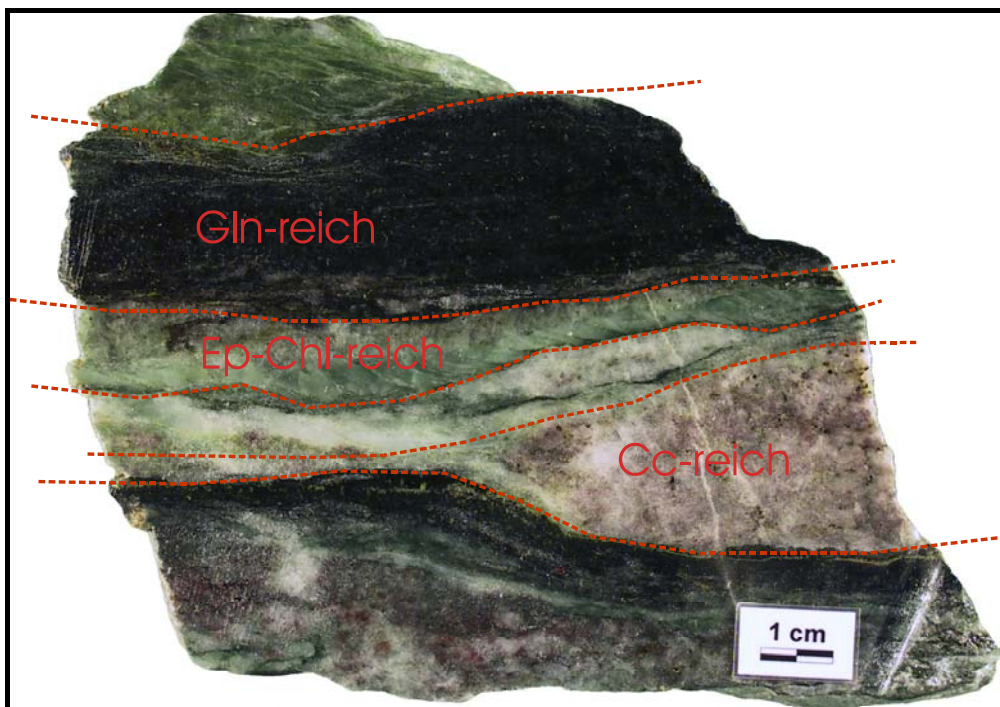


Abb. 49: Gesteinsanschnitt von BE 62/00. Gut erkennbar ist der lagige Aufbau des Ophikarbonats, der durch stark unterschiedliche Gesteinschemismen zum Ausdruck kommt. Glaukophan-reiche Lage („Gln-reich“) führen auch Klinopyroxen. In der Karbonatreichen Lage („Cc-reich“) konnte neben Klinopyroxen (in den Interstitien) auch noch Aragonit als HP-Phase gefunden werden. Die einzelnen Lagen wurden als „whole rock“ Proben untersucht („Thin slab“ – Technik). Glaukophan aus der Gln-reichen Lage wurde zusätzlich auch mit incremental heating Technik im Ar-Ar-System untersucht und ergab dort eine massives Ar-Überschussalter (s.o.).

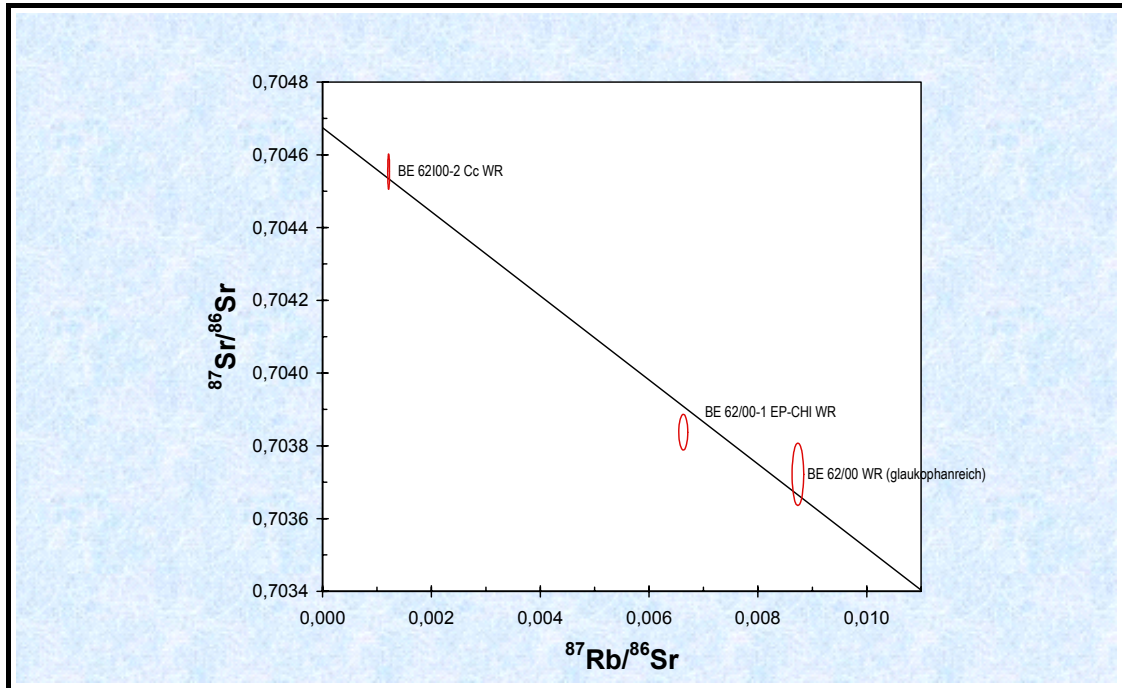


Abb. 50: Datenpunkte im Rb-Sr-Diagramm von BE 62/00. Ganz links der Datenpunkt des Calcit-reichen Bereiches, in der Mitte jener des Ep-Calcit-Gemisches und am rechten Rand der Datenpunkt der Glaukophan-reichen Gesteinslage. Die Rb-Sr-Verhältnisse sind sehr niedrig, detto die Sr-Isotopie der Ep-Calcit- und Gln-reichen Lagen.

Die Probe **BE 15/99** stammt aus dem tuffitic transition member und stellt einen crenulierten Hellglimmer-Chlorit-Kalkschiefer dar, der sicher blauschieferfaziell überprägt wurde.

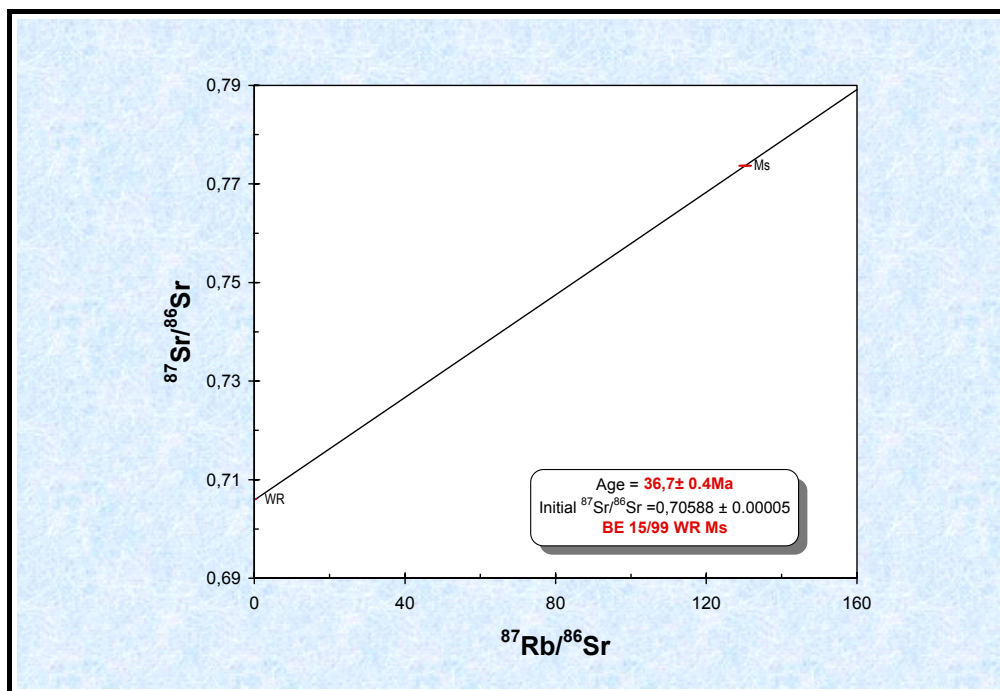


Abb. 51: Rb-Sr-Mineralisochrone von BE 15/99.

Der Hellglimmer hat ein relativ hohes Rb-Sr-Verhältnis, was auf einen relativ hohen Kaliumgehalt hinweist und für eine stark Hellglimmer-betonte Probe sprechen könnte. Das relativ tiefe Sr-Initial passt gut zur Natur der Gesteine als einer Mischung von Karbonat und wenigen basaltischen Anteilen.

Die Kluft des Handstückes **BE 47/00** zeigt Q, Calcit, Fsp als Kluftparagenese. Die Bildungsbedingungen der Kluft wurden mittels FI-Technik zu ermitteln versucht und zeigen max. Drucke von ca. 4 kbar bei einer Temperatur bei der ersten Einschlussbildung von ca. 200° C an (siehe Kap. FI-Untersuchungen). Es wurde die Rb-Sr-Untersuchung an Calcit und Fsp. angewendet.

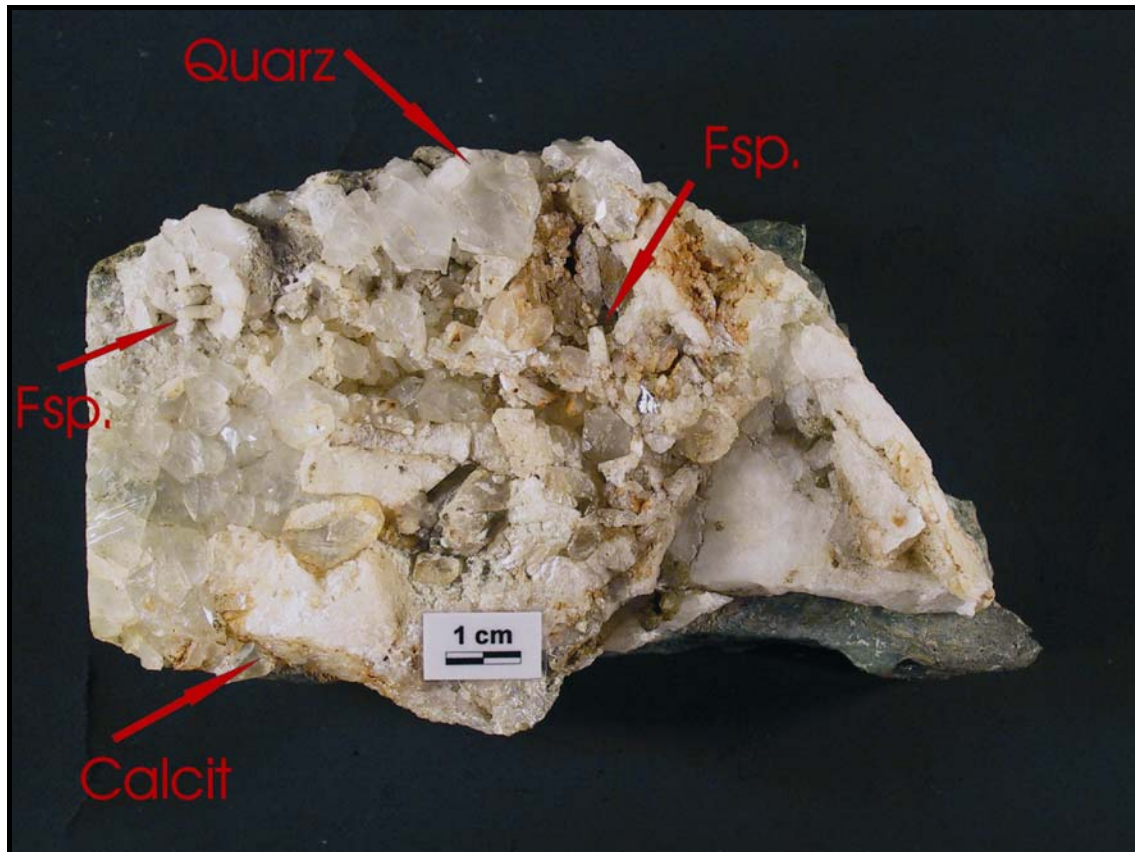


Abb. 52: Kluft normal zur Schieferung in Basalt vom Piz Mundin. Feldspat (Fsp.) und Calcit wurden mittels Rb-Sr und Ar-Ar-Methode datiert. Der Feldspat ist nach dem Röntgenogramm zu schließen ein Albit (pers. Mitt. Prof. A. Beran – Univ. Wien). Die Fluid Inclusions in Quarz wurden am Heiz-Kühl-Tisch auf ihre Zusammensetzung hin analysiert und darauf aufbauend geothermobarometrisch eingestuft (Genauerer siehe dort, P = ca. 4 kbar bei T = 200 °C).

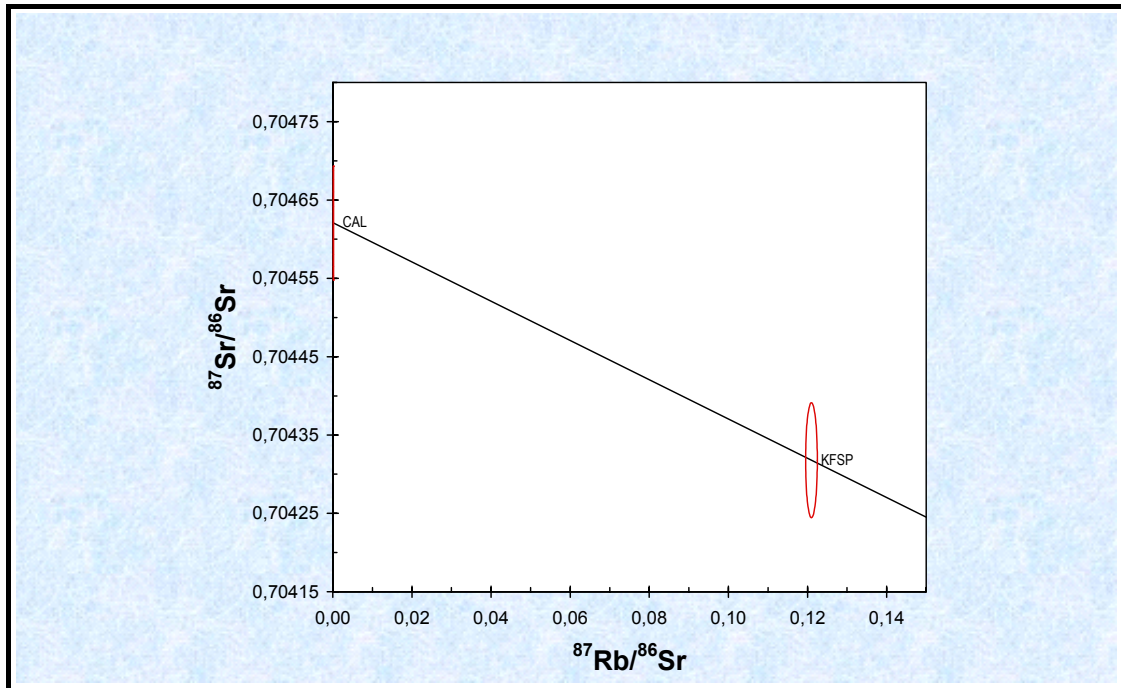
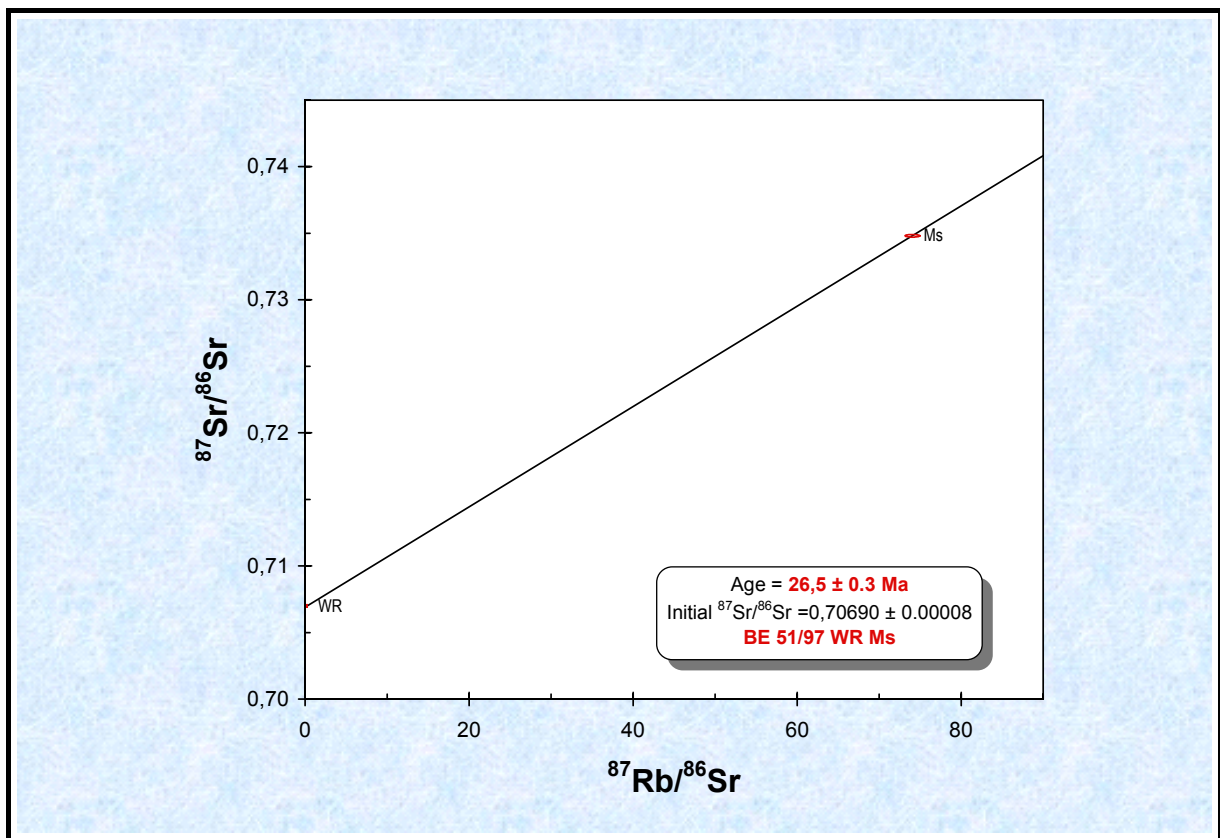
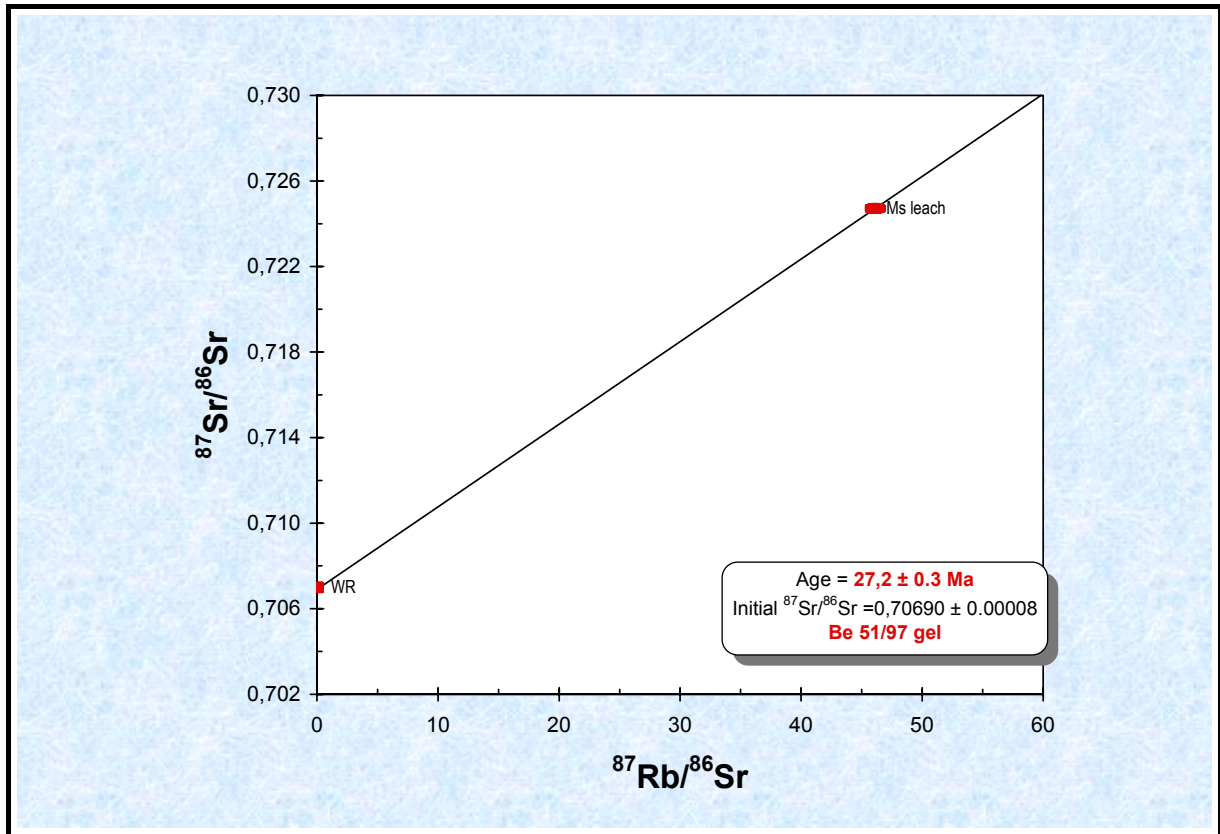


Abb. 53: Datenpunkte von BE 47/00 im Rb-Sr-System. Calcit liegt fast auf der Sr-Sr-Achse, der Feldspat liegt im Sr-Verhältnis tiefer, weshalb eine Alterskalkulation nicht möglich ist.

Das Rb-Sr-Diagramm der Probe **BE 51/97** wird zum besseren Verständnis der neuen geochronologischen Daten nochmals wiedergegeben (ein Teil der Analyse ist schon in BERTLE 2000) enthalten. Das Handstück stellt einen typischen Kalkglimmerschiefer vom Straßenaufschluss beim Schnellstraßenbeginn östlich von Nauders dar. Das Gestein sollte zufolge BOUSQUET (1998) die HP-LT-metamorphe Paragenese aufweisen (Phengit, Carpholit). Es wurden 3 verschiedene Regressionen berechnet: $WR-Ms_{leach}-Ms$, $WR-Ms_{leach}$, $WR-Ms$.



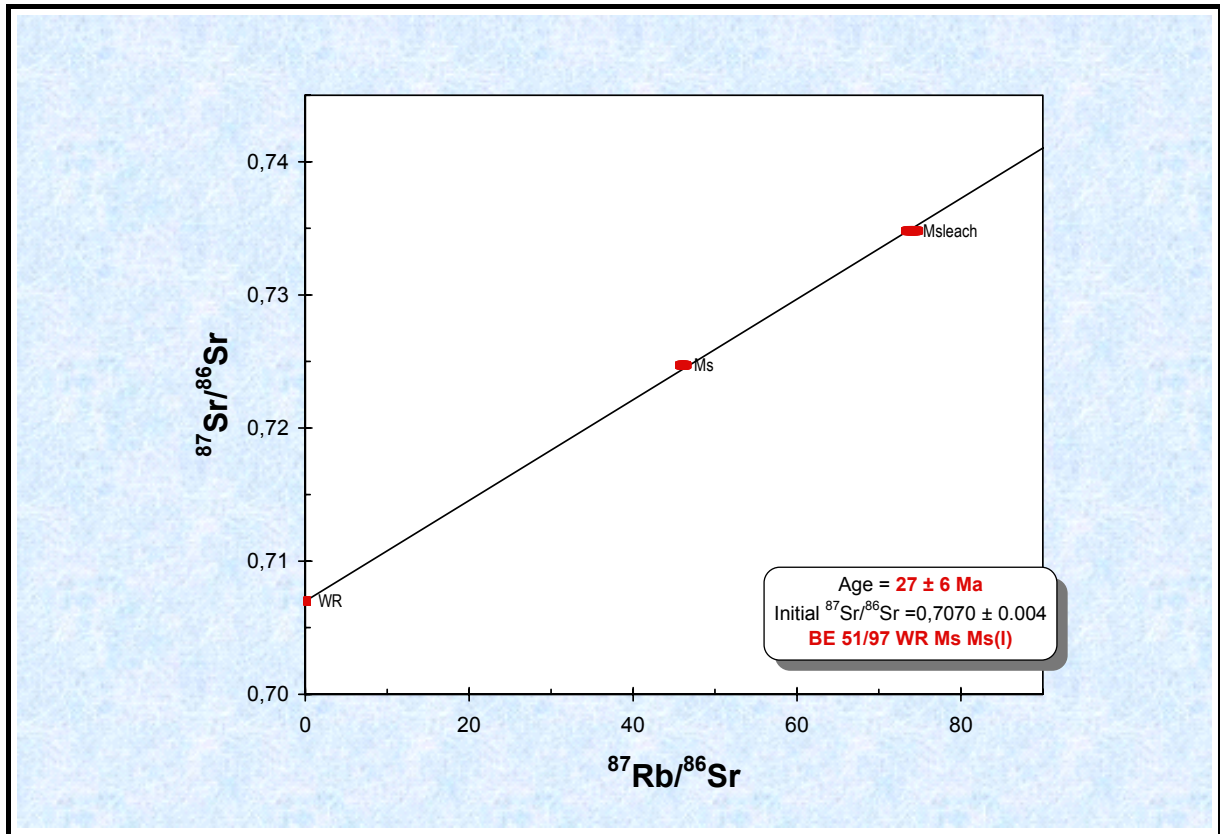


Abb. 54: 3 Mineralisochronen der Probe BE 51/97.

Rb-Sr-Datierung eines Eklogits aus dem Tauernfenster

Ein **Eklogit vom Steinsteig (BT 7/00)**, Lit. siehe z.B. HOSCHEK 2001 bzw. Beilagenband Tafeln 167-169) aus der Eklogitzone zwischen Glocknerdecke und den tieferen Einheiten mit dem Mineralbestand Granat-Klinopyroxen-Glaukophan-Phengit-Clinozoisit/Epidot-Titanit-Zirkon wurde ebenfalls mit Rb-Sr analysiert. Der „spread“ von Hellglimmer beträgt 12.2, was für einen phengitischen Glimmer sehr hoch ist. Ein solch hoher spread erscheint für Paragonit unwahrscheinlich (da dieser bevorzugt Na einbaut und daher der Rb-Gehalt niedriger sein sollte). Das ermittelte Alter ist vergleichsweise jung und überrascht. Dies besonders deshalb, da der Dünnschliff den Hellglimmer als Foliations-abbildend zeigt und damit einem prä-Tauern-Metamorphose-Ereignis angehören sollte (d.h. in Zusammenhang mit der eklogitfaziellen Metamorphose oder deren retrogradem Anteil stehen sollte).

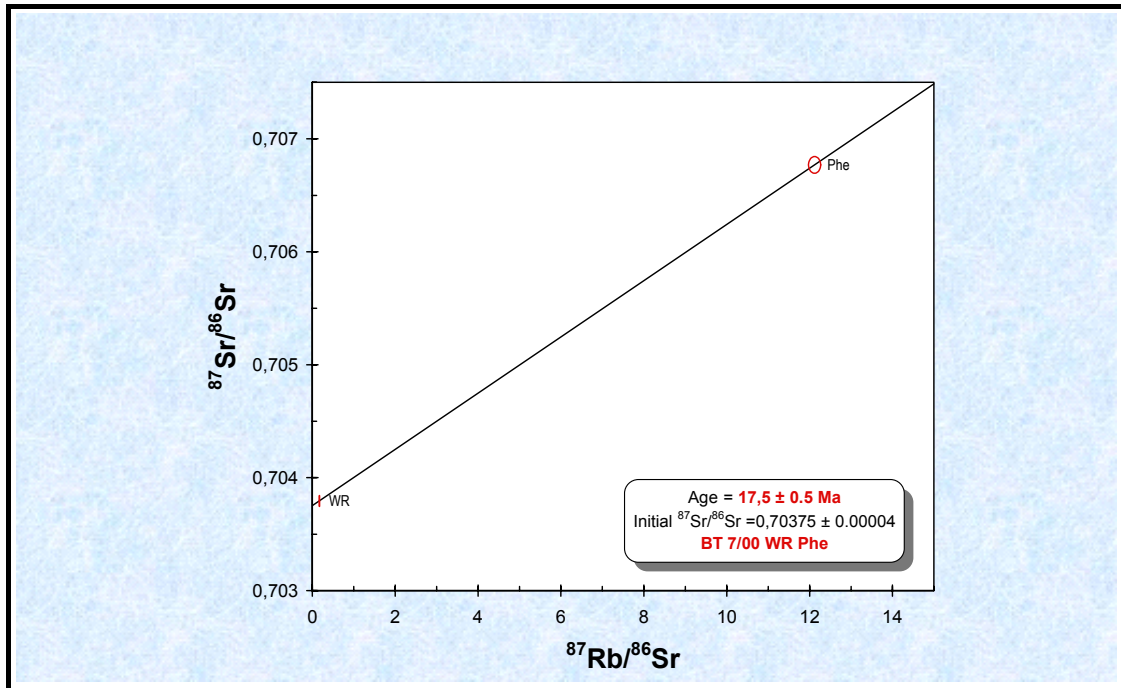


Abb. 55: Rb-Sr-Isochrone des Eklogits BT 7/00 vom Steinweg (Frosnitz, Matri i. O)

Interpretation

Es wurde die Rb-Sr-Methode sowohl für die Datierung des Metamorphosehöhepunktes als auch für die Datierung von alpinen Klüften angewendet. Zur Erfüllung des ersten Zieles wurden an ausgesuchten hellglimmerreichen Proben (BE 15/99, BE 51/97) Mineralisochronen und Gesamtgesteins-Thin-slab-Isochronen an glaukophanreichen Gesteinen (BE 62/00) zu berechnen versucht. Alpine Klüfte (BE 47/00) wurden mittels Mineralisochronen an ausgewählten Klüftmineralen (Albit, Calcit) in ihrem Alter einzustufen versucht. Die Rb-Sr-Datierungen dienen dabei meist dem Zweck Ar-Ar-Daten (s.o.) an den selben Proben besser interpretieren zu können – besonders in Hinblick auf die Argon-Überschuss-Problematik in Hochdruckgesteinen.

Proben aus der Eklogitzone der Hohen Tauern wurden ebenfalls mit Rb-Sr untersucht, um eventuell ein Alter der dortigen eklogitfaziellen Metamorphose festzulegen.

Auf Grund des großen spread ist allen „sinnvollen“ Mineral-WR-Regressionen geologische Signifikanz zuzuweisen, auch wenn die Interpretation z.T. schwierig erscheint. Die Diagramme ohne geochronologische Relevanz werden daher nicht besprochen, die Daten geben jedoch mitunter interessante Aufschlüsse über das Verhalten von Fluiden während der Metamorphose (z.B. bei BE 62/00). Diese Daten werden dann im Kapitel Geochemie verwendet.

BE 51/97 ergibt ein Alter um ca. 27 Ma, was dem K-Ar-Alter einer Probe (Feinfraktion < 2µm) vom gleichen Aufschluss durch THÖNI (1981) entspricht! Sondendaten dieser Probe (BERTLE 2000) zeigen eine hohe Celadonit-Komponente in den datierten Glimmern an. Vermutlich wurden hier HP-Glimmer datiert. Es wäre dann das Ar-Ar-Alter dieser Probe als nicht relevant zu betrachten (Ar-Überschuss). Auch der Probe BE 15/99 muss – auf Grund des hohen spreads des durch Glimmer definierten Punktes – geologische Signifikanz zugeordnet werden. Man würde wiederum eine Alterszonierung „junges Inneres – älteres Äußeres“ innerhalb der

Zone von Pfunds erkennen, die Datenmenge im Rb-Sr-System (nur 2 Alter) ist jedoch für eine endgültige Aussage zu gering. Jedenfalls scheint auch in der Probe BE 15/99 im Argon-System eine Beeinflussung durch Überschuss-Argon vorzuliegen.

Altersdatierungen mittels Alkaliambivol (Probe BE 62/00) blieben leider erfolglos. Die Daten zeigen, dass zwischen den einzelnen Mineralen im Ophikarbonat Ungleichgewichte vorherrschen, d.h. der Austausch von Rb und Sr während der Metamorphose sehr unterschiedlich war. Die Daten zeigen jedoch, dass die Fluide wahrscheinlich aus den Hüllbasalten stammen, da die Sr-Verhältnisse der analysierten Minerale sehr niedrig sind.

Auch der Versuch alpine Klüfte (BE 47/00) mittels Rb-Sr-Technik zu datieren, ist gescheitert. Auch hier herrschen wahrscheinlich Ungleichgewichte vor. Interessant im Falle der alpinen Kluft ist jedoch eine mögliche geochemische Interpretation. Die Daten könnten nämlich – auf Grund der geringen Sr-Verhältnisse der gemessenen Minerale – zeigen, dass die Fluide, die zur Bildung der Kluft geführt haben, aus dem Basalt selbst oder einem anderen krustalen Reservoir mit niedriger Isotopie stammen.

Interpretation des Rb-Sr-Glimmeralters eines Eklogites des Tauernfensters

Die Ermittlung des Alters der alpinen eklogitfaziellen Metamorphose im Tauernfenster wurde schon in vielen Versuchen erfolglos durchgeführt. Diese betrafen v.a. z.B. Granatdatierung mittels Rb-Sr-Technik (CHRISTENSEN et al. 1994) oder Ar-Ar-Datierung von Phengiten (ZIMMERMANN et al. 1994). Zirkon aus Eklogiten war bis jetzt nicht erfolgreich (z.B. MILLER et al. 2003). CHRISTENSEN et al. (1994) postulieren ein Alter um ca. 50 Ma für die HP-Metamorphose im Tauernfenster, während ZIMMERMANN et al. (1994) für ein Alter der HP-Metamorphose um ca. 35 bis 40 Ma plädieren. Ähnliche Alter ermittelten auch HANDLER et al. (2003). Vermutlich liegt jedoch in den Ar-Ar-Alter der Phengite aus der Eklogitzone Ar-Überschuss vor, sodass den Ar-Altern keine Signifikanz beigemessen werden sollte, da die Alter ja wesentlich von der Probe BT 7/00 abweichen. Das ermittelte Alter von ca. 17,5 Ma paßt gut zur „Tauernmetamorphose“ (siehe THÖNI 1999, S. 212). Diese Interpretation wird durch Mikrosondendaten gestützt, die den Hellglimmer als Paragonit ausweist. Im Gestein konnte nur Paragonit gefunden werden und zwar als Einschluss in Granat, als foliationsbildender Glimmer und als Glimmer, der diskordant zur Foliation wächst. In einem Paragonit konnte ein Relikt eines Disthens (Tafel 169) gefunden werden. Dies kann als Hinweis gewertet werden, dass Paragonit – zumindest der hier mit der Mikrosonde untersuchte – nicht mit der Hochdruckmetamorphose direkt in Zusammenhang steht, sondern auf Kosten von Disthen (oder eines Phengit-reichen, älteren Glimmers) wächst.

Sm-Nd-Datierung

Theoretische und Technische Grundlagen

Durch Alpha-Zerfall entsteht aus einem Samarium (Sm)-Atom mit der Massenzahl 147 ein Neodym (Nd)-Atom mit der Massenzahl 143. Die Halbwertszeit dieses Zerfalles beträgt 106 Mrd. Jahre. Die Proben wurden mittels Isotopenverdünnungsanalyse untersucht. Dabei wurde ein hochreiner Sm¹⁴⁷-Nd¹⁵⁰-Spike verwendet. Der blank beträgt <100 pg für Sm und <300 pg für Nd. Sm und Nd ID als auch Nd IC wurden als Metalle mit einem Re Doppelfilament mit einem FINNIGAN MAT 262 Massenspektrometer gemessen (1. Versuch). Beim zweiten Versuch wurden die Isotope mit einem Massenspektrometer der Firma FINNIGAN Typ „TRITON“ ebenfalls am Inst. f. Geol. Wissenschaften gemessen.

Das Nd¹⁴³/Nd¹⁴⁴ Verhältnis des internationalen La Jolla Standards beträgt 0,51185 +/- 1. Der Fehler für das Sm 147/144 Nd Verhältnis beträgt max. +/- 1%. Die genaue Beschreibung des chemischen Aufschlusses und der Isotopentrennung findet sich in THÖNI & JAGOUTZ (1992) bzw. THÖNI (2002),

Daten

Nachdem Carpholit schon früher mittels U-Pb- und Rb-Sr-Methode zu datieren versucht wurde (in Mainz bei Prof. E. Jagoutz, pers. Mitt. U. SCHÄRER; die Rb- und U-Gehalte waren dabei sehr niedrig, weshalb keine weiteren Datierungsversuche durchgeführt wurden), drängte sich noch ein Versuch mittels Sm-Nd-Methode auf, da Carpholit den Klinopyroxenen im Chemismus sehr ähnlich ist und noch keine Ergebnisse mit dem Sm-Nd-System vorlagen. Der Datierungsversuch wurde dankenswerter Weise von Prof. THÖNI am eigenen Institut durchgeführt. Als geeignetstes Handstück erwies sich **BE 31/00** aus der N Talseite von La Grava. Dort finden sich fast massige, faustgroße grünliche Carpholitstücke. Der Carpholit dieser Probe wurde auch röntgendiffraktometrisch gesichert festgestellt. Das Handstück dürfte zu weit über 80 % aus Carpholit bestehen.

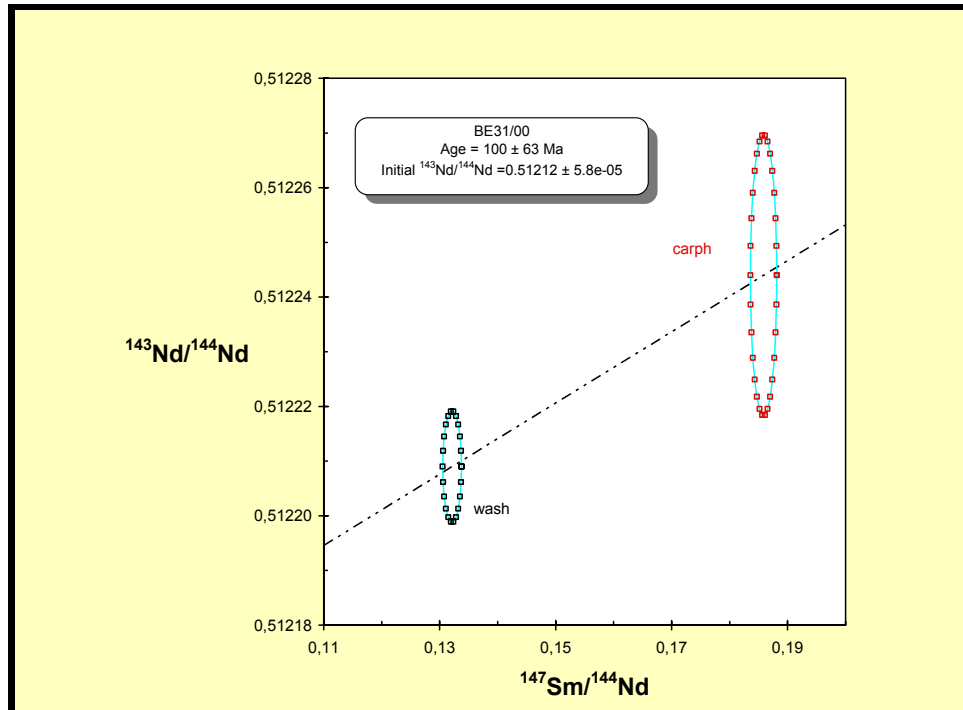


Abb. 56: Sm-Nd-Mineralisochrone an 2 chemisch verschieden behandelten Carpholiten (wash = gewaschener Carpholit, d.h. Reinigung des Minerals mit schwacher Salzsäure; carph = Carpholith, wie er im Gestein auftritt) einer Probe (BE 31/00), gemessen mit einem MAT 262.

Der große Fehler der Altersberechnung ergibt sich durch den geringen spread der Analysenpunkte im Sm-Nd-Verhältnis und des relativ großen Fehlers in der Nd-Isotopie (bedingt durch geringe Nd-Gehalte von Carpholit). Ein geologisch relevantes Alter kann nicht ermittelt werden.

Nachdem der erste Versuch doch die Hoffnung keimen ließ, eine bessere Isochrone zu analysieren, wurde das Mineralkonzentrat nochmals chemisch aufgeschlossen und diesmal mit einem Finnigan MAT Triton Massenspektrometer isotopenchemisch analysiert:

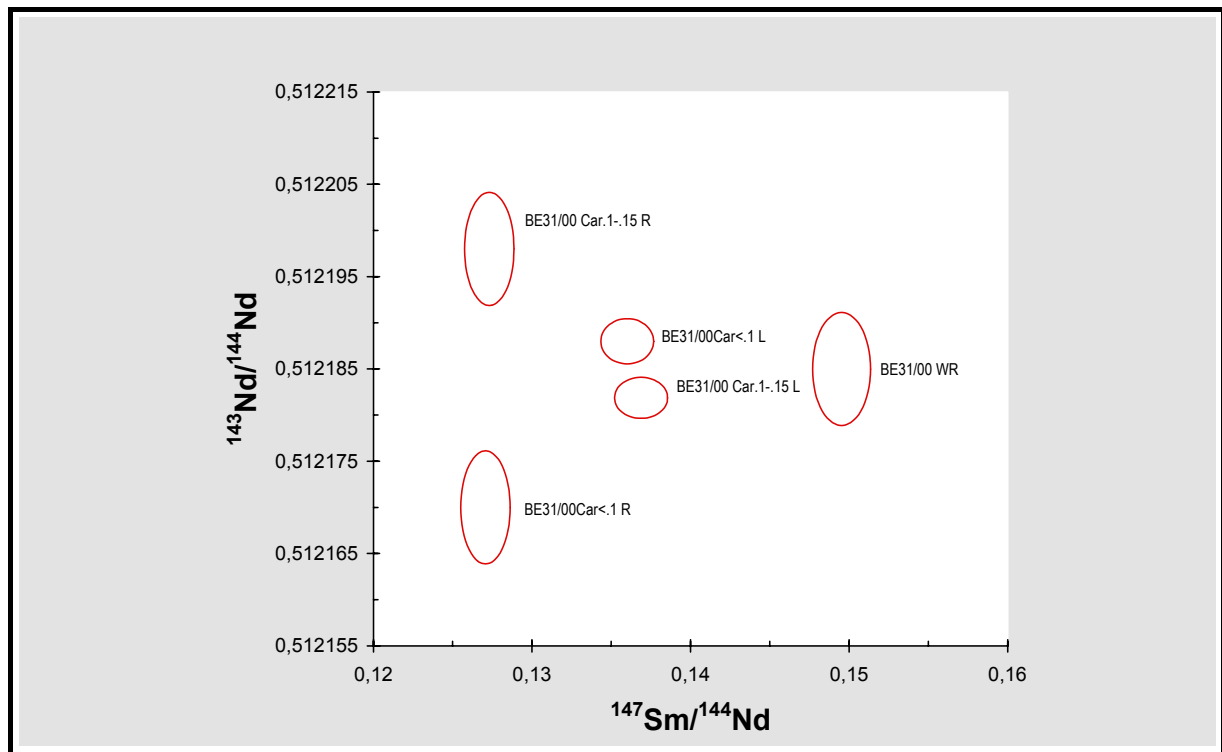


Abb. 57: Sm-Nd-Diagramm des zuvor gemessenen Carpholits. Es wurde in diesem Fall die Analytik mit einem MAT Triton Massenspektrometer durchgeführt. Die Position der Datenpunkte erlaubt keine Alterskalkulation.

Die Sm-Nd-Diagramme zeigen, dass Carpholit – zumindest die Carpholite des Unterengadiner Fensters – für die Datierung von HP-Ereignissen nicht geeignet ist.

Interpretation

Wie die ermittelten Werte (genaue Daten im Anhang) zeigen, ist eine Duochronenberechnung möglich, jedoch kann dem ermittelten Alter keine geologische Signifikanz beigemessen werden: Bedingt durch den geringen Spread im Sm-Nd-Verhältnis und dem großen Fehler in der Nd-Isotopie (auf Grund geringer Nd-Gehalte) wird der Fehler des kalkulierbaren Alters sehr groß. Die Datierungsproblematik wird durch das junge Alter der HP-Metamorphose im Engadiner Fenster noch erschwert (sehr große Halbwertszeit des Sm-Nd-Systems und sehr geringes Alter der Carpholite).

Das Alter der Hochdruck-Metamorphose am Piz Mundin kann daher mit der Sm-Nd-Technik nicht definiert werden. Man kann sogar behaupten, dass Carpholit ein für die Datierung ungeeignetes Mineral darstellt.

Fission track Datierung (Spaltspuren)

Theoretische und technische Grundlagen

Das ^{238}U -Isotop ist das einzige natürlich vorkommende Isotop, das sich auch durch spontanen Kernzerfall abbaut. Ist das Mutterisotop dabei Teil eines Kristallgitters (z. B. von Zirkon oder Apatit) hinterlässt dieser Zerfall im Kristall eine Spur ("track"). Anzahl und Länge der Tracks in einem zu untersuchenden Kristall geben Auskunft über die integrierte thermische Geschichte eines Gebietes.

Da bei der FT-Methode während der Metamorphose kein Stofftransport durch z.B. Diffusion stattfindet, wird anstelle der Schließungstemperatur der anderen geochronologischen Isotopensysteme eine „partial annealing zone“ (kurz PAZ = Verheilung der Spaltspuren bis zu einer bestimmten Temp. möglich, WAGNER 1972) definiert, wobei in der vorliegenden Arbeit eine mittlere Temperatur der PAZ von ca. 250 °C für Zirkon und ca. 125 °C für Apatit angenommen wird (siehe Abb. 38). Die Proben wurden konventionell aufbereitet, d.h. nach der Säurebehandlung des Brechgutes mit Essig- bzw. Ameisensäure in 1 : 10 Verdünnung wurde die Probe gesiebt und dann gleich mit Polywolframat die Schwermineralabtrennung durchgeführt (s.o.).

Die Proben wurden in PFA®-Teflon bei Zirkon eingebettet und poliert. Das Ätzen und damit Sichtbarmachen der Tracks der spontanen Spaltspuren wurde bei Zirkon mit eutektischer NaOH-KOH-Schmelze bei 210 °C während 8 – 40 Stunden durchgeführt. Detektor-Muskovite wurden während 45 Minuten bei 20 °C in 40%-iger HF angeätzt. Proben, Detektormuskovite, Dosimetergläser und Altersstandard wurden im ANSTO-Reaktor, Lucas Heights in Australien, mit thermischen Neutronen bestrahlt. Es wurde für alle Proben die externe Detektormethode unter Verwendung eines Zetawertes von 120+/-5 für das Dosimeterglas CN1 angewendet. Die Zählung der spontanen, der induzierten und der Dosimeterspaltspurdichten sowie die Zetakalibrierung wurde von D. SEWARD am Spaltspurlabor des geologischen Instituts der ETH Zürich durchgeführt.

Allgemein erfolgt die Altersermittlung nach der Formel zur Altersberechnung bei Spaltspuren in der folgenden Form:

$$t = 1/\lambda_{\alpha} \times \ln[(\lambda_{\alpha} N_s / \lambda_f N_i) \times I \times \sigma \times \Phi + 1]$$

λ_{α}	Zerfallskonstante für ^{238}U α -Strahlung
N_s	Anzahl der spontanen Spaltspuren pro Einheitsvolumen
λ_f	Zerfallskonstante für spontane Spaltung von ^{238}U
N_i	Anzahl der induzierten Spaltspuren pro Einheitsvolumen
I	Isotopenverhältnis $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ (= 137,88)
σ	Wirkungsquerschnitt von ^{235}U für die Spaltung mit therm. Neutronen
Φ	Thermischer Neutronenfluss

In der Praxis wird jedoch eine modifizierte Form der obigen Altersgleichung verwendet. Dies ist auf den Umstand zurückzuführen, dass man einerseits die Spaltspuren eher auf einer Fläche zählt als in einem Volumen und andererseits noch weitere Unsicherheiten bezüglich des thermischen Neutronenflusses im Reaktor existieren sowie labor- bzw. personenbedingte Unterschiede beim Anätzen und Auszählen der Spaltspuren auftreten. Es wurde daher die Zeta-Kalibrierungsmethode (z.B. HURFORD & GREEN 1982, 1983) entwickelt. Bei dieser Methode werden verschiedene Standards mit bekanntem Alter und die Dosimetergläser mit

bekanntem Urangehalt wiederholt analysiert, um einen Kalibrierungsfaktor ζ (zeta) zu ermitteln. Damit ergibt sich obige Altersformel dann zu:

$$t = 1/\lambda_{\alpha} \times \ln [\lambda_{\alpha} \times (\rho_s/\rho_i)\rho_d G \zeta + 1]$$

- ρ_s spontane Spaltspurdichte
- ρ_i induzierte Spaltspurdichte
- ρ_d Spaltspurdichte im Dosimeterglas
- G Geometrischer Faktor (= 0,5 für externe Detektormethode)
- ζ Zeta – Faktor (HURFORD & GREEN 1983)

Der Zeta – Faktor definiert sich wie folgt:

$$\zeta = \exp(\lambda_{\alpha} t_{std}) - 1 / [\lambda_{\alpha} (\rho_s/\rho_i)_{std} \times G \times \rho_d]$$

- t_{std} Alter des Standards
- $(\rho_s/\rho_i)_{std}$ Verhältnis der Spaltspurendichten im betreffenden Standard

Daten

Die ermittelten Alter sind überraschenderweise höher als jene, die an Hellglimmer mit verschiedenen geochronologischen Methoden (normal ca. 27 bis 49 Ma) ermittelt wurden.

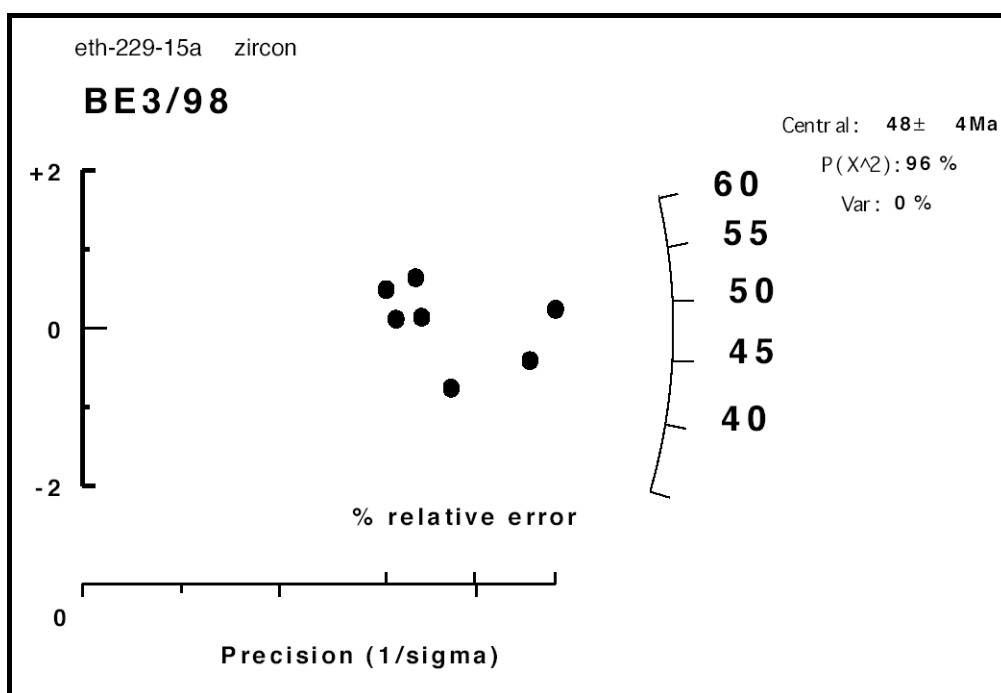


Abb. 58: Fission Track Diagramm von Probe BE 3/98 (Piz Malmurainza, Seehöhe 3030 m ü.A.). Rechte Achse = Altersskala (Schwarze Punkte = Einzelkornalter), untere Skala = Relativer Fehler, linke Achse = Standardabweichung.

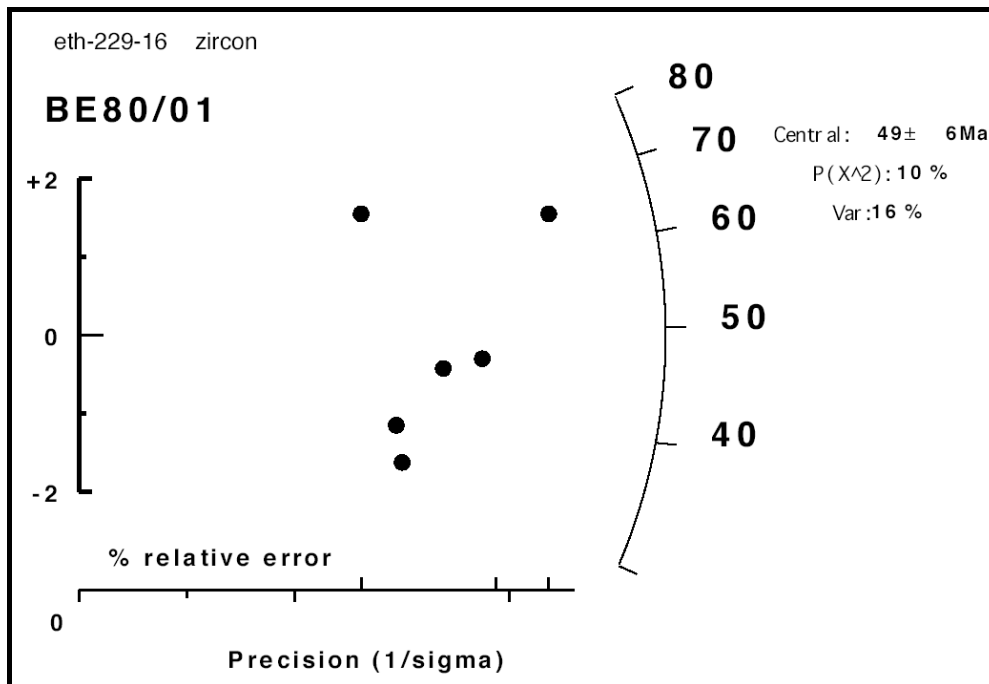


Abb. 59: Fission Track Diagramm von Probe BE 80/01 (Grenzstein 48, Nauders, Seehöhe 1660 m ü.A.). Die Verteilung der Einzelkornalter zeigt eine große Streuung und damit auf „alte tracks“.

Interpretation

Die datierten Zirkone waren sehr klein, weshalb nur 6 oder 7 Körner jeder Probe datiert werden konnten. Beide Proben ergeben +/- das gleiche Alter. Die Körner sind alle detritärer Herkunft (es handelte sich ja um Metasandsteine bis Mikrobrecien), aber wurden vollständig reequilbriert. Der hohe Wert im chi-quadrat-Test, speziell bei der Probe BE 3/98, zeigt, dass das Stadium der vollständigen Ausheilung der Spuren erreicht wurde, weil sämtliche Einzelkornalter in einem engen Altersbereich liegen. Es ist jedenfalls interessant, dass die Zirkon FT-Alter höher sind als jene von Glimmern sowohl im Ar-Ar- als auch im Rb-Sr-System.

Ein metamorphes Ereignis mit einer Temperatur von 320 °C würde genügen, um alle alten Spuren innerhalb eines Zirkons in weniger als 4 Ma zu löschen (TAGAMI et al. 1998).

Stimmen die Ergebnisse von TAGAMI et al. (1998) wäre für die HP-Gesteine des Piz Mundins zu fordern, dass die HP-Gesteine sehr schnell versenkt und exhumiert wurden. Jedenfalls muss dann das Zeitintervall zwischen Überschreiten der 250 °C-Isotherme bei der Subduktion und der Abkühlung unterhalb derselben Isotherme beim Wiederaufstieg weniger als 4 Ma betragen!

Kombiniert man die FT-Altersinformation mit den petrologischen Daten, könnte sich folgendes Bild ergeben:

t = 0: P = ca. 14 kbar und T = 375 °C

t = 1: P = ca. 4 kbar bei T = 250 °C (aus den FI-Untersuchungen der Kluftquarze)

Die Zeitdifferenz zwischen t = 0 und t = 1 beträgt somit ca. 2 Ma (nur die Hälfte der Zeit für das Verlassen des Bereiches mit T > 250 °C). Gleichzeitig findet eine Druckentlastung von ca. 10 kbar statt! Dies würde einer mittleren Exhumationsrate von (bei angenommenem lithostatischem Druck) von 15 mm/a entsprechen!

5.) Tektonik und Strukturen (Tafeln 1-11, 20-25, Karte, Profil)

Im Zuge der Kartierung wurde versucht, durch die Verfolgung von lithostratigraphischen Leithorizonten (z.B. Tristelformation oder Fuorcla d'Alp Formation) die Großstruktur des Fensterinnersten zu entschlüsseln. Es wurde auf diesen Punkt besonderes Augenmerk gelegt, da die strukturgeologischen Untersuchungen von BOUSQUET (1998) komplizierte Verhältnisse im Aufschluss-Maßstab erwarten ließen. Die Erfassung der Großstrukturen durch lithologisches Kartieren stand im Vordergrund. Es wurden daher meist nur die Hauptschieferung und das Hauptlinear in den Aufschlüssen gemessen. Eine repräsentative Menge an Daten von Falten (Faltenachse, Axialebene) wurde dennoch gesammelt. Vereinzelt wurden auch Schersinn-Indikatoren (Sigmaklasten, Deltaklasten, Schergefüge) mitgemessen. In den Basalten wurden – sofern erkennbar – die Polaritäten der Pillows notiert. Die Beschreibung der tektonischen Verhältnisse wird zweigeteilt – im ersten Teil werden die Verhältnisse in den Bündnerschiefern und Blauschiefern des Piz Mundins diskutiert, im zweiten Teil die Verhältnisse rund um den Nauderer Ultramafitit und die S anschließenden ostalpinen Decken.

Tektonik des Penninkums

Das bei der Kartierung dominierende Hauptelement stellt die regionale Großstruktur des Engadiner Gewölbes (MATTMÜLLER 1998) dar. Es legt die Raumlage der dominierenden Hauptschieferung s₂ (??) über weite Strecken fest:

- N-Fallen nördlich der Linie Mutler – Piz Mundin – Hinter Kobl – Toarjoch
- S-Fallen südlich dieser Linie
- Im Bereich dieser Linie herrschen sehr flache Einfallswinkel vor, meist gegen W gerichtet, da der Piz Mundin sich nicht ganz am Scheitel der Kuppelstruktur befindet.

Diese Struktursituation wird auch aus der Dichteverteilung der s-Flächen im Lagenkugeldiagramm (sämtliche Lagenkugeln wurden mit dem Programm STERONET erstellt) gut ersichtlich. Die Dichteverteilung kann als eine bipolare klassifiziert werden, wobei zu beachten ist, dass die Dichtekonzentration der S-fallenden Flächen durch die größere Anzahl von gemessenen Flächen auf der S-Seite des Engadiner Gewölbes etwas Übergewichtet ist. Aus der Dichteverteilung wird ein Streichen des Engadiner Gewölbes von SSW nach ENE ersichtlich.

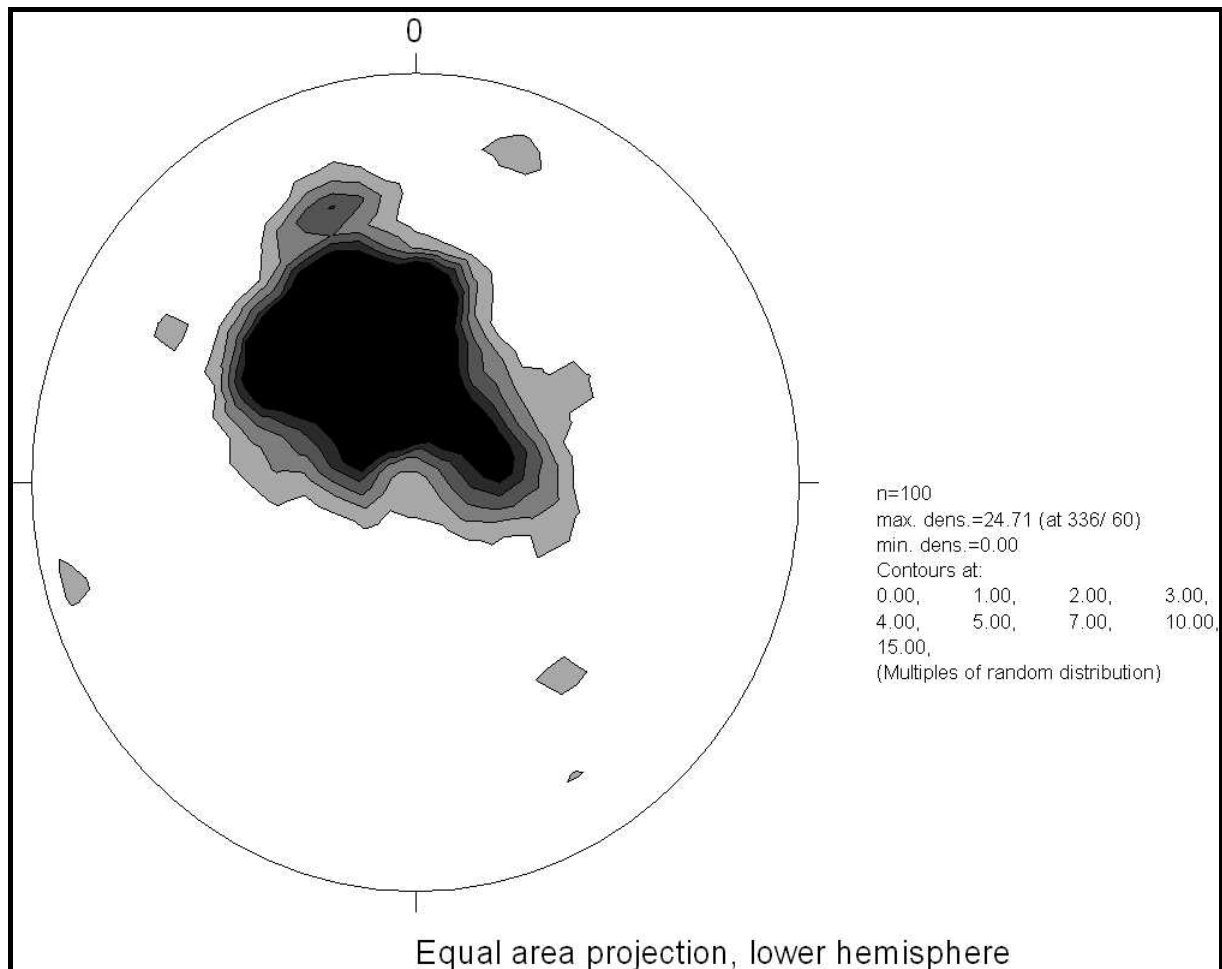


Abb. 60: Dichteverteilung der gemessenen Schieferungsflächen im Arbeitsgebiet. Die Konzentration ist durch eine Konzentration der Messflächen auf der Mündin S-Seite erklärbar. Die längliche Verteilung ist durch das Engadiner Gewölbe bedingt, das die s-Flächen entlang einer Faltenachse mit SW-NE-Streichen verbiegt.

Auch die Verteilung der Hauptlineation (Minerallineation) auf den s-Flächen ist an das Engadiner Gewölbe gebunden. Die Dichteverteilung der Lineation auf den s-Flächen ist ebenfalls schwach bipolar (aus den gleichen Gründen wie die s-Flächen), zeigt jedoch das interessante Detail, dass die Lineation +/- rechtwinkelig auf die Gewölbeachse orientiert ist. Vermutlich war zur Zeit der Gewölbe-Aufbiegung die Deformation in gleicher Richtung wie das Hauptlinear, da ansonsten eine andere Orientierung zu erwarten wäre. Eventuell einmal aktive Abschiebungsbewegungen während der Hochwölbung des Engadiner Gewölbes (bei gleichzeitiger Exhumation der HP-Gesteine, s.u.) verliefen scheinbar auch parallel zum Hauptlinear. Nur in wenigen Fällen kann im Aufschluss ein Verbiegen eines Streckungslinears durch Faltung beobachtet werden. Dies ist besonders bei den Carpholit-führenden Quarzknuern der Fall. Dabei wird lineationsbildender Carpholit verbogen.

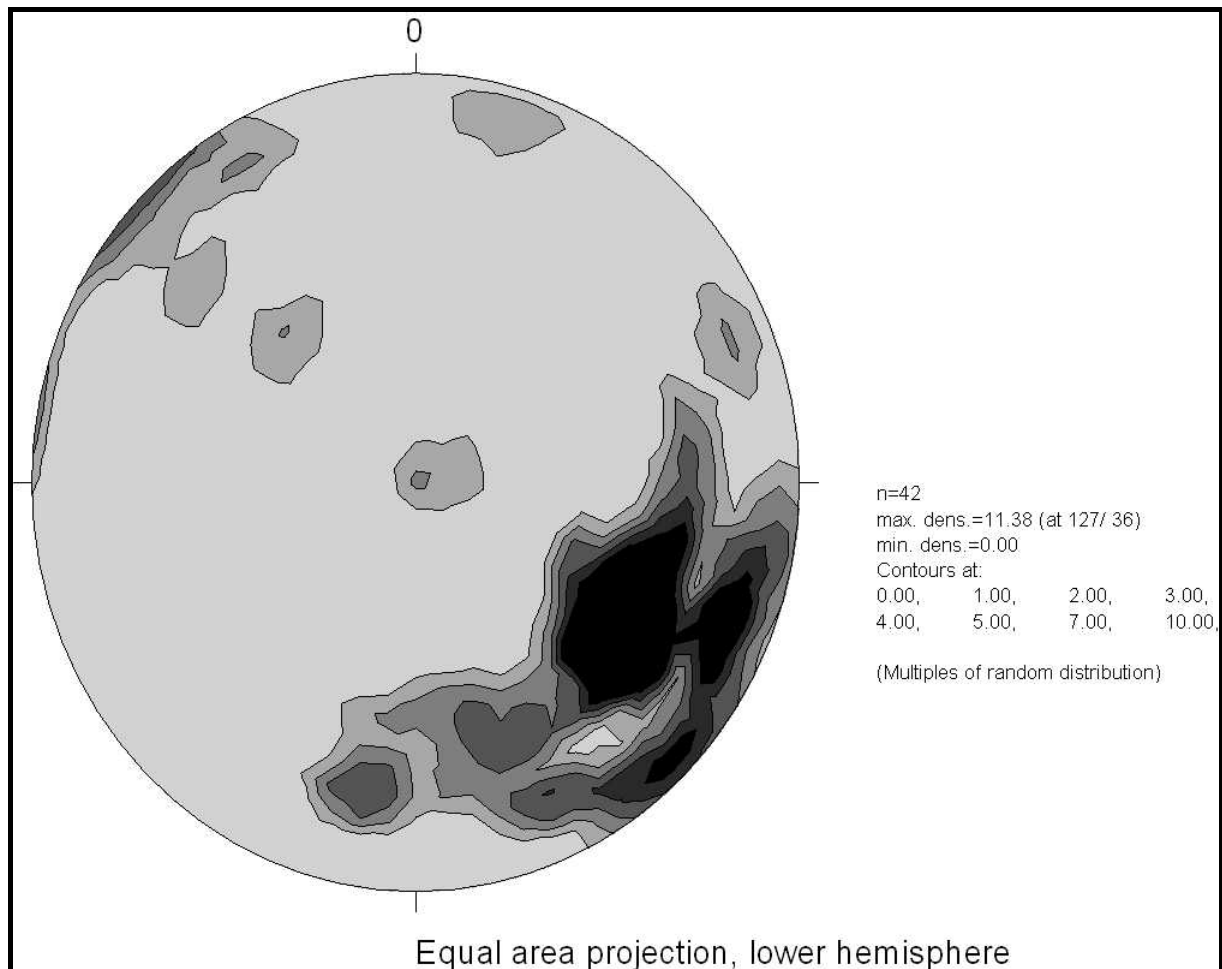


Abb. 61: Dichteverteilung der Lineation der s-Flächen. Die Konzentration der Lineationen im rechten unteren Quadranten ist durch die große Anzahl an Messungen auf der Piz Mundin S-Seite erklärbar. Trotzdem erkennt man gut den generellen NW-SE-Trend der Lineation.

Wie schon MATTMÜLLER (1996,1998) zeigen konnte, stellt das Engadiner Gewölbe eine relativ späte Struktur dar (großräumige Verbiegung der Hauptfoliation!). Interessant ist seine Darstellung der mittleren Landhöhe nach LEHNER (1931), kombiniert mit der Tektonik der westlichen Ostalpen. Aus ihr wird ersichtlich, dass das Unterengadiner Fenster genau in jenem Bereich liegt, der sich durch die „größte mittlere Landhöhe“ n. LEHNER (1931) kennzeichnet. Dies ist – und hier stimme ich mit MATTMÜLLER (1998) überein – ein Hinweis auf große Krustendicke innerhalb des Orogens und damit verbundene isostatische Hebung. Die große Krustendicke wird auch durch die geophysikalischen Ergebnisse des NFP 20 der Schweiz („The deep structure of the Alps“) deutlich. Die Schusslinie E3 stellt ein N-S-Profil durch das Unterengadiner Fenster dar. Wie ersichtlich wird, ist die Kruste im Bereich des Unterengadiner Fensters ca. 52 km mächtig. Interessant ist auch die Interpretation des Verlaufes der Engadiner Linie, die gegen S unter das Silvretta-Ötztal-Kristallins einfällt und keine Fortsetzung in den Bündnerschiefern findet. Der Schersinn am Engadiner Lineament ist – wie SCHMID & FROITZHEIM (1993) zeigten – sinistral abschiebend, d.h. das Engadiner Fenster wird gegenüber dem südlichen Rahmen nach N „herausgezogen“, was für die Entwicklung des Exhumationsmodells von entscheidender Bedeutung ist.

Das Strukturinventar des Piz Mundin – Muttler – Stockes ist äußerst reichhaltig und komplex und in seiner Chronologie nur schwer aufzulösen. Es finden sich in den Sedimenten – bei genauer Untersuchung der Aufschlüsse fast immer (mindestens?) drei Faltengenerationen, die aber zum Teil ineinander übergehen (u.a. auch durch zeitgleiche Entstehung):

F1 (?) streicht (N)E-(S)W, die Achsialebene ist dabei der Hauptschieferung (sub)parallel und oft auch (sub)parallel zur sedimentären Schichtung (ss = S0).

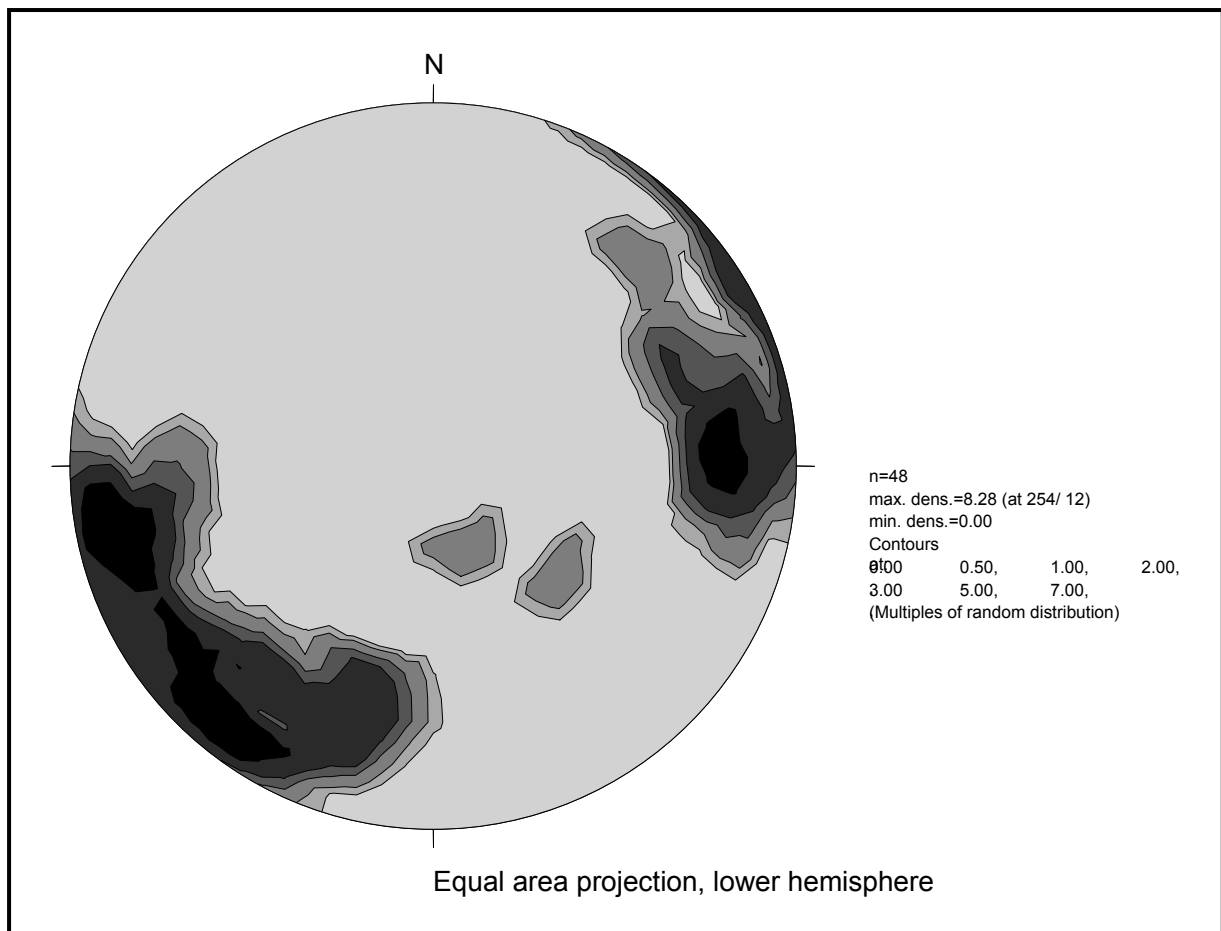


Abb. 62: Dichteverteilung aller als gemessenen Falten, die als F1 zugehörig erachtet wurden.

F2 (?) streicht +/- NW – SE und ist parallel zur Hauptlineation in den Bündnerschiefern. Meines Erachtens handelt es sich um einrotierte F1-Falten. Die Achsialebene von F2 ist ebenfalls wieder (sub)parallel zur Hauptschieferung (s2?) und sedimentären Schichtung (s0).

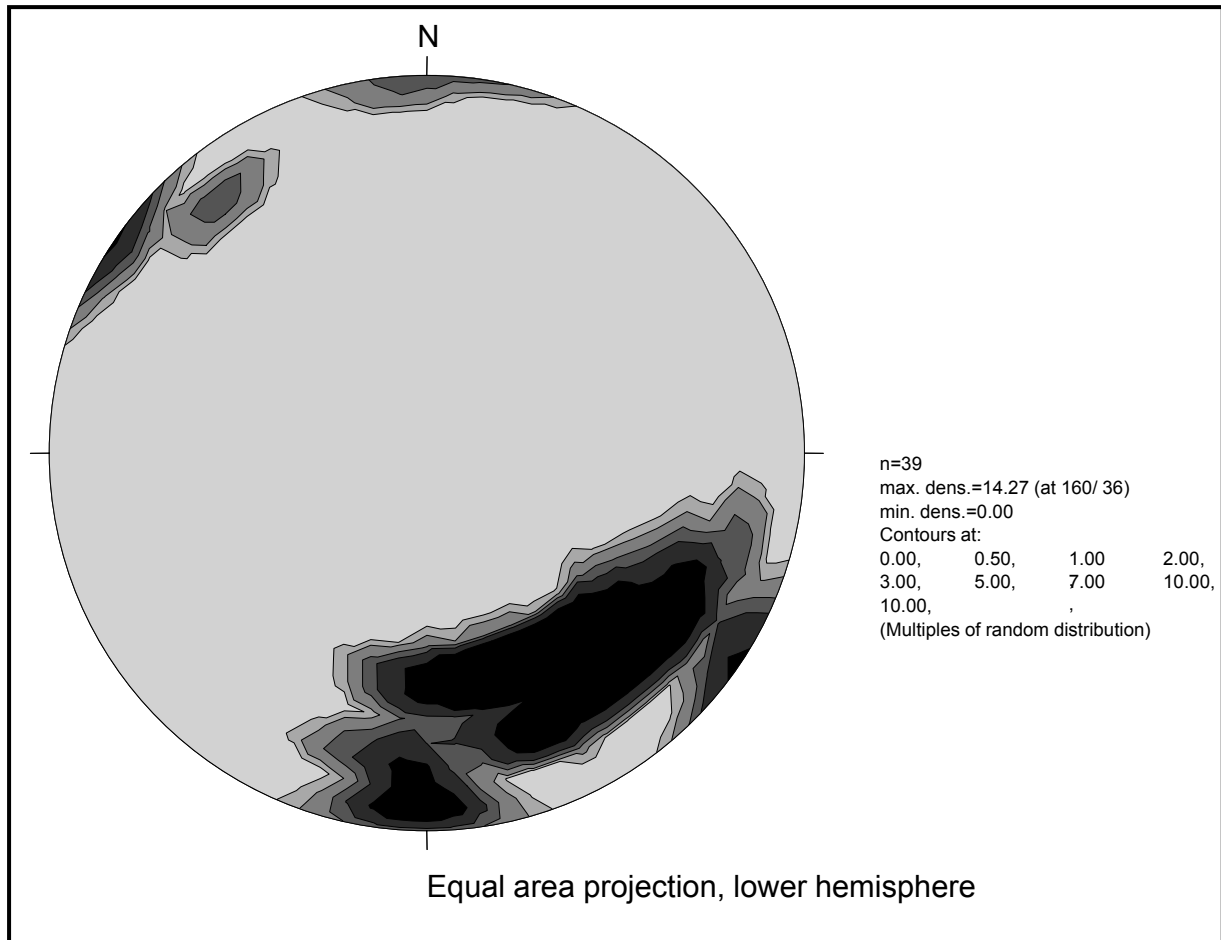


Abb. 63 : Dichteverteilung aller gemessenen Faltenachsen, die als F2 zugehörig erachtet wurden.

Sowohl F1 als auch F2 sind durch das Engadiner Gewölbe im Kilometermaßstab verbogen, d.h. die Achsialebenen fallen am S-Schenkel gegen S, am N-Schenkel gegen N.

F3 findet sich im Gelände in Form einer Crenulationsfaltung mit zugehöriger Crenulationsschieferung. Diese Schieferung fällt am N-Schenkel des Engadiner Gewölbes gegen N ein, am S-Schenkel gegen S. Es liegt somit die Interpretation nahe, dass es sich bei F3 um die Parasitär-faltung des Engadiner Gewölbes handelt und daher die Genese von F3 in direktem Zusammenhang mit dem Engadiner Gewölbe (F4) steht.

Die Dichteverteilung der Faltenachsen zeigt dagegen ein überraschendes Bild, nämlich eine Gürtelverteilung der Faltenachsenpole. Diese Verteilung ist einerseits gut durch die teilweise Einrotation der F1 Faltenachsen während starker scherender Deformation des Gesteinsstapels erklärbar und andererseits durch die Gleichzeitigkeit der Entstehung von F1 und F2 bedingt und führt zur dargestellten Verteilung:

Ein Hauptbeitrag von F2 stellen einrotierte F1-Falten dar, ein weiterer, wahrscheinlich gleich wichtiger Teil entsteht durch Faltung des seitwärts fließenden Materials während F1.

Die Konzentration der im SE-Quadranten gelegenen Pole ist durch das häufige Auftreten der F2-Falten im Gelände erklärbar. F1 Falten sind wesentlich seltener aufgeschlossen und durch F2 überprägt, daher schwerer meßbar. Da die F2-Falten

eine sehr ähnliche Raumlage zeigen wie die Gesteinslineation auf den s-Flächen, kann geschlossen werden, dass die Achsen mit dem Raumlagenmaximum 255/11 die ältere Generation bilden, aus denen durch Einrotation einerseits und gleichzeitige Faltung durch seitlichen Materialfluss während starker scherender Verformung andererseits die Generation F2 mit dem Maximum bei 166/36 hervorgeht.

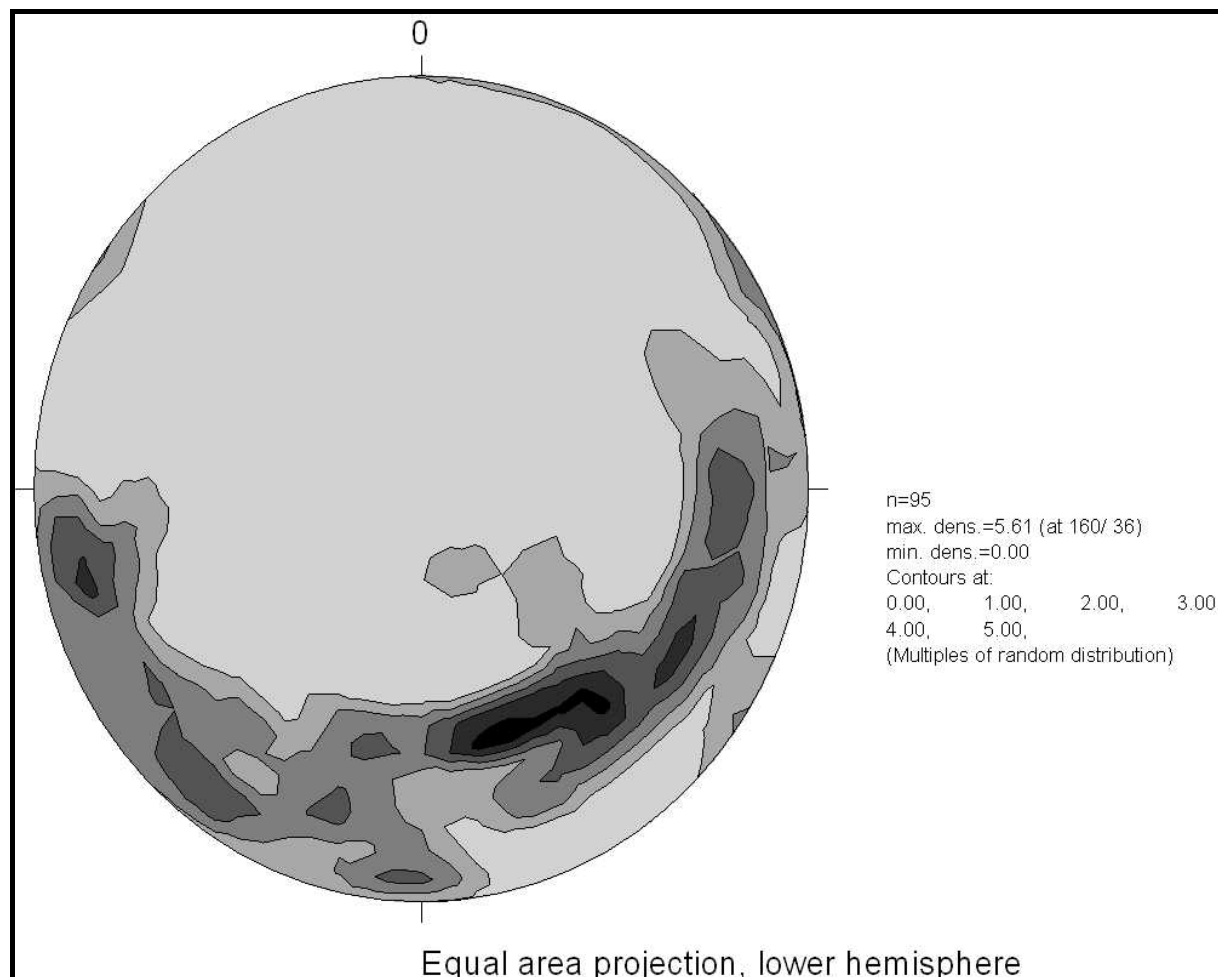


Abb. 64: Dichteverteilung der Faltenachsen (F1, F2 und Fcren). Die Dichteverteilung zeigt eine typische Gürtelverteilung der Faltenachsen, wobei 2 Maxima erkennbar sind. Eines im Bereich (160/36) und eines in (255/11). Die beiden Maxima entsprechen den Orientierungen der beiden Faltengenerationen F1 (255/11) (im dritten Quadranten) und F2 (160/36) (im 2. Quadranten).

Interessant ist die Kartierung der Faltentypen im Gelände – ihre regionale Verbreitung. Es zeigt sich nämlich, dass in den S-Hängen des Piz Mundin-Kammes vor allem F2-Falten auftreten und die F1-Falten selten zu finden sind. Dieses Bild hält im Val Sampuoir bis etwa zum Punkt 1907 m an, dann ändert sich das Bild. Im Bereich vom Pkt. 1907 m gegen E hin in die N-Wände des Piz Mezdi sind die F1-Falten dominierend und F2-Falten können eher selten gefunden werden.

Die Dichteverteilung der wenigen gemessenen Crenulationsachsen zeigt ebenfalls eine Gürtelverteilung. Die Geländebefunde weisen F-cren als die letzte Faltung auf, da sie sowohl F1 als auch F2 überprägt. Ihre Genese scheint in Zusammenhang mit der Aufwölbung des Engadiner Gewölbes zu stehen. Dies scheint auch durch die Dichteverteilung bestätigt. Das Engadiner Gewölbe ist ja nicht eine Falte i.e.S.,

sondern eine Kuppelstruktur, es ist daher naheliegend, dass die Parasitärfaaltung dieser Kuppel (und als solche interpretiere ich F-cren) parallel zur Kuppel läuft. Damit ergibt sich zwangsläufig eine gürtelartige Verteilung der Pole.

Diese Gliederung des Falteninventars in 3 unterscheidbare Generationen entspricht weitgehend jener von BOUSQUET (1998). Das Verhältnis der oft schon verfalteten Quarz-Karbonat-Carpholit-Knauern in den Bündnerschiefern zu F1 ist leider nicht bekannt. Vermutlich handelt es sich bei der Verfaltung der Knauer um eine präF1-Deformationsphase, die aber auch synF1 sein könnte.

Auch das Verhältnis der neu entdeckten **Mundin-Großfalte** zu den beobachteten Falten generationen F1 bis F3 ist im Moment nicht klar. Man könnte jedoch Falten der Generation F1 als die Parasitärfaalten der Mundin-Großfalte betrachten, da die Hauptschieferung (und die Sedimentäre Schichtung) von der Mundin-Großfalte verbogen werden. Die Mundin-Großfalte stellt eine ca. 10 km lange isoklinale Faltenstruktur dar, deren Scheitelbereich in den N-Hängen des Piz Mundins bzw. östlich von Spiss zu suchen ist. Reste des Hangendschenkels sind im Gipfelbereich aufgeschlossen, der Liegendschenkel ist besonders am S-Wandfuß des Piz Alpetta auf einer Höhe von ca. 2200 bis 2700 m u.M. aufgeschlossen. Leitgestein für die Struktur der Mundin-Großfalte ist die Tristelformation. Von der Alp Tea kann die Tristelformation über La Grava zum Pkt. 2945 m am W-Ende des Piz Mundin-Hauptkammes verfolgt werden. Von dort zieht sie – zum Teil von Schutt verdeckt – in den W-Hängen des Val Saronna Gronda gegen Plan Nair und von dort – den Scheitel der Mundin-Falte definierend – gegen E zum Val Mundin (Straßenaufschluss). In den N-Hängen des Piz Mezdi scheinen Digitationsstrukturen des Faltscheitels vorhanden zu sein – jedenfalls deutet die Kartierung dieser Bereiche darauf hin, dass dort Sedimente in die Metabasalte eingefaltet sind. Genau mit dem Scheitelbereich der Mundin-Großfalte fällt auch jener Bereich zusammen, in dem bevorzugt F1-Falten kartiert werden können (s.o.).

Die beiden markanten Felsstufen im oberen Bereich des Tobeltrichters von Alpetta dürften von der Tristelformation und der Gaultformation des Liegendschenkels aufgebaut werden. Dies wird einerseits durch die Kartierung von HAMMER (1923) gestützt und andererseits durch Funde eben dieser beiden Formationen in den obersten Bereichen der Piz Alpetta S-Hänge, die in stratigraphisch normalem Kontakt an die Basaltkappe des Piz Alpetta grenzen.

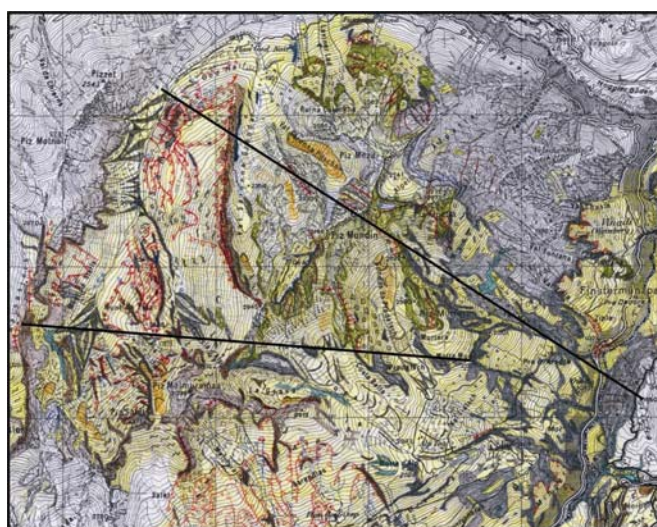


Abb. 65: Geologische Karte des Piz Mundins mit Profil-Linien. M = 1 : 50.000, N parallel linker Bildkante

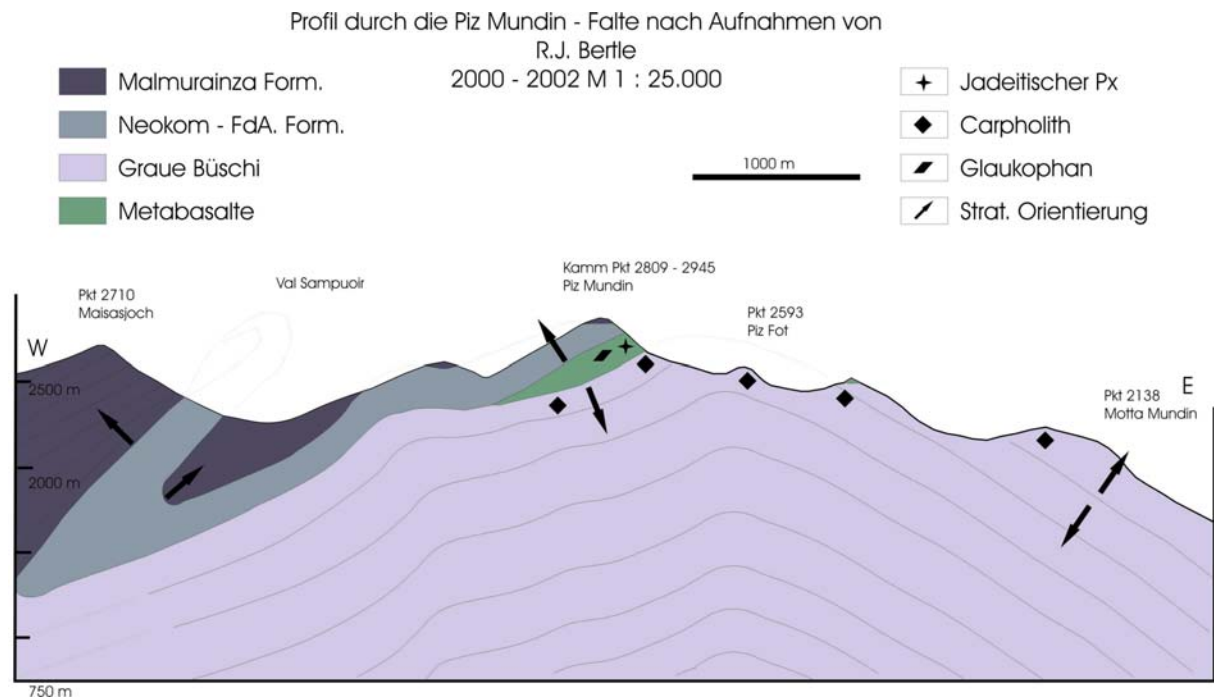
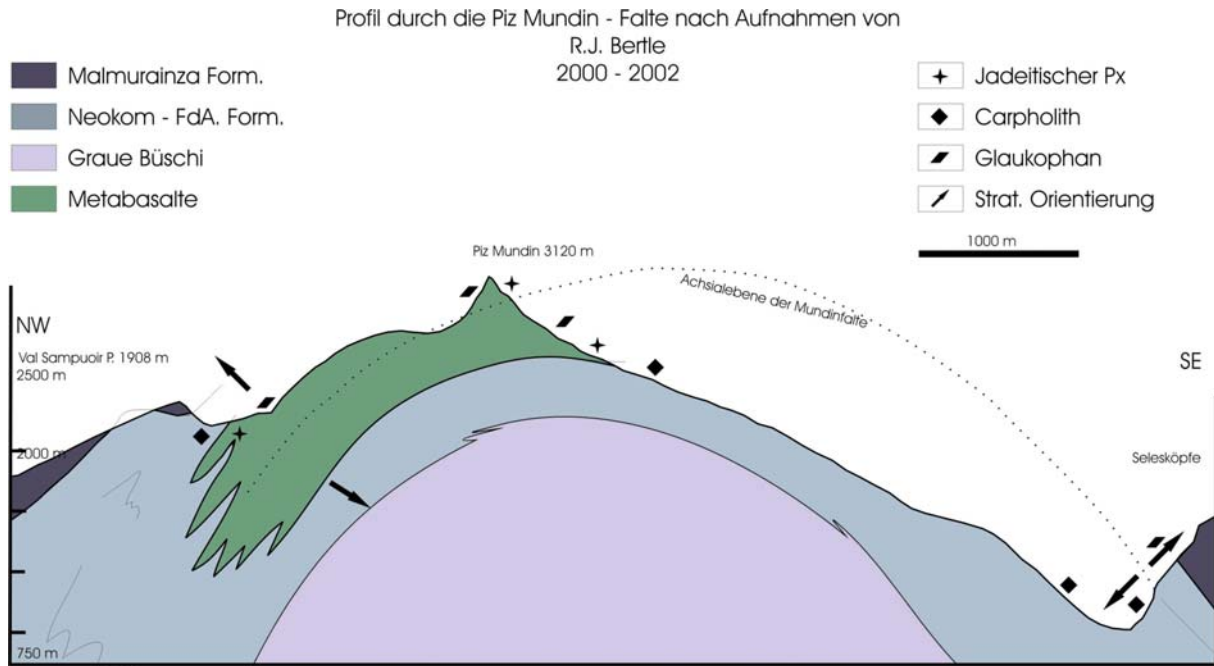


Abb. 66: Vereinfachtes Modell der Mundin-Großfalte. Die beiden Profile stehen im Winkel von 45° zueinander.

Man findet daher im Hangendschenkel der Mundingroßfalte (mindestens von der Alp Tea hinauf zum Gipfelkamm des Piz Mundins und hinab bis Plan God Nair) eine aufrechte Schichtfolge in den Bündnerschiefern. Tal aus von Plan God Nair ist der Scheitelpunkt der Mundin-Großfalte zu suchen. Im Bereich God dal-Müs-chel – Val Mundin sind an der Forststraße flach liegende Tristelkalkbänke aufgeschlossen die Richtung Val Alpetta ziehen. Es liegt hier also schon der verkehrt liegende Schenkel der Mundin-Großfalte vor, auch durch Tuffite im Liegenden der Basalte des Piz Mezdi (an seinem N-Wand-Fuß) angezeigt. Im Kessel von Val Alpetta kann die

verkehrt liegende Schichtfolge nur auf Grund der Kartierung von HAMMER (1923) mit großer Sicherheit vermutet werden, während die Verhältnisse in der S-Wand und den S-Hängen des Piz Alpetta wieder klar sind: Am S-Wandfuß neben Radiolarit (im Schutt) folgt im Kontakt zu den Basalten Tuffit, der von Kalkschiefern abgelöst wird, die ihrerseits wieder direkt in Tristelformation übergehen.

In den N-Wänden der Selesköpfe liegen – auf Grund der Kartierung – dann die Sedimente des Hangendschenkels der Mundin-Großfalte ohne Basaltzwischenhaltung direkt auf jenen des Liegendschenkels, während man in den N-Wänden des Bazallers wieder etwas klarere Verhältnisse vorfindet und man die beiden Schenkel durch Zwischenlagerung eines Basaltzuges (mit Alkali amphibol) wieder trennen kann.

Die Kartierung der Hänge des Kreuzjoch-Hahntennkammes N von Spiss – Pfunds zeigt, daß die Sedimente der Malmurainza-Formation die obersten Bereiche des Kreuzjoches aufbauen. Gaultformation zieht im Bereich des Rauhen Kopfes durch. Die Mächtigkeit der Schichtfolge ist in diesem Bereich wahrscheinlich infolge von Digitationen des Scheitelbereiches der Mundin-Großfalte stark erhöht. Basalte sind nicht vorhanden. Der Basaltzug von „Am Hengst“ (mit Alkali amphibol) gehört einem tieferen Stockwerk der Zone von Pfunds an. Der Scheitel des Engadiner Gewölbes hebt am Piz Mezdi in der Luft aus und kann erst im Bereich Toarjoch N Pfunds wieder gefunden werden (UCIK 1966).

An den Hangendschenkel der Mundin-Großfalte im Bereich Selesköpfe-Norbertshöhe schließt S in den N-Hängen des Kleinmutzkopfes ein weiterer Tristelkalkzug an, der sich – immer wieder in kleinen Aufschlüssen – bis zur Plattamala durchverfolgen läßt. Dieser Zug könnte der reduzierte S-Schenkel einer Synform sein, die in der NE-Wand des Mutlers bzw. Maisasjochs zu finden ist (siehe Profil oben).

So wie F1 im Aufschlussmaßstab in F2 umrotiert (bzw. F2 teilweise durch seitlichen Materialfluss entsteht) ist auch die Mundin-Großfalte selbst durch eine großräumige Faltung nochmals verfault. So jedenfalls könnte man die Schichtwiederholungen im hinteren Val Sampuoir (siehe obige Abb.) interpretieren. Sonst bietet sich nur noch das Modell einer weiteren Decke an. Gegen diese Vorstellung spricht jedoch das Fehlen von markanten Deckengrenzen wie auch die regionale Verbreitung der Leitgesteine beim Kartieren.

Da BOUSQUET (1998) die Mundin-Großfalte nicht kannte, ist nicht eindeutig geklärt, wie man die von ihm beschriebenen Schersinnindikatoren interpretieren soll (theoretisch sollten sämtliche Schersinnindikatoren des Hangendschenkels im Liegendschenkel verkehrt sein!!, wenn die Bildung der Schersinnindikatoren während des HP-Ereignisses – wie von BOUSQUET (1998) postuliert – stattgefunden hat). Ich konnte im Rahmen meiner Aufnahmen jedoch ebenfalls nur Top N-Überschiebungen feststellen, möchte aber S-Vergenz nicht ausschließen. Ein Großteil der Schersinnindikatoren, die BOUSQUET (1998) verwendete, sind Scherbandgefüge. Gerade hier konnten jedoch GRASEMANN et al. (2003) zeigen, dass Scherbänder sehr schlechte Indikatoren sind. Andere Indikatoren – außer den verschiedenen Faltengenerationen – sind jedoch nicht findbar, da die Kompetenzunterschiede innerhalb der Gesteine zu gering sind.

Interessant scheint mir auch das Auftreten der Extensionsspalten in den Bündnerschiefern. Die Extensionsspalten finden sich bevorzugt in den Sandsteinbänken der Gault- und Malmurainza-Formation. Stellenweise finden sich darin schöne Klufkristalle. Bemerkenswert ist die enorme Extension, die durch die Spalten repräsentiert wird. Am Piz Salet N-Fuß fanden sich auf 1 m Meßstrecke 5

Spalten mit je durchschnittlich 5 cm Öffnung (mit Calcit-Q gefüllt). Die Extension beträgt somit 25 %, was einen sehr hohen Wert darstellt (ganz zu schweigen von jener Extensionskomponente, die in der Drucklösung und plastischen Deformation von Q und vor allem Calcit der Gesteine versteckt ist). Diese hohen Extensionsbeträge stehen meines Erachtens in direktem Zusammenhang mit der Exhumation der HP-Gesteine. Eine sehr hohe „pure shear“-Komponente während der Deformation (hier angezeigt durch die Extensionsspalten) kann mit großen Exhumationsraten einhergehen (review dazu siehe z.B. PLATT 1993). Drucklösungsprozesse sind vor allem in den klastischen Gesteinsserien gut erkennbar, indem sie sich dort oft als Druckschattenausfällungen verraten.

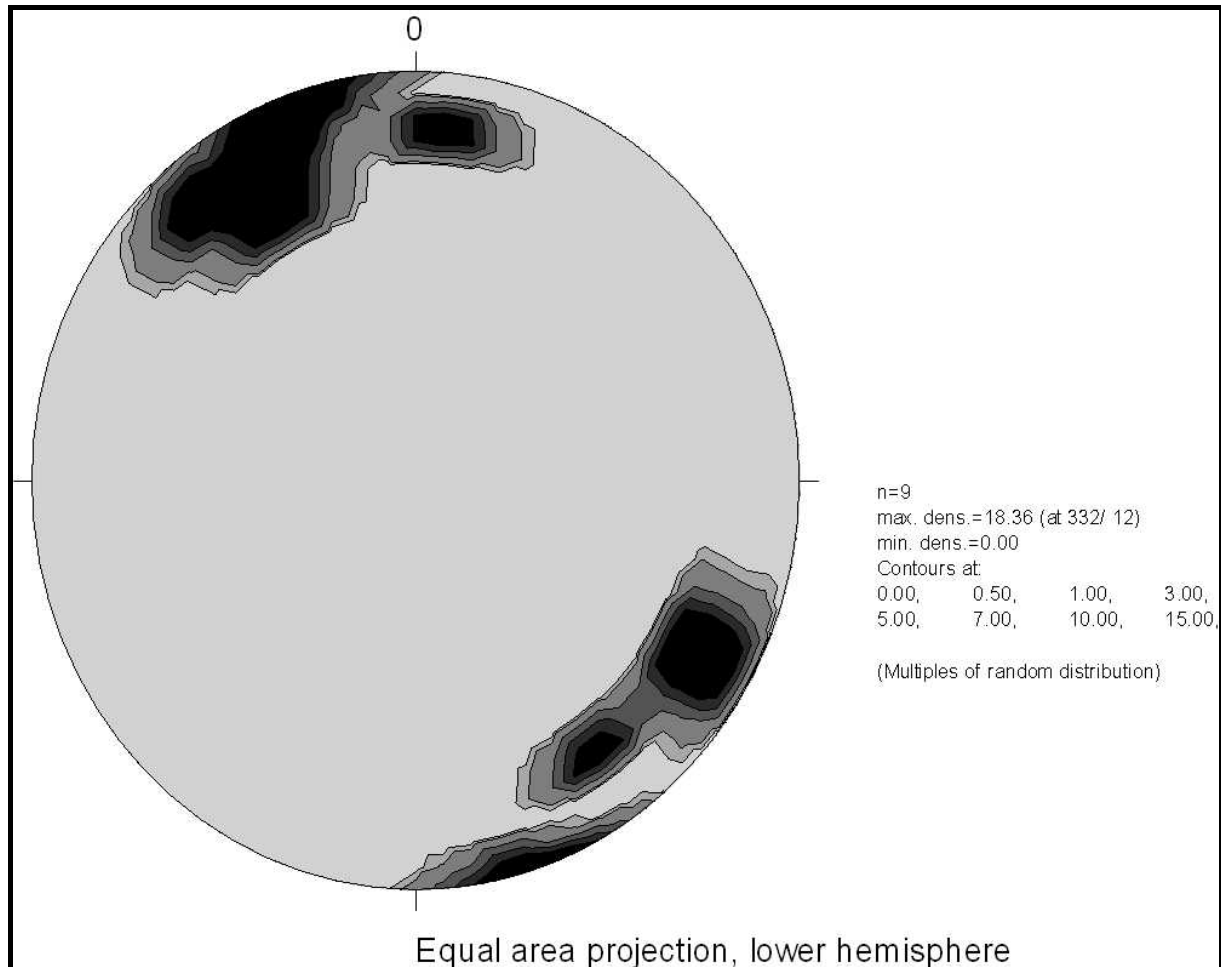


Abb. 67: Lagenkugeldiagramm der Extensionsspalten. Die Extensionsspalten streichen +/- SW-NE und stehen normal auf die Hauptlineation.

Die Raumlage der Extensionsspalten in Bezug auf die Lineation der Gesteine legt eine Entstehung durch fortgesetzte Scherung parallel zur Hauptlineation infolge einer starken pure-shear Komponente nahe. Die Extensionsspalten sind an kompetente Gesteinslagen innerhalb der Bündnerschiefer gebunden, ein Abschätzung der Temperatur während der Deformation erscheint schwierig, könnte jedoch mittels der Hüllgesteine der Extensionsspalten-führenden Lagen durchgeführt werden. Bemerkenswert ist jedenfalls, dass von BOUSQUET (1998) kein Carpholit in den Extensionsspalten gefunden werden konnte. Im Moment kann nicht entschieden werden, ob dies auf eine Entstehung der Extensionsspalten nach dem

Druckhöhepunkt oder einfach auf eine nicht geeignete Gesteinschemie der Spalten zurückzuführen ist.

Ich möchte zum Schluss nur darauf hinweisen, dass eine ähnliche Struktur wie die Mundin-Großfalte im Tauernfenster schon seit langem bekannt ist und zwar in der Glocknerdecke im N-S-Profil des Großglockners selbst (= Glocknerdepression). In diesem Querschnitt der Ostalpen wurde das selbe Strukturinventar – im Schenkelbereich der Großfalte bevorzugt N-S-streichende Faltenachsen, im Scheitelbereich bevorzugt E-W-streichende Faltenachsen – schon vor langer Zeit von CORNELIUS & CLAR (1939) in ihrer großartigen Kartierung festgestellt. Es ist daher naheliegend (neben den stratigraphischen Argumenten, s.u.) eine Parallelisierung der Glocknerdecke mit der Zone von Pfunds des Piz Mundin zu erwägen.

Tektonik des ostalpinen Rahmens (im Arbeitsgebiet)

Die Verhältnisse rund um den Ultramafitit von Nauders-Riatsch sind ähnlich kompliziert wie am Piz Mundin. Es konnte rund um den Ultramafitit eine komplexe Schuppenzone auskartiert werden, die bisher in diesem Umfang nicht bekannt war. Der Zug von Tasnakristallin, der in der Plattamala großflächig aufgeschlossen ist, läßt sich noch gut auf die S-Seite des Inns bei Raschvella verfolgen, von wo er gegen W (im Wald wandbildend) zieht, auf der ganzen Strecke immer von Ultramafitit unterlagert. Bei Chilchera Tudais-cha jedoch findet sich dann saures Tasnakristallin plötzlich im Liegenden und im Hangenden des Ultramafitits. Der hangende Zug keilt dann bei der Landesgrenze aus und hat ein letztes, kleines Vorkommen etwas weiter östlich. Das liegende Vorkommen von Tasnakristallin jedoch läßt sich (auch in tektonische? Fetzen aufgelöst) bis zum Hof von Riatsch verfolgen. Bei der Landesgrenze findet sich eine weitere Aufspaltung dieses Zuges, sodaß dort dann dem Tasnakristallin zugehörige Gesteine auch im Liegenden des Basaltzuges des Kleinmutzkopfes gefunden werden können. Betrachtet man die Verteilung saures Tasnakristallin – Ultramafitit auf der Karte, erkennt man, daß der Ultramafitit – zumindest teilweise – allseits von saurem Tasnakristallin umgeben wird. Der Ultramafitit könnte daher den Kern einer Antiform darstellen.

Im südlich anschließenden ostalpinen Rahmen sind die Verhältnisse insofern kompliziert, als hier möglicherweise die Deckengrenze zwischen Ötztal- und Silvrettadecke (= Schliniglinie, z.B. HAAS & SCHMID 1989) in die „große“ Deckengrenze Penninikum – Ostalpin einschwenkt – siehe Abb. 68.

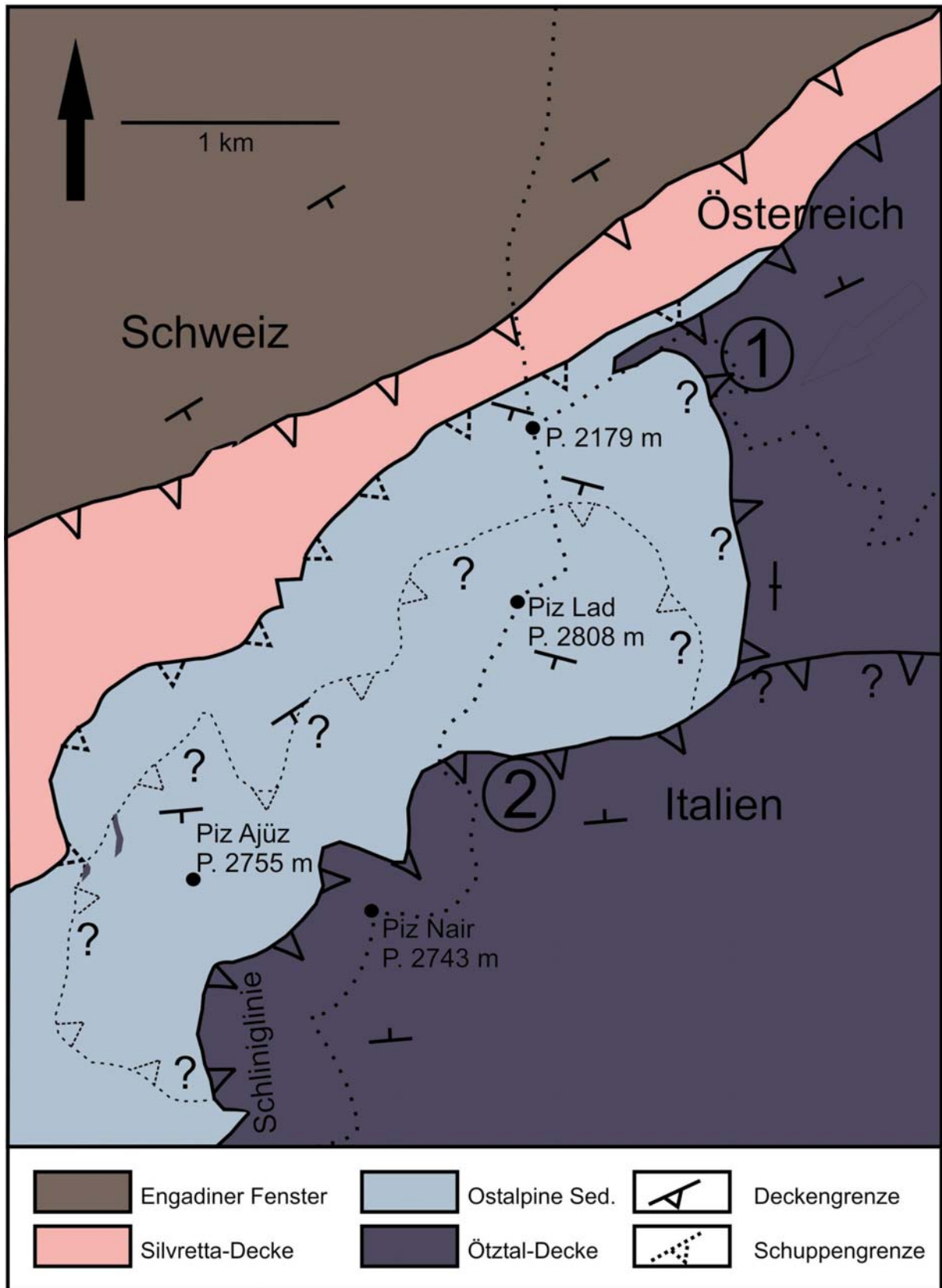


Abb. 68: Tektonische Karte des Piz Lad-Gebietes (n. HAMMER 1923, CADISCH et al. 1963, BERTLE 2004). Man vergleiche Position „1“ und „2“ in der Ansicht des Piz Lad von E (Pfeil rechts oben = Richtung der Ansicht nächste Abbildung) und beachte die Fallzeichen!

Das Hauptproblem im Piz Lad-Gebiet ist der exakte Verlauf der Schiniglinie, die von weit im S kommend bis knapp S des Piz Lad die Unterkante der Ötztaldecke

definiert, jedoch im Bereich des Piz Lad selbst nicht mehr genau lokalisiert werden kann (vor allem wegen „Nichtbearbeitung“). Im Gebiet der Dreiländerecke NE des Piz Lad liegt das Permomesozoikum des Piz Lad auf Biotitblastengneisen vom Typ Plamort (Sediment auf Kristallin), während die ostalpinen Sedimente jedoch S-lich des Piz Lad unterhalb (im Liegenden) des Kristallins liegen. Wie sich das Kristallin von einer „Deckelposition“ im S zu einer „Unterlagenposition“ im NE entwickelt ist bis heute nicht geklärt. Jedenfalls impliziert die Gleichheit der Paragneise auf der westlichen Talseite der Reschenfurche und jener auf der östlichen Seite, dass die Schlinglinie S des Piz Lad zur Reschenfurche ziehen müßte und damit vermutlich ein Großteil des nördlichen Ötztaalkristallins den Suböztiden zugeordnet werden müßte oder aber dass das Piz Lad Mesozoikum die „echte“ sedimentäre Bedeckung des Öztal-Kristallins darstellt – in ähnlicher Position wie die Vorkommen im Stubai-Mesozoikum bei Innsbruck.

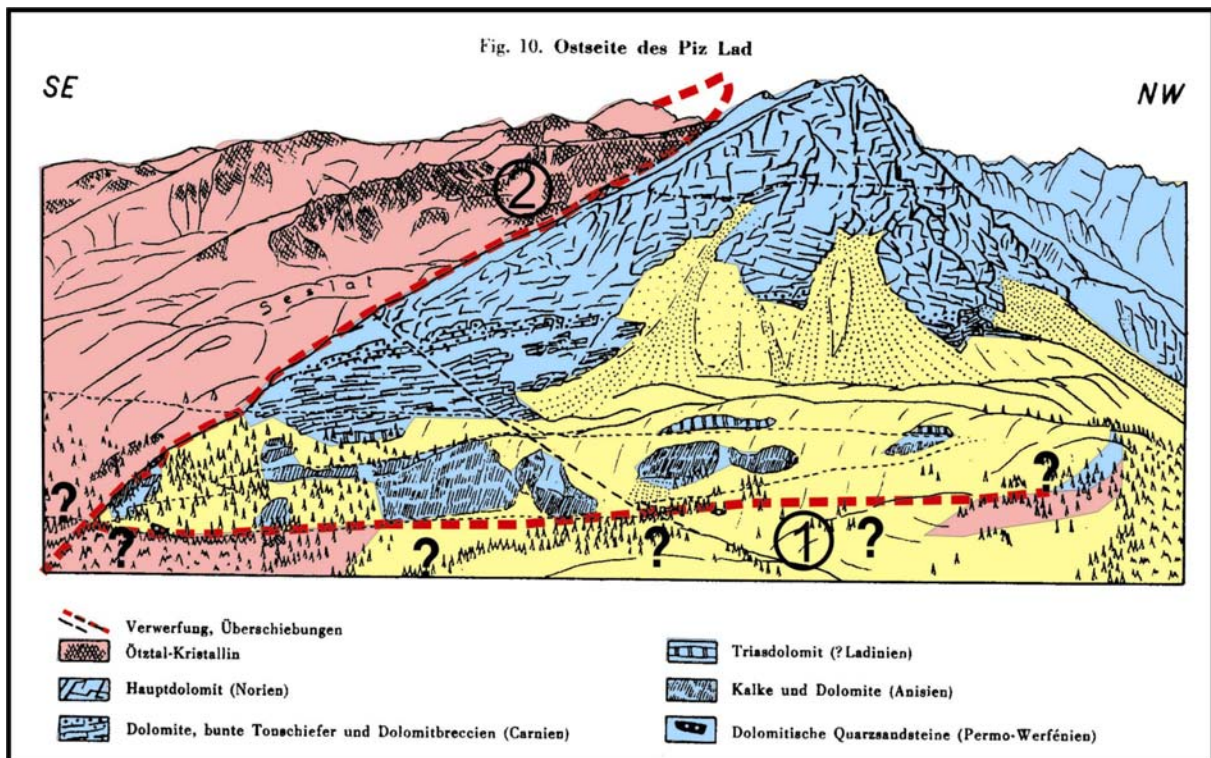


Abb. 69: Ansicht des Piz Lad von NE (entnommen aus TORRICELLI 1956). Links (SE) liegt das Ötztaalkristallin im Hangenden des Piz Lad Mesozoikums („2“), während es am NE-Wandfuß („1“) eventuell im Liegenden liegt. Das Kristallin der NE-Seite könnte aber auch einer anderen Decke angehören. Weitere Kartierarbeit ist zur Klärung dieses Problems notwendig.

6.) Exhumationsmodell für den Piz Mundin

Für die Konstruktion des Exhumationsmodells für das Engadiner Fenster wurden die neuen strukturgeologischen und petrologischen Ergebnisse dieser Arbeit mit jenen aus dem NFP 20 – Projekt der Schweiz kombiniert. Die aus letztgenanntem Projekt gewonnenen geophysikalischen Daten ermöglichten erst die Entwicklung eines Exhumationsmodells, dessen Hauptmechanismus in der durch Deckenstapelung innerhalb der subduzierten Platte verursachten Krustenverdickung zu suchen ist. Ich möchte dieses Modell auf englisch **nappe-stacking-exhumation model** nennen. Bemerkenswert im Falle des Engadiner Fensters ist, dass die subduzierten Gesteine des Penninikums innerhalb eines Fensters der Oberplatte des Subduktionsprozesses zu Tage treten. Nach Ansicht des Autors muss innerhalb der Oberplatte schon eine prätertiäre Schwachstelle vorhanden gewesen sein, die es ermöglicht, die weichen Gesteine des Penninikums im Zuge der Exhumation durch die – rheologisch betrachtet – spröde Oberplatte „hindurchzuquetschen“. Heute scheint diese Schwachstelle in Form des Engadiner Lineaments vorzuliegen. Vermutlich funktioniert das hier vorgestellte Exhumationsmodell aber auch, wenn keine Schwachstelle in der Oberplatte vorhanden ist. Der mögliche Exhumationspfad wurde mittels Geothermobarometrie an Mineralen und Flüssigkeitseinschlüssen (siehe Kapitel zuvor) ermittelt und dann mit geochronologischen Daten kombiniert.

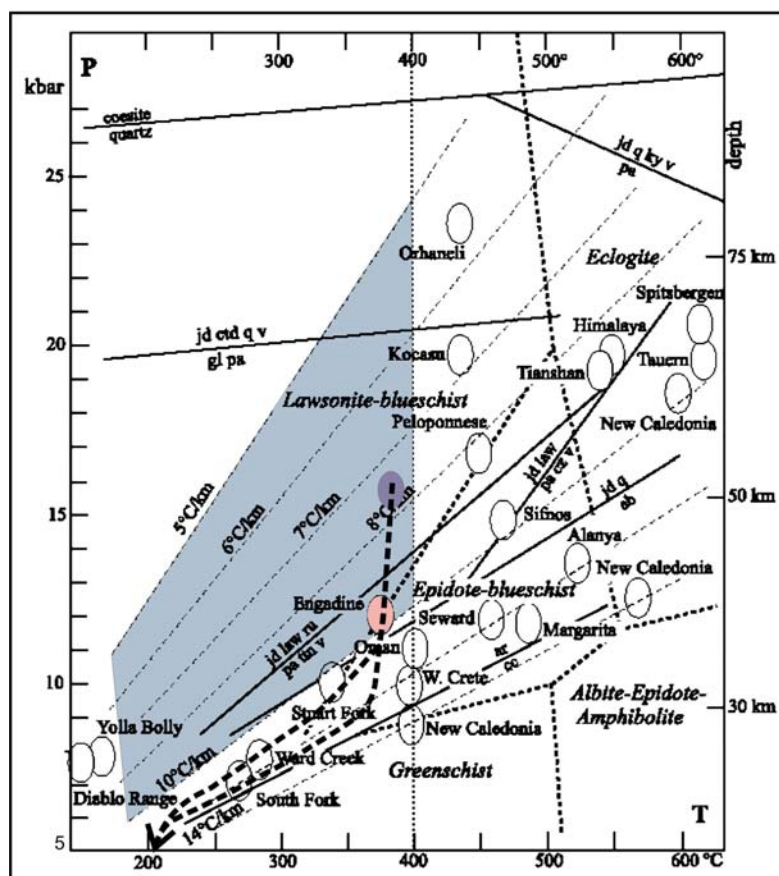


Abb. 70: Exhumationspfad der Gesteine des Piz Mundins ermittelt mit verschiedenen geothermobarometrischen Methoden. Der bläulich gefärbte Bereich stellt den Bereich der neu definierten „Ultrakühlen Hochdruckgesteine“ (**Ultra Cool High Pressure**-Gesteine) dar. UCHP-Gesteine sind durch die Abbaureaktion von Carpholit zu Chloritoid sowie die 10 °C/km- und 5 °C/km-Geothermen begrenzt. Grundlage aus OKAY (2002).

Der Abkühlpfad kann dabei in 3 Phasen nach dem Druckhöhepunkt eingeteilt werden (s.o.):

- 1.) Isothermale Dekompression bei ca. 375 °C bis auf ca. 10 kbar.
- 2.) Gleichmäßige Abkühlung und Dekompression bis ca. 200 °C und 4 kbar.
- 3.) Nochmalige Dekompression entlang der H₂O-Isochoeren des Wassersystems und damit verbundene Exhumation auf die heutige Oberfläche.

Der rekonstruierte P-T-Pfad unterscheidet sich insofern wesentlich von jenem, den BOUSQUET (1998) ermittelt hat, als BOUSQUET (1998) einen „klassischen Loop“ zeichnet, während die von mir ermittelte Kurve sozusagen eine „Beule“ hat (im Bereich zwischen 10 kbar und 4 kbar).

Als Anhaltspunkte für die zeitliche Einstufung der Phasen 1 – 3 können dabei gewertet werden (man beachte Kapitel :

- 1.) Für den Druckhöhepunkt können auf Grund der Ar-Ar- und v.a. Rb-Sr-Datierungen ca. 40 bis 37 Ma angenommen werden. Etwas ältere Alter können nicht ausgeschlossen werden.
- 2.) Für Phase 2 dürften die zahlreichen Ar-Ar-Alter zwischen 25 und 35 Ma zutreffen.
- 3.) Die Zeitspanne für den Eintritt in den Bereich ober der 250 °C Isotherme bei der Subduktion und das Verlassen der gleichen Temperaturgrenze bei der Exhumation kann mit etwas unter 4 Ma angesetzt werden. Es wurde oben schon eine Exhumationsrate von 15 mm/a für das Intervall zwischen Druckhöhepunkt und 250 °C-Isotherme ermittelt. Als Zeitpunkt für den Eintritt in den Temperaturbereich unterhalb ca. 250° C könnte ein FT-Alter aus dem Prättigau von WEH (1998) mit ca. 20 Ma herangezogen werden.
- 4.) Phase 3 kann nur indirekt im Alter eingestuft werden:
Nach GRAUL (1939) werden die ersten Gerölle von Pseudotachyliten der Silvretta-Basis im Sarmat (ca. 10 Ma) der Molassezone Bayerns gefunden. Damit dürfte die Aufwölbung des Engadiner Fensters +/- beendet sein und muss daher im Zeitraum zwischen 25 und ca. 10 Ma stattgefunden haben.

Wie können nun diese 3 Phasen durch ein tektonisches Modell erklärt werden?

Die Interpretation der geophysikalischen Profile des NRP-20-Projektes der Schweiz resultierte in der unten dargestellten Abbildung von HITZ (1996)

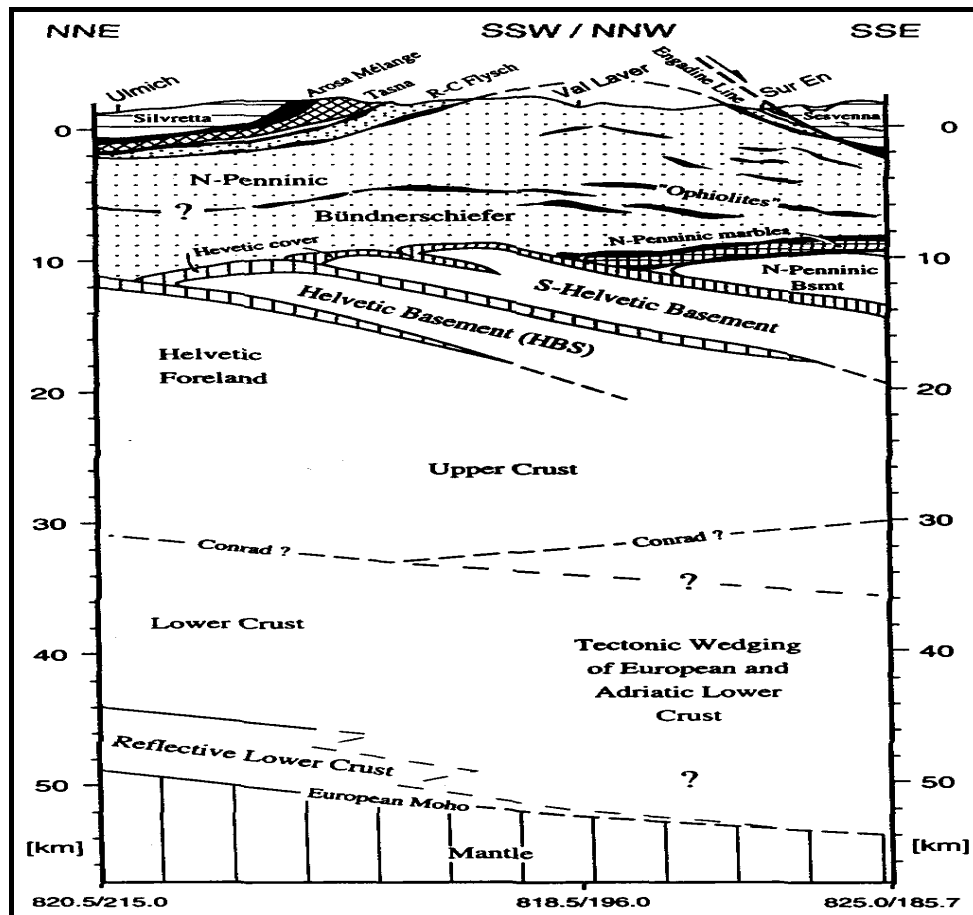


Abb. 71: Interpretiertes Geophysikprofil durch das Engadiner Fenster nach HITZ (1996)

Wie ersichtlich ist, wird die Oberkante der Helvetischen Decken in ca. 10 km Tiefe vermutet. Die Decken zeigen dort die Struktur eines mehrfachen Duplex (oder mehrerer Liegendfallen). Diese Struktur ist sowohl im Profil des Prättigaus (dort Adula-, Tambo-, Surettadecken) als auch im Tauernprofil bekannt (dort Gößgraben-, Gasteiner- und Mureckdecke sensu TOLLMANN 1977).

Es ist daher der Interpretation von HITZ (1996) dass im Liegenden der Bündnerschiefer Duplexe in der europäischen Platte vorliegen könnten, voll zuzustimmen.

Die Duplexe in der abtauchenden europäischen Platte wurden im Zuge des Kollisionsprozesses der Europäischen Platte mit der Adriatischen Platte angelegt und wurden in großer Tiefe erzeugt (angezeigt durch die hohe Metamorphose – bis zu Eklogitfazies ist belegt, siehe FREY & FERREIRO-MÄHLMANN 1999 – der oben genannten Decken, die auch eine gewisse Duktilität der subduzierten Gesteine bedingt) und könnten gut zu einer Teilexhumation der Blauschiefer des Engadiner Fensters innerhalb des Deckenstapels geführt haben.

Regional betrachtet, gleichen die Zirkonalter des Engadiner Fensters denen des mittleren Prättigaus. Dort sind ebenfalls solche Alter zu erwarten (vgl. mit WEH 1998, S. 168). WEH konnte an einer Probe aus dem Carpholit-führenden Prättigau-Gesteinen bei Passug ein Zirkon FT-Alter von ca. 25 Ma messen. Die 240° C-Isotherme zieht n. WEH (1998) quer über die Deckengrenzen zwischen Prättigau und Aarmassiv ohne von diesen versetzt zu werden. Es ist also ab diesem Zeitpunkt (ca. 20 Ma) für jene Gesteine kein Relativversatz zwischen den Helvetischen und

Nordpenninischen Gesteinen mehr zu erwarten. Dies könnte implizieren, dass die Duplexbildung in der abtauchenden europäischen Platte schon zu diesem Zeitpunkt beendet war und seither nur noch isostatische Hebung stattfindet.

Es ist – auf Grund der geringen lateralen Entfernung – anzunehmen, dass auch im Duplexkomplex unterhalb der Bündnerschiefer des Unterengadiner Fensters dessen Bildung um 20 Ma beendet ist.

Die geophysikalischen Daten des TRANSALP-Projektes zeigen auch im Bereich des Tauernfensters Duplexe in der europäischen Platte an (siehe Abb. 71). Auch die Kartierung zeigt, daß die Zentralgneise als Faltendecken interpretiert werden können (siehe TOLLMANN 1977, 1987).

Wahrscheinlich schon synchron, jedenfalls aber ab Beendigung der Duplexbildung setzt Isostasie ein. Durch den fortschreitenden Subduktionsprozess kommt es nämlich zur Krustenverdickung, die wiederum eine isostatische Reaktion hervorruft. Die Interpretation von HITZ (1996) zeigt eine Krustendicke von ca. 52 km im Bereich des Engadiner Fensters, was ungefähr die gleiche ist wie im Tauernfenster weiter im Osten. Wie MATTMÜLLER (1998) schön zeigen kann, ist auch die große mittlere Landhöhe (nach LEHNER 1931) des Gebietes um das Engadiner Fenster eine direkte Reaktion auf die große Krustendicke in diesem Bereich. Diese isostatische Reaktion äußert sich im Engadiner Fenster zum ersten Mal in Form des Engadiner Gewölbes, dessen Akzentuierung durch die Abschiebungstendenzen am Engadiner Lineament hervorgerufen wird. Eine Kombination von Deckenstapelung und isostatischer Reaktion dürfte für die Abkühlung entlang der Aragonit- Calcit-Grenze verantwortlich sein. Ein weiterer isostatischer Schub sorgt schließlich für die Exhumation entlang der 1g/cm^3 -Isochore des reinen Wassersystems.

7.) Bio-, Litho- und Sequenzstratigraphie der Bündnerschiefer

Grundlagen der Biostratigraphie und Sequenzstratigraphie

Grundlage aller sequenzstratigraphischen Korrelationen ist die Tatsache, dass der Meeresspiegel Schwankungen unterliegt, die sich auch in verschiedenartigen Sedimenten oder Diskontinuitäten (unconformities) niederschlagen. Schon E. SUESS (1885) erkannte in seinem Monumentalwerk „Das Anlitz der Erde“, dass die Verbreitung mariner Sedimente auf den Kontinentalschelfen die ursprüngliche Ausdehnung des Meeres rekonstruierbar macht. Den großen Durchbruch schaffte die Sequenzstratigraphie in den 1970er Jahren, ausgehend von der Erdölindustrie (VAIL et al. 1977). Heute stellt die Sequenzstratigraphie ein unverzichtbares Arbeitsmittel in der Erdölexploration dar. Genaueres über die – mitunter sehr heiß umkämpften – Annahmen und Prinzipien der Sequenzstratigraphie können im exzellenten Buch von MIALL (1997) nachgelesen werden.

Betrachtet man die Zyklizität und Zeitdauer von geologischen Prozessen, so lassen sich verschiedene Zeitintervalle unterscheiden, wobei die für unsere Belange besonders wichtigen jene von 1 Ma bis einige 10-er Ma Zeitdauer sind, d.h. Zyklen des third und second order.

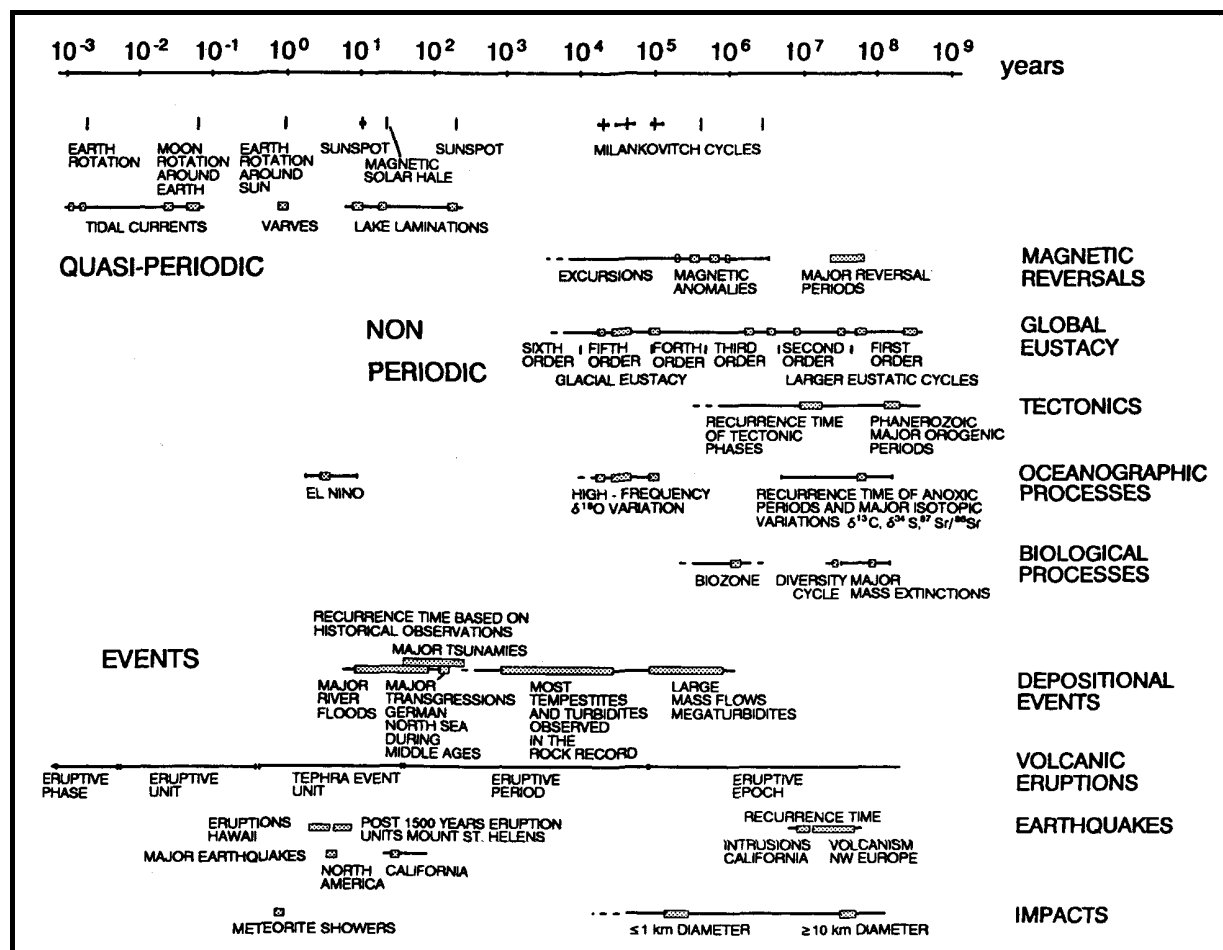


Abb. 72: Zeitdauer von Zyklen (aus MIALL 1997).

Die einzelnen stratigraphischen Sequenzen (deren Sedimentation theoretisch nur durch die Meeresspiegelschwankungen gesteuert sein soll) sind durch Diskontinuitäten getrennt, die – so war die ursprüngliche Annahme – von überregionaler Korrelierbarkeit sind, d.h. dass sie zur gleichen Zeit an verschiedenen Orten auftreten und direkt mit Meeresspiegelschwankungen in Zusammenhang stehen. Gerade diese Forderung war/ist Hauptgegenstand der Diskussionen und mag für einige Diskontinuitäten gelten, sicher aber für den Großteil nicht zutreffend sein, wie z.B. von SCHLAGER (1992 a) für Karbonatplattformen/riffs eindrücklich dargelegt wurde. Gerade durch das ODP wurde in den letzten 20 Jahren für die Kreide eine größere Anzahl solcher „untypischer“ Diskontinuitäten bekannt, nämlich die Schwarzschiefer (black shales) der OAEs (Oceanic Anoxic Event) (z.B. JENKYN 1980, GINSBURG & BEAUDOIN 1990, ERBACHER 1994), die sich – so zeigte die stratigraphische Untersuchung der Bündnerschiefer – ideal für die Korrelation innerhalb der penninischen Räume in Längs- als auch Querrichtung eignen. Korrelationen sind jedoch erst bei Kenntnis vieler Schichtprofile und vor allem der biostratigraphischen Einstufung der Schichtfolgen möglich. Eine Korrelation mit metamorphen Serien scheint mir momentan nur mit 3 Methoden möglich: Nd-Isotope (recht ungenau, zeitaufwendig), wie von STEINMANN (1994) angewendet; Spurenelement- und SEE-Analyse von Gesamtgesteinen entlang eines Profils und schließlich die Hoffnung, doch noch Mikrofossilien in sehr hoch metamorphen Gesteinen zu entdecken (Zufall und sehr, sehr viel Glück).

Die biostratigraphische Einstufung der Schichtfolgen erfolgte mit sämtlichen zur Verfügung stehenden Fossilarten, bevorzugt jedoch durch Foraminiferen, Calpionellen und Kalkalgen, da diese auch im Dünnschliff mit ausreichender Sicherheit bestimmbar sind. Die Alterseinstufung erfolgte dabei meist in Form von „Total range Zones“ oder „Partial range Zones“. Besonderes Erschwernis bei der Einstufung der Bündnerschiefer ist deren Flysch-Natur, die die Konservierung von umgelagerten Fossilien begünstigt (siehe dazu auch OBERHAUSER 1983 und BERTLE 2002).

Die Planktonforaminiferen zeigen eine Evolution, die einerseits stark an die Meeresspiegelschwankungen (siehe z.B. CARON & HOMEWOOD 1983) und andererseits an die OAEs gebunden ist (letztere sind wahrscheinlich ebenfalls auch an die Meeresspiegelschwankungen gebunden). Damit wird es möglich „Bioevolution“ mit der „Geoevolution“ zu koppeln. Die Zusammenhänge sind durch das folgende Diagramm veranschaulicht:

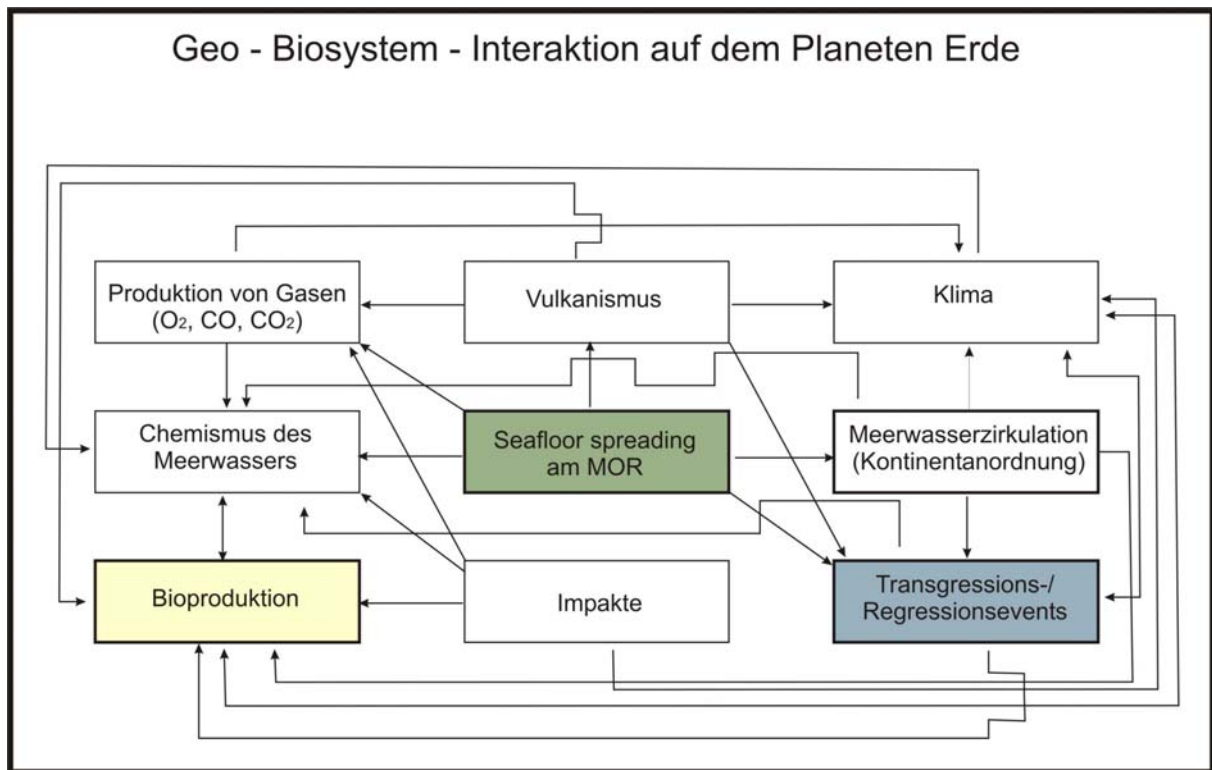


Abb. 73: Koppelung von Bio- und Geosphäre über die Komponenten Ozeane und sea-floor-spreading

Die stärker umrahmten Felder können recht einfach ermittelt werden bzw. in der Literatur nachgelesen werden. Durch Rückkoppelung bedingte Abhängigkeiten ermöglichen es, aus der Kenntnis der stärker umrahmten Felder weitreichende Schlussfolgerungen zu ziehen. Dies wird auch aus der zeitlichen Verteilung von seafloor-spreading im Atlantik, der Meeresspiegelkurve und tektonischen Ereignissen im alpinen Raum ersichtlich (s.u.). Die Evolution der Planktonforaminiferen ist stark an die OAEs gebunden, sodass es z. B. durchaus möglich ist über die Auswertung der Verteilung von i-, k- und r-Spezies mögliche OAEs zu erkennen (z.B. PREMOLI-SILVA & SLITER 1994)

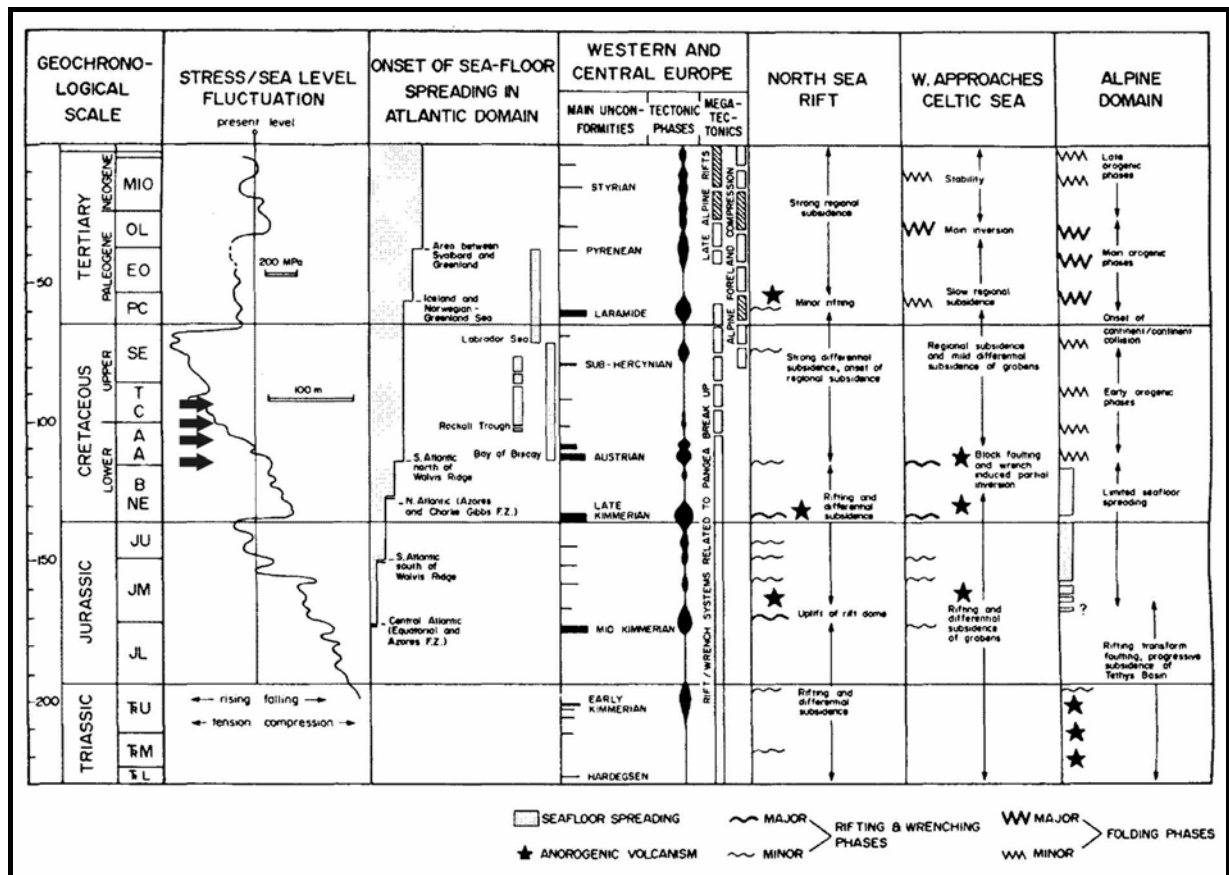


Abb. 74: Zusammenstellung der zeitlichen Zusammenhänge von Meeresspiegelschwankungen, Seafloor-spreading im Atlantik und tektonischer Ereignisse in verschiedenen Gebieten (aus MIALI 1997). Anoxic Events (OAEs, durch Pfeile links markiert) traten im Unteren Apt (1a = Selli), Unteren Alb (1b), Mittleres Alb, Oberes Alb (1d = appeninica Event, Piali) und Cenoman-Turon-Grenze (2 = Bonarelli).

Die biostratigraphische Einstufung erfolgte vor allem mittels Planktonforaminiferen und Großforaminiferen der Kreide. Dabei wurden die stratigraphischen Reichweiten der einschlägigen Literatur verwendet (z.B. ROBASYNSKI & CARON 1995, CARON 1985, BECKER 1999), die in der folgenden Abbildung stark schematisiert dargestellt sind. Der Beginn bzw. das Ende von bestimmten Planktonforaminiferengruppen ist bis zur Cenoman-Turon-Grenze durch die OAEs gesteuert: Radiation der Rotalipora im Cenoman, bedingt durch OAE 1d, Aussterben der Rotalipora an der Cenoman-Turon-Grenze durch OAE 2.

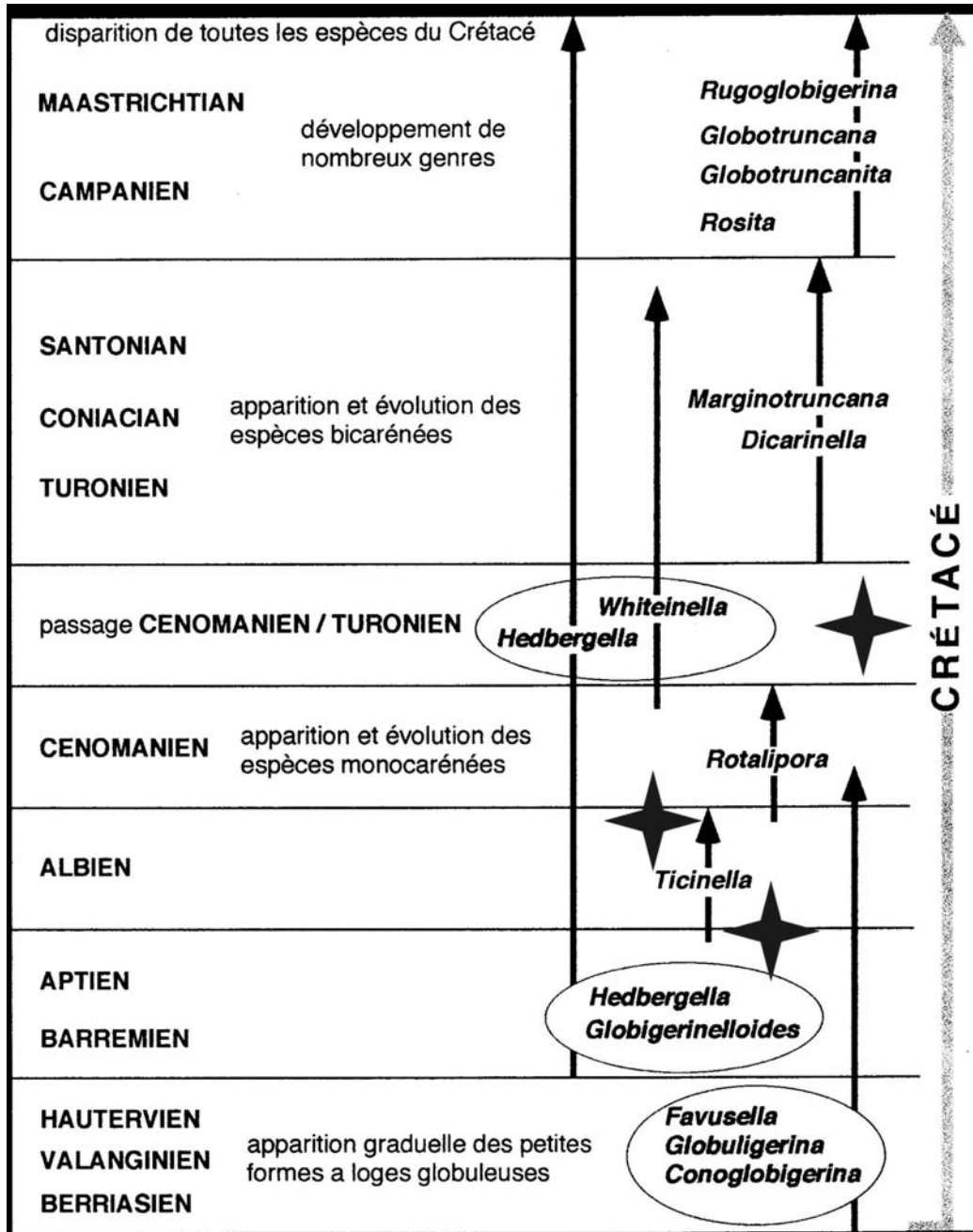


Abb. 75: Entwicklung der großen Planktonforaminiferengruppen während der Kreide (Skriptum von M. CARON, unpubl.). Vor allem mit Hilfe dieser Foraminiferengruppe wurde die Alterseinstufung der Bündnerschiefer durchgeführt. Die wichtigsten paläoozeanischen „Events“ fallen (OAE mit großen Sternen markiert) oft mit der Extinktion und anschließenden Radiation von großen Planktonforaminiferen-Gruppen zusammen (Alb-Cenoman, C-T, K-T).

Daten

Die **lithostratigraphische Korrelation** der Bündnerschiefer des Engadiner Fensters mit paläogeographischen Nachbarregionen der Alpenen Tethys wird weiter unten dargestellt. Einen Überblick über die Bündnerschiefer des Alpenraums liefert LEMOINE (2003), sich dabei auch auf Ergebnisse des Autors stützend.

Biostratigraphische Daten sind in den Arbeiten von BERTLE (1999, 2002) wiedergegeben.

Die **sequenzstratigraphische Interpretation** ist für turbiditische Systeme sehr schwierig, jedoch unter Annahme von Schüttungen von Sedimenten aus den flachmeerischen Gebieten +/- ohne Zeitverzögerung zwischen Beginn der ersten Ablagerung im Flachmeer und Meeresspiegelschwankung möglich.

Somit könnte man folgendes Bild zeichnen:

- 1.) Die **Neokom-Formation** könnte einem TST (Transgressive systems tract) oder HST (highstand systems tract) entsprechen (da keine „turbiditischen“ Schüttungen ins Tiefseebecken erkennbar sind). Betrachtet man die globale Meeresspiegelkurve (VAIL et al. 1977), so würde dies mit dem Beginn der großen „Cenoman-Transgression“ von SUESS zusammenfallen.
- 2.) Die **Tristelformation** ist schwer zu interpretieren. Jedenfalls hat sich auf den kontinentalen „Hochs“ eine Urgonplattform entwickelt. SCHWIZER (1983) vermutet tektonische Aktivität entlang von Bruchstrukturen am Rand der „Hochs“ als Auslöser für den Niedergang der Trübestrome ins (nord?)penninische Tiefseebecken. Die Niedergänge der Trübestrome kalkuliert SCHWIZER (1983) auf ca. alle 3000 Jahre. Dies ist wesentlich weniger, als normalerweise mit sequenzstratigraphischen Methoden erschließbar ist. Es kann somit die obige Annahme der +/- unverzögerten Sedimentanlieferung zumindest für die Tristelformation als richtig angesehen werden.
Die Urgonplattformen selbst repräsentieren, global betrachtet, einen TST bis HST (als Vergleich siehe z.B. ARNAUD & ARNAUD-VANNEAU 1991). Die Tristelformation zeigt somit eine eindrucksvolle Überlagerung von Meeresspiegelanstieg und tektonischen Prozessen an einem passiven Kontinentalrand.
- 3.) Die **Gaultformation** und **Fuorcla d'Alp Formation** folgen auf einen LST am Top der Tristelformation, der sich jedoch nur durch Vergleich mit der Schraffenkalkformation (s.u., FÖLLMI 1989) rekonstruieren läßt. Beide Formationen dürften einem TST zuzuordnen sein. Dies deshalb, weil Schwarzschiefer (OAE !) vor allem während Transgressionen auftreten (siehe z.B. ERBACHER 1994, JENKYNS 1980). Ob der OAE 2 (= Bonarelli-Level = C-T-Grenze) in der FdA-Formation noch enthalten ist, kann nicht gesagt werden, da die biostratigraphischen Daten nicht ausreichend sind. Ich selbst vermute ja für die FdA-Formation eher einen Zusammenhang mit dem OAE 1d des Obersten Albiums (= Breistroffer Level). An beide OEAs sind markante Einschnitte der Planktonforaminiferen-Entwicklung gebunden.
- 4.) Die **Malmurainza-Formation** ist am schwierigsten zu interpretieren, da sie einen sehr distalen Charakter aufweist und somit auf Meeresspiegelschwankungen am wenigsten empfindlich reagiert. Eine Korrelation allein auf Grund der Fazies der Malmurainza-Formation ist unmöglich. Es kann nur geschlossen werden, dass sie in ihren tieferen Anteilen mit einem HST oder TST zusammenfällt, da sie direkt auf die FdA-Formation folgt.

8.) Regionalgeologischer Vergleich Prättigau – Engadin – Tauern

Kleine Geologie des Prättigau-Halbfensters:

Die vom Mittelmeer her gegen E streichenden penninischen Einheiten finden in Graubünden ihre östliche Grenze. Hier tauchen sie flach unter die ostalpinen Einheiten ab und treten in weiterer Folge in den Ostalpen nur noch in den altbekannten tektonischen Fenstern (Gargellen, Unterengadin, Tauern, Rechnitzer Fenstergruppe) bzw. in Form des Rhenodanubikums und der Arosa-Zone-Schürflinge zu Tage. Bevor das Penninkum unter dem Ostalpin abtaucht, ist es jedoch großflächig in Graubünden aufgeschlossen und kann gut studiert werden. Besonders der Querschnitt entlang der Landquart vom Rheintal bei Landquart im Westen nach Klosters im Osten zeigt ein tiefes Profil innerhalb des penninisch-ostalpinen Deckenstapels.

Die tiefsten Einheiten im Bereich des Prättigau-Halbfensters (Abb. 76) werden durch die helvetischen Decken (Aar-Massiv und Hüllserien) gebildet. Dieses Element der europäischen Platte wird von den penninischen Einheiten (im weitesten Sinne) des Prättigau-Flysches überlagert. Der Prättigau-Flysch bildet eine domartige Struktur mit kompliziertem Strukturinventar (WEH 1998) und wird gegen N, E und S von den höheren penninischen Decken überlagert. Den N-, E- und S-Rahmen bilden die ostalpinen Decken (Abb. 76).

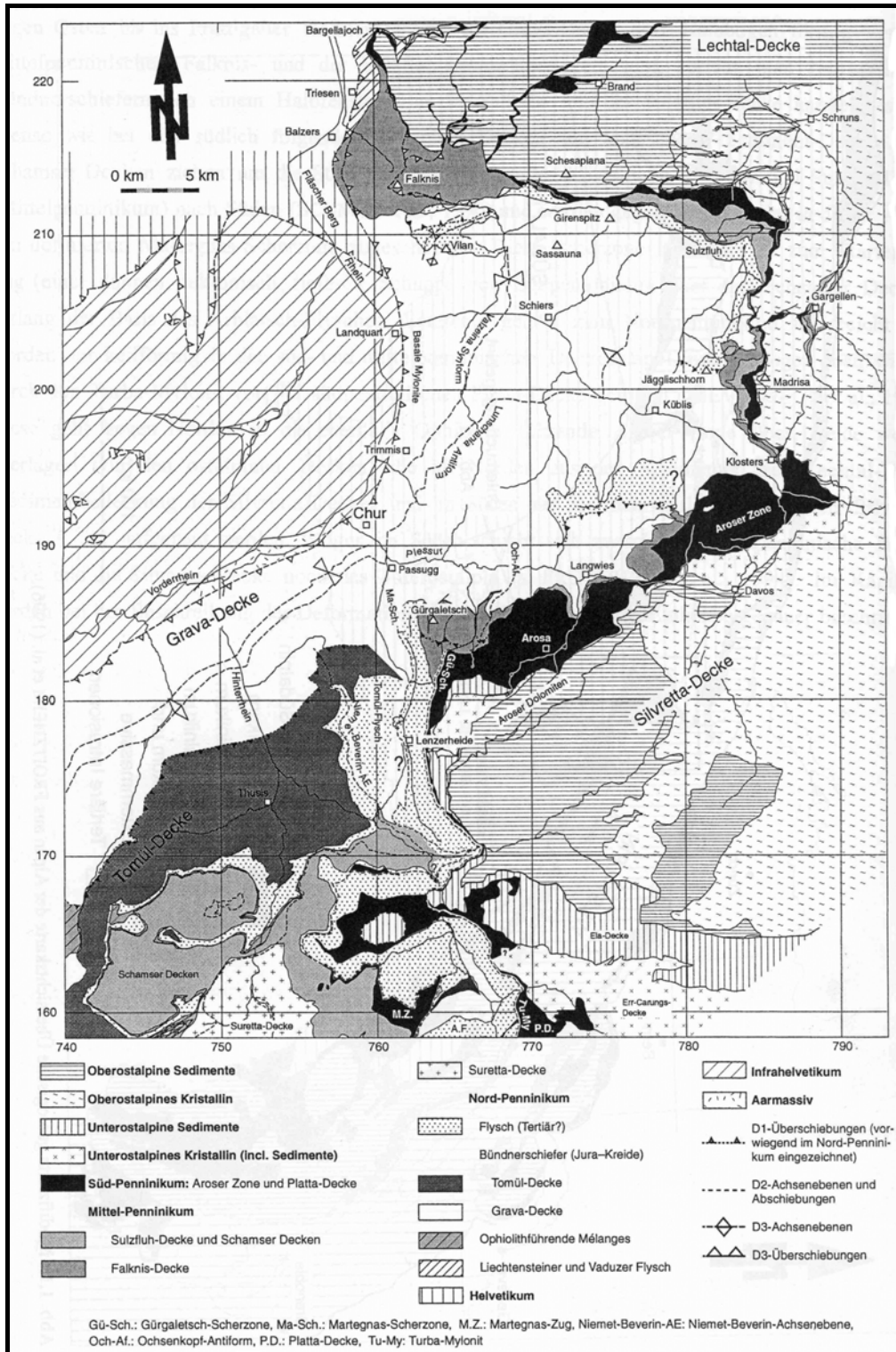


Abb. 76: Tektonische Skizze der Westalpen-Ostalpengrenze im Bereich des Prättigau-Halbfensters nach WEH (1998). In Passugg SW von Chur wurde von WEH auch Carpholit gefunden.

Die Schichtfolge des Prättigaus (Abb. 77) setzt nach NÄNNY (1948) in der unteren Kreide mit der Klus-Serie (Kiesel- und Sandkalk-Folge), die in die Valzeina-Serie (v.a. Tonschiefer) übergeht, ein. Die Valzeina-Serie wird von der kalkreichen Sassauna-Serie der höheren Unterkreide bis tieferen Oberkreide (NÄNNY 1948, THUM & NABHOLZ 1972) überlagert. Die folgende Pfävigrat-Serie wird von

polygenen Konglomeraten und Mergelschiefern gebildet und von der Fadura-Serie (Kalke und Kiesel-Sandkalke) des Senoniens überlagert. Es folgt dann im stratigraphischen Profil die Gyrenspitzserie des Campaniens bis Maestrichiens. Es schließt die Eggberg-Serie, bestehend aus Mergelkalke und Breccien an. Die jüngsten Anteile des Prättigau-Flysches werden von den paläogenen Oberälpli- und Ruchberg-Serien gebildet (Abb. 77).

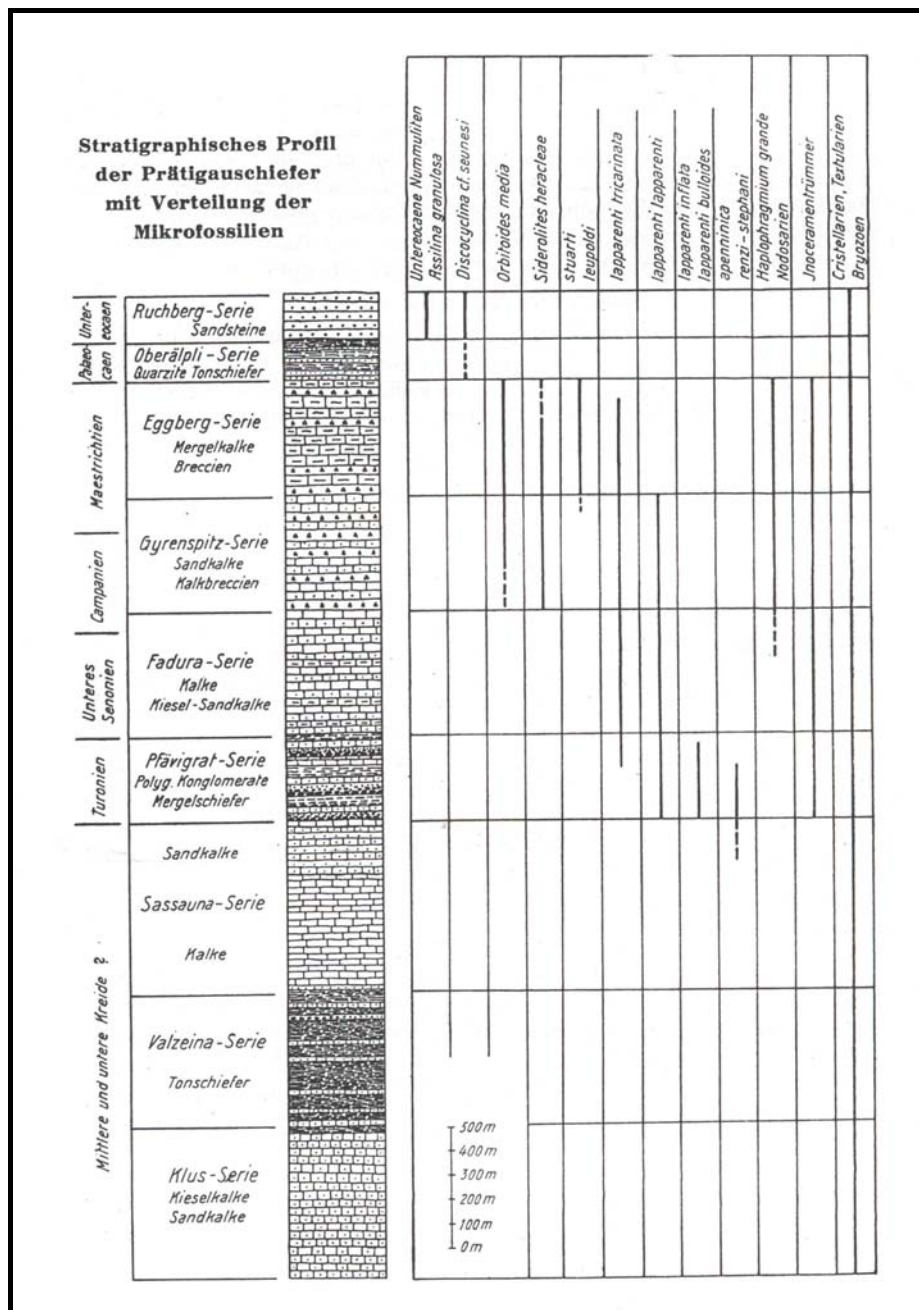


Abb. 77: Stratigraphie des Prättigau-Flysches nach NÄNNY (1948). Die nur mit Spezies-Bezeichnungen aufgeführten Foraminiferen gehören zur Gruppe der Globotruncana und sind altersweisend für die mittleren Anteile der Schichtfolge. In den hangenderen Anteilen sind Großforaminiferen wichtige stratigraphische Marker.

Die metamorphe Überprägung des Prättigau-Halbfensters war Gegenstand von v.a. drei Untersuchungskampagnen (THUM & NABHOLZ 1972, FREY et al. 1980, WEH 1998). Im Zuge dieser Untersuchungen wurde eine metamorphe Zonierung festgestellt, wobei die Metamorphose wahrscheinlich von Liegend gegen Hangend abnimmt. Die höchste Metamorphose ist im Bereich S Chur feststellbar und ist durch das reliktsiche Auftreten von Carpholit definiert (WEH 1998). WEH (1998) nimmt Bildungsbedingungen von ca. 7 +/- 1 kbar an.

Das Alter der metamorphen Überprägung des Prättigau-Flysches ist tertiär, Ar-Ar-Alter sind meines Wissens nicht publiziert. Es wurde von THUM & NABHOLZ (1972) ein K/Ar-Alter an Illit von 56 +/- 3 Ma publiziert, das ein Maximalalter sein dürfte (da die jüngsten Sedimente bis ins Eozän reichen – siehe Abb. 80). Detritische Hellglimmer wurden von den genannten Autoren auf 250 +/- 15 bis 270 +/- 15 Ma datiert. Diese Alter passen gut zur Abkühlung des mittelpenninischen Grundgebirges und legen einen Sedimenteintrag von der mittelpenninischen Schwelle ins Ozeanbecken des Prättigau-Flysches nahe. Die tertiäre Metamorphose wurde in ihrer Abkühlung von WEH mittels FT-Datierungen erfasst. Die Zirkone sind nur im Süden tertiären Alters (24, 9 Ma), sonst sind kretazische bis ältesttertiäre Abkühlalter mit Zirkon ermittelbar. Die Apatit-Spaltspuralter liegen zwischen 3,4 und 13,1 Ma (WEH 1998).

Profile im Prättigau-Halbfenster und Umgebung

Im Prättigau-Querschnitt ist die Datenlage wesentlich besser als im Tauernfenster (vor allem bedingt durch die doch deutlich niedrigere metamorphe Überprägung), weshalb vor allem auf Literatur-Daten zurückgegriffen wurde. Als wichtigste Quellen sind die Dissertationen von NÄNNY (1948) für den Prättigauflysch und STEINMANN (1994) für die Bündnerschiefer des Hinterrheins zu nennen. STEINMANN baut dabei auf den grundlegenden Arbeiten von NABHOLZ (1945) auf.

Die Schichtfolge des Prättigau-Flysches wurde oben schon dargestellt, daher wird im Folgenden nur noch jene von STEINMANN (1994) wiedergegeben:

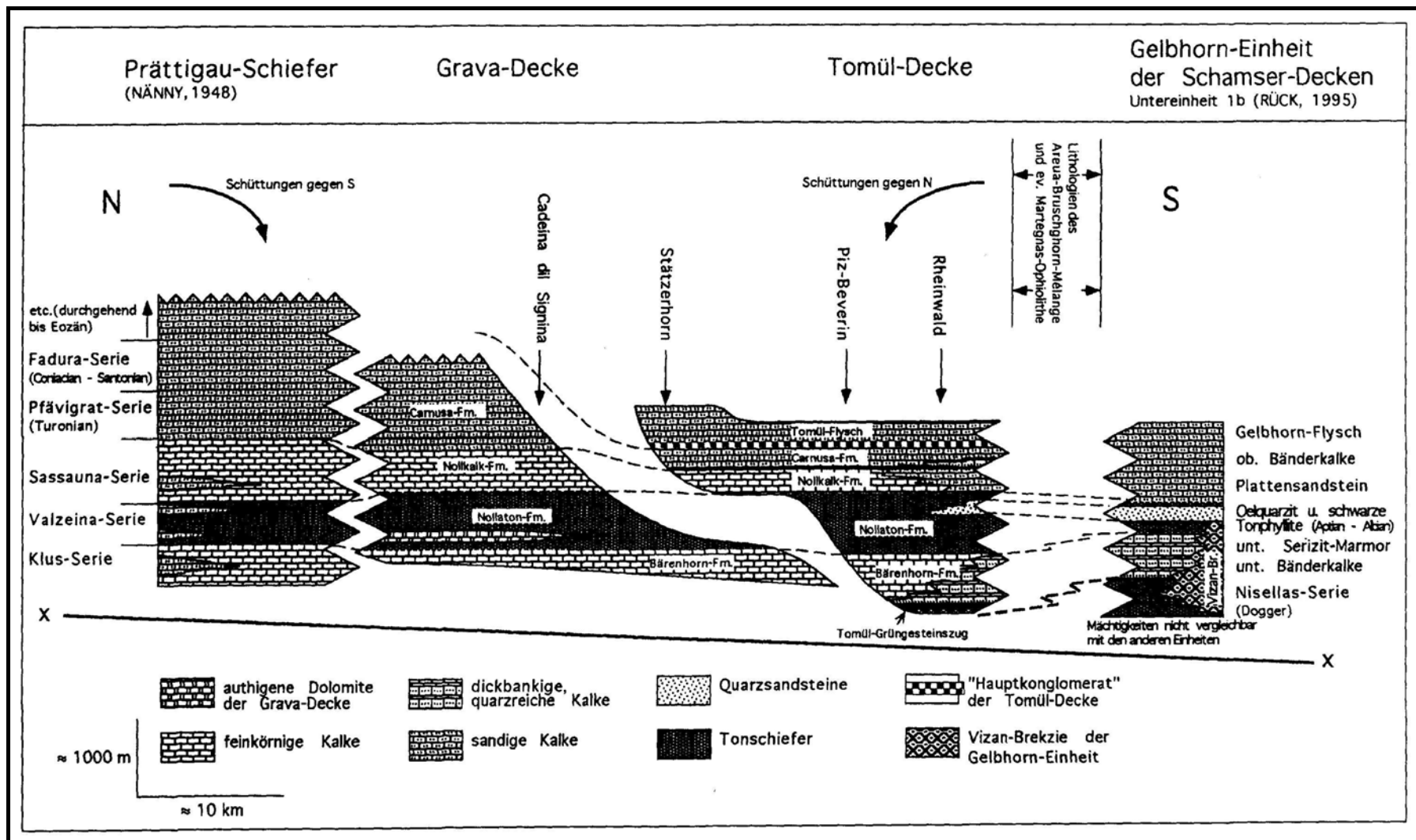


Abb. 78: Stratigraphische Korrelation im N-Penninikum des Prättigau-Querschnittes nach STEINMANN (1994). Bemerkenswert ist die Positionierung des Prättigau-Flysches N der klassischen Bündnerschiefer.

Aus dem Südpenninikum des Prättigau-Querschnittes sind seit langem gut definierte stratigraphische Profile bekannt, wobei besonders die von DIETRICH (1969) und PHILLIP (1982) publizierten Daten von Interesse sind:

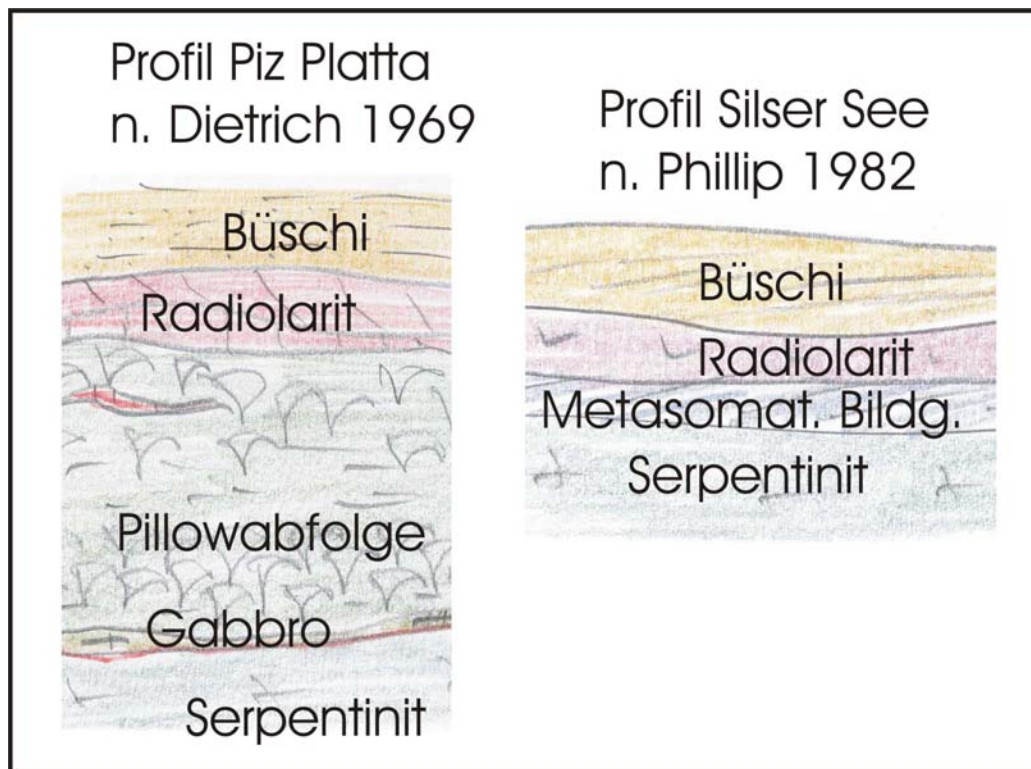


Abb. 79: Profil Plattadecke (Dietrich 1969) und Profil Silser See (Phillip 1982). Das Profil Plattadecke hat eine Mächtigkeit von ca. 300 m, jenes vom Silser See wenige Meter. Die beiden Profile zeigen eine Schichtfolge, wie sie für das Südpenninikum als typisch erachtet wird (z.B. MANATSCHAL & BERNOULLI 1999). Die metasomatische Bildung im Profil Silser See stellt die Übergangszone von Serpentin zu Radiolarit dar. Sie zeigt ähnlichen Chemismus wie der Radiolarit (siehe PHILIPP 1982). Büschi = Bündnerschiefer.

Kleine Geologie des Tauernfensters:

Innerhalb der Ostalpen stellt das Tauernfenster das größte penninische Fenster dar. Zugleich zeigt es das am tiefsten reichende Krustenprofil. Nach neueren Daten stellen die Zentralgneise im Fensterinnersten noch helvetisches Grundgebirge dar. Generell läßt sich das Tauernfenster in 4 große tektonische Großeinheiten gliedern (Liegend nach Hangend):

- Zentralgneisdecken mit ihren +/- autochthonen Hüllen
- Permomesozoische Sedimentdecken (Brennkogel und Glockner) des Penninikums
- Melangedecken (Matreier Zone, Nordrahmenzone)
- Unterostalpin innerer Rahmen

Den äußeren Rahmen bilden die oberostalpinen Einheiten. Das Alter der Bündnerschiefer des Tauernfensters ist nur sehr schlecht definiert, außer – meines Erachtens fragwürdigen – Pollen- und Sporenfunden durch REITZ et al. (1990) (Kreide für schwarze Phyllite vom Tauern N-Rand) sowie eines Aptychen (KLEBERGER et al. 1981) sind keine biostratigraphischen Marker bekannt. Der Grund dürfte in der sehr hohen Metamorphose und Deformation der Gesteine zu suchen sein.

Die alpine Metamorphose des Tauernfensters ist tertiären Alters und durch eine Vielzahl von Altern mit verschiedenen geochronologischen Methoden belegt (Zusammenfassung in THÖNI 1999). Ar-Ar-Alter vom Tauernnordrand liegen bei ca. 31 Ma (URBANEK et al. 2001), solche vom zentralen Tauernfenster bei ca. 37 Ma (ZIMMERMANN et al. 1994). Das Alter der HP-Metamorphose in der Eklogit-Zone ist bis heute sehr schlecht definiert (zweifelhafte Rb-Sr-Alter an Granat durch CHRISTENSEN et al. 1994). Sämtliche Versuche mit der Sm-Nd-Methode schlugen fehl, vor allem bedingt durch den Einschlussreichtum der Granate (siehe z. B. von QUADT et al. 1997). Rb-Sr-Datierung an Phengit aus der Eklogit-Zone wurde im Rahmen dieser Arbeit das erste Mal durchgeführt.

Die Großstrukturen des Tauernfensters sind relativ gut bekannt, ein gesamtes strukturelles N-S-Profil durch das Tauernfenster ist jedoch bis heute ausständig. Im Bereich der Glocknerdepression zeigt die Glocknerdecke die Form einer mehrere 10-er Kilometer großen Liegendfaltenstruktur, in deren Kern die Brennkogel- und Seidlwinkel-Gesteine eingebettet sind und vollständig von Bündnerschiefern ummantelt werden (ALBER 1976). Die Bündnerschiefer lassen sich dabei bis weit nach S zurückverfolgen (bis in die Gegend des Sonnblickkernes).

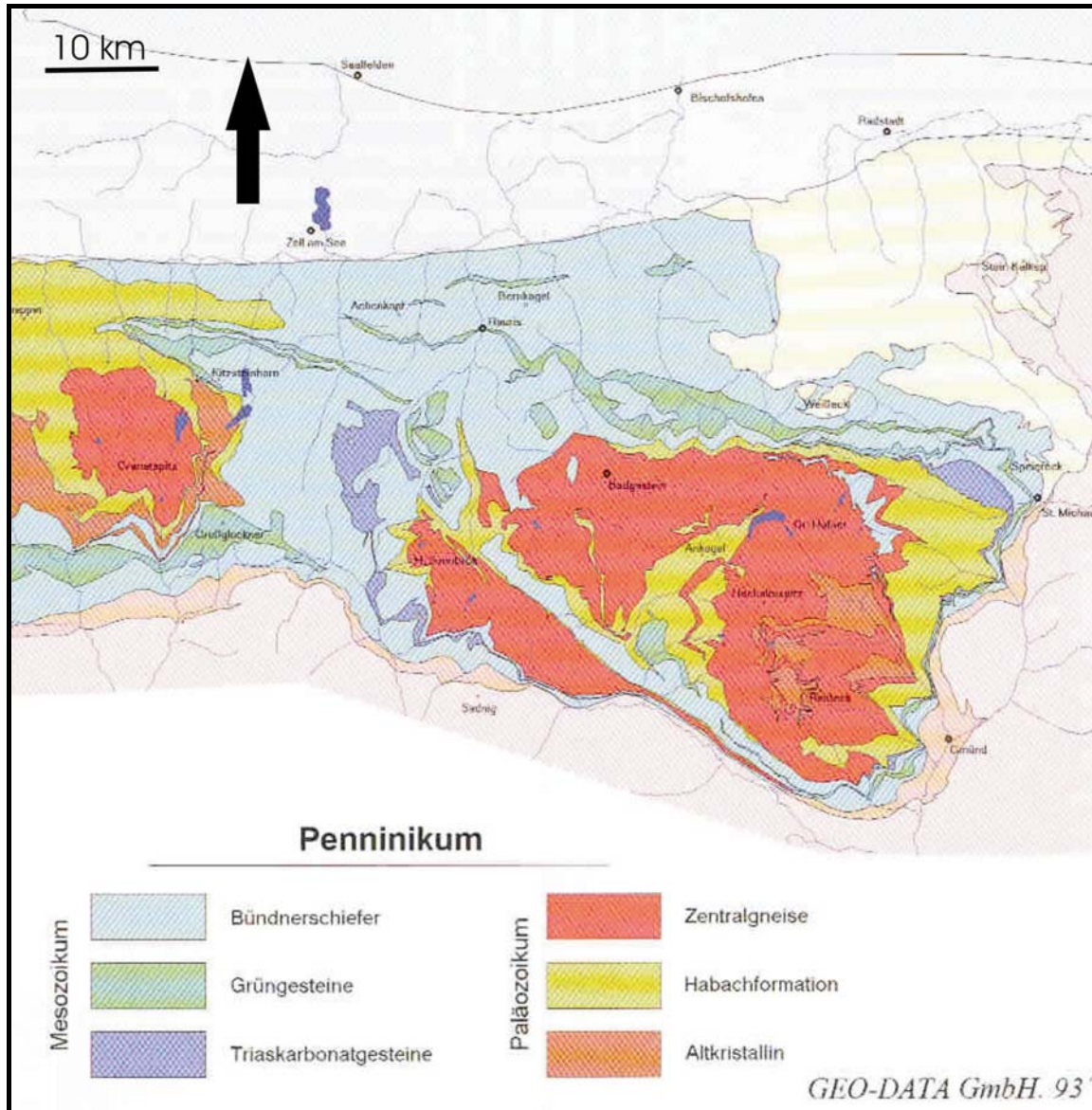


Abb. 80: Geologischer Aufbau des östlichen Tauernfensters. Im Bereich zwischen den Zentralgneisen ist gut die Glocknerdepression im Gebiet der Glockner-Hochalpenstraße erkennbar – verändert nach HÖCK et al. (1994).

Die Korrelation mit den anderen penninischen Fenstern stellt bis heute die Grundlage sehr kontroversieller Diskussionen dar. Generell kann diese Diskussion auf eine singuläre Frage reduziert werden:

Stellen die Zentralgneise der Tauern mittelpenninische Decken dar?

Von der Beantwortung dieser scheinbar einfachen Frage hängt die gesamte Korrelation mit den Westalpen ab.

Nachdem die kontinentalen Krustensplitter des Mittelpenninikums (Tasnadecke) im Engadiner Fenster nur wenig (im Vergleich zu den Bündnerschiefern) aufgeschlossen sind, lag es nahe, die tektonische Korrelation über die Sedimentdecken zu versuchen. Hier ist es von entscheidender Bedeutung, das Alter der Sedimentabfolgen zu ermitteln und daraus eine brauchbare (= kartierbare) stratigraphische Abfolge zu rekonstruieren und gleichaltrige Elemente zu korrelieren. Es

wurden daher im Tauernfenster Profile in der Matreier Zone und in der Glocknerdecke untersucht.

Profile im Tauernfenster (Tafeln 31-36)

Von besonderem Interesse waren die großflächig auftretenden Kalkglimmerschiefer- und Ophiolithserien der Glocknerdecke. Speziell für diese Gesteine wurden (z.B. von HÖCK & KOLLER 1989) auf Grund ihrer geochemischen Charakteristik Korrelationen zum Südpenninikum der Idalpe durchgeführt. Sedimentologische und vor allem stratigraphische Aspekte wurden dabei nicht beachtet. Der Korrelationsansatz ist jedoch höchst erfolgreich, wenn es gelingt, eine brauchbare Stratigraphie zu entwickeln. Dieses Vorhaben ist im Tauernfenster durch die intensive Deformation und Metamorphose sehr schwer zu verwirklichen, weil es bis heute keine 100%-ig eindeutigen Fossilfunde aus der Kreide, geschweige denn des Tertiärs gibt. Es wurde daher mittels eines **bio-, litho- und sequenzstratigraphischen Ansatzes** (s.o.) versucht, das Altersproblem zu umgehen.

Es wurden besonders 7 Profile geprüft:

- Glocknerdecke im Bereich der Franz-Josefs-Höhe
- Glocknerdecke im Bereich Virgental/Dorfertal (Osttirol)
- Glocknerdecke im Stubachtal
- Matreier Zone im Bereich Matrei
- Reckner Ophiolith
- Tuxer Joch - Frauenwand
- Nordrahmenzone zwischen Kaprun und Großarlal

Die besten Profile stellen die Profile im Bereich der Franz-Josefs-Höhe (Profil Schafnerloch), sowie die beiden Profile aus der Matreier Zone vom Blauspitz bei Kals und dem Reckner am N-Rand des Tauernfensters in der Wattener Lizum dar. Letztere beide Profile wurden von PESTAL untersucht, die abgebildeten Profile wurden während von ihm geleiteten Exkursionen aufgenommen.

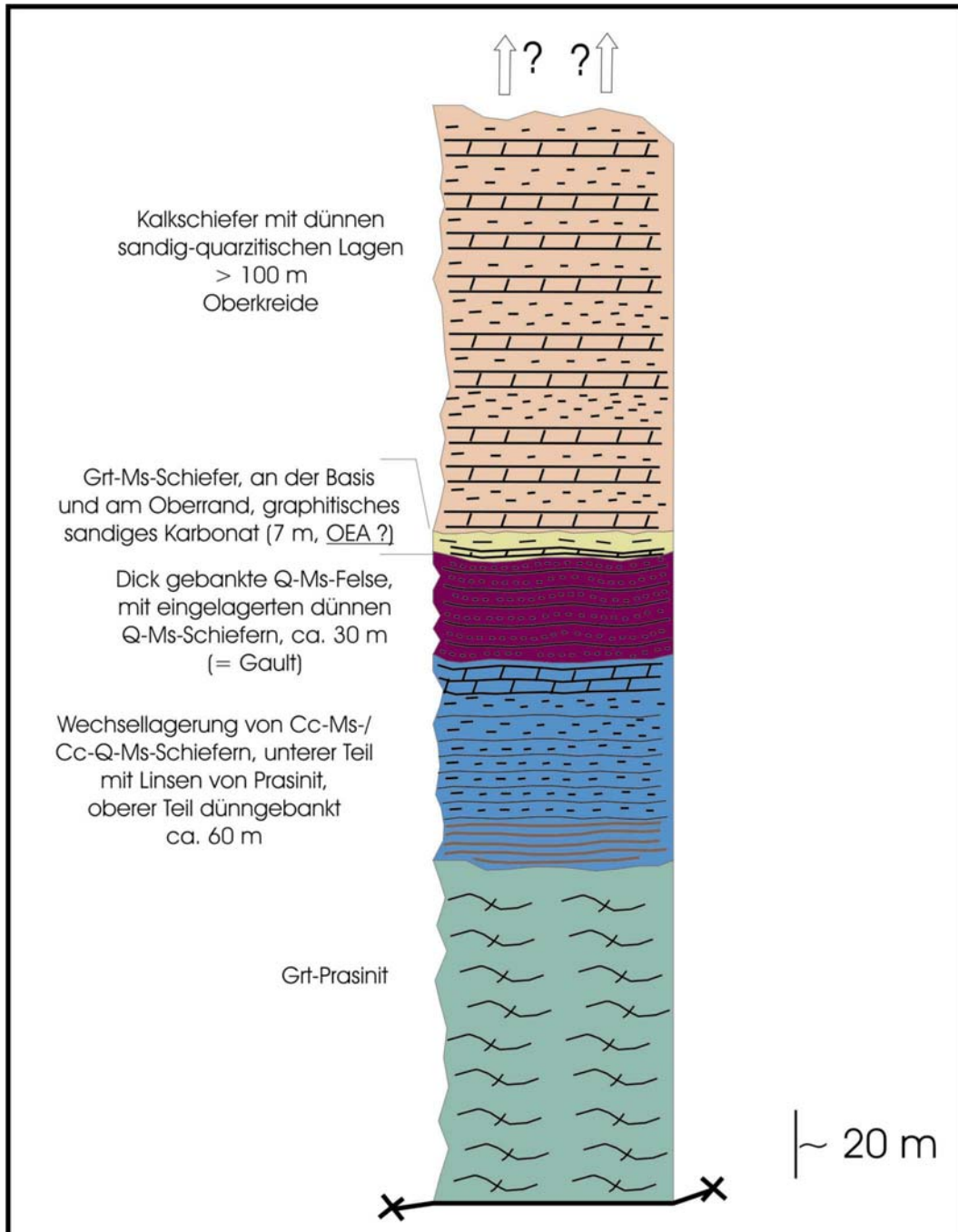


Abb. 81: Schichtfolge der Glocknerdecke im Bereich Schaflerloch.

Das Profil Blauspitz bei Matrei i. Osttirol (KOLLER & PESTAL 2003), ist dem Profil Silser See sehr ähnlich (PHILLIP 1982) und wird daher nicht gesondert dargestellt. Die Abfolge am Reckner (Tarntaler Berge) ist dem Profil Blauspitz ebenfalls sehr ähnlich und kann in DINGELDEY et al. (1998) nachgelesen werden.

Lithostratigraphische Korrelation

Den Mittelpunkt der Korrelation stellen die Bündnerschieferabfolgen des Unterengadiner Fensters dar. Dies deshalb, weil eine Korrelation sowohl direkt nach Osten zum Tauernfenster als auch nach Westen in den Prättigau-Querschnitt gut möglich ist (eine direkte Korrelation Prättigau – Tauern ist fast unmöglich).

Glücklicherweise sind im Unterengadin die Fossilien zum Teil noch erhalten, auch wenn die Metamorphose schon recht hoch ist, sodass auch innerhalb der Ostalpen erstmals eine fossilbelegte stratigraphische Abfolge in den hochmetamorphen Bündnerschiefern der tieferen Einheiten rekonstruierbar war. Wie in den vorangegangenen Kapiteln dargelegt, stellen die Bündnerschiefer der Zone von Pfunds eine großteils kretazische Abfolge dar, die blauschieferfaziell überprägt wurde und intensiver klein- bis großräumiger Verfaltung unterzogen wurde. Die Korrelation mit dem Prättigau läßt sich am einfachsten mittels der fossilbelegten Abschnitte der Schichtfolgen, unterstützt von Schwermineraluntersuchungen, durchführen. Wie schon von BERTLE (1999) dargelegt, scheint eine Parallelisierung der Abfolge vom Piz Roz mit der Gyrenspitz-Serie (NÄNNY 1948) naheliegend, sowohl das Alter als auch die Schwermineralführung betreffend. Ein dem Ruchberg-Sandstein äquivalentes Gestein wurde im Unterengadiner Fenster in der Zone von Pfunds bisher nicht gefunden. Die im Unterengadin aufgeschlossenen Formationen der Unteren Kreide sind in dieser Form im Prättigau leider nicht bekannt. Ähnliche Formationen sind nur in der Falknisdecke, die dem Mittelpenninikum zugeordnet wird (z.B. WEH 1998), bekannt, bzw. aus dem Rhenodanubikum in Form kleiner Tristelformation-Vorkommen an der Hohen Kugel auf ÖK-Blatt 112 Dornbirn (OBERHAUSER 1991). SCHWIZER (1983) postuliert für die Tristelformation-Vorkommen in der Fimberzone Schüttungen von S nach N. Er möchte z.B. die Vorkommen in der Fimberzone mit jenen des Fensters von Nüziders (EBERHARD 1984) korrelieren. BERTLE (2002) votiert jedoch auf Grund der Lagerungsverhältnisse in der Fimberzone für deren Tristelformation-Vorkommen eher für eine Schüttung letzterer nach S in Richtung des Südpenninikums und eine Schüttung der Tristelformation am Piz Tasna selbst gegen N Richtung N-Penninikum. Die Valzeinaserie (im Sinne von NÄNNY 1948) zeigt jedoch starke Merkmale einer anoxischen Sedimentation, wie sie für die Albien-Aptien-Zeit in vielen Gebieten bekannt ist. Eine Korrelation mit der Fuorcla d'Alb- und der Gault-Formation drängt sich auf, wobei man die Valzeina-Formation als sehr distalen Flysch betrachten könnte. Den Prättigau-Flysch würde ich als westliche Fortsetzung der Zone von Pfunds auffassen, wie es auch durch die in den tieferen Anteilen des Prättigauer Halbfensters auftretenden Carpholite (=> gleiches tektonisches Stockwerk wie der Piz Mundin nach BOUSQUET et al. 1998, 2002) impliziert wird.

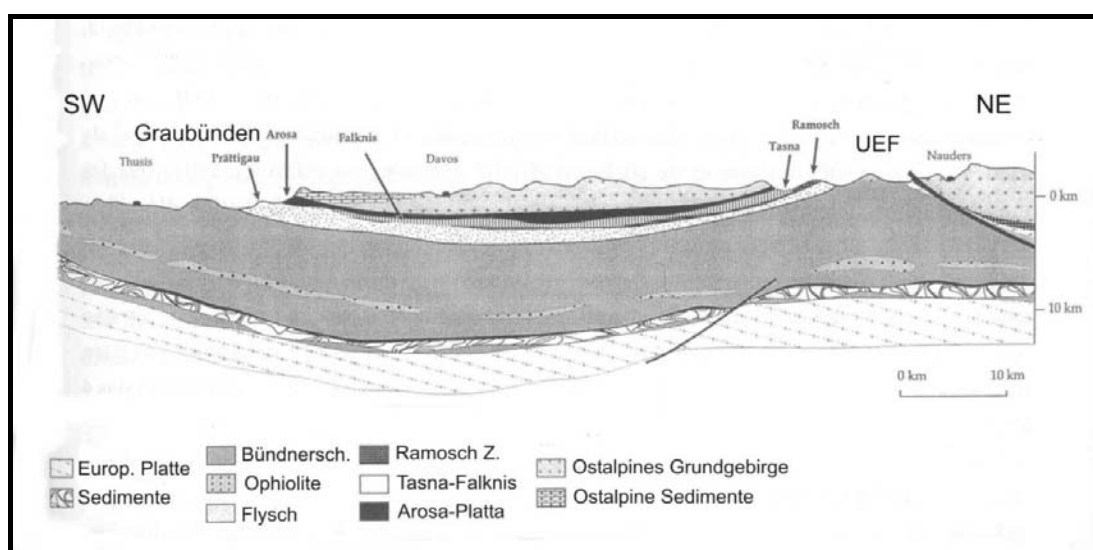


Abb. 82: Interpretiertes geophysikalisches Profil Prättigau – Unterengadiner Fenster (n. HITZ 1994).

Die strukturgeologischen Daten von WEH (1998) zeigen zudem das scheinbar gleiche Strukturinventar wie die Bündnerschiefer des Piz Mundins! Die Malmurainza-Abfolge würde daher den unteren und mittleren Oberkreideanteilen (= Sassauna-, Pfävisgrat- und Fadura-Serie, NÄNNY 1948) des Prättigau-Flysches entsprechen. Unter Einbeziehung der Arbeit von STEINMANN (1994) ergibt sich eine Korrelation der FdA-Formation und der unterlagernden Gaultformation mit der Nollaton-Formation der Grava- und Tomüldecke.

Das Rhenodanubikum würde paläogeographisch etwas N des Prättigau-Flysch – Zone-von-Pfunds-Bereiches zu liegen kommen. Man könnte damit auch die wenigen, kleinen Vorkommen von Tristelformation an der Hohen Kugel in Vorarlberg (OBERHAUSER 1991) gut erklären (als distaler Teil der Tristelschüttung von S). Dies steht zwar in Widerspruch zu den Ergebnissen von MATTERN (1999), ließe sich dafür aber mit den Ergebnissen der Arbeit von v. RAD (1972) gut in Einklang bringen! Das Rhenodanubikum im Vorarlberger Querschnitt würde dann vor allem von Schüttungen aus der Gegend des Helvetikums oder eines unbekanntem Krustensplitters in nördlicher Position gespeist werden, Aus diesem Gebiet sollten dann auch die Hellglimmer der Sandsteine vom Typ R. (R. = Reiselsberg) der Malmurainza-Formation geschüttet werden (es werden die Schüttungsrichtungen von MATTERN 1999 um 180° gedreht). Für eine Positionierung des Rhenodanubikums in nördlicher Position spricht auch, dass außer dem Rhenodanubikum nur noch die Feuerstätter Decke Granat als bevorzugtes Schwermineral führt. Die Feuerstätter Decke wird allgemein dem Übergangsbereich Ultrahelvetikum-Nordpenninikum zugeordnet (z. B. OBERHAUSER 1998).

Die Korrelation der Schichtglieder der Bündnerschiefer-Gruppe des Piz Mundins mit jenen der Glocknerdecke im Tauernfenster gestaltet sich wesentlich schwieriger, sind doch die Gesteine im Tauernfenster im Untersuchungsbereich Glockner Hochalpenstraße noch höher metamorph überprägt und stellenweise auch stärker durchbewegt. Trotzdem sind noch sedimentäre Strukturen wie Bankung und verschiedene Gesteinschemismen der Ausgangsgesteine, sowie stellenweise detritäre Fragmente im Sediment erkennbar. Als Hauptkorrelationshorizonte dienen die sedimentären Kontakte zwischen Basalt/Ultramafitit und Sediment und die Black shales der höheren Unterkreide (OAE 1c & 1d = Gault-Formation und Fuorcla d'Alp Formation am Piz Mundin).

Wie am Piz Mundin wurden im Profil Schaflerloch (– Tafernigleiten – Magneswand)(NE der Franz-Josefs-Höhe) sedimentäre Kontakte zum ozeanischen „Basement“ gefunden (Tuffite). Die Tuffite gehen im Profil Schaflerloch in eine Wechselfolge von Calcit-Muskovit- und Calcit-Quarz-Muskovit-Schiefer über, die dem Neokom am Piz Mundin entsprechen. Darauf folgt eine Abfolge von gut gebankten Quarz-Muskovit-felsen mit schmalen zwischengelagerten Quarz-Muskovit-Schiefern von ca. 30 m Mächtigkeit, die dem Gault entsprechen dürfte. Anzeichen eines turbiditischen Charakters der Abfolge sind gut erkennbar. Diese dickbankigen Gesteine werden von schiefrigen Gesteinen mit ungewöhnlichem Chemismus (40 % Quarz, 20 % Chlorit und Hellglimmer, 20 % Granat und 20 % Chloritoid) überlagert, die wiederum von einer dünnen Lage graphitischer, sandiger Karbonate gefolgt werden. Diese ungewöhnlichen Gesteine werden als hochmetamorphe Black shales des Aptien (*Rotalipora appenninica*-Zone ??) interpretiert. Die Schichtfolge am Schaflerloch wird dann durch Kalkschiefer mit dünnen sandig-quarzosen Lagen abgeschlossen.

Vergleicht man die Schichtfolgen des Tauernfensters mit jenen des Engadiner Fensters (Abb. 83 und 84) und des Prättigaus, so wird schnell ersichtlich, dass jene

Vorkommen mit Radiolarit im Tauernfenster in der gleichen hohen tektonischen Position wie der Idalp-Komplex im Unterengadiner Fenster und wie die Ophiolithvorkommen der Arosa-Zone im Prättigauquerschnitt zu finden sind. Es erscheint mir daher die Annahme einer Korrelation jener Vorkommen gerechtfertigt, die ich daher auch dem Südpenninikum zuordnen möchte (s.u.). Die Bedeutung von einzelnen Radiolaritfunden am Piz Mundin und in der Gegend des Piz Tasna ist nicht klar. Es handelt sich jedenfalls um sehr kleine Vorkommen, deren Alter nicht bekannt ist. Auch ihre kartierungsmäßige Beständigkeit ist im Gegensatz zu den südpenninischen Vorkommen nicht gegeben

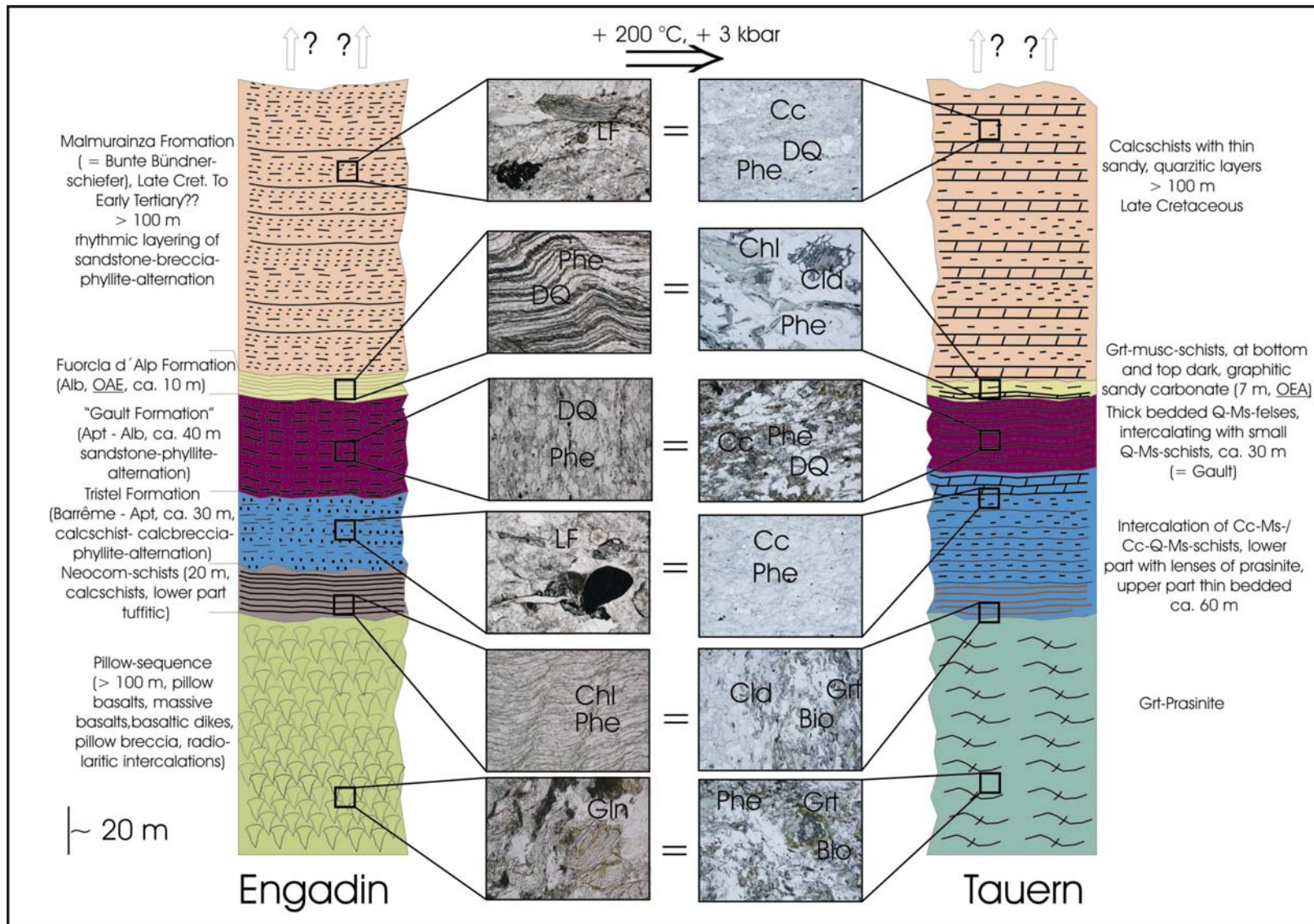


Abb. 83: Schichtenkorrelation Engadin - Tauernfenster

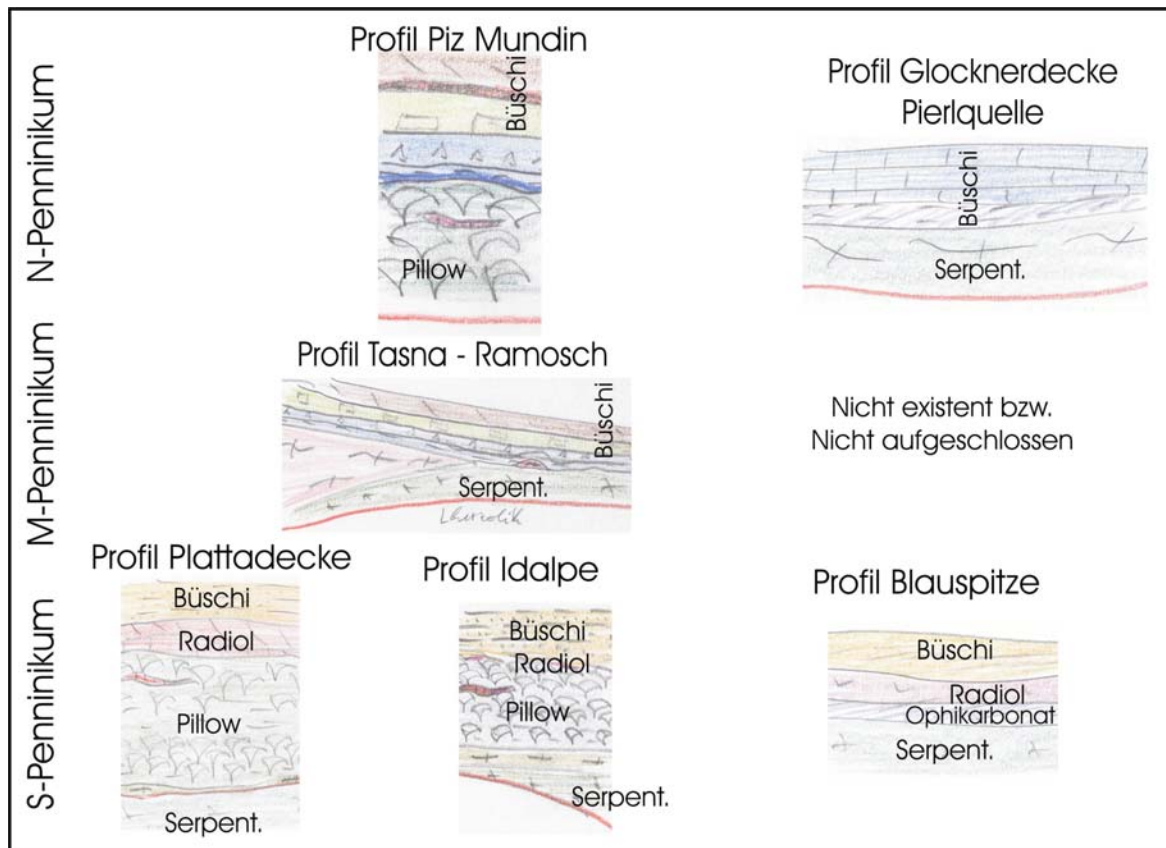


Abb. 84: Schichtfolgenkorrelation. Die Sedimentabfolgen der verschiedenen paläogeographischen Ablagerungsräume unterscheiden sich recht deutlich. Die Abfolgen von Tasna-Ramosch und Blauspitze liegen vermutlich beide an Kontinent-Ozean-Übergängen vom Typus „Iberia“ (MANATSCHAL & BERNOULLI 1999). Schichtmächtigkeiten siehe Abbildungen zuvor (Profile nach DIETRICH 1969, PHILIPP 1982, KOLLER & PESTAL 2003 und eigenen Beobachtungen)

Ein weiterer Unterschied zwischen den nord- und südpenninischen Abfolgen ist der Umstand, dass im Südpenninikum die Ultramafitite in der Regel von Radiolarit überlagert werden (Profile Blauspitz und Reckner im Tauernfenster, Profil Silser See in der Arosa Zone), während die nordpenninischen Ultramafitite (Kasereck und Pierlquelle) von Kalkschiefern überlagert werden und Radiolarit an der Kontaktzone fehlt.

Im Tauernquerschnitt wäre das Rhenodanubikum dann im Bereich zwischen Glocknerdecke und Brennkogel-Entwicklung zu suchen. Sämtliche Schwermineralschüttungen für das Rhenodanubikum müssten aus N bezogen werden – vielleicht von einem passiven Kontinentalrand, mit extensionellen Brüchen, die granatführende Gesteinsabfolgen zur Erosion freilegen – vielleicht Gesteine in der Art des „Alten Daches“ der Zentralgneise oder der Habach-Formation im Tauernfenster. Aus diesen Einheiten ist jedenfalls eine voralpine Metamorphose (die auch Granat in der metamorphen Paragenese führt, NEUBAUER et al. 1999) bekannt. Auch in den Externmassiven der Schweiz sind voralpine, granatführende Paragenesen bekannt. TRAUTWEIN et al. (2001) schlagen auf Grund ihrer FT-Daten eine nördliche Position der Greifensteiner Decke des Wienerwaldes (= Hauptflysch-Decke des restlichen Rhenodanubikums) innerhalb des Rhenodanubikums vor. Dies wäre in Einklang mit den oben vorgestellten Überlegungen einer Positionierung des Rhenodanubikums N der Zone von Pfunds.

9.) Geodynamik und paläogeographischer Werdegang

Die Hauptereignisse in der paläogeographischen Entwicklung des Untersuchungsgebietes stellen einerseits Ozeanöffnungen dar und andererseits deren Schließung in Folge von Subduktionsprozessen. Über die Öffnungsgeschichte des Südpenninikums des Untersuchungsgebietes kann wenig gesagt werden, da zu wenige Gesteine aufgeschlossen sind. Anders ist jedoch die Datenlage betreffend die Öffnung des Nordpenninikums.

Allein auf Grund der Kartierung und den Feldbefunden von FLORINETH & FROITZHEIM (1994) wurde das Exhumationsmodell für die Ultramafitite von Nauders-Riatsch entwickelt, das auch die ungleiche Erhaltung der primären Mantelparagenese im Streichen der Gesteine erklären kann:

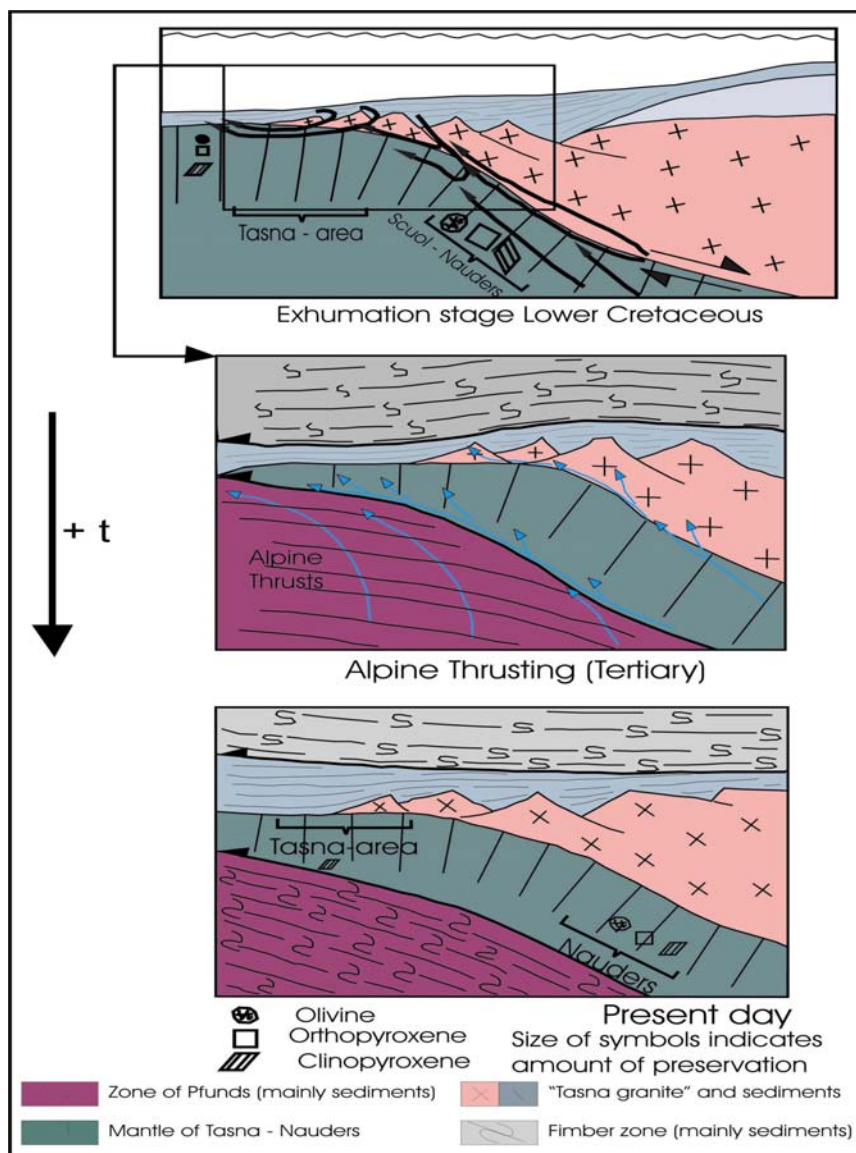


Abb. 85: Exhumationsmodell für die Nauderer Ultramafitite. Schwarze Pfeile zeigen den vermuteten Pfad der Fluide während der Exhumation, blaue Pfeile jene während des alpinen Decktransportes. Die Größe der Mineralsymbole gibt den Erhaltungszustand an (z.T. an FLORINETH & FROITZHEIM 1994 angelehnt).

Entlang eines detachements wird dabei der subkontinentale Mantel des Brianconnais exhumiert. Dabei kommt es zu Fluiddurchsatz des Mantels, wobei die Fluide vermutlich entlang von listrischen Brüchen eindringen und eine teilweise Serpentinisierung der Mantelgesteine bedingen. In alpiner Zeit kommt es in Folge der Orogenese zu Deckenüberschiebungen (s.u.). Das Tasnakristallin wird dabei auf stark wasserhältige Sedimente überschoben. Wasserzutritt führt zu weiterer Serpentinisierung des Ultramafitkörpers. Der zweifache Serpentinisierungsprozess verursacht schlussendlich die Verteilung der primären Mineralparagenese wie wir sie heute vorfinden.

Die in dieser Arbeit untersuchten Gesteinsstapel stellen einen hochkomplizierten polyphasen Akkretionskeil dar, der durch die Kollision der adriatischen mit der europäischen Platte und einem dazwischen liegenden Mikrokontinent während der letzten ca. 100 Ma entstanden ist. Die Bündnerschiefer des Engadiner Fensters zeigen 2 aufeinander folgende Akkretionsphasen, jede durch das Schließen eines schmalen ozeanischen Beckens und damit einhergehender Akkretion von kontinentaler Kruste und Subduktion ozeanischer Kruste charakterisiert. Beginnend mit der unteren Kreide – wie es aus paläomagnetischen Daten ersichtlich wird (z.B. DEWEY et al. 1989), setzt eine Drift der adriatischen Platte gegen N in Richtung des eurasischen Kontinents ein. Damit verbunden kommt es in den unterostalpinen Gebieten zu turbiditischen Entwicklungen in den Sedimentabfolgen und die die Turbidite verursachende Subduktion ozeanischer Kruste. Im Alttertiär ist die Subduktion derart weit fortgeschritten, dass es zur Kollision der adriatischen und der mittelpenninischen Platte kommt. Im Zuge des Subduktionsprozesses bilden sich Hochdruckgesteine in den subduzierten kontinentalen und ozeanischen Fragmenten, wie sie in der Fimberzone, der Plattadecke und der Matreier Zone erhalten sind (PHILIPP 1982, HANDY et al. 1996, KOLLER & PESTAL 2003).

Die mittelpenninische Kontinentplatte wird an den südpenninischen Akkretionskeil angeschweisst und erfährt zumindest in Teilen eine HP-Metamorphose, die Sedimentation wird jedoch im Alttertiär beendet (Eozän).

Durch die weitere Drift der adriatischen Platte (incl. des nun an der nördlichen Front angeschweissten Akkretionskeils) gegen N wird die Subduktion der penninischen Ozeanbecken fortgesetzt und es folgt die Akkretion und Subduktion der nordpenninischen Einheiten. Die Schließung der nordpenninischen Räume muss in kurzer Zeit erfolgt sein, finden sich doch in den helvetischen Decken Abkühlalter der alpidischen Metamorphose von 30 - 35 Ma (FREY & FERREIRO-MÄHLMANN 1999) und von ca. 25 Ma im Aar-Gotthard-Massiv am Grimselpass (DEMPSTER 1986 cit. in FREY & FERREIRO-MÄHLMANN 1999).

Unter Berücksichtigung der oben dargestellten Zusammenhänge wurde ein paläogeographisches N – S – Profil durch die penninischen Ozeane (im Querschnitt Engadiner Fenster) der Kreide gezeichnet (Abb. 86). Es wird die „alte“ Regel gut ersichtlich, dass das Wildflyschstadium (Wildflysch ist hier im klass. Sinne verwendet) in einer Sedimentabfolge gut die finale Subduktion eines bestimmten Gebietes zeitlich definiert bzw. vorankündigt:

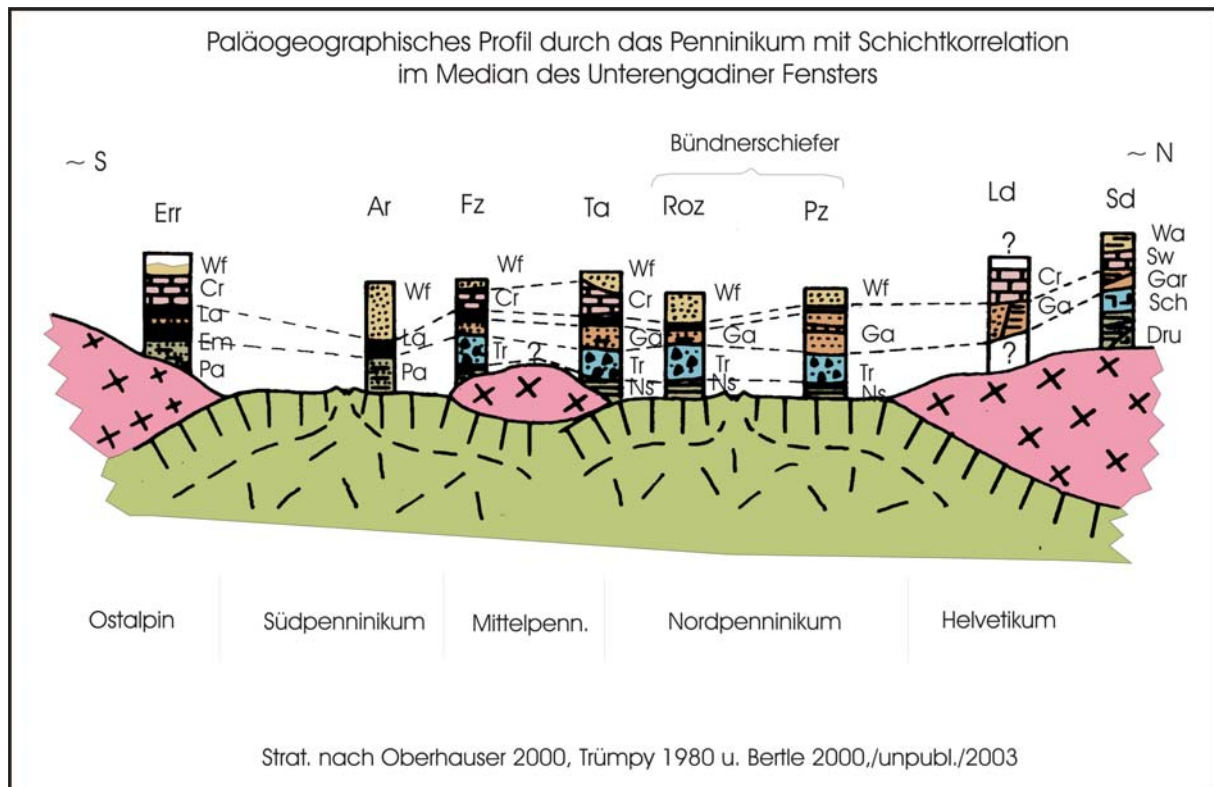


Abb. 86: Nicht maßstäbliches paläogeographisches Profil durch das Penninikum (Geometrie zur Zeit des Aptiums). Das Rhenodanubikum wäre N der Schichtsäule Pz zu positionieren, wahrscheinlich vollständig auf ozeanischer Kruste. Abkürzungen: Wf = „Wildfysch“, Cr = Couches Rouges, La = Lavagna F.??, Em = ??, Pa = Palombini F., Tr = Tristel F., Ns = Neokom-F., Ga = Gault-F., Dru = Drusberg F., Sch = Schrattenkalk, Gar = Garschella F., Sw = Seewer Kalk, Wa = Wang & Amden F.; Err = Err-D., Ar = Arosa Z., Fz = Fimber Z., Ta = Tasna D., Roz = Roz/Prättigau, Pz = Z. v. Pfunds, Ld = Liebensteiner D., Sd = Säntis D.

Von dieser „klassischen“ Ausgangsposition aus entwickelt sich dann durch fortschreitende Subduktion der penninischen Räume gegen S unter das Ostalpin der Bündnerschieferdeckenstapel der Alpen. Wahrscheinlich schon in der obersten Kreide erfährt das Unterostalpin eine druckbetonte Metamorphose. Ob diese im Bündnerland älter ist als in der Matreier Zone, den Tarntaler Bergen oder den Radstätter Tauern kann nicht entschieden werden, da die Datenmenge zu gering ist. Im Untereozän dürfte dann fast das gesamte Südpenninikum subduziert sein. In einem Subduktionsgraben kommen die letzten Wildfysche (im klass. Sinne) der Fimberzone zur Ablagerung, bevor dann kurz darauf das Mittelpenninikum an die andrifiende adriatische Platte angeschweisst wird. Generell gilt das schon lange bekannte Prinzip des „Jüngerwerdens“ der Wildfysche von S gegen N. Einzig die Zone von Pfunds (mit der früheren Roz-Zone) macht hier vielleicht eine Ausnahme. Es muss jedoch betont werden, dass die Datenlage in der Zone von Pfunds sehr schlecht ist (einziger Fossilbeleg umgelagerte Foraminiferen vom Piz Roz – BERTLE 1999). Die Verhältnisse im Prättigau legen nahe, dass auch für die Zone von Pfunds die Gültigkeit obiger Regel angenommen werden kann, auch wenn eindeutige Eozän-Fossilien bisher nicht gefunden worden sind.

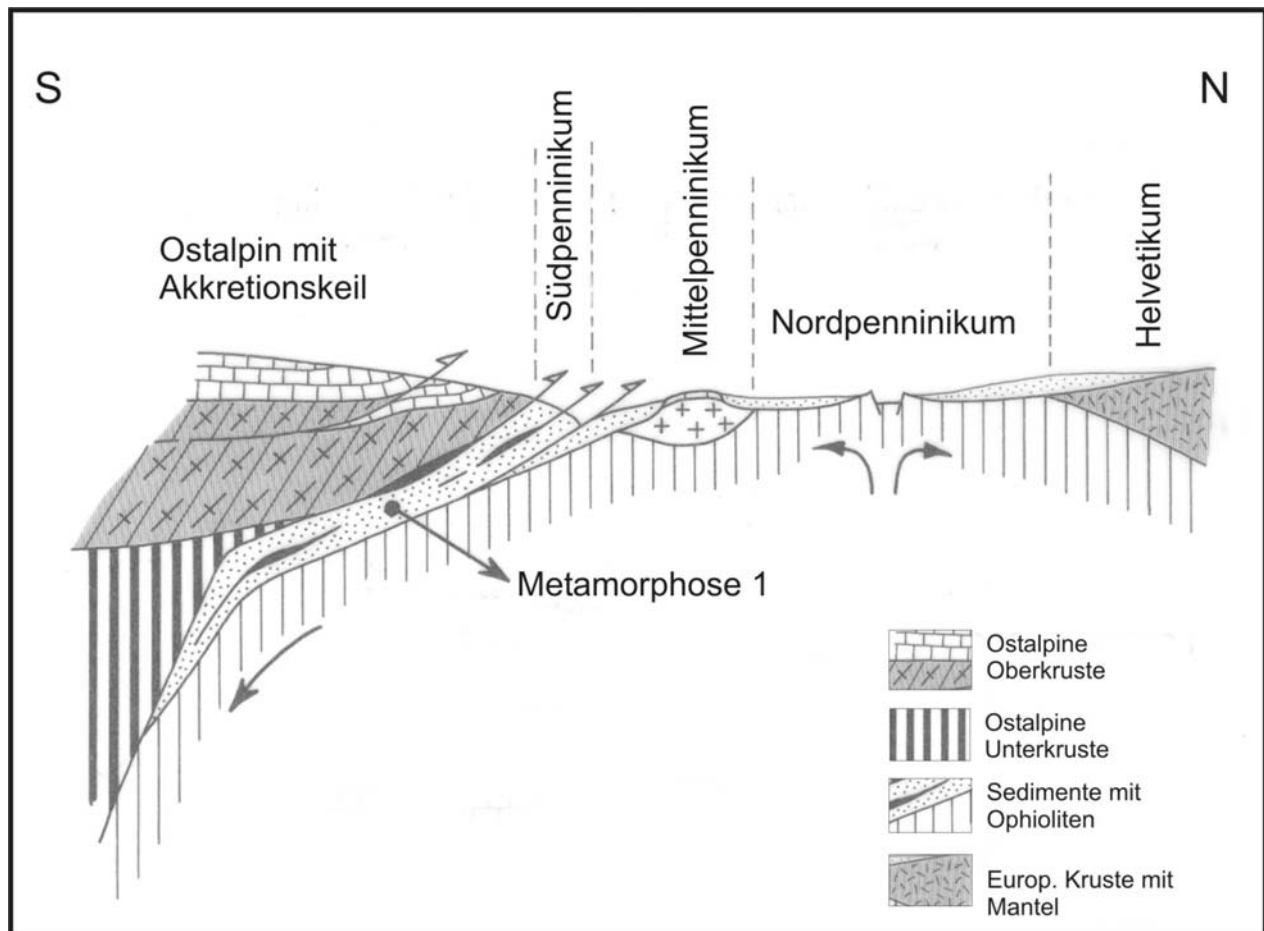


Abb. 87: Situation im Untereozän (nicht maßstäblich). Im subduzierten Südpenninikum kommt es zu HP-LT-Metamorphose („Metamorphose1“). In den Graben zwischen Akkretionsfront und Tasnahoch werden die Wildflysche der Fimberzone (OBERHAUSER 1983, BERTLE 2002) geschüttet. Die Engadiner Linie ist im Ostalpin nicht eingezeichnet.

Mit fortschreitendem N-wärts Drängen der adriatischen Platte wird das Tasnahoch in die Subduktion teilweise miteinbezogen und erfährt eine fragliche HP-LT-Metamorphose (Alkalamphibol in Gabbro, s.o.). Im Unteroligozän sind dann auch die Nordpenninischen Räume geschlossen, die subduzierten Gesteine des N-Penninikums erfahren ebenfalls eine HP-LT-Metamorphose („Metamorphose2“ – Abb. 88).

Schließlich wird die europäische Platte voll von der S-wärts gerichteten Subduktion erfaßt. In der abtauchenden europäischen Platte bilden sich Faltendecken, die im Engadiner Querschnitt einem „versenkten Duplex“ gleichen. Diese Duplexbildung in Zusammenhang mit einer abschiebenden Bewegung an der Engadiner Linie führen schussendlich zu jener geologischen Situation, wie wir sie heute vorfinden (Abb. 89).

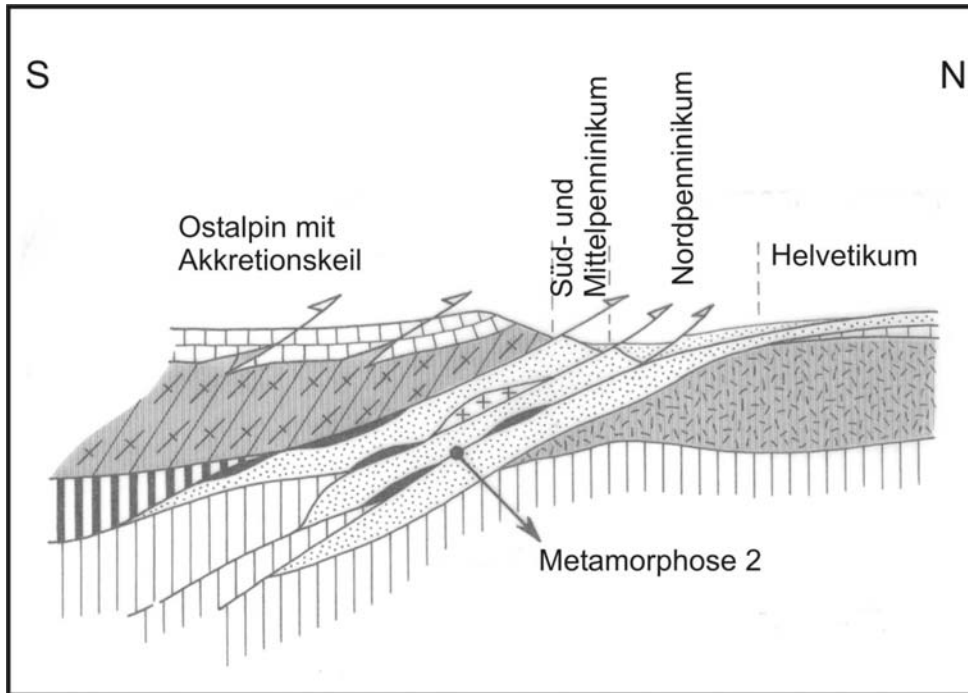


Abb. 88: Situation im Unteroligozän. Die subduzierten N-penninischen Gesteine erfahren eine HP-LT-Metamorphose („Metamorphose 2“). Bald darauf setzt die Aktivität an der Engadiner Linie ein.

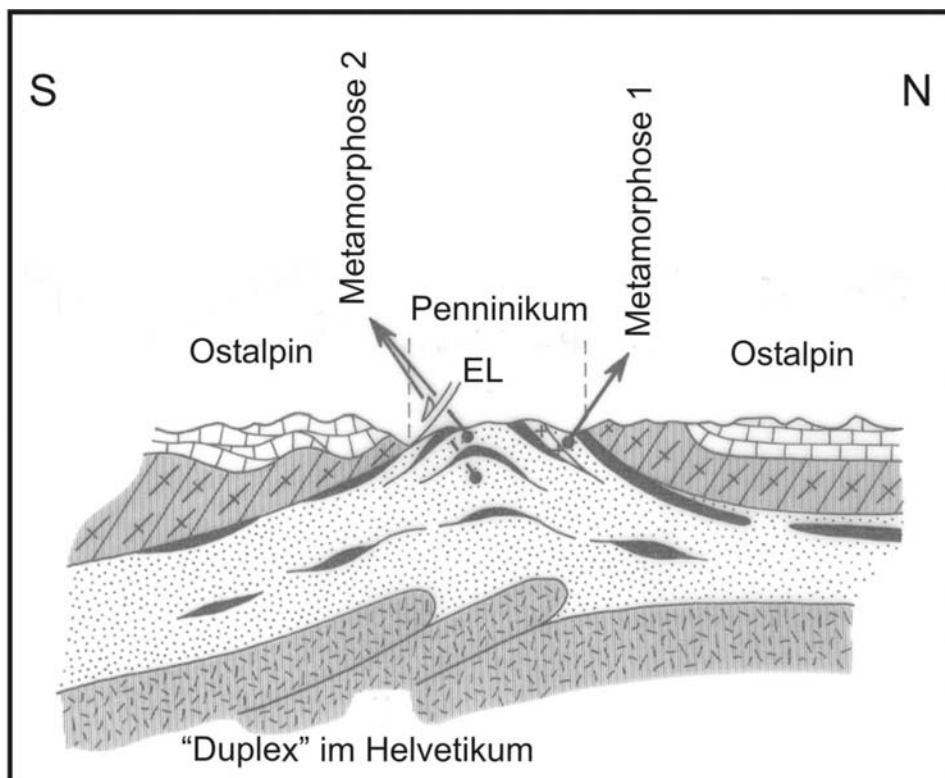


Abb. 89: Geologisches Profil durch das Engadiner Fenster. 2 verschieden alte HP-LT-metamorphe Ophiolithabfolgen (jene des S- und jene des N-penninikums) liegen im Deckenstapel innerhalb kurzer Distanz übereinander. Das UEF stellt daher einen wunderbaren Querschnitt durch einen komplex gebauten Akkretionskeil mit 2 Ophiolith-Suturen dar.

10.) Das Quartär (Tafeln 37-42)

Im Arbeitsgebiet wurde das Quartär, soweit es im Rahmen der Kartierung möglich war, in verschiedene Kartiereinheiten unterteilt, wobei jedoch nicht so ins Detail gegangen werden konnte, wie es die ausgezeichneten Arbeiten von SCHLUSCHE (unpubl. und SCHLUSCHE & BERTLE 2004) tun. Es wurden – soweit möglich – folgende Unterscheidungen getroffen:

Moränenwälle	Blockmoräne
Blockgletscher	Solifluktionsböden
Schuttkegel trocken	Schuttkegel nass (fluviatil)
Schuttkegel intermediate (nass-trocken)	Schmelzwasserrinnen
Rundhöcker	Toteislöcher
Murstöße	Terrassenkanten
Gleitungen	Bergzerreibungen (oft Sackungen)
Bergsturzbauwerk	Hangschutt
Erratika	Seesedimente
Rezente Flussablagerungen	

Die Quartärentwicklung des Unterengadins ist noch wenig bekannt, monographisch wurde das Gebiet bisher in jüngerer Zeit nur von SCHLUSCHE & BERTLE (2004) bearbeitet.

Als Anhaltspunkte für die Eisfreiwerdung können jedoch folgende Daten gewertet werden:

- 1.) Pollendaten von Motta Naluns, h ~2170 m, bei Scuol (van der KNAAP & AMMANN 1997):

Die Basis des Profiles von Motta Naluns oberhalb Scuol liegt in 300 cm Tiefe. Die untersten Schichten werden stark von Pinus (>50 % des Pollenspektrums) dominiert und werden im Alter mit 11.500 a cal BP angegeben. Es ist ein vollständiges Pollenprofil bis in die Neuzeit erhalten.

- 2.) Pollendaten vom Schwarzsee, h ~1721 m, bei Nauders (WELTEN 1982 b, van der KNAAP & AMMANN 1997):

Das Profil wurde von WELTEN (1982 b) aufgenommen und von van der KNAAP & AMMANN (1997) nochmals untersucht. Das Profil setzt mit stark dominanten Pinusanteilen in ca. 530 cm Tiefe ein. Als Alter wird für die tiefsten Schichten von van der KNAAP & AMMANN (1997) ein Alter von ca. 14.000 a cal BP angegeben.

- 3.) Pollendaten von Chanoua, h ~ 1590 m, bei Ardez (ZOLLER et al. 1996):

Das Profil Chanoua ist 470 cm tief, die Lagen bei 430 cm wurden von ZOLLER et al. (1996) auf 17.100 a BP datiert. Dieses Alter scheint nicht unmöglich zu sein, passt doch das Pollenspektrum dieses Profils bei 420 cm schon recht gut mit dem Pollenspektrum des Profiles Schwarzsee, ab Tiefe 525 cm, zusammen. Besonders gut ist die Übereinstimmung bei Pollenzone V nach FIRBAS (1949).

Die Moränen im Gebiet der Alp Tea auf einer Höhe von ca. 2050 bis 2150 m dürften dem Egesen-Stadium zugehören, die Blockmoräne von der Alp Tea talwärts wahrscheinlich dem Daun- bis Gschnitz-Stadium?

Die wunderschönen Erratika im Bereich der Schmelzwasserrinnen-Landschaft von Nauders – Riatsch – Schwarzsee dürften noch früheren Stadien angehören. Sie könnten knapp nach der Trennung des Engadiner Eisstromes vom Vintschgauer Eisstrom abgelagert worden sein. Auf den S-Hängen des Kammes Mutler – Piz Alpetta finden sich massenhaft Erratika. Diese sind jedoch nur bis in eine Höhe von max. 2000 m auffindbar. Der maximale Eisstand im Bereich der Alp Tea kann auf Höhe Motta d'Alp vermutet werden (= ca. 2100 m), auch wenn ein maximaler Stand von ca. 2350 bis 2400 m nicht ausgeschlossen werden kann (Piz Murtera S-Seite, Piz Lad NE-Seite). PENCK & BRÜCKNER (1909) in ihrem Monumentalwerk möchten den höchsten Eisstand gar auf 2500 bis 2600 m ansiedeln. Dies erscheint mir jedoch in Anbetracht der vorhandenen Morphologie wenig wahrscheinlich.

Über das Ausmaß der glazialen Übertiefung des Engadins gibt uns die unveröffentlichte Bohrung „Ovella“ im Canyon von Finstermünz Auskunft. Die dort abgeteufte Bohrung durchörterte über mehr als 80 m Lockergesteine, bis sie ca. 80 m unterhalb des heutigen Flussniveaus des Inns auf den anstehenden Fels (Bündnerschiefer) traf.

Die jüngere Geschichte der Talentwicklung ist in SCHLUSCHE & BERTLE (2004) genügend detailliert wiedergegeben, weshalb auf eine detaillierte Darstellung verzichtet wird.

Nach dem Abschmelzen des Eises kam es einerseits infolge neotektonischer Aktivität entlang des Engadiner- und Reschenlineaments und andererseits durch Hangentspannung zu großflächigen Massenbewegungen. Dies betrifft im engeren Untersuchungsgebiet vor allem die Südhänge des Piz Mundin-Mutler-Kammes, die großflächig Gleitungen aufweisen (Alp Tea nova, Piz Malmurainza S-Seite, Motta Mundin, Minger, Val Zipla-Pra dadora, Val Gronda, Staffas), aber auch die W-Hänge des Val Sampuoir. In all den genannten Fällen handelt es sich um großflächige Gleitungen, die ihre Ursache im Schichtgleiten entlang den Schieferungsflächen haben. Im Bereich des Val Sampuoir findet sich im Hang gegen den Kamm Mutler – Pizet eine Großsackung. Vergleichbare Massenbewegungen können S des Inns im engeren Arbeitsgebiet nicht beobachtet werden. Im weiteren Arbeitsgebiet dagegen dominieren Sackungen und zwar N des Inns im Gebiet Pfunds – Kobl – Hahntenn (hier zerrißt es sprichwörtlich z.B. das Gasthaus Alpenrose) und S des Inns im Bereich Pfunds – Kajetansbrücke – Ulrichskopf. Im Gamortal bei Nauders wiederum treten Gleitungen – hier Öztalkristallin auf Engadiner Fenster – auf. Ähnliche Bewegungsmechanismen können E der Ziwundaschg angetroffen werden. Die N-Seite des Kreuzjoches E Nauders wird wiederum von Sackungen geprägt.

Konstante Schuttproduktion im Oberen Lahngang hängt direkt mit Bewegungen entlang des Engadiner Lineaments zusammen und hat letzten Endes auch zur Aufgabe der alten Straße nach Nauders gezwungen.

Das Engadiner Lineament ist ja auch (teil)verantwortlich für die oben beschriebenen Gleitungen auf den S-Hängen des Kammes Mutler – Piz Alpetta (auch weiter Inn-aufwärts bis Scuol finden sich in gleicher Lage zahlreiche Großgleitungen), indem das Lineament eine Klüftung parallel zum Innverlauf bedingt, an der eine massive Schwächung des Schichtverbandes eintritt und es bei zu großen Zugspannungen zum Losgleiten von Felsverbänden kommt. Dies ist auf dem unten dargestellten Lagenkugeldiagramm einfach ersichtlich:

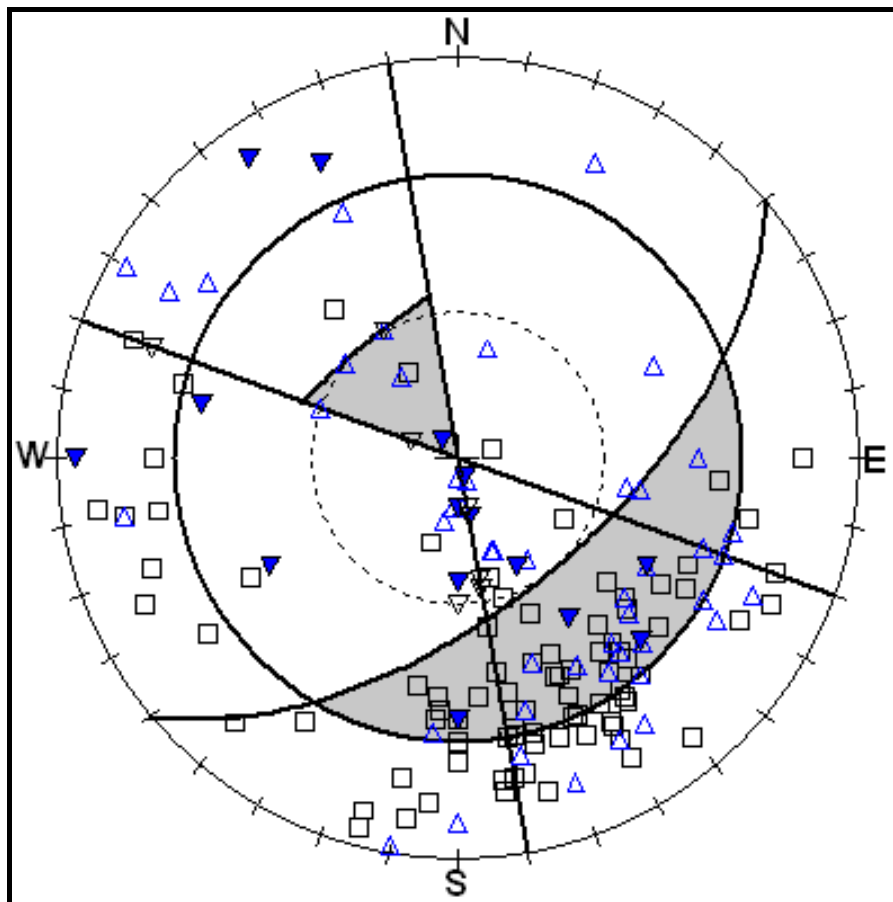


Abb. 90: Stabilitätsanalyse von Hangböschungen mittels Lagenkugeldiagramm. Es wurden alle Schieferungsflächen (Quadrate), Achsialebenenschieferungen (leere Dreiecke) und Crenulationsschieferungen (gefüllte Dreiecke) berücksichtigt. Die Gefügeelemente wurden als Vektoren des Einfallens dargestellt. Für den Talverlauf des Engadins wurde ein Streichen von 140° angenommen, die Hänge wurden mit 60° Steilheit angesetzt und ein möglicher Reibungswinkel für das s von $\varphi = 30^\circ$ verwendet. In den grau hinterlegten Gefügebereichen ist potentielles Geiten bzw. Sacken möglich. Die Tatsache, dass entlang des Talverlaufes des Engadins großflächige Gleitungen auftreten, läßt vermuten, dass mitunter ein noch niedrigeres φ regional anzusetzen ist (besonders für die FdA-Formation). In diesem Fall wird die halbmondförmige graue Fläche noch größer.

Neotektonische Aktivität ist bis in die jüngste Vergangenheit entlang des Engadiner Lineaments zu verzeichnen. Dies äußert sich in erster Linie in einer erhöhten seismischen Aktivität in der Umgebung des Lineaments. Ein Blick auf die Verteilungskarte der Erdbeben der Schweiz im Zeitraum 1975 bis 2002 verdeutlicht dies (siehe BAER et al. 2003). Im Untersuchungsgebiet finden sich weitere Hinweise, von denen 3 Beispiele genannt seien:

1.) Betrachtet man die W-Seite des Bazallers oberhalb der Reschenbundesstraße, so erkennt man fast senkrecht stehende, dominante Klüftungen bis Störungen, die u.a. für die Entstehung des „Oberen Lahnganges“ verantwortlich sind. In diesem Tobel kann eine aktive Schuttbildung beobachtet werden, welche meines Erachtens

auf neotektonische Aktivität entlang des Lineaments zurückzuführen ist. Der Abgang des gewaltigen Bergsturzes von Val Zipla – Pra dadora – Vinadi ist letzten Endes auch auf neotektonische Aktivität entlang des Engadiner Lineaments zurückzuführen.

2.) Als eines der vielen Beispiele im Unterengadin, die von SCHLUSCHE entdeckt wurden, sei der Aufschluss im Bachlauf des Val Gronda gleich N der Kirche von Martina genannt. Der Aufschluss läßt grob dreiteilen (s. Abb. 91):

- an der Basis etwas bachaufwärts hartgepresste Grundmoräne mit hochdiversifiziertem Geröllspektrum
- feinsandiger, geschichteter Sedimentkomplex; vermutlich in einem See abgelagert
- grober Schotterkomplex, der einen Channel-fill beinhaltet und von der Bodenschichte überlagert wird

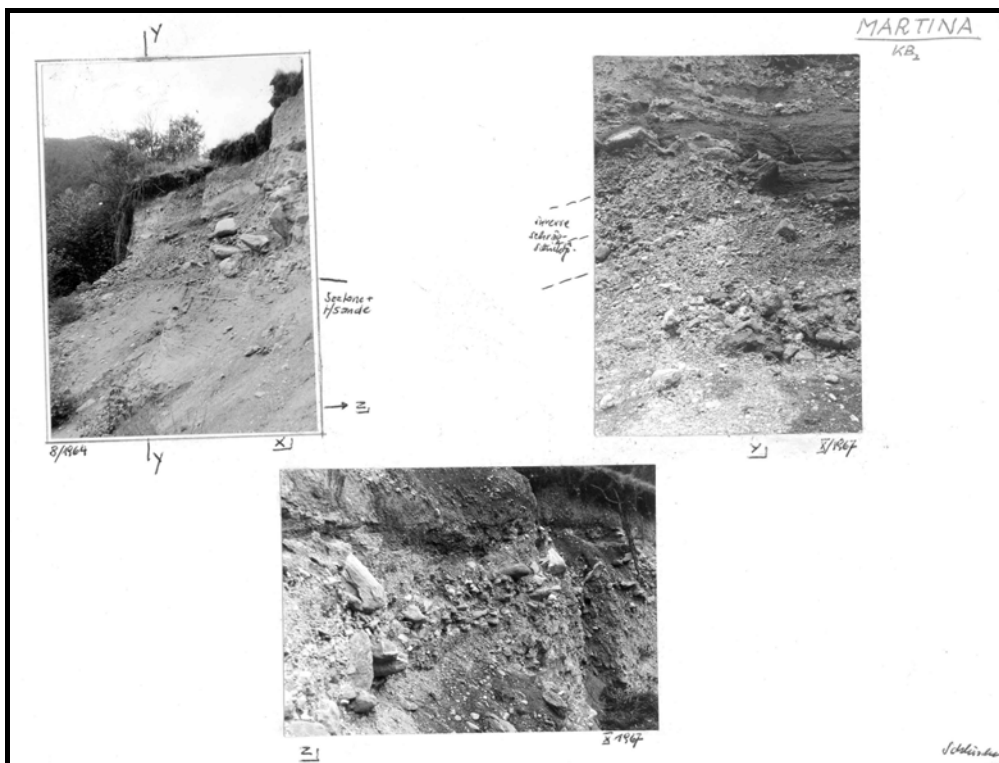
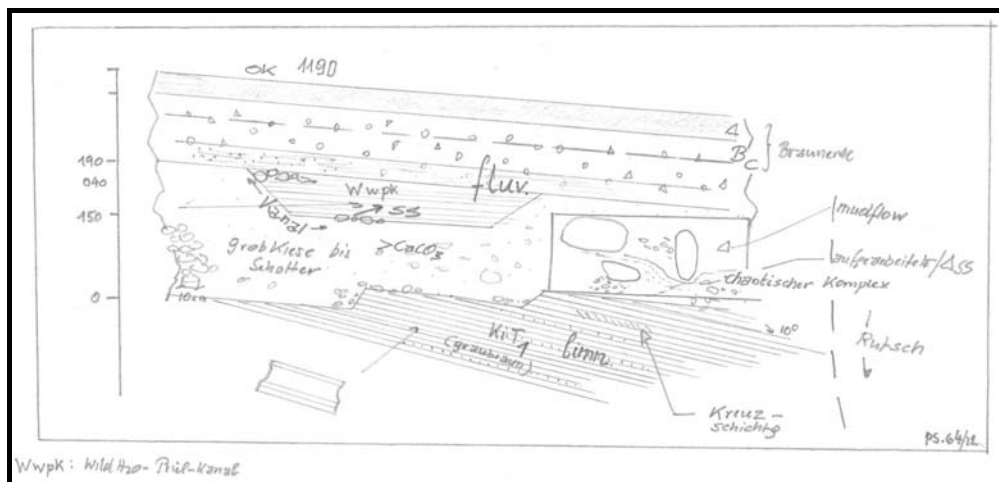


Abb. 91: Aufschluss Martina – Kirchbach (aus SCHLUSCHE & BERTLE 2004)

Im Feinsandkomplex (in oberer Abbildung als KiT1 bezeichnet) können Bruchstrukturen entdeckt werden, die steil gegen S einfallen (siehe Tafel 41). Diese Störungsrichtung konnte von SCHLUSCHE in mehreren Beispielen im Luftbild von Sedimentkörpern in die benachbarten Festgesteinsvorkommen verfolgt werden. Die Versätze im Aufschluss entsprechen genau der Richtung, die man aus der Analyse von Spröddaten (SCHMID & FROITZHEIM 1993) erwartet, nämlich nach S(E). Hangtektonische Aktivität kann zumindest für diesen Aufschluss auf Grund der Kartierung ausgeschlossen werden.

3.) In der Plattamala finden sich am Fuß der Felswände aus Tasnakristallin Schutthalden (siehe CADISCH et al. 1963), die eine merkwürdige Verteilung der Vegetation zeigen (siehe auch Tafel 41, 42):

Der Bereich von der Grenze „Tasnagranit anstehend“ zu Hangschutt wird von einer geschlossenen Vegetationsdecke bedeckt. Weiter gegen Tal endet die Vegetationsdecke jedoch fast genau entlang einer Höhenlinie in halber Erstreckung der Schuttkegel (siehe Tafel 41, 42, SCHLUSCHE in TRÜMPY 1972). Die genaue Analyse von SCHLUSCHE zeigt, dass in diesem Bereich auch das Engadiner Lineament durchzieht (siehe auch TRÜMPY 1972) :

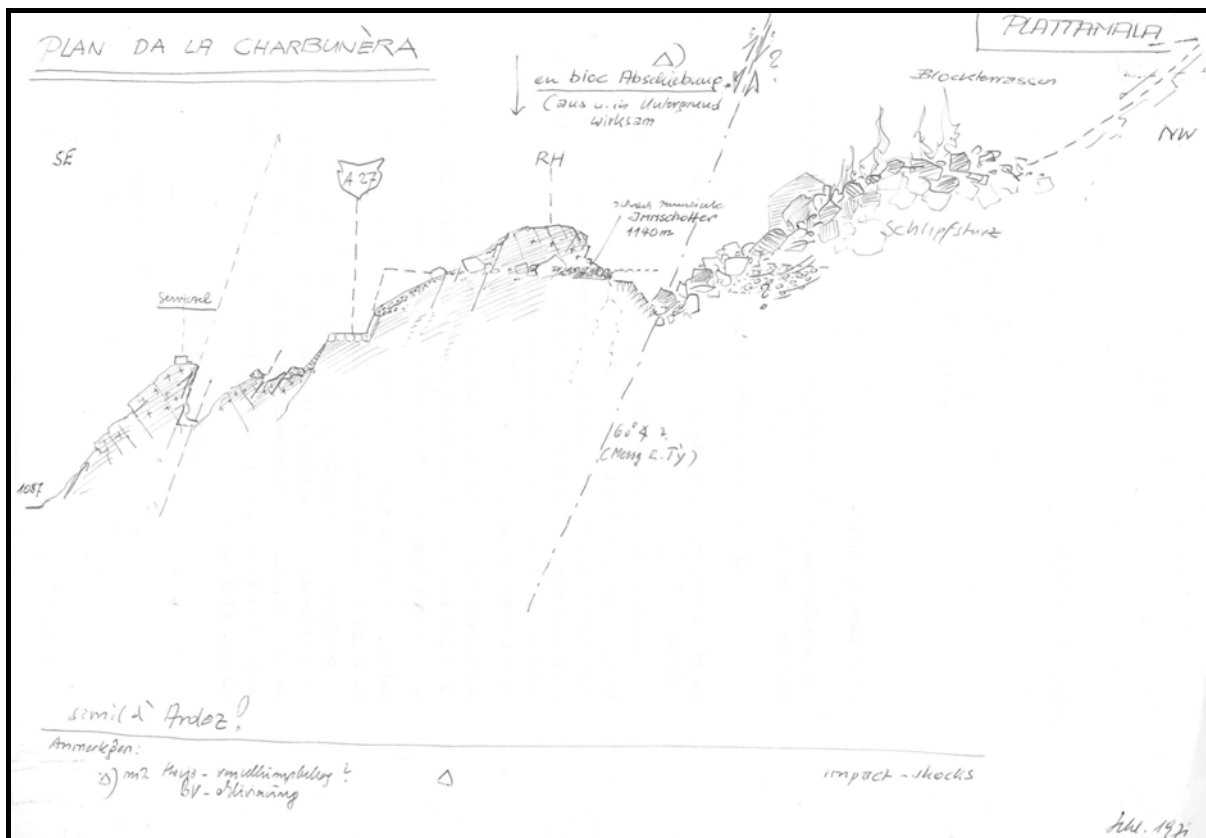


Abb. 92: Profil durch die Plattamala mit eingezeichneten Störungen (Skizze von SCHLUSCHE unveröffentl.)

Es kann nun spekuliert werden, dass rezente tektonische Aktivität zur Aktivierung der Erosion führt, die wiederum ein Aufkommen von dichter Vegetation stört. Dies ist

jedenfalls die Erklärung von SCHLUSCHE (der ich mich voll anschließe) in der Arbeit von TRÜMPY (1972).

Auch die hydrothermale Aktivität im Bereich Scuol – Tarasp hat ihre eigentliche Ursache in später, spröder tektonischer Aktivität. Der Thermalwasserbezirk liegt nämlich genau im Kreuzungspunkt des Engadiner Lineaments mit der Clemgia-Störung. Die interferierenden Klüftungen erzeugen optimale Kluftwegigkeiten, die ein Aufsteigen der Thermalwässer ermöglichen. Eine ähnliche Konstellation dürfte auch für den Sauerling von Prutz am E-Ende des UEF verantwortlich sein.

11.) Literatur

- AGARD, P., GOFFE, B., TOURET, J.L.R. & VIDAL, O. 2000: Retrograde mineral and fluid evolution in high pressure metapelites (Schistes lustrés unit, Western Alps). – *Contrib. Mineral. Petrol.*, 140, S. 296-315.
- AGARD, P., MONIE, P., JOLIVET, L. & GOFFÉ, B. 2002: In situ laser probe $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the schistes lustrés complex (Cottian Alps): exhumation and implications for the Western Alps. – *Journ. of metam. Geology*, 20/6, S. 599-618.
- AGARD, P., JOLIVET, L., & GOFFÉ, B. 2001: Tectonometamorphic evolution of the schistes lustrés complex: implications from the exhumations of HP and UHP rocks in the Western Alps. – *Bull. Soc. Geol. France*, 2001, 5, S. 617-636.
- AGARD, P., VIDAL, O. & GOFFE, B. 2001: Interlayer and Si content of phengite in HP-LT carpholite-bearing metapelites. – *J. metam. Geology*, 19, S. 477-493.
- ALLEMANN, F. 1956: Geologie von Liechtenstein unter besonderer Berücksichtigung des Flyschproblems. – *Jb. Hist. Verein Liechtenstein*, Bd. 56.
- ALBER, J. 1976: Seriengliederung, Metamorphose und Tektonik des Hocharngbietes (Rauristal, Salzburg). – Unveröff. Diss. Univ. Wien, 229 Seiten.
- ALLEMANN, F. 2002: Erläuterungen zur Geologischen Karte des Fürstentums Liechtenstein. – Regierung des Fürstentums Liechtensteins, Vaduz. 129 Seiten.
- ALLEMANN, F., BLASER, R., & NÄNNY, P. 1951: Neuere Untersuchungen in der Vorarlberger Flyschzone. - *Eclog. geol. Helv.*, 44, Basel 1951.
- ALLEMANN, F., GRÜN, W. & WIEDMANN, J. 1975: The Berriasian of Caravaca (Prov. of Murcia) in the subbetic zone of Spain and its importance for defining this stage and the Jurassic-Cretaceous boundary. - *Mém. Bur. Rech. géol. Min.*, 86, S. 14-22.
- ALLEMANN, F. & REMANE, J. 1979: Les Faunes de Calpionelles du Berriasien supérieur/Valangien. – [In:] BUSNARDO, J.-P., THIEULOY, M., MOULLADE, M. et.al.: Hypostratotype mesogéen de l'étage Valangien. – *Les stratotypes français*, 6, C.N.R.S., Paris, 1979.
- AMANN, A. 1985: Zur Geologie des nördlichen Silvrettakristallins. – Unveröff. Diss. Univ. Innsbruck, Innsbruck 1985.
- AMPFERER, O. & HAMMER, W. 1911: Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee. - *Jahrb. k.k. Geol. R.-A.*, LXI, S. 531-711.
- AMPFERER, O. 1916: Beiträge zur Glazialgeologie des Oberinntales. - *Jahrb. k.k. Geol. R.-A.*, 65, S. 289-316.
- ANDERSON, M. G. & RICHARDS, K. S. 1987: Slope Stability – Geotechnical Engineering and Geomorphology. – John Wiley & Sons, 656 Seiten.
- ARNAUD-VANNEAU, A., BOISSEAU, T., DARSAC, C. 1988: Le genre TROCHOLINA PAALZOW 1922 et ses principales especes au cretace. - *Rev. de Paléobiologie*, Vol. Spéc., 2, Genève 1988.
- AVIGAD, D., MATTHWES, A., EVANS, B.W. & GARFUNKEL, Z. 1992: Cooling during the exhumation of a blueschist terrane: Sifnos (Cyclades), GreCalcite. – *Eur. J. Mineral.*, 1992, 4, S. 619-634.
- BADERTSCHER, N.P., ABART, R., BURKHARD, M. & McCAIG, A. 2002: Fluid flow pathways along the Glarus overthrust derived from stable and Sr-isotope patterns. – *Amer. Journ. of Science*, 302, S. 517-547.
- BAER, M und 20 al. 2003: Earthquakes in Switzerland and surrounding regions during 2002. – *Eclog. Geol. Helv.*, 96/2, S. 313-324.
- BARSCHE, D. 1996: Rockglaciers – Indicators for the Present and Former Geocology in High Mountain Enviroments, Springer Verlag, 345 Seiten.

- BAUMGARTNER, P.O., 1984: A middle Jurassic-Early cretaceous low-latitude radiolarian zonation based on unitary associations and age of Tethyan radiolarites. - *Eclog. geol. Helv.*, 77/3, S. 729-837, Basel 1984.
- BEARTH, P. 1932: Die Diabasgänge der Silvretta. - *Schweiz. Min.Pet. Mitt.*, XII, S. 147-179.
- BEARTH, P. 1933: Über Gangmylonite der Silvretta. - *Schweiz. Min.Pet. Mitt.*, XIII.
- BECKER, E. 1999: Orbitolinen-Biostratigraphie der Unterkreide (Hauterive – Barreme) in den spanischen Pyrenäen (Profil Organya, Prov. Lerida). – *Revue Paléobiol. Geneve*, 18/2, S. 359-489.
- BENCIOLINI, L. 1994: Metamorphic evolution of the Silvretta gabbro and related rocks (Upper Austroalpine, Central Alps). Its bearing on the pre-Mesozoic history of the Alpine area basement. – *Mem. Sci. Geol.*, 46, S. 353-371.
- BENZ, A. & MARTINI, H. J. 1969: *Lehrbuch der Angewandten Geologie, Band II.* - F. Enke Verlag, Stuttgart 1969.
- BERNAUS, J.M., ARNAUD-VANNEAU, A. & CAUS, A. 2002: Stratigraphic distribution of Valangian-Early Aptian shallow-water benthic foraminifera and algae, and depositional sequences of a carbonate platform in a tectonically-controlled basin: the Organya Basin, Pyrenees, Spain. – *Cretaceous Research*, 23, S. 25-36.
- BERNOULLI, D. & WEISSERT, H. 1985: Sedimentary fabrics in Alpine ophiolites South Pennine Arosa zone, Switzerland. – *Geology*, 13, p. 755-758, November 1985. (& Comment/reply von FOLK, R. in *Geology*, July 1986 & reply BERNOULLI in *Geology* July 1986).
- BERTLE, H. 1972: Das Fenster von Gargellen und sein geologischer Rahmen. - Unpubl. Diss. Univ. Wien, Wien 1972.
- BERTLE, R.J. 1999: Über das Alter der Zone von Pfunds (Unterengadiner Fenster; Österreich/Schweiz). – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, 42, S. 119-127."
- BERTLE, R. J. 2000: Zur Geologie und Geochronologie um Alp Trida (Samnaun/Schweiz) einschließlich ingenieurgeologischer Fragen der Gebirgsauflösung und des Permafrosts. – Unveröffentl. Dipl.-Arb. Univ. Wien, 395 S.
- BERTLE, R.J. 2001: New biostratigraphic results from the Bündnerschiefer – implications on Paleogeography. – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 25, S. 29-30.
- BERTLE, R.J. 2002: Kreide und Paläogen in der Fimber-Zone (Unterengadiner Fenster, Schweiz – Österreich). Neue Mikrofossilfunde & deren paläogeographische Bedeutung. – *Eclog. geol. Helv.*, 95, S. 153-167.
- BERTLE, R.J. & SCHLUSCHE, P. 2001: Quaternary morphodynamics and neotectonics of the Lower Engadine (Switzerland/Austria). – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 25, S. 31-32.
- BERTLE, R.J., FRANK, W., SEWARD, D., JELENC, M., THÖNI, M., KOLLER, F. 2003: New age constraints on alpine metamorphism of the schistes lustrés of the Engadine window based on Ar-Ar, Rb-Sr and Fission Track dating. – *Geophysical Research Abstr.*, Vol.5, 14178, 2003.
- BERTLE, R.J., GÖTZINGER, M.A., KOLLER, F. 2003: FI investigations on the HP-rocks from the Lower Engadine window – new insights on its late tectono-metamorphic evolution. – *Geophysical Research Abstr.*, Vol.5, 14175, 2003.
- BERTLE, R. J., KOLLER, F., FRANK, W. 2003: New petrological data on the HP-rocks of the Zone of Pfunds (Lower Engadine Window, Switzerland/Austria). – *Geophysical Research Abstr.*, Vol.5, 14170, 2003.
- BERTLE, R.J., KOLLER, F., MELCHER, F. 2003: The ultramafic complex of Nauders (Lower Engadine Window, Eastern Alps, Austria): MORB vs. unroofed subcontinental mantle? – *Geophysical Research Abstr.*, Vol.5, 14166, 2003.
- BIEHLER, D. 1990: Strukturelle Entwicklung der penninisch-ostalpinen Grenzzone am Beispiel der Arosa-Zone im Ost-Rätikon (Vorarlberg, Österreich). – *Eclog. geol. Helv.*, 83/2, S. 221-239, Basel 1990.

- BILL, M., BUSSY, F., COSCA, M., MASSON, H. & HUNZIKER, J. 1997: High-precision U-Pb and Ar/Ar dating of an Alpine ophiolite (Gets nappe, French Alps). – *Eclog. geol. Helv.*, 90, S. 43-54, Basel 1997.
- BLEIBINHAUS, F. 2003: Entwicklung einer simultanen refraktions- und reflexionsseismischen 3D-Laufzeit-tomographie mit Anwendung auf tiefenseismische
- BODROGI, I.: Foraminiferen, Kalkalgen und die Biostratigraphie des Schrattekalks von Vorarlberg (Österreich).
- BOILLOT, G., GIRARDEAU, J. & KORNPORST, J. 1988: Rifting of the Galicia Margin: crustal thinning and emplacement of mantle rocks on the seafloor. – *Proc. ODP, Scientific Results*, 103, S. 741-756.
- BOLLI, H.M. & NABHOLZ, W.K. 1959: Bündnerschiefer, ähnliche fossilarme Serien und ihr Gehalt an Mikrofossilien. – *Eclog. Geol. Helv.* 69/1, S. 237 – 270, Basel 1959
- BOLLI, H.M., SAUNDERS, J.B. & PERCH-NIELSEN, K. 1985 (eds.): *Plancton stratigraphy*. – Cambridge Univ. Press, Vol 1 & 2 .
- BOLLIN, R. 1989: *Geologie des Val d'Urezzas (Unterengadin)*. – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Freiburg, Freiburg 1989.
- BOUDIER, F. & NICOLAS, A. 1985: Harzburgite and Lherzolite subtypes in ophiolite and oceanic environments. – *Earth Planet. Sci. Letters*, 76, S. 84-92.
- BOUSQUET, R. 1998: L'exhumation des roches métamorphiques de haute pression – basse température: de l'étude de terrain à la modélisation numérique. Exemple de la fenêtre de l'Engadine et du domaine valaisan dans les Alpes Centrales. – Orsay N° D'Ordre: 5422. Diss. Université de Paris XI – Orsay.
- BOUSQUET, R., GOFFÉ, B., VIDAL, O., OBERHÄNSLI, R. & PATRIAT, M. 2002: The tectono-metamorphic history of the Valaisan domain from the Western to the Central Alps: new constraints on the evolution of the Alps. – *Geol. Soc. America Bull.*, 114/2, S. 207-225.
- BOUSQUET, R., OBERHÄNSLI, R., GOFFÉ, B., JOLIVET, L. & VIDAL, O. 1999: High pressure – low temperature metamorphism and deformation in the Bündnerschiefer of the Engadine window: Implications for the regional evolution of the eastern Central Alps. – *Journ. Metamorphic Geology*, 17, S. 657-674.
- BRAVI, S. & DE CASTRO, P., 1995: The Cretaceous fossil fish level of Capo d'Orlando, near Castellamare di Stabia (NA): biostratigraphy and depositional environment. – *Mem. Sci. Geol.*, 47, S. 45-72, Padova 1995.
- BREY, G.P & KÖHLER, T. 1990: Geothermobarometry in Four-phase Lherzolites II. New Thermobarometers, and practical assessment of existing Thermobarometers. – *Journ of Petrology*, 31, S. 1353-1378.
- BREY, G.P, KÖHLER, T. & NICKEL, K.G. 1990: Geothermobarometry in Four-phase Lherzolites I. Experimental results from 10 to 60 kb. – *Journ. of Petrology*, 31, S. 1313-1352.
- BROWN, E.H. 1975: A petrogenetic grid for reactions producing biotite and other Al-Fe-Mg-silicates in the greenschist facies. *Journ. of Petrology*, 16, S. 258-271.
- BUCUR, I.I. 1988: Les Foraminifères du Crétacé inférieur (Berriasien – Hauterivien) de la Zone Resita-Moldova Noua (Carpathes Meridionales, Roumanie). *Remarques Biostratigraphiques*. – *Revue de Paléobiologie*, Vol Spec. 2, S. 379-389, Genève 1988.
- BUCUR, I.I. 1994: Algues Calcaires de la Zone de Resita-Moldova Noua (Carpathes meridionales, Roumanie). – *Rev. de Paléobiologie*, 13/1, S. 147-209, Genève 1994.
- BUCUR, I.I. & ENOS, P. 2001: Middle Triassic dasyclad algae from Guizhou, China. – *Micropaleontology*, 47/4, S. 317-338.
- BUCUR, I.I., KOCH, R., KIRMACI, Z.M., & TASLI, K. 2000: Les algues Dasycladales du Crétacé inférieur (Calcaire de Berdiga) de Kircaova (region de Kale-Gümüşane, NE Turquie). – *Rev. de Paléobiologie*, 19/2, S. 435-463.

- BURKHARD, D.J.M. & O'NEIL, J.R. 1988: Contrasting serpentinization processes in the eastern Central Alps. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, 99, S. 498-506.
- CADISCH, J. 1932: Die Schichtreihe von Ardez im Unterengadiner Fenster. – *Eclog. Geol. Helv.*, 25, S. 17 – 22, Basel 1932.
- CADISCH, J. 1946: Über den Flysch der Tasnadecke (Unterengadin). – *Eclog. Geol. Helv.*, 43, S. 105-109, Basel 1946.
- CADISCH, J. 1950: Prätigauer Halbfenster und Unterengadiner Fenster, ein Vergleich. – *Eclog. geol. Helv.*, 43/2, S. 172-180, Basel 1950.
- CADISCH, J., EUGSTER, H. & WENK, E. 1968: Geologischer Atlas der Schweiz 1 : 25.000, Blatt 44 Scuol, Schuls-Tarasp. – *Schweiz. Geol. Komm. (mit Erläuterungen)*, Bern 1968.
- CALVEZ, H. 1988: *Pseudonummuloculina aurigerica* n.gen., n.sp. et *Dobrogelina ? angulata* n.sp., deux foraminifères nouveaux de l'Albien calcaire des Pyrénées Franco-Espagnoles. – *Revue de Paléobiologie*, Vol. Spéc., 2, S. 391-399, Genève 1988
- CARON, C., HESSE, R., KERCKHOVE, C., HOMEWOOD, P., van STUIJBERG, J., TASSE, N. & WINKLER, W. 1981: Comparaison préliminaire des flyschs à Helminthoides sur trois transversales des Alpes. – *Eclog. geol. Helv.*, 74/2, S. 369-378, Basel 1981.
- CARON, M. & HOMEWOOD, P. 1983: Evolution of Early Planktic Foraminifers. – *Marine Micropaleontology*, 7, S.453-462.
- CARON, M. (unpubl. 1998/99): Mehrere Schreiben zu Dünnschliffen und –fotos.
- CARON, M. 1985: Cretaceous planktic foraminifera. – [In:] *Plankton Stratigraphy*. Vol 1, (Eds:) BOLLI, H.M., SAUNDERS, J.B. & PERCH-NIELSEN, K., Cambridge University Press.
- CARON, M., DÖSSEGGER, R., STEIGER, R., TRÜMPY, R. 1982: Das Alter der jüngsten Sedimente der Ortler Decke (Oberostalpin) in der Val Trupchun (Schweizerischer Nationalpark, Graubünden). – *Eclog. geol. Helv.*, 75/1, S. 159-170, Basel 1982.
- CARTWRIGHT, I. & BUICK, I.S. 2000: Fluid generation, vein formation and the degree of fluid-rock interaction during decompression of high-pressure terranes: the schistes lustrés, Alpine Corsica, France. – *J. metamorphic Geol.*, 18, S. 607-624.
- CARTWRIGHT, I., BARNICOAT, A.C. 1999: Stable isotope geochemistry of Alpine ophiolites: a window to ocean-floor hydrothermal alteration and constraints on fluid-rock interaction during high-pressure metamorphism. – *Int. Journ. Earth Sciences*, 88, S. 219-235.
- CASTRO, J.M., COMPANY, M., de GEA, G.A. & AGUADO, R. 2001: Biostratigraphy of the Aptian-Middle Cenomanian platform to basin domain in the prebetic zone of Alicante, SE Spain: calibration between shallow water benthonic and pelagic scales. – *Cretaceous Research*, 22, S. 145-156.
- CLARK, J.R. & PAPIKE, J.J. 1968: Crystal-chemical characterization of omphacites. – *Amer. Mineral.*, 53, S. 840-869.
- DALLA TORRE, M., de CAPITANI, C., FREY, M., UNDERWOOD, M.B., MULLIS, J. & COX, R. 1996: Very low-temperature metamorphism of shales from the Diablo Range, Franciscan Complex, California: new constraints on the exhumation path. – *GSA Bulletin*, 108/5, S. 578-601.
- DAURER, A. 1977: Bericht 1976 über petrographische Untersuchungen an den Idalp-Ophioliten im Fimbartal auf den Blättern 170, Galtür und 171, Nauders. – *Verh. Geol. B.-A.* 1977, A 143-144.
- DAURER, A. 1980: Short notes on the Idalp Ophiolites (Engadine Window, Tyrol, Austria). – *Ofioliti*, 5(1), S. 101-106
- De CASTRO, P. 1988: Les Alveolinides du Cretace d'Italie. – *Rev. de Paléobiologie*, Vol. Spéc., 2, S. 401-417, Genève 1988.

- De GRACIANSKY, P.C., BOURBON, M., LEMOINE, M. & SIGAL, J. 1981: The sedimentary record of Mid-Cretaceous events in the Western Tethys and Central Atlantic Oceans and their continental margins. – *Eclog. geol. Helv.*, 74/2, S. 353-367.
- De RÖMER, H. 1962: Kurze Erläuterungen zur Tektonik der Bündnerschiefer in der Umgebung von Nauders, Tirol. – *Eclog. geol. Helv.*, 55/2, S. 483, Basel 1962.
- DECROUEZ, D. 1989: Generic Ranges of Foraminifera. – *Rev. de Paléobiologie*, 8/1, S. 263-321, Genève 1989.
- DELOFFRE, R. & RADOICIC, R. 1978: Algues calcaires (dasycladales) du Paléocène de Slovénie (Yougoslavie). – *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 2/1, S. 61-95, Pau 1978.
- DESMONS, J. 1992: The Briançon basement (Pennine Western Alps): Mineral composition and polymetamorphic evolution. – *Schweiz. Min. Pet. Mitt.*, 72, S. 37-55.
- DESMURS, L., MÜNTENER, O. & MANATSCHAL, G. 2002: Onset of magmatic accretion within a magma-poor rifted margin: a case study from the Platta ocean-continent transition, eastern Switzerland. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, 144, S. 365-382.
- DEUTSCH, A. 1983: Datierungen an Alkali amphibolen und Stilpnomelan aus der südlichen Plattadecke (Graubünden). – *Eclog. geol. Helv.*, 72/2, S. 295-308, Basel 1983.
- DIAMOND, L. 2001: Review of the systematics of CO₂-H₂O fluid inclusions. – *Lithos*, 55, S. 69-99.
- DIAS-BRITO, D. 2000: Global stratigraphy, palaeogeography and palaeoecology of Albian-Maastrichtian pithonellid calcispheres: impact on Tethys configuration. – *Cretaceous research*, 21, S. 315-349.
- DICKIN, A. P. 1995: Radiogenic Isotope Geology. – Cambridge University Press, 466 p., Cambridge 1995.
- DIETRICH, V. 1969: Die Ophiolithe des Oberhalbsteins (Graubünden) und das Ophiolithmaterial der ostschweizerischen Molasseablagerungen, ein petrographischer Vergleich. Verlag Herbert Lang & Cie. AG, Bern, S. 1-179.
- DINGELDEY, Ch., DALLMEYER, R.D., KOLLER, F. & MASSONNE, H.-J. 1997: P-T-t history of the Lower Austroalpine Nappe Complex in the „Tarntaler Berge“ NW of the Tauern Window: implications for the geotectonic evolution of the central Eastern Alps. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, 129, S. 1-19.
- DÖSSEGGER, R. & MÜLLER, W.H., 1976: Die Sedimentserien der Engadiner Dolomiten und ihre lithostratigraphische Gliederung. – *Eclog. geol. Helv.*, 69/1, S. 229-238, Basel 1976
- DÖSSEGGER, R., FURRER, H. & MÜLLER, W.H. 1982: Die Sedimentserien der Engadiner Dolomiten und ihre lithostratigraphische Gliederung (Teil 2). – *Eclog. geol. Helv.*, 75/2, S. 303-330, Basel 1982.
- DRAGASTAN, O 1999: Jurassic-Cretaceous calcareous algae of the Trasyvanides, Inner Dacides and Moesian Platform (Romania). – *Rev. Esp. Micropal.*, 31/2, S. 185-218.
- DROBNE, K. 1988: Elements structuraux et repartition stratigraphique des grandes Miliolides de la famille des Fabulariidae. – *Rev. de Paléobiologie*, Vol. Spéc., 2, S. 643-661, Genève 1988.
- DÜRR, S.B., RING, U & FRISCH, W. 1993: Geochemistry and geodynamic significance of North Penninic ophiolite from Central Alps. – *Schweiz. Min. Pet. Mitt.*, 73, S. 407-419.
- EGGER, H. 1990: Zur paläogeographischen Stellung des Rhenodanubischen Flysches (Neokom – Eozän) der Ostalpen. – *Jahrb. Geol. B.-A.*, 133, S. 147-155, Wien 1990.
- EGGER, H. 1992: Zur Geodynamik und Paläogeographie des Rhenodanubischen Flysches (Neokom – Eozän) der Ostalpen. – *Zeitschr. Dt. Geol. Ges.*, 143, S. 51-65, Hannover 1992.

- ERBACHER, J. 1994: Entwicklung und Paläoozeanographie mittelkretazischer Radiolarien der westlichen Tethys (Italien) und des Nordatlantiks. – Tübinger Mikropaläont. Mitt., 12.
- EUGSTER, H. 1923: Der Ostrand des Unterengadiner Fensters. - *Eclog. geol. Helv.*, 18/2, S. 249-252, Basel 1923.
- EVANS, B.W. 1986: Reactions among sodic, calcic, and ferromagnesian amphiboles, sodic pyroxene, and deerite in high-pressure Metamorphosed ironstone, Siphnos, Greece. – *American Mineralogist*, 71, S. 1118-1125.
- EVANS, B.W. 1990: Phase relations of epidote-blueschists. – *Lithos*, 25 (1990), S. 3-23.
- FAUPL, P. & POBER, E. 1991: Zur Bedeutung detritischer Chromspinelle in den Ostalpen: Ophiolithischer Detritus aus der Vardarsutur. - *Jubil. Schr. 20 J. Zus. Österr. – Ung.*, Teil1, S. 133-143, Wien 1991.
- FAUPL, P. & WAGREICH, M. 1992: Cretaceous flysch and pelagic sequences of the Eastern Alps: correlations, heavy minerals and paleogeographic implications. - *Cretaceous Research*, 13, S. 387-403, 1992.
- FAUPL, P., CSÁSZÁR, G. & MISIK, M. 1997: Cretaceous and Palaeogene sedimentary evolution in the Eastern Alps, Western Carpathians and the North Pannonian region: An overview. – *Acta geol. Hungar.*, 40/3, S. 273-305, Budapest 1997.
- FERREIRO-MÄHLMANN, R. 1995: Das Diagenese-Metamorphose-Muster von Vitrinireflexion und Illitkristallinität in Mittelbünden und im Oberhalbstein. Teil 1: Bezüge zur Stockwerktektonik. - *Schweiz. Min. Pet. Mitt.*, 75, S. 85-122.
- FERREIRO-MÄHLMANN, R. 1996: Das Diagenese-Metamorphose-Muster von Vitrinireflexion und Illit-„Kristallinität“ in Mittelbünden und im Oberhalbstein. Teil 2: Korrelation kohlenpetrographischer und mineralogischer Parameter. – *Schweiz. Min. Pet. Mitt.*, 76, S. 23-46.
- FIELD, S.W. & HAGGERTY, S.E. 1994: Symplectites in upper mantle peridotites: development and implications for the growth of subsolidus garnet, pyroxene and spinel. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, 118, S. 138-156.
- FINGER, F., ROBERTS, M.P., HAUNSCHMID, B., SCHERMAIER, A. & STEYRER, H.P. 1997: Variscan granitoids of central Europe: their typology, potential sources and tectonothermal relations. – *Mineralogy and Petrology*, 61, S. 61-96.
- FLORINETH, D. & FROITZHEIM, N. 1994: Transition from continental to oceanic basement in the Tasna nappe (Engadine window, Graubünden, Switzerland): evidence for early Cretaceous opening of the Valais ocean. - *Schweiz. Min. Pet. Mitt.*, 74, S. 437-448.
- FÖLLMI, K.B. 1989: Evolution of the Mid-Cretaceous triad: Platform Carbonates, Phosphatic sediments and Pelagic Carbonates along the Northern Tethys margin. – *Lecture Notes in Earth Sciences*, 23, S. 1-157.
- FÖRSTER, H. & MATTMÜLLER, C. R. 1997: Kinematisches Konzept der Adria-Eurasien-Bewegung. - *Jahrb. Geol. B.-A.*, 140/1, S. 51-71, Wien 1997.
- FRANK, W., HÖCK, V. & MILLER, C. 1987: Metamorphic and tectonic history of the Central Tauern window. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (eds.) 1987: *Geodynamics of the Eastern Alps*, S. 34-54, Deuticke Verlag Wien.
- FRANK, W., HÖCK, V., MILLER, Ch. 1987: Metamorphic and Tectonic History of the Central Tauern Window. - *Geodynamics of the Eastern Alps*. S. 34-54, Deuticke, Wien 1987.
- FRANZ, L. & OKRUSCH, M. 1992: Aragonite-bearing blueschists on Arki island, Dodecanese, Greece. – *Eur. J. Mineral.*, 1992, 4, S. 527-537.
- FRIMMEL, H.E. & FRANK, W. 1998: Neoproterozoic tectono-thermal evolution of the Gaiiep Belt and its basement, Namibia and South Africa. – *Precambrian Research*, 90, S. 1-28.

- FRISCH, W. 1982: Geologische Studien im Unterengadiner Fenster. – Jber. 1981 Hochschulschwerpkt. S15, S. 163-173, Leoben 1982.
- FRISCH, W. 1984: Sedimentological response to late Mesozoic subduction in the Penninic windows of the Eastern Alps. – Geol. Rundschau, 73/1, S. 33-45, Stuttgart 1984.
- FRISCH, W., GOMMERINGER, K, KELM, U. & POPP, F. 1987: The upper Bündner Schiefer of the Tauern Window – a key to understanding eoalpine orogenic process in the Eastern Alps. – [In:] Geodynamics of the Eastern Alps (eds.: Flügel, H.W. & Faupl, P.), S. 55-69, Deuticke, Wien.
- FRISCH, W. & KELM, U. 1983: Geologische Studien in der Tasnazone (Unterengadiner Fenster) und in der „Nordrahmenzone“ (Tauernfenster). – Jber. 1982 Hochschulschwerpkt. S15, S. 161-166, Graz 1983.
- FRISCH, W., RING, U., DÜRR, S., BORCHERT, S. & BIEHLER, D. 1994: The Arosa Zone and Platta Nappe Ophiolites (Eastern Swiss Alps): Geochemical Characteristics and their meaning for the Evolution of the penninic ocean. – Jahrb. Geol. B.-A., 137, S. 19-33.
- FROITZHEIM, N. & RUBATTO, D. 1998: Continental breakup by detachment faulting: field evidence and geochronological constraints (Tasna Nappe, Switzerland). – Terra Nova, 10, S. 171-176.
- FROITZHEIM, N., SCHMID, S. & CONTI, P. 1994: Repeated change from crustal shortening to orogen-parallel extension in the Austroalpine units of Graubünden. - Eclg. Geol. Helv., 87, S. 559-612.
- FROITZHEIM, N., SCHMID, S. & FREY, M. 1996: Mesozoic paleogeography and timing of eclogite facies metamorphism in the Alps: A working hypothesis. - Eclg. Geol. Helv., 89, S. 81-110.
- FUCHS, G. & OBERHAUSER, R. 1990: Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, Blatt 170 Galtür. - Geol. B.-A., Wien 1990.
- FUCHS, W. 1971: Eine alpine Foraminiferenfauna des tieferen Mittel-Barrême aus den Drusbergschichten vom Ranzenberg bei Hohenems in Vorarlberg. - Abhand. Geol. B.-A., 27, S. 1-71, Wien 1971.
- GARZANTI, E. 1992: Stratigraphy of the Early Cretaceous Guimal Group (Zaskar Range, Northern India). – Riv. It. Paleont. Strat., 97/3-4, S. 485-519.
- GIESE, S., SCHWENKE, M & SPRINGHORN, R. 1994: Spurenfossilien aus dem Flysch der Fimbereinheit des Unterengadiner Fensters (Ostschweiz). - Ber. Naturforsch. Ges. Freiburg i. BR., 82/83, S. 79-92, Freiburg i. Br. 1994.
- GILLET, P. & GOFFÉ, B. 1988: On the significance of aragonite in the Western Alps. – Contrib. Mineral. Petrol., 99, S. 70-81.
- GLODNY, J., BINGEN, B., AUSTRHEIM, H., MOLINA, J.F. & RUSIN, A, 2002: Precise eclogitization ages deduced from Rb/Sr mineral systematics: The Maksyutov complex, Southern Urals, Russia. – Geochimica et Cosmochimica Acta., 66/7, S. 1221-1235.
- GOFFÉ, B. & OBERHÄNSLI, R. 1992: Ferro- and magnesiochloritoid in the „Bündnerschiefer“ of the eastern Central Alps (Grisons and Engadine Window). - Euro. Journ. of Min., 4, S. 835-838.
- GÖTZINGER, M.A., LEIN, R. & PAK, E. 2001: Geologie, Mineralogie und Schwefelisotope ostalpiner „Keuper“-Gipse: vorbericht und Diskussion neuer Daten. – Mitt. Öster. Mineral. Ges., 146, S. 95-96.
- GRADSTEIN, F.M., von RAD, U., GIBLING, M.R., JANSKA, L.F., KAMINSKI, M.A., KRISTIANSEN, I.-L., OGG, J.G., RÖHL, U. SARTI, M., THUROW, J.W., WESTERMANN, G.E.G. & WIEDMANN, J. (1992): Stratigraphy and Depositional History of the Mesozoic Continental Margin of Central Nepal. – Geol. Jb., B77, S. 3-171, 40 fig., 4 tab., 19 pl.

- GRASEMANN, B. & STÜWE, K. 2001: The development of flanking folds during simple shear and their use as kinematic indicators. – *Journ. of Struc. Geol.*, 23/4, S. 715-724.
- GRASEMANN, B., STÜWE, K. & VANNAY, J.-C. 2003: Sense and non-sense of shear in flanking structures. – *Journ. of Struc. Geol.*, 25/1, S. 19-34.
- GRAUL, H. 1939: Schotteranalytische Untersuchungen im oberdeutschen Tertiärhügelland. – *Abh. Bayer. Akad. Wiss., N.F.*, 46, ;München 1939.
- GRAZIANO, R. 1999: The early Cretaceous drowning unconformities of the Apulia carbonate platform (Gargano promontory, southern Italy): local fingerprints of global palaeoceanographic events. – *Terra Nova*, 11, S.245-250.
- GRUNER, U. 1981: Die jurassischen Breccien der Falknis-Decke und altersäquivalente Einheiten in Graubünden. - *Beitr. Geol. Karte Schweiz, Neue Folge*, 154, 136 S., Bern 1981.
- GÜRLER, B. & SCHMUTZ, H.U. 1995: Geologische Untersuchungen im SW-Teil des Unterengadiner Fensters. - *Beiträge zur Geol. Karte der Schweiz, Lieferung 166 (Neue Folge)*, Bern 1995.
- GWINNER, M. 1971: *Geologie der Alpen*. – 1. Aufl.: VIII, 477 S., 394 fig., Stuttgart, Schweizerbart.
- GWINNER, M. 1978: *Geologie der Alpen*. – 2. Aufl.: VIII, 480 S., 394 fig., Stuttgart, Schweizerbart.
- HAEBERLI, W. 1985: Creep of mountain permafrost: internal structure and flow of alpine rock glaciers. – *Mitt. VAW d. ETH Zürich*, 142 Seiten, Zürich 1985.
- HALDIMANN, P.A. 1975: Arosa- und Madrisa-Zone im Gebiet zwischen Klosters und dem Gafiental (GR). - *Eclog. geol. Helv.*, 68/2, S. 301-310, Basel 1975.
- HAMMER, W. 1912: Glazialgeologische Mitteilungen aus dem Oberinntal. - *Verh. k.k. Geol. R.-A.*, S. 402-412, Wien 1912.
- HAMMER, W. 1914: Das Gebiet der Bündner Schiefer im tirolischen Oberinntal. – *Jahrb. Geol. R.-A.*, 64, S. 443-556, Wien 1914.
- HAMMER, W. 1922: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich. Blatt Landeck (5145) 1 : 75.000. – *Geol. B.-A.* , Wien 1922.
- HAMMER, W. 1923: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich. Blatt Nauders (5245) 1 : 75.000. – *Geol.B.-A. (mit Erläuterungen, 62 S.)*, Wien 1923.
- HAMMER, W. 1930: Über Pseudotachylit in den Ostalpen. - *Jahrb. Geol. B.-A.*, 80/3+4, S. 571-585, Wien 1930.
- HANDLER, R. & NEUBAUER, F. 2001: Formation of veins in the Tauern Window related to continental escape in the Eastern Alps: constraints from Ar-Ar dating of adularia and white mica. – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 25, S. 111.
- HANDLER, R., KURZ, W. & BERTOLDI, C. 2001: Ar-Ar dating of eclogite-facies deformation in the Tauern Window (Eastern Alps, Austria). – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 25, S. 110.
- HANTKE, R. 1980 - 1983: *Die Alpen im Eiszeitalter*. 3 Bände.
- HÄUSLER, H. 1988: Unterostalpine Jurabreccien in Österreich. Versuch einer sedimentologischen und paläogeographischen Analyse nachtriadischer Breccienserien im unterostalpinen Rahmen des Tauernfensters (Salzburg-Tirol). - *Jahrb. Geol. B.-A.*, 131/1, S. 21-125, Wien 1988.
- HAYOZ, P. 1988: *Geologie der Region von Ardez (Unterengadin)*. - Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Freiburg im Uechtland. Freiburg i. Uechtland 1988.
- HEIM, A. 1905: Der westliche Teil des Säntisgebirges. – *Beitr. Geol. Karte Schweiz, NF*, 16/2, S. 313-517.
- HEIM, A. 1908: Über rezente und fossile subaquatische Rutschungen und deren lithologische Bedeutung. – *Neues Jb. Miner. Geol. Paläontol.*, 2, S. 136-157.
- HEIM, A. 1909: Sur les zones paléontologiques et lithologiques du Crétacique moyen dans les Alpes suisses. – *Bull. Soc. Géol. France.*, 4/9, S. 101-127.

- HEIM, A. 1910-1917: Monographie der Churfürsten-Mattstock-Gruppe. – Beitr. Geol. Karte Schweiz, NF, 20/1: S. 1-272 (1910), 20/2: S. 273-368 (1913), 20/3: S. 369-573 (1916), 20/4: S. 573-662 (1917).
- HEIM, A. 1923: Beobachtungen in den Vorarlberger Kreideketten. – Eclog. Geol. Helv., 18/2, S. 207-221.
- HEIM, A. 1924: Über submarine Denudation und chemische Sedimente. – Geol. Rundschau, 15/1, S. 1-47.
- HEIM, A. 1934: Stratigraphische Kondensation. – Eclog. geol. Helv., 27, S. 372-383.
- HEIM, A. 1946: Problemas de erosión submarina y sedimentación pelágica del presente y del pasado. – Rev. Mus. La Plata SeCalcit. Geol., 4, S.125-178.
- HEIM, A. 1958: Oceanic sedimentation and submarine discontinuities. – Eclog. geol. Helv., 51/3, S. 642-648.
- HELPER, H. 1990: Geologie des Val Tuoi. – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Fribourg (Schweiz). 170 Seiten.
- HENRICH, C. 1993: Sedimentpetrographische Untersuchungen zur Hochdiagenese in der Kössen-Formation (Obere Trias) der westlichen Ostalpen und angrenzender Südalpengebiete. – Bochumer geol. u. geotechn. Arb., 40, 206 S., Bochum 1993.
- HERM, D. 1996: The Cretaceous of the Bavarian Alps. – [In:] Jost Wiedman Symposium / Abstracts, Tübingen / Germany, 7 – 10 March 1996.
- HERMANN, J. & MÜNTENER, O. 1996: Extension-related structures in the Malenco-Margna-system: implications for paleogeography and consequences for rifting and Alpine tectonics. – Schweiz. Min. Pet. Mitt., 76; S. 501-519.
- HERRLE, J.O., PROSS, J., FRIEDRICH, O., KÖßLER, P. & HEMLEBEN, C. 2003: Forcing mechanisms for mid-Cretaceous black shale formation: evidence from the Upper Aptian and Lower Albian of the Vocontian Basin (SE France). – Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol., 190, S. 399-426.
- HESSE, R. 1973: Flysch-Gault und Falknis-Tasna-Gault (Unterkreide): Kontinuierlicher Übergang von der distalen zur proximalen Flyschfazies auf einer penninischen Trogebene der Alpen. - Geologica et Palaeontologica, Sb. 2, 90 S., Marburg 1973.
- HEUGEL, W. 1975: Die Ophiolithe des Piz Mundin (Unterengadin). - Unveröff. Dipl.Arb. Univ. Bern.
- HEUGEL, W. 1982: Die Zonierung in Pillows. - Unveröff. Diss. Univ. Bern
- HITZ, L. 1995: The 3D crustal structure of the Alps of eastern Switzerland and western Austria interpreted from a network of deep-seismic profiles. – Tectonophysics, 248, S. 71-96.
- HITZ, L. 1996: The deep structure of the Engadine Window: Evidence from deep seismic data: - Eclog. geol. Helv., 89/2, S. 657-675, Basel 1996.
- HÖCK, V. & KOLLER, F. 1987: The Idalp Ophiolite (Lower Engadine Window, Eastern Alps) its petrology and geochemistry. – Ofioliti, 12, S.179-192.
- HÖCK, V. & KOLLER, F. 1989: Magmatic evolution of the Mesozoic ophiolites in Austria. - Chem. Geology, 77, S. 209-227, 1989.
- HÖCK, V., KOLLER, F. & SEEMANN, R. 1994: Geologischer Werdegang der Hohen Tauern – vom Ozean zum Hochgebirge. – [In:] Hohe Tauern. Mineral & Erz. – Naturhistorisches Museum Wien, 1994, S. 29-54.
- HOINKES, G., THÖNI, M., LICHEM, Ch., BERNHARD, F., KAINDL, R., SCHWEIGL, J. TROPPER, P. & COSCA, M. 1997: Metagranitoids and associated metasediments as indicators for the pre-Alpine magmatic and metamorphic evolution of the western Ötztal Basement (Kaunertal, Tirol). – Schweiz. Min. Pet. Mitt., 77, S. 299-314.
- HOOK, R. LeB. 1998: Principles of Glacier Mechanics. – Prentice Hall, 255 Seiten, New Jersey 1998.
- HOSCHEK, G. 2001: Thermobarometry of metasediments and metabasites from the Eclogite zone of the Hohe Tauern, Eastern Alps, Austria. – Lithos, 59, S. 127-150.

- 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. – *Mémoires de Géologie (Lausanne)*, Vol. 13.
- HURFORD, A.J., GREEN, P.F. 1983: The zeta age calibration of fission-track dating. – *Chemical Geology*, 41, S. 285-317.
- ISHIWATARI, A. 1985/86: Alpine ophiolites: product of low-degree mantle melting in a Mesozoic transcurrent rift zone. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, 76, S. 93-108.
- ISLER, A. & PANTIC, N. 1980: Schistes lustrés – Ablagerungen der Tethys. – *Eclog. Geol. Helv.*, 73, S. 799-822, Basel 1980
- JAILLARD, E. 1999: The Late Cretaceous-Eocene sedimentation in the internal Briançonnais units of Vanoise (french Alps): Witnesses of early alpine movements. – *Eclog. geol. Helv.*, 92, S. 211-220.
- JENKYN, H.C. 1980: Cretaceous anoxic events: from continents to oceans. – *J. geol. Soc. London*, 137, 1980, S 171-188, 6 figs.
- JOLIVET, L., GOFFE, B., BOUSQUET, R., OBERHÄNSLI, R. & MICHARD, A. 1998: Detachments in high-pressure mountain belts, Tethyan examples. – *Earth. Planet. Science Lett.*, 160, S. 31-47.
- JONES, C.E. & JENKYN, H.C. 2001: Seawater strontium isotopes, oceanic anoxic events, and seafloor hydrothermally activity in the Jurassic and Cretaceous. – *American Journ. of Science*, 301, S. 112-149.
- KAISER-WEIDICH, B. & SCHAIRER, G. 1990: Stratigraphische Korrelation von Ammoniten, Calpionellen und Nannoconiden aus Oberjura und Unterkreide der Nördlichen Kalkalpen. – *Eclog. Geol. Helv.*, 83/2, S. 353-387, Basel 1990
- KENNEDY, W.J., GALE, A.S., BOWN, P.R., CARON, M., DAVEY, R.J., GRÖCKE, D. & WRAY, D.S. 2000: Integrated stratigraphy across the Aptian-Albian boundary in the Marnes Bleues, at the Col de Pré-Guittard, Arnayon (Drôme), and at Tartonne (Alpes-de-Haute-Provence), France: a candidate Global Boundary Stratotype Section and Boundary Point for the base of the Albian Stage. – *Cretac. Research*, 21, S. 591-720.
- KLÄY, L. 1957: Geologie der Stammerspitze. – *Eclog. Geol. Helv.*, 50, S. 323-467.
- KLEBERGER, J., SÄGMÜLLER, J.J. & TICHY, G. 1981: Neue Fossilfunde aus der mesozoischen Schieferhülle der Hohen Tauern zwischen Fuschertal und Wolfbachtal (Unterpinzgau/Salzburg). – *Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck*, 9/10, Innsbruck 1981.
- KOCH, N. & MASCH, L. 1992: Formation of Alpine mylonites and pseudotachylites at the base of the Silvretta nappe, Eastern Alps. – *Tectonophysics*, 204, S. 289-306.
- KOLLER, F. & HÖCK, V. 1990: Mesozoic ophiolites in the Eastern Alps. – [In:] MALPAS, J., MOORES, E.M., PANAYIOTOU, A. & XENOPHONTOS, C. (eds.): *Ophiolites, Oceanic Crustal Analogues, Proceedings of Symposium "TROODOS 1987"*, S. 253-263.
- KOLLER, F. & HÖCK, V. 1992: The Mesozoic ophiolites in the Eastern Alps – a review. *ALCAPA – Field Guide, IGP/KFU Graz*, S. 115-125, Graz 1992.
- KOLLER, F. 1997: Ophiolite in den Ostalpen und ihre Entwicklung. – *Mitt. Österr. Miner. Ges.*, 142, S. 25-28.
- KOLLER, F. et al. 1999: Distribution of Mesozoic Harzburgites and Lherzolites in the Eastern Alps. – *Ophioliti*, 24 (1a), S. 116-117.
- KOLLER, F., DINGELDEY, Ch. & HÖCK, V. 1996: Exkursion F: HochdruckMetamorphose im Recknerkomplex/Tarntaler Berge (Unterostalpin) und Idalm-Ophiolith/Unterengadiner Fenster. – *Mitt. Österr. Mineral. Ges.*, 141, S. 305-330.
- KOLLER, F., MELCHER, F., MEISEL, T., PUHL, J. & BERTLE, R. 1999: The Composition of Mesozoic Peridotite Tectonites of the Eastern Alps. – *Ophioliti*, 24 (1a), S. 118-119.

- KOLLER, F. & PESTAL, G. 2003: Die ligurischen Ophiolite der Tarntaler Berge und der Matreier Zone. – Arbeitstagung 2003: Blatt 148 Brenner, S. 65-78. Geol. Bundesanstalt Wien, 2003.
- KOPF, A. & DEYHLE, A. 2002: Back to the roots: boron geochemistry of mud-vulcanoes and its implications for mobilization depth and global B cycling. – *Chem. Geology*, 192, S. 195-210.
- KÜSTER, M. & STÖCKHERT, B. 1997: Density changes of fluid inclusions in high-pressure low-temperature metamorphic rocks from Crete: A thermobarometric approach based on the creep strength of the host minerals. – *Lithos*, 41, S. 151-167.
- LAGABRIELLE, Y. & LEMOINE, M. 1997: Alpine, Corsican and Apennine ophiolites: the slow-spreading ridge model. – *C.R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes / Earth & Planetary Sciences*, 325, S. 909-920.
- LANGER, M. 1969: Rheologie der Gesteine. – *Zeitschr. deutsch. Geol. Ges.*, 119, S. 313-425, Hannover 1969.
- LARSON, R.L. 1991: Latest pulse of Earth: Evidence for a mid-Cretaceous superplume. – *Geology*, 19, S. 547-550.
- LATTARD, D. & Le BRETON, N. 1994: The P-T-fO₂ stability of deerite, Fe₁₂Fe₆[Si₁₂O₄₀](OH)₁₀. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, 115, S. 474-487.
- LEEDER, O., THOMAS, R. & KLEMM, W. 1987: Einschlüsse in Mineralen. – F. Enke Verlag Stuttgart, 180 S.
- LEIMSER, W. & PURTSCHELLER, F. 1980: Beiträge zur Metamorphose von Metavulkaniten im Pennin des Engadiner Fensters. – *Mitt. österr. Geol. Ges.*, 71/72, S. 129-137, Wien 1980.
- LEIMSER, W. 1977: Untersuchungen zur Petrographie und Metamorphose der Gesteine des Unterengadiner Fensters (österr. Anteil). – Unveröff. Diss. Univ. Innsbruck.
- LEMOINE, M. & TRICART P. 1986: Les schistes lustrés piémontais des Alpes Occidentales: Approche stratigraphique, structurale et sédimentologique. – *Eclog. geol. Helv.*, 79/2, S. 271-294, Basel 1986.
- LEMOINE, M., de GRACIANSKY, P.C. & TRICART, P. 2000: De l'océan à la chaîne de montagnes. Tectonique des plaques dans les Alpes. – Collection Géosciences, Gordon and Breach Science Publishers, 207 S., Paris 2000.
- LI, G., ESSENE, E.J., PEACOR, D.R. & COOMBS, D.S. 2000: Reactions leading to the formation and breakdown of stilpnomelane in the Otago Schist, New Zealand. – *J. metamorphic Geol.*, 18, S. 393-407.
- LIU, J. & BOHLEN, S.R. 1995: Mixing properties and stability of jadeite-acmite pyroxene in the presence of albite and quartz. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, 119, S. 433-440.
- LIU, Y., GENSER, J., HANDLER, R., FRIEDL, G. & NEUBAUER, F. 2001: ⁴⁰Ar/³⁹Ar muscovite ages from the Penninic-Austroalpine plate boundary, Eastern Alps. – *Tectonics*, 20/4, S. 526-547.
- LOEBLICH, A.R. Jr. & TAPPAN, H. : Foraminiferal genera and their classification. - 2 volumes, Van Nostrand Reinhold Company, 970 p., 212 p. + 847 pl., New-York.
- LÜDIN, P. 1987: Flysch- und Melangebildungen in der südpenninisch/unterostalpinen Arosa-Zone (Mittelbünden und Rätikon, Schweiz). – Diss. Univ. Basel 1987.
- MAC-KENZIE, W.S. & GUILFORD, C. 1981: Atlas gesteinsbildender Minerale in Dünnschliffen. - F. Enke Verlag, 105 S., Stuttgart 1981.
- MADER, P. 1987: Die Jura- und Kreideablagerungen im Lischana-Gebiet (Oberostalpine S-charl-Decke, Unterengadin). – *Eclog. geol. Helv.*, 80/3, S. 633-653, Basel 1987.
- MAGGETTI, M. & FLISCH, M. 1993: Evolution of the Silvretta Nappe. [In:] von RAUMER, J.F. & NEUBAUER, F. (eds.): Pre-Mesozoic Geology in the Alps, S. 469-484.

- MAGGETTI, M., FLISCH, M. & BOLLIN, R. 1990: Bericht über die Exkursion der Schweiz. Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft ins Silvretta-Kristallin und in den Westrand des Unterengadiner Fensters (11.-14. September 1989). - Schweiz. Min. Pet. Mitt., 70, S. 121-157.
- MANATSCHAL, G. & BERNOULLI, D. 1999: Architecture and tectonic evolution of nonvolcanic margins: Present-day Galicia and ancient Adria. – *Tectonics*, 18/6, S. 1099-1119.
- MARCHANT, R. H. & STAMPFLI, G. M. 1997: Subduction of continental crust in the Western Alps. - *Tectonophysics*, 269, S. 217-235.
- MARTHALER, M. 1984: Géologie des unités penniques entre le val d'Anniviers et le val de Tourtemagne (Valais, Suisse). - *Eclog. geol. Helv.*, 77/2, S. 395-448, Basel 1984.
- MASCH, L. & KOCH, N. 1988: Deformationsstrukturen der Mylonite der Zone von Erbdorf-Vohenstrauß (ZEV) und Vergleich mit Basismyloniten der alpidischen Silvretta-Decke (Graubünden). - *Erlanger geol. Abh.*, 116, S. 81-100, Erlangen 1988.
- MATTERN, F. 1998: Lithostratigraphie und Fazies des Reiselberger Sandsteins: sandreiche, submarine Fächer (Cenomanium-Turonium, westlicher Rhenodanubischer Flysch, Ostalpen. – *Berliner Geowiss. Abhandlungen, Reihe A*, Bd. 198.
- MATTERN, F. 1999: Mid-Cretaceous basin development, paleogeography, and paleogeodynamics of the western Rhenodanubian Flysch (Alps). – *Z. dt. Geol. Ges.*, 151/1, S. 89-132.
- MATTMÜLLER, C. R. 1991: Überlegungen zur Deckenkinematik im Engadiner Fenster. – *Jahrb. Geol. B.-A.*, 134/2, S. 319-328, Wien 1991.
- MATTMÜLLER, C. R. 1993: Strukturatlas des Engadiner Fensters, 38 S., 34 Karten, -Tübingen 1993.
- MATTMÜLLER, C. R. 1996: Geometrische Untersuchung des Inntalgewölbes. - *Jahrb. Geol. B.-A.*, 139/1, S. 45-69, Wien 1996.
- MATTMÜLLER, C.R. 1999: Strukturen des Engadiner Fensters. – Unveröff. Dissertation RWTH Aachen, 397 S.
- MEDWENTISCH, W. 1954: Das Unterengadiner Fenster und sein Rahmen. - Unveröff. Habilitationsschrift Univ. Wien 1954.
- MEDWENITSCH, W. 1962: Zur Geologie des Unterengadiner Fensters. - *Eclog. geol. Helv.*, 55/2, S. 460-468, Basel 1962.
- MELCHER, F., MEISEL, T., PUHL, J. & KOLLER, F. 2002: Petrogenesis and geotectonic setting of ultramafic rocks in the Eastern Alps: constraints from geochemistry. – *Lithos*, 65, S. 69-112.
- MERIC, E., ERSOY, S. & GORMÜS, M. 2001: Palaeogeographical distribution of the species of *Loftusia* (foraminiferida) in the Tethyan ocean during the Maastrichtian (Late Cretaceous). – *Cretaceous Research*, 22, S. 353-364.
- MESCHEDE, M. 1994: Methoden der Strukturgeologie. - F. Enke Verlag, 176 S., Stuttgart 1994.
- MIALL, A.D. 1997: The Geology of Stratigraphic sequences. – Springer New York, 433 pp.
- MILLER, Ch. 1986: Alpine high-pressure metamorphism in the Eastern Alps. *Schweiz. Min. Pet. Mitt.*, 66, S. 139-144.
- MIYANO, T. & KLEIN, C. 1989: Phase equilibria in the system K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O-CO₂ and the stability limit of stilpnomelane in Metamorphosed Precambrian iron-formations. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, 102, S. 478-491.
- MOHR, H. 1992: Die Entwicklung der Calpionellen an der Jura-Kreide Grenze im Helvetikum der Ostschweiz. Rückschlüsse auf die Biostratigraphie und Sedimentationsgeschichte. - *Eclog. Geol. Helv.*, 85/1, S. 1-21, Basel 1992.

- MUIR WOOD, R. 1980: Compositional zoning in sodic amphibols from the blueschist facies. – *Min. Mag.*, 43, S. 741-752.
- MUIR WOOD, R. 1982: The Laytonville Quarry (Mendocino County, California) exotic block: iron-rich blueschist-facies subduction-zone metamorphism. – *Min. Mag.*, 45, S. 87-99.
- MÜLLER, B., KLÖTZLI, U., SCHALTEGGER, U. & FLISCH, M. 1996: Early Cambrian oceanic plagiogranite in the Silvretta Nappe, Eastern Alps,,: geochemical, zirkon U-Pb and Rb-Sr data from garnet-hornblende-plagioclas gneisses. *Geol Rundschau*, 85, S. 822-831.
- MÜLLER, G. 1953: Beiträge zur Tektonik der Ötztaler Alpen. I. Teil. - Unveröff. Diss. Univ. Wien, Wien 1953.
- MÜLLER, L. 1963: Der Felsbau, Teil 1 und 2. – F. Enke Verlag, Stuttgart 1963.
- MÜLLER, W., KELLEY, S.P. & VILLA, I.M. 2002: Dating fault-generating pseudotachylites: comparison of Ar-Ar stepwise-heating, laser-ablation and Rb-Sr microsampling analyses. – *Contrib. Mineral. Petrol.* 144, S. 57-77.
- MÜNTENER, O. & HERMANN, J. 1996: The Val Malenco lower crust – upper mantle complex and its field relation (Italian Alps). *Schweiz. Min. Pet. Mitt.*, 76, S. 475-500.
- NÄNNY, P. 1946: Neuere Untersuchungen im Prätigauflisch. - *Eclog. geol. Helv.*, 39, S. 115-132, Basel 1946.
- NÄNNY, P. 1948: Zur Geologie der Prätigauschiefer zwischen Rhätikon und Plessur. - Diss. ETH Zürich, 1948.
- NEGRI, A., COBIANCHI, M., LUCIANI, V., FRABONI, R., MILANI, A. & CLAPS, M. 2003: Tethyan Cenomanian pelagic rhythmic sedimentation and Pleistocene Mediterranean sapropels: is the biotic signal comparable? – *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 190, S. 373-397.
- NEUBAUER, F., GENSER, J. & HANDLER, R. 2000: The Eastern Alps: Result of a two-stage collision process. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, 92, S. 117-134.
- NEUMANN, M. 1967: Manuel de Micropaléontologie des Foraminifères (Systématique – Stratigraphie). - Gauthier-Villars, Paris 1967.
- NIEBUHR, B., WIESE, F. & WILMSEN, M. 2001: The cored Konrad 101 borehole (Cenomanian-Lower Coniacian, Lower Saxony): calibration of surface and subsurface log data for the lower Upper Cretaceous of northern Germany. – *Cretaceous Research*, 22, S. 643-674.
- NOWOTNY, A. & PESTAL, G.: Jährliche Berichte über geologische Aufnahmen auf Blatt 144 Landeck. – *Jahrb. Geol. B.-A.*, 129-136, Wien 1986-1993.
- NOWOTNY, A., PESTAL, G. & ROCKENSCHAUB, M. 1993: Der geologische Bau der nördlichen Silvrettamasse und die Problematik der geologischen Stellung der Zone von Puschlin. – [In:] *Geologie des Oberinntaler Raumes – Schwerpunkt Blatt 144 Landeck. – Arbeitstagung der Geol. B.-A.*, S. 55-91, Wien 1993.
- OBERHÄNSLI, R. 1978: Chemische Untersuchungen an Glaukophan-führenden basischen Gesteinen aus den Bündnerschiefern Graubündens. – *Schweiz. Min. Pet. Mitt.*, 58, S. 139-156.
- OBERHÄNSLI, R. 1994: Subducted and obducted ophiolites of the Central Alps: Paleotectonic implications deduced by their distribution and metamorphic overprint. – *Lithos*, 33, S. 109-118.
- OBERHAUSER, R. 1953 (unpubl.): Mikropaläontologische Sofortbestimmungen in der alpinen Oberkreide durch Lupenarbeit im Gelände.
- OBERHAUSER, R. 1963: Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs in mikropaläontologischer Sicht. - *Jahrb. Geol. B.-A.*, 106, S. 1-88, Wien 1963.
- OBERHAUSER, R. 1976: Bericht 1975 über paläontologisch-sedimentologische Aufnahmen im Engadiner Fenster (Fimbertal) auf Blatt 170, Galtür. – *Verh. Geol. B.-A.*, A 158-159.

- OBERHAUSER, R. 1980 (ed.): Der Geologische Bau Österreichs. - Geol. B.-A., Wien 1980.
- OBERHAUSER, R. 1983: Mikrofossilfunde im Nordwestteil des Unterengadiner Fensters sowie im Verspalaflysch des Rätikon. - Jb. Geol. B.-A., 126/1, S. 71-93, Wien 1983.
- OBERHAUSER, R. 1991: Westvergente versus nordvergente Tektonik. - Ein Beitrag zur Geschichte und zum Stand geologischer Forschung, gesehen von der Ost-Westalpengrenze her - Jahrb. Geol. B.-A., 134, S. 773-782. Wien 1991.
- OBERHAUSER 1995: Zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie des Ostalpenraumes zur Kreide-, Paleozän- und Eozänzeit. - Jahrb. Geol. B.-A., 138/2, S. 369-432, Wien 1995.
- OBERHAUSER, R., FUCHS, G., HÖCK, V., KOLLER, F., UCIK, F.H. 1986: Exkursionsführer 4 der Wandertagung 1986 der Österreichischen Geologischen Gesellschaft in Dornbirn, mit Exkursionen in Vorarlberg und Tirol sowie mit Überritten in die Schweiz und nach Liechtenstein. - 130 S., Wien 1986.
- OBERHAUSER, R. & RATAJ, W. 1998: Geologische Gebietskarte der Republik Österreich 1 : 200.000, Geologisch-tektonische Übersichtskarte von Vorarlberg, mit Erläuterungen von OBERHAUSER, R., Geol. B.-A., Wien 1998.
- ODDSON, B. (Hrsg.) 1996: Instabile Hänge und andere risikorelevante natürliche Prozesse. - Birkhäuser Verlag, 439 Seiten, Basel 1996.
- OKAY, A.I. 2002: Jadeite-chloritoid-glaucophane-lawsonite blueschists in northwestern Turkey: unusually high P/T ratios in continental crust, - J. metamorphic Geol., 20, S. 757-768.
- PANTIC, N. & ISLER, A. 1978: Palynologische Untersuchungen in Bündnerschiefern (II). - Eclog. geol. Helv., 71/3, S. 447-465, Basel 1978.
- PANTIC, N. & ISLER, A. 1981: Palynologische Untersuchungen in Bündnerschiefern (III). - Eclog. geol. Helv., 74/3, S. 1063-1072, Basel 1981.
- PAPP, A. & TRUNOVSKY, K.: 1970: Anleitung zur biostratigraphischen Auswertung von Gesteinsdünnschliffen (Mikrofazies Austriaca). - Jb. Geol. B.-A., Sonderbd. 16, 146 S., Wien 1970.
- PAULCKE, W. 1904: Geologische Beobachtungen im Antirhätikon. - Ber. Naturf. Ges. Freiburg, XIV, S. 257-298, Freiburg i. Br. 1904.
- PAULCKE, W. 1910: Beitrag zur Geologie des „Unterengadiner Fensters“. - Verh. D. naturw. Vereins, 23, S. 33-48, Karlsruhe 1910.
- PAULCKE, W. 1910: Tertiär im Antirhätikon. - Zentralblatt f. Min. Geol. Paläont., 17, S. 540-548, Stuttgart 1910.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. 1909: Die Alpen im Eiszeitalter. - 3 Bd., 1199 Seiten, Leipzig (Tauchnitz) 1909.
- PERGHER, L. 1997: Kristalline geologische and petrologische Untersuchungen im vorderen Pitztal (Wildgrat, Zaunhof, Aifenspitze). - Unpubl. Dipl. Arb. Univ. Innsbruck, 87 S.
- PESTAL, G., BRÜGGEMANN-LEDOLTER, M., DRAXLER, I., EIBINGER, D., EICHBERGER, H., REITER, C, FRITZ, A., KOLLER, F. & SCEVIK, F. 1999: Ein Vorkommen von Oberkarbon in den mittleren Hohen Tauern. - Jb. Geol. B.-A., 141/4, S. 491-502.
- PESTAL, G., NOWOTNY, A., ROCKENSCHAUB, M. (unpubl.) : Geologische Karte von Österreich 1 : 50.000, Blatt 144 Landeck, Geol. B.-A., Wien
- PETERS, Tj. & STETTLER, A. 1987: Radiometric age, thermobarometry and mode of emplacement of the Totalp peridotite in the Eastern Swiss Alps. - Schweiz. Min. Pet. Mitt., 67, S. 285-294.
- PETERS, Tj. 1963: Mineralogie und Petrographie des Totalpserpentins bei Davos. Inaug. - Diss. Univ. Bern, Zürich 1963.

- PETROVA, T.V., FERREIRO MÄHLMANN, R., STERN, W.B. & FREY, M. 2002: Application of combustion and DTA-TGA analyses to the study of metamorphic organic matter. – Schweiz. Min. Pet. Mitt., 82/1, S. 33-54.
- PFLAUMANN, U. 1968: Erläuterungen zur Geolog. Karte von Bayern 1 : 25.000 Blatt Nr. 8237 Miesbach.
- PHILIPP, R. 1982: Die Alkali amphibole der Platt-Decke zwischen Silsersee und Lunghinpass (Graubünden). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 62, S. 437-455.
- PIBER, A. & TROPPEL, P. 2001: Thermobarometry in low-grade metagranitoids: how reliable is stilpnomelane? – Mitt. Öster. Mineral. Ges., 146, S. 230-231.
- PICHLER, H. & SCHMITT-RIEGRAF, C. 1993: Gesteinsbildende Minerale im Dünnschliff. - F. Enke Verlag, Stuttgart 1993.
- PIRKL, H.: 1980: Die westlichen Zentralalpen (von der Silvretta zum Brenner). – [In:] Der Geologische Aufbau Österreichs (Hrsg.: Geol. B.-A., Wien), S. 332-347, Wien (Springer) 1980.
- POBER, E. & FAUPL, P. 1988: The chemistry of detrital chromian spinels and its implications for the geodynamic evolution of the Eastern Alps. – Geol. Rundschau, 77/3, S. 641-670, Stuttgart 1988.
- POSTUMA, J.A. 1971: Manual of Planktonic Foraminifera. - Elsevier Publishing Company, Amsterdam, London, New York 1971.
- PREMOLI-SILVA, I. & SLITER, W.V. 1994: Cretaceous planktonic foraminiferal biostratigraphy and evolutionary trends from the BottaCalcitone section, Gubbio, Italy. – Palaeontographia Italica, 82, S. 1-89, 26 pls.
- PREMOLI-SILVA, I., GARZANTI, E. & GAETANI, M. 1992: Stratigraphy of the Chikkim and Fatu La formations in the Zangla and Zumlung units (Zanskar Range, India) with comparisons to the Thakkhola region (Central Nepal): Mid-Cretaceous evolution of the Indian passive margin. – Riv. It. Paleont. Strat., 97/3-4, S. 511-564.
- PRINZ, H. 1982: Abriß der Ingenieurgeologie. – F. Enke Verlag, 435 Seiten, Stuttgart 1982.
- PROYER, A., SCHUSTER, R., HOINKES, G. & FAUPL, P. 2001: Permo-triassic metamorphic evolution of the Kreuzeck-Goldeck mountains (Carinthia, Austria). – Mitt. Österr. Miner. Ges., 146, S. 240-242.
- VON QUADT, A., GÜNTHER, G., FRISCHKNECHT, R., ZIMMERMANN, R. & FRANZ, G. 1997: The evolution of pre-Variscan eclogites of the Tauern Window (Eastern Alps): a Sm/Nd-, conventional and Laser ICPMS zircon U-Pb study. – Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 77, S. 265-280.
- RADOICIC, R. 1978: *Clypenia* ? *alrawii*, n.sp., a dasycladacea from the upper cretaceous of Iraq. - Bull. T. LXI Acad. Serbe Scienc. Art. Class Scienc. Nat. et. Math., Nr. 17, Beograd 1978.
- RADOICIC, R. 1978: *Salpingoporella milovanovici*, n.sp. A new dasyclad from the Cenomanian strata of the Dinarides, and a note on the foraminifer *Nummuloculina* sp. (aff. *regularis* PHILIPPSON). – Extrait des Annales Géologiques de la Péninsule Balkanique, Tome XLII, Beograd 1978.
- RADOICIC, R. 1979: *Salpingoporella ubaiydhi*, a new senonian dasyclad and some data about subsurface biostratigraphy of western Iraqi desert. - Bull. T. LXVIII Acad. Serbe Scienc. Art. Class Scienc. Nat. et. Math., Nr. 19, Beograd 1979.
- RADOICIC, R. 1984: New Species and new subgenus of *Neomeris* (Dasycladaceae, Green Algae) from the Upper Cretaceous of Metohija. – Bull. T. LXXXVI Acad. Serbe Scienc. Art. Class Scienc. Nat. et. Math., Nr. 25, Beograd 1984.
- RATSCHBACHER, L., NEUBAUER, F., SCHMID, S. & NEUGEBAUER, J. 1989: Extension in compressional orogenic belts: The eastern Alps. – Geology, 17, S.404-407.
- RAUMER, J. & NEUBAUER, F. (eds.): Pre-Mesozoic Geology of the Alps, S. 469-484, Springer Verlag (Berlin).

- REBAY, G. & POWELL, R. 2002: The formation of eclogite facies metatroctolites and a general petrogenetic grid in Na₂O-CaO-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O (NCFMASH), - *J. metamorphic Geol.*, 20, S. 813-826.
- REITZ, E., HÖLL, R., HUPAK, W. & MEHLTRETTER, C. 1990: Palynologischer Nachweis von Unterkreide in der Jüngeren (Oberen) Schieferhülle des Tauernfensters. – *Jb. Geol. B.-A.*, 133, S. 611-618.
- REMANE, J. 1964: Untersuchungen zur Systematik und Stratigraphie der Calpionellen in den Jura-Kreide-Grenzschiefern des Vocontischen Troges. - *Palaeontographica*, Abt. A, 123, Liefg. 1-3, S. 1-57, Stuttgart 1964.
- REMANE, J. 1985: Calpionellids. – [In:] *Plankton Stratigraphy*, Vol 1., (Eds.:) BOLLI, H.M., SAUNDERS, J.B. & PERCH-NIELSEN, K. Cambridge University Press.
- RING, U. 1989: Tectonogenesis of the Penninic/Austroalpine Boundary Zone: The Arosa Zone (Grisons – Rätikon area, Swiss-Austrian Alps). - Unpubl. Diss., 177 p., Tübingen.
- RING, U. 1992: The Alpine geodynamic evolution of Penninic nappes in the eastern Central Alps: geothermobarometric and kinematic data. – *Journ. Metam. Geol.*, 10, S. 33-53.
- RING, U., RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., DÜRR, S. & BORCHERT, S. 1990: The internal structure of the Arosa Zone (Swiss-Austrian Alps). - *Geol. Rundschau*, 79, S. 725-739. Stuttgart 1990.
- RING, U., 1988: Die Kinematik der Arosa Zone und Implikationen für die Entwicklung der Ostalpen. – *Erlanger geol. Abh.*, 116, S. 101-106, Erlangen 1988.
- RING, U., RATSCHBACHER, L. & FRISCH, W. 1988: Plate-boundary kinematics in the Alps: Motion in the Arosa suture zone. - *Geology*, 16, S. 696-698.
- RING, U., RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., BIEHLER, D. & KRÁLIK, M. 1989: Kinematics of the Alpine plate margin: structural styles, strain and motion along the Penninic-Austroalpine boundary in the Swiss-Austrian Alps. - *Journ. of the Geol. Soc.*, 146, S. 835-849.
- ROBASZYNSKI, F., CARON, M., AMEDRO, F., DUPUIS, C., HARDENBOL, J., GONZALEZ-DONOSO, J.-M., LINARES, D. & GARTNER, S. 1993: Le Cénomaniien de la Région de Kalaat Senan (Tunisie Centrale): Litho-Biostratigraphie et interprétation séquentielle. – *Rev. de Paléobiologie*, 12/2, S. 351-505, Genève 1993.
- ROBASZYNSKI, F., CARON, M., DUPUIS, C., AMEDRO, F., GONZALEZ-DONOSO, J.-M., LINARES, D., HARDENBOL, J., GARTNER, S., CALANDRA, F. & DELOFFRE, R. 1990: A tentative integrated stratigraphy in the Turonian of Central Tunisia: Formations, zones and sequential stratigraphy in the Kalaat Senan area. – *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 14/1, S. 213-384, Boussens 1990.
- ROEDDER, E. 1984: Fluid Inclusions. – *Rev. in Mineralogy*, vol. 12, Min. Soc. Amer., Washington, 644 S.
- RÖSNER, G., MASSONE, H.J., STÖCKHERT, B. 1990: Composition and Inhomogenities of the White Micas from the Lower Engadine Window, Eastern Alps. - *Terra Abstracts*, 2, S. 56, 1990.
- ROSSETTI, F., FACALCITENNA, C., GOFFE, B., MONIE, P., ARGENTIERI, A., FUNICELLO, R., & MATTEI, M. 2001: Alpine structural and metamorphic signature of the Sila PiCalcitola Massif nappe stack (Calabria, Italy): Insights for the tectonic evolution of the Calabrian arc. – *Tectonics*, 20/1, S. 112-133.
- RUDOLPH, J. (1982): Tieferes Tertiär im oberen Fimbertal. – *Neues Jb. Geol. Palaeont.*, MH, 1982, S. 181-183, Stuttgart 1982. (darin Zitat für RUDOLPH 1979)
- SALAJ, J. & SAMUEL, O. 1966: Foraminifera der Westkarpaten-Kreide (Slowakei). - *Geologicky Ustav Dionyza Stura*, Bratislava 1966.
- SAMUEL, O., BORZA, K. & KÖHLER, E. 1972: Microfauna and Lithostratigraphy of the Paleogene and adjacent Cretaceous of the Middle Vah Valley (West Carpathians). - *Geologicky ustav Dionyza Stura*, 246 p., 180 pl., Bratislava 1972.

- SARTORIO, D., TUNIS, G. & VENTURINI, S. 1997: The Iudrio valley section and the evolution of the northeastern margin of the Friuli Platform (Julian Prealpes, NE Italy-W Slovenia). – *Mem. Sci. Geol.*, 42, S. 163-193, 16 figs., 5 pls.
- SCAILLET, S., FERAUD, G., BALLEVRE, M & AMOURIC, M. 1992: Mg/Fe and [(Mg,Fe)Si-Al₂] compositional control on argon behavior in high-pressure white micas: A Ar/Ar continuous laser-probe study from the Dora-Maira nappe of the internal western Alps, Italy. – *Geochim. & Cosmochim. Acta*, 56, S. 2851-2872.
- SCHALTEGGER, U. & GEBAUER, D. 1999: Pre-Alpine geochronology of the Central, Western and Southern Alps. – *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 79, S. 79-87.
- SCHILLER, W. 1904: Geologische Untersuchungen im östlichen Unterengadin. I. Lischannagruppe. - *Ber. Naturforsch. Ges. Freiburg i. Breisgau*, 14, S. 107-180, Freiburg i. Br. 1904.
- SCHILLER, W. 1906: Geologische Untersuchungen im östlichen Unterengadin. II. Piz Lad-Gruppe. - *Ber. Naturforsch. Ges. Freiburg i. Breisgau*, 16, S. 108-163, Freiburg i. Br. 1906.
- SCHLAGINTWEIT, F. 1992: Allochthone Urgonkalke im mittleren Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen. - *Münchener Geowiss. Abh.*, A20, 120 p., München 1992.
- SCHLUSCHE, P. & BERTLE, R.J. 2004: Zur Quartärgeologie und Neotektonik des Unterengadins (Engiadina bassa). – *Mitteilungen des Inst. für Tourismus und Landschaft der Academia Engiadina*. Samedan 2004.
- SCHMÄDICKE, E. & EVANS, B.W. 1997: Garnet-bearing ultramafic rocks from the Erzgebirge, and their relation to other settings in the Bohemian Massif. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, 127, S. 57-74.
- SCHMÄDICKE, E. 2000: Phase relations in peridotitic and pyroxenitic rocks in the model systems CMASH and NCMASH, - *Journ of Petrology*, 41/1, S. 69-86.
- SCHMID, S.M. & FROITZHEIM, N. 1993: Oblique slip and block rotation along the Engadine line. - *Eclog. Geol. Helv.*, 86, S. 569-593, Basel 1993.
- SCHMIDEGG, O. 1964: Die Ötztaler Schubmasse und ihre Umgebung. - *Verh. Geol. B.-A.*, S. 27-47, Wien 1964.
- SCHMIDEGG, O. 1964: Geologische Verhältnisse im Bereich des Kaunertalkraftwerkes der Tiroler Wasserkraftwerke AG. - *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 57/1, S. 114-116, Wien 1964.
- SCHMIDT, E. & TRICK, T. 1993: Geologie der Ostseite des oberen Fimbertales (Unterengadiner Fenster/Schweiz). – *Unveröff. Dipl. Arb. Univ. Freiburg i. Br.*, 95 S., Freiburg.
- SCHÖNLAUB, H. 1973: Schwamm-Spiculae aus dem Rechnitzer Schiefergebirge und ihr stratigraphischer Wert. – *Jb. Geol. B.-A.*, 116, S. 35-49.
- SCHROEDER, R. 1962: Orbitolinen des Cenomans Südwesteuropas. – *Paläont. Z.*, 36, S. 171-202, Stuttgart 1962.
- SCHROEDER, R. 1990: *Praedictyorbitolina carthusiana* n. gen. n. sp., Orbitolinidé (Foraminiferida) de la limite Hauterivien-Barrémien des Alpes occidentales. – *Paläont. Z.*, 64, S. 193-202, Stuttgart 1990.
- SCHROEDER, R. 1997: Remarques sur une prétendue association de *Palorbitolina lenticularis*/*Valserina broennimanni* dans le Jura neuchâtelois. – *Eclog. geol. Helv.*, 90, S. 263-267, Basel 1997.
- SCHUBERT, R.J. 1910: Über das „Tertiär im Antirhätikon“. - *Verh. k.k. Geol. R.-A.*, 14, S. 328, Wien 1910.
- SCHULZE, S. 1994: Geologie der östlichen Fimbertalseite zwischen Ils Gips und Piz Val Gronda. – *Unveröff. Dipl. Arbeit Univ. Freiburg i. Br.*, 95 S., Freiburg i. Br.
- SCHUSTER, R., BERTLE, R. & FRANK, W. 2001: Indications for a permo-triassic metamorphic imprint in the Austroalpine Silvretta nappe (Eastern Alps). – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 25, S. 195-196.

- SCHUSTER, R., SCHARBERT, S., ABART, R. & FRANK., W. 2001: Permo-triassic extension and related HT/LP Metamorphism in the Austroalpine – Southalpine realm. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 45, S. 111-141.
- SCHWEIGL, J. 1993: Kristallingeologische Untersuchung in den Nauderer Bergen (Westliche Ötztaler Alpen, Tirol). – Unveröff. Dipl. Arbeit Univ. Wien, 87 S., 66 Abb., 6 Tab., 3 Beil., Wien 1993.
- SCHWIZER, B. 1984: Die Tristel-Formation. - Unpubl. Diss. Univ. Bern, Bern 1983.
- SCOTT, R.W., SCHLAGER, W., FOUKE, B. & NEDERBRAGT, S.A. 2000: Are Mid-Cretaceous events recorded in Middle East carbonate platforms? – Soc. Sed. Geol. (SEPM) Spec. Publ., 69, S. 77-88.
- SEPTFONTAINE, M (unpubl. ???): Les foraminifères imperforés des milieux de plate-forme au mésozoïque: détermination pratique, interprétation phylogénétique et utilisation biostratigraphique. (Als Original von Prof. Allemann/Bern erhalten).
- SEPTFONTAINE, M. 1988: Vers une classification évolutive des Lituolides (Foraminifères) Jurassiques en milieu de plate-forme carbonatée. – Rev. de Paléobiologie, Vol. Spec., 2, S. 229-256, Genève 1988.
- SERRA-KIEL, J., HOTTINGER, L. CAUS, E., DROBNE, K., et 11 al. 1998: Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene. – Bull. Soc. Géol. France, 169/2, S. 281-299.
- SEWARD, D. 1989: Cenozoic basin histories determined by fission track dating of basement granites, South Island, New Zealand. – Chemical Geology, 79, S. 31-48.
- SHEPHERD, T.J., RANKIN, A.H. & ALDERTON, D.H.M. 1985: A practical guide to Fluid Inclusions studies. – 244 Seiten, Blackie & Son Ltd., Glasgow.
- SLETTEN, W.R. & ONSTOTT, T.C. 1998: The effect of the instability of muscovite during in vacuo heating on Ar/Ar step-heating spectra. – Geochim. & Cosmochim. Acta, 62/1, S. 123-141.
- SMOLTCZYK, U. (Hrsg.) 1990 – 1992: Grundbau – Taschenbuch, Teil I-III, 4. Auflage, Ernst & Sohn, Berlin 1990 – 1992.
- SPAGGIARI, C.V., GRAY, D.R. & FOSTER, D.A. 2002: Blueschist metamorphism during accretion in the Lachlan Orogen, south-eastern Australia. – J. metamorphic Geol., 20, S. 711-726.
- SPITZ, A. & DYRENFURTH, G.: Monographie der Engadiner Dolomiten zwischen Schuls, Scanf und dem Stilfser Joch. - Beitr. Geol. Karte Schweiz, N.F., 44; 235 p., Bern 1915.
- STAMPFLI, G.M. 1993: Le Briançonnais, terrain exotique dans les Alpes? - Eclog. Geol. Helv., 86/1, S. 1-45, Basel 1993.
- STAMPFLI, G.M., MOSAR, J., MARQUER, D., MARCHANT, R., BAUDIN, T. & BOREL, G. 1998: Subduction and obduction processes in the Swiss Alps. - Tectonophysics, 296, S. 159-204.
- STAUB, R. & CADISCH, J. 1921: Zur Tektonik des Unterengadiner Fensters. - Eclog. Geol. Helv., 16, S. 223-285,
- STEINMANN, M. 1994: Ein Beckenmodell für das Nordpenninikum der Ostschweiz. – Jahrb. Geol. B.-A., 137/4, S. 675-721, Wien 1994.
- STOECKER, B., RÖSSNER, G., KÜSTER, M., HEIDER, M., GUNDLACH, K. & RICHTER, D.K. 1990: High-Pressure Metamorphism of the Mesozoic Sediments in the Lower Engadine Window, Eastern Alps. - Terra Abstracts, 2, S. 34, 1990.
- STOFFEL, S. 1995: Bautechnische Grundlagen für das Erstellen von Lawenverbauungen im alpinen Permafrost. – Mitt. Eidgen. Inst. Schnee- u. Law.-Forschung, Davos, 52, Davos 1995.
- STRASSER, A., CARON, M. & GJERMENI, M. 2001: The Aptian, Albian and Cenomanian of Roter Sattel, Romandes Prealpes, Switzerland: a high-resolution record of oceanographic changes. – Cretaceous Research, 22, S. 173-199.

- STRECKEISEN, A. & NIGGLI, E. 1958: Über einige Vorkommen von Stilpnomelan in den Schweizer Alpen. – Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 38, S. 76-82.
- SUESS, E. 1905: Über das Inntal bei Nauders. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw.Kl., Abt. I, Bd. 114, S. 699-753, Wien 1905.
- TAGAMI, T., GALBRAITH, R.F., YAMADA, R. & LASLETT, G.M. 1998: Revised annealing kinetics of fission tracks in zircon and geological implications. – [In:] van den HAUTE, P. & CORTE, (eds.): Advances in Fission-track Geochronology. Solid Earth Science Library, Kluwer Academic Press, Dordrecht, Netherlands, 331 S., 1998.
- TERMIER, P. 1904: Sur la fenêtre de la Basse Engadine. – C.R. Acad. Sci. Paris, 189, S. 648-650, Paris 1904b.
- THEYE, T., SEIDEL, B. & VIDAL, O. 1992: Carpholite, sudoite and chloritoid in low-grade high-pressure metapelites from Crete and the Peloponnese, GreCalcite. – Eur. J. Mineral, 1992, 4, S. 487-507.
- THÖNI, M. & JAGOUTZ, E. 1992: Some new aspects of dating eclogites in orogenic belts: Sm-Nd, Rb-Sr and Pb-Pb isotopic results from the Austroalpine Saualpe and Koralpe type-locality (Carinthia/Styria, SE Austria). – Geochim. Cosmochim. Acta, 56, S. 347-368.
- THÖNI, M. 1980: Zur Westbewegung der Ötztaler Masse. Räumliche und zeitliche fragen an der Schlinigüberschiebung. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 26, S. 247-275, Wien 1980.
- THÖNI, M. 1981: Degree and Evolution of the Alpine Metamorphism in the Austroalpine Unit W of the Hohe Tauern in the light of K/Ar and Rb/Sr Age Determinations on Micas. – Jahrb. Geol. B.-A., 124/1, S. 111-174, Wien 1981.
- THÖNI, M. 1988: Rb-Sr Isotopic resetting in mylonites and pseudotachylites: Implications for the detachment and thrusting of the Austroalpine basement nappes in the Eastern Alps. – Jahrb. Geol. B.-A., 131/1, S. 169-201, Wien 1988.
- THÖNI, M. 1999: A review of geochronological data from the Eastern Alps. – Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 79/1, S. 209-230.
- THÖNI, M. 2002: Sm-Nd isotope systematics in garnet from different lithologies (Eastern Alps): age results, and an evaluation of potential problems for garnet Sm-Nd chronometry. – Chemical Geology, 185, S. 255-281.
- THÖNY, W., TROPPEL, P. & BERNHARD, F. 2001: The metamorphic evolution of stromatic migmatites from the western Ötztal-Stubai crystalline basement (Tyrol, Eastern Alps). – Mitt. Österr. Miner. Ges., 146, S. 286-287.
- THUM, I. 1966: Zur Geologie des Unterengadiner Fensters (im Raume Spieß – Nauders / Oberinntal). - Unveröff. Diss. Univ. Wien 1966.
- THUM, I. 1969: Neuere Daten zur Geologie des Unterengadiner Fensters. – Mitt. Österr. Geol. Ges. in Wien, 82, S. 55-77, Wien 1969.
- THUM, I. & NABHOLZ, W. 1972: Zur Sedimentologie und Metamorphose der penninischen Flysch- und Schieferabfolgen im Gebiet Prättigau-Lenzerheide-Oberhalbstein. - Beitr. Geol. Kart. Schweiz, 144.
- TOLLMANN, A. 1977: Die Bruchtektonik Österreichs im Satellitenbild. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 153/1, S. 1-27, Stuttgart 1977.
- TOLLMANN, A. 1977: Geologie von Österreich, Band 1. - Deuticke, Wien 1977.
- TOLLMANN, A. 1987: Neue Wege in der Ostalpengeologie und die Beziehungen zum Ostmediterrän. – Mitt. österr. geol. Ges., 80, S. 47-113., Wien 1987.
- TORRICELLI, G. 1956: Geologie der Piz Lad – Piz Ajüz-Gruppe (Unterengadin). – Jb. Naturforsch. Ges. Graubünden, 85, 83 S., Chur 1956.
- TOURET, J. 2001: Fluids in metamorphic rocks. – Lithos, 55, S. 1-25.
- BLEIBINHAUS, F. 2003: Entwicklung einer simultanen refraktions- und reflexionsseismischen 3D-Laufzeit-tomographie mit Anwendung auf tiefenseismische TRANSALP-Weitwinkeldaten aus den Ostalpen. – Unveröff. Dissertation LMU München, 217 S.

- TRAUTWEIN, B., DUNKL, I. & FRISCH, W. 2001: Accretionary history of the Rhenodanubian flysch zone in the Eastern Alps – evidence from apatite fission-track geochronology. – *Int. J. Earth Sciences (Geol. Rundschau)*, 90, S. 703-713.
- TRAUTWEIN, B., DUNKL, I., KUHLEMANN, J. & FRISCH, W. 2001: Cretaceous-Tertiary Rhenodanubian flysch wedge (Eastern Alps): clues to sediment supply and basin configuration from zircon fission-track data. – *Terra Nova*, 13/5, S. 382-393.
- TREVES, B. 1996: Rotation of crustal blocks in the Tethyan mobile belt: a model for the transition from spreading to convergence. – *Ofioliti*, 21/2, S. 145-152.
- TRÜMPY, R. 1960: Paleotectonic Evolution of the Central and Western Alps. – *Bull. Geol. Soc. America*, 71, S. 843-908, 1960.
- TRÜMPY, R. 1972: Zur Geologie des Unterengadins. – [In:] *Ergebnisse der wissenschaftlichen Untersuchungen im Schweizerischen Nationalpark, Band XII: Oekologische Untersuchungen im Unterengadin*, S. 71-87 & S. 88-96.
- TRÜMPY, R. 1992: Ostalpen und Westalpen – Verbindendes und Trennendes. – *Jahrb. Geol. B.-A.*, 135/4, S. 875-882, Wien 1992.
- TUCKER, M.E. 1985: Einführung in die Sedimentpetrologie. – F. Enke Verlag, 275 S., Stuttgart 1985.
- UCIK, F.H. 1966: Zur Geologie der nördlichen und östlichen Umgebung von Pfunds im Oberinntal/Tirol (Unterengadiner Fenster). – Unveröff. Diss. Univ. Wien 1966.
- UCIK, F.H. 1993: Das Unterengadiner Fenster. – [In:] *Geologie des Oberinntaler Raumes – Schwerpunkt Blatt 144 Landeck – Arbeitstagung Geol.B.-A.*, Wien 1993.
- VAN GORSEL, J. T. : Late Cretaceous Orbitoidal Foraminifera.
- VAN LOON, W. E. 1960: Petrographische und geochemische Untersuchungen im Gebiet zwischen Remüs (Unterengadin) und Nauders (Tirol). – *Geologica ultraiectina*, 7, 68 p., Utrecht 1960.
- VELIC, I. 1988: Lower Cretaceous benthic foraminiferal biostratigraphy of the shallow-water carbonates of the Dinarides. – *Rev. de Paléobiologie, Vol. Spéc.*, 2, S. 467-475, Genève 1988.
- VERNIÉ, P., KIENAST, J.R. & MÉVEL, C. 1986: The occurrence of deerite in highly oxidizing conditions within the schistes lustrés of eastern Corsica. – *Journ. metam. Geology*, 4, S. 385-399.
- VIDAL, O., GOFFE, B. & THEYE, T. 1992: Experimental study of the stability of sudoite and magnesiocarpholite and calculation of a new petrogenetic grid for the system FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. – *J. Metam. Geology*, 10, S. 603-614.
- VIDAL, O., PARRA, T. & TROTET, F. 2001: A thermodynamic model for Fe-Mg aluminous chlorite using data from phase equilibria experiments and natural pelitic assemblages in the 100 to 600 °C, 1 – 25 kb range. – *Americ. Journ. Science*, 301, S. 557-592.
- VILLA, I. M. 1998: Isotopic closure. – *Terra Nova*, 10, S. 42-47.
- VONDER MÜHLL, D., et al. 1994: Permafrost in den Alpen. – *Geowissenschaften*, 12/5-6, S. 149-153. Ernst & Sohn 1994.
- VUICHARD, D. 1984: The ophiolitic suite of the Alp Champatsch (Lower Engadine Window, Switzerland): the metamorphic and tectonic evolution of a small oceanic basin in the Penninic Realm? – *Ofioliti*, 9, S. 619-632.
- VUICHARD, D. 1984: Petrographische Untersuchungen in der Zone von Ramosch (Alp Champatsch, Unterengadin) mit besonderer Berücksichtigung der ophiolitischen Gesteine. – Unpubl. Dipl.-Arb. Univ. Bern, Bern 1984.
- WACHS, D. & HEIN, J.R. 1974: Petrography and Diagenesis of Franciscan Limestones. – *Journ. Sed. Petrol.*, 44/4, S. 1217-1231.
- WACHS, D. & HEIN, J.R. 1975: Franciscan Limestones and Their Environments of Deposition. – *Geology*, January 1975, S. 29-33.

- WAGNER, C.W. 1964: Manual of Larger Foraminifera – Generic Determination and Stratigraphic Value. - Bataafse Internationale Petroleum Maatschappij N.V.Exploration and Production. The Hague 1964.
- WAGNER, S. 1996: Dreidimensionale Modellierung zweier Gletscher und Deformationsanalyse von eisreichem Permafrost. – Mitt. VAW der ETH Zürich, 146, 146 Seiten, Zürich 1996.
- WAIBEL, A.F.& FRISCH, W. 1989: The Lower Engadine Window: sediment deposition and a Calcitretion in relation to the plate-tectonic evolution of the Eastern Alps. - Tectonophysics, 162, S. 229-241.
- WALDE, D., SPRINGHORN, R., BURWICK, P. & PFLUG, R. 1977: Zur Geologie in der Umgebung der Heidelberger Hütte (Ostsilvretta). – Sonderdruck des Deutschen Alpenvereins Sektion Heidelberg 1869 e.V.
- WEGMANN, M. 1998: Frostdynamik in hochalpinen Felswänden am Beispiel der Region Jungfraujoch – Aletsch. – Mitt. VAW der ETH Zürich, 161, 144 Seiten, Zürich, 1998.
- WEH, M.1998 : Tektonische Entwicklung der penninischen Sediment-Decken in Graubünden (Prättigau bis Oberhalbstein). – Unveröffentl. Diss. Univ. Basel, 230 Seiten.
- WEIDICH, K.F. 1984: Feinstratigraphie und Taxonomie planktonischer Foraminiferen und Paläoökologie der Foraminiferen-Gesamtfauna der kalkalpinen tieferen Oberkreide (Untercenoman – Untercampan) der Bayerischen Alpen. - Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., N.F., 162, 151 S., München 1984.
- WEINKE, H.H., KOLLER, F. & PERNICKA, E. 2001: Platinmetalle in mesozoischen Ophiolithen der Ostalpen. – Mitt. Österr. Miner. Ges., 146, S. 314-315.
- WEISSERT, H.J. & BERNOULLI, D. 1985: A transform margin in the Mesozoic Tethys: evidence from the Swiss Alps. – Geol. Rundschau, 74/3, Stuttgart 1985.
- WENK, E. 1934: Beiträge zur Petrographie und Geologie des Silvrettakristallins. - Schweiz. Min. Pet. Mitt., 14.
- WENK, E. 1934: Der Gneiszug Pra Putér – Nauders im Unterengadin und das Verhältnis der Umbraildecke zur Silvretta/Oetztaldecke. - Eclog. geol. Helv., ...;S. 135-146, Basel 1934.
- WENK, E. 1948: Ostalpinen und penninisches Kristallin. - Schweiz. Min. Pet. Mitt., 48, S. 761-771.1948
- WENK, E. 1962: Einige Besonderheiten des unterostalpinen Kristallins im Unterengadin.- Eclog. geol. Helv., 55/2, S. 457-460, Basel 1962.
- WERNLI, R. & GÖRÖG, A. 2000: Determination of Bajocian protoglobigerinids (foraminifera) in thin section. – Rev. de Paléobiologie, 19/2, S. 399-407.
- WIEDMANN, J. & KULLMANN, J. 1996: Crisis in Ammonoid Evolution. – [In:] Ammonoid Paleobiology. – Vol. 13 of Topics in Geobiology (eds.: Landman N., Tanabe, K. & Davis, R.A.). Plenum Press.
- WILL, T., OKRUSCH, M., SCHMÄDICKE, E. & CHEN, G. 1998: Phase relations in the greenschist-blueschist-amphibolite-eclogite facies in the system Na₂O-CaO-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O (NCFMASH), with application to metamorphic rocks from Samos, Greece. – Contrib. Mineral. Petrol., 132, S. 85-102.
- WILLEMS, H., ZHOU, Z., ZHANG, B. & GRÄFE, K.-U. 1996: Stratigraphy of the Upper Cretaceous and Lower Tertiary strata in the Tethyan Himalayas of Tibet (Tingri area, China). – Geol. Rundschau, 85, S. 723-754.
- WIMMENAUER, W. 1985: Petrographie der magmatischen und metamorphen Gesteine. - F. Enke Verlag, 392 S., Stuttgart 1985.
- WINKLER, W. & BERNOULLI, D. 1986: Detrital high-pressure/low-temperature minerals in a late Turonian flysch sequence of the eastern Alps (western Alps): Implications for early Alpine tectonics. – Geology, 14, p. 598-601, July 1986.

- WINKLER, W. 1988: Mid- to Early Late Cretaceous Flysch and Melange Formations in the Western Part of the Eastern Alps. Palaeotectonic Implications. - *Jahrb. Geol. B.-A.*, 131/2, S. 341-389, Wien 1988.
- WOLETZ, G. 1963: Charakteristische Abfolgen der Schwermineralgehalte in Kreide- und Alttertiär-Schichten der nördlichen Ostalpen. - *Jahrb. Geol. B.-A.*, 106, S. 89-119, Wien 1963.
- WORTMANN, U. 1996: Wind und Milankovich-Zyklen: Zur Ursache der hemipelagischen schwarz/grün Zyklen im Apt/Alb der bayerischen Flyschzone. – Unpubl. Diss. Techn. Univ. München, 212 S.
- ZANGERL, C. 1997: Kristallineologische und petrologische Untersuchungen im vorderen Pitz- und Kaunertal. – Unpubl. Dipl.-Arb. Univ. Innsbruck, 101 S.
- ZIEGLER, W.H. 1956: Geologische Studien in den Flyschgebieten des Oberhalbsteins (Graubünden). - *Eclog. geol. Helv.*, 49/1, S. 1-78, Basel 1956.
- ZIMMERMANN, R., HAMMERSCHMIDT, K. & FRANZ, G. 1994: Eocene high pressure metamorphism in the Penninic units of the Tauern Window (Eastern Alps): evidence from Ar/Ar dating and petrological investigations. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, 117, S. 175-186.

12.) Anhang

Es folgt zuerst das Probenverzeichnis. Hier sind sämtliche gesammelten Handstücke mit einer Probennummer, Kurzbeschreibung der Lokalität und des Gesteins aufgelistet. Weiters wurde ein Dünnschliffverzeichnis angefügt – es soll späteren Bearbeitern zusammen mit dem vollständigen Probenverzeichnis die Bearbeitung und Lokalisierung der Schliffe und Proben erleichtern und die Dichte der Beprobung demonstrieren.

Der zweite Teil wird durch die Rohdaten der Mikrosonden-, Geochemie- und Geochronologieuntersuchungen gebildet. Es werden sämtliche Daten wiedergegeben – ohne Auslese von z.B. Mischanalysen bei der EMS-Analytik.

Probenverzeichnis

Probennr.	Gestein	Fundpunkt	Schliffe
BE 90/99	Tuffit/Hyänenmarmor	Basalt-Sedimentkontakt Ophiolit Flimspitzbahn Bergstat,	
BE 1/00	Basaltmylonit	Flimspitz NW-Flanke	
BE 2/00	verfaltetes Ophikarbonat	Flimspitz NW-Flanke	
BE 3/00	Bündnerschiefer	Flimspitz NW-Flanke	
BE 4/00	Serpentinitfasern	Ophiolithprofil Viderjoch	
BE 5/00	Bündnerschiefer	Flimschulter N-Seite, Schutt	
BE 6/00	Bündnerschiefer	Flimschulter N-Seite, Schutt	
BE 7/00	Bt. Bündnerschiefer	Bach westl. Alp Tea, h ~2200 m	
BE 8/00	Bt. Bündnerschiefer	etwas höher	
BE 9/00	Bt. Bündnerschiefer	Bei BE 8/00, Aufschluss auf Grat h ~ 2280 m	
BE 10/00	Vulkanit	im Bach	1 Stk.
BE 11/00	Tristelkalk	ONO von P. 2612 m anstehend	
BE 12/00	Tristelkalk	aus Schutt - Bach	
BE 13/00	Q-Ep-Knauer	Lesestückmöstl. P. 2612m auf h~ 2380m ober Wand	
BE 14/00	Sdst	Wandfuß P. 2612 m auf h~ 2400m	
BE 15/00	Bt. Bündnerschiefer		
BE 16/00	Sdst	S G von La Grava h ~ 2600 m	
BE 17/00	Mylonit	bei Be 16/00 in Rinne auf h ~ 2600 m	
BE 18/00	Mylonit	SW L von La Grava h~ 2650 m	
BE 19/00	Mylonit	bei Be 18/00	
BE 20/00	Mylonit	N La Grava, h ~ 2580 m	1 Stk.
BE 21/00	Phyllit	N La Grava, h ~ 2650 m	
BE 22/00	Bündnerschiefer	NNW La Grava h~ 2680 m	
BE 23/00	Tristelkalk	östl. P. 2809m, h~ 2750m	5 Stk.
BE 24/00	Gault	östl. P. 2809m, h~ 2750m	4 Stk.
BE 25/00	Bt. Bündnerschiefer	Grat NO P. 2806 m auf h ~ 2860 m	
BE 26/00	Tristelkalk	aus Schutt östl. P. 2809 m	8 Stk
BE 27/00	Tristelkalk	Lesestück La Grava	2 Stk.
BE 28/00	Tristelkalk		
BE 29/00	Schwarzer Phyllit	Südl. 1. A von La Grava	1 Stk.
BE 30/00	bas. Gestein	Moräne südl. O von Fops	
BE 31/00	Carpholit	orograph. Linke Seite von La Grava	
BE 32/00	Q-Gang in Basalt	Lesestück, Basalt von Piz Mundin	
BE 33/00	Basalt	Grat westl. Piz Fot	
BE 34/00	Serpentinit	Ende Straße Pra Vegl auf h ~ 1700 m	1 Stk.
BE 35/00	BreCalcitie	Östl. von Be 35/00 in Schuttkegel von Piz Lad	
BE 36/00	Bergkristall	Schutt N Piz Roz	
BE 37/00	BreCalcitie	Schutt N Piz Roz	2 Stk.
BE 38/00	BreCalcitie	Schutt N Piz Roz	3 Stk.
BE 39/00	Tristelkalk	untere Straße ins Val Tiatscha, Beginn auf Vadrain	
BE 40/00	Basalt mit ?	Piz Mundin S-Wand Rinne gegen P. 2945m	
BE 41/00	Q-Knauer mit Axinit	Piz Mundin S-Wand Rinne gegen P. 2945m	
BE 42/00	Basalt mit Serpentinluft	Piz Mundin S-Wand Rinne gegen P. 2945m	
BE 43/00	Basalt mit Amphibol	Piz Mundin S-Wand Rinne gegen P. 2945m	5 Stk.
BE 44/00	Gault	P. 3106 m Piz Mundin	
BE 45/00	Mu-Calcit-Schiefer	10° WSW P von Piz Fot, Schutt	1 Stk.
BE 46/00	Basalt	bei BE 43/00	1 Stk.
BE 47/00	Q-Spalte in Basalt	SE P. 2945m h ~ 2920 m	
BE 48/00	Mu-Calcit-Schiefer	Magnüda della Bescha, h~ 2540m ,W-Seite	
BE 49/00	Limonit-Mylonit	S P. 3146m auf h~ 2940m	

BE 50/00	Marmor	Schutt S P. 3106m auf h~ 3000m	1 Stk.
BE 51/00	Sdst.	S P. 3106m auf h~ 3055m	
BE 52/00	Grünschiefer	S P. 3106m auf h~ 3055m	3 Stk.
BE 53/00	Grünschiefer	Forststr. Von Parditsch (E Nauders) gegen Gamortal	1 Stk.
BE 54/00	Basalt	E-Seite Magnüda della Besch, Oberrand Bergsturz	4 Stk.
BE 55/00	Pegmatit	Schiquerung ins Velliital - Ischgl	
BE 56/00	Sdst	hinterstes Velliil (in Dipl.Arb als Kristallin!!)	1 Stk.
BE 57/00	Calcit-Mylonit	Grat zur Pardatschgrat	
BE 58/00	Calcit-Fels	Aufschluss an Straße gegenüber Kraftwerk Martina	
BE 59/00	Tristelkalk	Wiese Vadrain, Richtung Scuol	1 Stk.
BE 60/00	Tristelkalk	Weg ober Be 59/00 auf h~ 1860 m	
BE 61/00	Calcit-Mylonit	N P. 2580m Piz Murtera auf h ~ 2500 m	1 Stk.
BE 62/00	Basalt mit Amphibol	N P. 2580m Piz Murtera auf h ~ 2500 m	3 Stk.
BE 63/00	Radiolarit	Grat N P. 2622 m auf h ~ 2730m. W-Seite	1 Stk.
BE 64/00	Hyaloklastit	Mundin-Nadel, SE-Seite, Gr. Schuttffleck, h~ 2830 m	
BE 65/00	Calcit-Schiefer	Alpetta-Gipfelkamm, h~2920 m	
BE 66/00	Calcit-Schiefer	1. Kehre von unterster Str. Sclamischoth gegen Grenze	
BE 67/00	Bündnerschiefer	Bach westl. Mot/Raschvella, h~1350 m	2 Stk.
BE 68/00	Serpentinit	Bach westl. Mot/Raschvella, h~1350 m	3 Stk.
BE 69/00	??	Bach westl. Mot/Raschvella, h~1350 m	1 Stk.
BE 70/00	Gabbro	Bach westl. Mot/Raschvella, h~1350 m	2 Stk.
BE 71/00	Mylonit	Bach westl. Mot/Raschvella, h~1420 m	2 Stk.
BE 72/00	Bt. Bündnerschiefer	Val Gronda auf h~1430 m Wiese	
BE 73/00	Serpentinit	W P.1111 Plattamala, im Tobel	
BE 74/00	Serpentinit	W P.1111 Plattamala, im Tobel	
BE 75/00	Basalt	W P.1111 Plattamala, im Tobel	1 Stk.
BE 76/00	Diorit. Tasnakristallin	westl. Wiese W P.1111 auf h~1300m?	2 Stk.
BE 77/00	Diorit. Tasnakristallin	westl. Wiese W P.1111 auf h~1300m?	
BE 78/00	Diorit. Tasnakristallin	westl. Wiese W P.1111 auf h~1300m?	
BE 79/00	Granit. Tasnakristallin	God da Spadazun h~1290 m, Plattamala	
BE 80/00	Serpentinit	bei BE 79/00 an der Straße von Seraplana	
BE 81/00	Serpentinit	W-Ende Plattamala, an der Straße	1 Stk.
BE 82/00	Basalt	W-Ende Plattamala, an der Straße	2 Stk.
BE 83/00	Bündnerschiefer	E Lawinenrechen von Straße nach Vadrain, h~1460 m	
BE 1/01	Feinkorngabbro (?)	Val Zipla, Schutt, h ~ 1200 m	1 Stk
BE 2/01	Kalkglimmerschiefer	Eer Wandfuß Vadrain S-Wand, h ~ 1450 m	
BE 3/01	Calcit-Musk-Chl-Schiefer	Murtera h ~ 2330 m (W-Seite), Kontakt zu Ophiol	
BE 4/01	Blauschiefer	Unterer, westl. Kontakt Murtera, h~ 2400 m	2 Stk
BE 5/01	Radiolarit	Schutt, W-Seite Murtera h ~ 2470 m	1 Stk
BE 6/01	Radiol-Basalt	Schutt, W-Seite Murtera h ~ 2470 m	1 Stk
BE 7/01	Blauschiefer	Schutt, W-Seite Murtera h ~ 2470 m	2 Stk
BE 8/01	Rosttüpfeliger Bündnerschiefer	Val Mundin, h~ 1705 m orogr. rechts	
BE 9/01	Tristelschichten	Alpetta S-Hang, h~ 2150 m (höchste Bäume)	
BE 10/01	Grünschiefer	Kreuzung Val Funtana Bach mit Forsstr., h ~ 1250 m	1 Stk
BE 11/01	Knotiger Grünschiefer	Kreuzung Val Funtana - fußweg., h ~ 1310 m	1 Stk
BE 12/01	Tristelschichten	Schutt, Nördl. 1. A von Prà da la Funtana h ~ 1410 m	
BE 13/01	Bt. Bündnerschiefer	Grenze, S Martina (Chavra, h ~ 1140 m)	
BE 14/01	Sdst.	Martawald, Mittlerer Weg, kurz W Wiese, h ~ 1435 m	1 Stk
BE 15/01	Tristelschichten	Kamm Ulrichskopf - Schmalzkopf	1 Stk
BE 16/01	Radiolarit	Piz Alpetta S-Seite, h ~ 2670 m , Schutt, bei Kontakt	1 Stk
BE 17/01	Blauschiefer	Piz Alpetta, S-Grat, W-Fuß, Schutt	
BE 18/01	Metabasalt??	Blockwerk E Pkt. 2612 m auf h ~ 2450 m	1 Stk

BE 19/01	Basalt	Alpetta E-Seite, h ~ 2420 m, Schutt	
BE 20/01	Carpolith	Alpetta, E-Seite, h ~ 2420 m, Schutt	
BE 21/01	Tristelschichten	Hang talein oberste Hütte Val Sampuoir, h ~ 2260 m	
BE 22/01	Blauschiefer	Oberster Basaltaufschluss Val Sampuoir W P. 2812 m	2 Stk
BE 23/01	Radiolarit	Siehe BE 22/01	1 Stk
BE 24/01	Tristelschichten	Ulrichskopf - Schmalzkopf	
BE 25/01	Ophiolith	Schutt aus Moräne E Saderealm, an der Straße	1 Stk
BE 26/01	Tuffit	Oberster Basaltaufschluss Val Sampuoir W P. 2812 m	1 Stk
BE 27/01	Keuper	Gipse von Planer Salaas	
BE 28/01	Sdst.	Val Saronna, W-Grat, h ~ 2460 m	
BE 29/01	Roter Crinoidenkalk	Ravaischer Salaas, am Weg, h ~ 2560 m	1 Stk
BE 30/01	BAAsalt	Greitispitz S-Hang, h ~ 2770 m	
BE 31/01	Tristelschichten	Laviner Lad, orogr. links, h ~ 1900 m	
BE 32/01	BAAsalt	Laviner Lad, h~2200m, teilender Sporn, orogr.mitterechts	1 Stk
BE 33/01	??	Schutt	
BE 34/01	Mylonit	Kreuzjoch, h ~ 2180 m (Ötztalbasis)	
BE 35/01	Kataklasit	Kreuzjoch, h ~ 2180 m (Ötztalbasis)	
BE 36/01	Mylonit	Kreuzjoch, N-Seite, h ~ 2200 m	
BE 37/01	Basalt	Kreuzjoch, N-Seite, h ~ 2200 m	2 Stk
BE 38/01	tuffit. Übergangsglied	Piz Mezdi N-Seite, gr. Schuttkegel, h ~ 2045 m,ansteh.	1 Stk
BE 39/01	???	N-Kar Piz Mezdi, orogr. rechts, h ~ 2340 m	1 Stk
BE 40/01	Bündnerschiefer	Mutler Gipfel	
BE 41/01	Bündnerschiefer	Mutler Gipfel	
BE 42/01	Hellglimmerreicher Sdst.	Mutler N-Grat	
BE 43/01	Tristelschichten	Felsrippe E Mutler, h ~ 2560 m, am Rücken	
BE 44/01	BreCalcitie	Schutt (E-Kar Mutler)	1 Stk
BE 45/01	BreCalcitie	Sattel zw. Pkt. 2938 m und Piz Salet	1 Stk
BE 46/01	BreCalcitie	Sattel zw. Pkt. 2938 m und Piz Salet	2 Stk
BE 47/01	Basalt	Oberh. Reschenstr., Bazaller N-Seite,westl. Bach,am Weg	
BE 48/01	Basalt	Oberh. Reschenstr., Bazaller N-Seite,westl. Bach,am Weg	1 Stk
BE 49/01	BreCalcitie	Weg, h ~ 1910 m, E Bach, Bazaller N-Seite	
BE 50/01	BAAsalt	Oberh. Reschenstr., Bazaller N-Seite,westl. Bach,am Weg	1 Stk
BE 51/01	Basalt	aus Schutt, aus BE 47/01, E Hütte, Stichstr.	1 Stk
BE 52/01	Tristelschichten	Finstermünzbach, Stichstraße, h ~ 1360 m	
BE 53/01	Basalt	Reschenstr. zw. Fort Finstermünz und Hochfinstermünz	1 Stk
BE 54/01	Basalt	westl. Ophiolithprofil Viderjoch, an Piste, ober Str.	
BE 55/01	Blauschiefer	N Pkt. 2612 m, Schutt h ~ 2400 m	3 Stk
BE 56/01	Blauschiefer	N Pkt. 2612 m, Schutt h ~ 2400 m	
BE 57/01	Tristelschichten	N Pkt. 2612 m, Schutt h ~ 2400 m	
BE 58/01	Sandkalk	Steinbruch Pkt. 1111, Plattamala E-seite	
BE 59/01	Sandkalk	Steinbruch Pkt. 1111, Plattamala E-seite	
BE 59/01	Tristelschichten	E-Icih Schwarzbodenkreuz, h ~ 2100 m	
BE 60/01	BAAsalt	Pkt. 2359 m Schwarzbodenkreuz	1 Stk
BE 61/01	Basalt	Lesestück Gamorbach Pkt. 1943 m	
BE 62/01	Tristelschichten	Lesestück Gamorbach Pkt. 1943 m	2 Stk
BE 63/01	Sandige Kalke	Grenzstein 3 Grenze Ö - Ital, Pkt. 2144m	
BE 64/01	Sandige Kalke	Grenzstein 3 Grenze Ö - Ital, Pkt. 2144m	
BE 65/01	Mu-Bio-Gneis	Am Rand Gr. Schutthalde Piz Lad N-Seite, h~2020m, A	1 Stk
BE 66/01	Bt. Bündnerschiefer	N-Seite Hahntenn, h~1980 m Beginn Tobelrinne n. E	1 Stk

BE 67/01	BreCalcitie	Schutt N Hahntenn, h~2130 m	1 Stk
BE 68/01	Kalkschiefer	Kamm Kreuzjoch - Rotspitze	
BE 69/01	Feinsandstein	Kamm Kreuzjoch - Rotspitze	
BE 70/01	Kalkglimmerschiefer	Str. Pundser Ochsenberg, Bildstockzeichen	1 Stk
BE 71/01	Serpentinit mit Gang	Serpentinit Riatsch	1 Stk
BE 72/01	Serpentinit mit Gang	Knapp N Grenzstein 52, aus Krusten-Mantelgrenze	
BE 73/01	Tasnakristallin	Knapp N Grenzstein 52, aus Krusten-Mantelgrenze	
BE 74/01	Verrucano	Chilchera tudais-cha	1 Stk
BE 75/01	Kalkmylonit	Lesestück Chilchera tudais-cha	
BE 76/01	Paragneisq	W-seite Radurschltal, Nauderer Tschey, Anriß bei P. 2398	
BE 77/01	Porphy. Basalt	E Pkt 1687 (Serp.Kontakt) Riatsch	1 Stk
BE 78/01	Serpentinitmylonit	NW Schwarzsee, am Rand 3-eckiger Sumpf	
BE 79/01	Steinsberger Lias?	W Landesgrenze, h ~1680 m, Riatsch	
BE 80/01	Tristelschichten	S Grenzstein 48, bei Weg in Schweiz	
BE 81/01	Tristelschichten ??	E BE 80/01, ober Weg	1 Stk.
BE 82/01	Steinsberger Lias?	gleich neben BE 81/01	
BE 83/01	Gneis ??	Abfluss 3-eckiger Sumpf h ~ 1700 m orogr. links	1 Stk
BE 84/01	Basalt??	etwas südl. BE 83/01	1 Stk
BE 85/01	Kristallin oder Basalt	N a von Riatsch, h ~ 1640 m	1 Stk
BE 86/01	Porphy. Basalt	Felswand NW Riatsch	1 Stk
BE 87/01	Basalt	Bach E Saderer Joch, h ~2200 m, anstehend	
BE 88/01	Gabbro?	westl. Plattamala, an Straße	1 Stk.
BE 1/02	Orthopyroxenit	N Straße Riatsch-Schwarzsee, h ~ 1640 m	
BE 2/02	Orthopyroxenit	N Straße Riatsch-Schwarzsee, h ~ 1640 m	
BE 3/02	Basaltgang?	Knapp N Schwarzsee	
BE 4/02	Basalt	Basaltaufschluss Reschenbundesstraße, Bei Ghf Martha	1 Stk
BE 5/02	Amphibolit	Schutt im Val Torta, h ~ 1350 m (Anstehend auf h ~ 1420)	1 Stk
BE 6/02	Mylonit	Kontakt im Val Torta h ~ 1600 m	1 Stk
BE 7/02	Mylonit	Kontakt im Val Torta h ~ 1600 m	
BE 8/02	FeinbreCalcitie	Bei M von Mot	1 Stk
BE 9/02	Feinsdst	Fensterstollenportal San Niclà	
BE 10/02	Bündnerschiefer	Untere Straße ins Bergler Tal / Tösens	2 Stk
BE 11/02	Grünschiefer	Zusammfluss Nauderer Tschey - Pfundser Tscheybach	1 Stk
BE 12/02	??	N C von Chilchera Tudais-ch, h ~ 1700 m	
BE 13/02	Tasnagranit	Bei Hütte N Chilchera Tudais-cha, h ~ 1650 m	1 Stk
BE 14/02	Basalt	Bei Hütte N Chilchera Tudais-cha, h ~ 1650 m	1 Stk
BE 15/02	Phyllit	Phyllit aufschluss Alp Tea Nova h ~ 2300 m	
BE 16/02	Phyllit	Schutt Phyllit aufschluss Alp Tea Nova, h ~ 2300 m	1 Stk
BE 17/02	Phyllit	Schutt Phyllit aufschluss Alp Tea Nova, h ~ 2300 m	1 Stk
BE 18/02	Radiolarit	Blockgletscher Gondas da Pradatsch E-Rand, h ~ 2430m	2 Stk
BE 19/02	Gabbro	Weg W Kreuzmoos, 200m vor Grenze Grenzstein 48	1 Stk
BE 20/02	Tristelkalk?	Piz Salet N-Flanke, unterster Aufschluss, h ~ 2340 m	
BE 21/02	Bt. Bündnerschiefer	h~2700 m, Piz Salet N-Seite	1 Stk
BE 22/02	Sdst aus Bt. Bündnerschiefer	Piz Salet NW-Seite, h ~ 2815 m gegen Pass SW	1 Stk
BE 23/02	Tristelkalk	W-Seite W-Grat Val Saronna, h ~ 2160 m	1 Stk
BE 24/02	Quarzkluff	Bach von Fuorcla Salet, h ~ 2300 m	
BE 25/02	Quarzkluff	Bach von Fuorcla Salet, h ~ 2300 m	
BE 26/02	Sdst Typ Reiselsberg	Bach von Fuorcla Salet, h ~ 2360 m	1 Stk
BE 27/02	Kluftquarz	Schutt NW-Seite Piz Malmurainza h ~ 2630 m	
BE 28/02	Tristelkalk	Bündnerschiefer-Tristelkalkgrenze bei P. 2588, h ~	2 Stk

2380 m			
BE 29/02	Axinit	Piz Murtera E-Seite, h ~ 2550, Schutt	
BE 30/02	Gabbro	Krusten-Mantelgrenz Mot, unten bei Serpentin	
BE 31/02	Nautilus	Greitspitz-Gipfel/ Ischgl-Idalpe	
BE 32/02	Blauschiefer	Piz Murtera E-Seite, h ~ 2600m, Bündnerschiefer-Basaltkontakt	
BE 33/02	Kalk rosa	Bach aus Val Torta, Lesestück	
BE 34/02	Sdst Typ Reiselsberg	Str. Nach Riatsch, 300 m nach Abzweigung	1 Stk
BE 35/02	Tristelkalk	Str. S s von God d'Urezzas, h ~ 1700 m	
BE 36/02	Tristelkalk	Str. S s von God d'Urezzas, h ~ 1700 m	
BE 37/02	Tristelkalk	Str. S s von God d'Urezzas, h ~ 1570 m	1 Stk
BE 38/02	PillowbreCalcitie	Straßenböschung oberhalb Motta Mundin	3 Stk
BE 39/02	Blauschiefer	Schutt W Piz Murtera, Gondas da Pradatsch	1 Stk
BE 40/02	Blauschiefer	Schutt W Piz Murtera, Gondas da Pradatsch	2 Stk
BE 41/02	Gabbro	Basis Tasnakristallin, Oberhalb Forstweg Foppa Sot	5 Stk
BE 42/02	Serpentin	Serpentinzug E Foppa Sot, h ~ 1730 m	2 Stk
BE 43/02	Gabbroides Tasnakristallin	Weg über Schuttkegel zu Wiese von Foppa Sot, h ~ 1750	2 Stk
BE 44/02	Bündnerschiefer	Kehre 4 Str. Martina - Norbertshöhe	
BE 45/02	Bündnerschiefer	Kehre 4 Str. Martina - Norbertshöhe	
BE 46/02	BreCalcitie	Kehre 2 Str. Martina - Norbertshöhe	2 Stk
BE47/02	Ultramafitit	Bei BE 1/02	
BE 1/03	Q-Knauer	Straße Vorder- n, Hinterkobl, bei Galerie	1 Stk,
BE 2/03	Sandstein	Straße Pra San Peder - Sella (h ~ 1940m, Val Sinestra)	
BE 3/03	Pyroxenit	Nauders - Riatsch, Bei BE 71/01	
BE 4/03	Pyroxenit	Schutt, bei BE 3/03	5 Stk,
BE 5/03	Pyroxenit	Bei BE 3/03	
BE 6/03			
BE 7/03	Pyroxenit	Beim Schwarzsee, Rücken N	6 Stk,
BE 8/03	Pyroxenit	Beim Schwarzsee, Rücken N	
BE 9/03	Pseudotachylit	Straße zu den Mutzwiesen, h ~ 1870 m	2 Stk,
BE 10/03	Grünschiefer	REschenstraße, gegenüber ARA Nauders	1 Stk,
BE 11/03	Serpentin	REschenstraße, gegenüber ARA Nauders	
BE 12/03	Q-Knauer	E-Wandfuß Selesköpfe ober BASalt, h ~ 1320 m	
BE 13/03	Glimmersandstein	Piz Fot W-Seite, h ~ 2535 m	
BE 14/03	Sediment-basalt	Piz Mezdi - P- Mundin, Grat, h~2805 m, W-seite	
BE 15/03	Blauschiefer	Blockgletscher Val Saronna Pitschna, h ~ 2600 m	
BE 16/03	Ep-Kluft	Blockgletscher Val Saronna Pitschna, h ~ 2600 m	
BE 17/03	RAdiolarit	Piz Mezdi, W-Seite, h ~ 2805 m	
BE 18/03	Blauschiefer	Piz Mezdi-Mundinnadel, h ~ 2800 m, W-seite	1 Stk,
BE 19/03	Kalkschiefer	Piz Mezdi-Mundinnadel, h ~ 2800 m, W-seite	
BE 20/03	Kalkschiefer	Bündnerschieferband Mundinnadel N-Seite	1 Stk,
BE 21/03	Ophikarbonat	Bei BE 18/03	
BE 22/03	Kalkschiefer	Blockgletscher Val Saronna gronda, h ~ 2780 m	
BE 23/03	Q-Knauer	Eer Talausgang Alp Trida, h ~ 2200m, Straßenaufschl	1 Stk,
BE 24/03	Rodingit	Bei Schwarzsee-Nauders	1 Stk,
BE 25/03	BASalt	N Doppelkehre Str, n, Riatsch, h ~ 1510 m	1 Stk,
BE 26/03	BASalt alteriert	Mittlerer Forstweg Kleinmutzkopf bei WEgkreuzung	1 Stk,
BE 27/03	BASalt alteriert	Mittlerer Forstweg Kleinmutzkopf bei WEgkreuzung	
BE 28/03	Kalkschiefer	Wie BE 27/03	
BE 29/03	Tristelkalk	N Doppelkehre Str, n, Riatsch	
BE 30/03	Bt, Bündnerschiefer	Westl, Lift Kleinmutzkopf, Wandfuß, h ~ 1640m	2 Stk,
BE 31/03	Q-Knauer	W-Wand Fluchtwand, am Fußweg	1 Stk,
BE 32/03	Q-Knauer	W-Wand Fluchtwand, am Fußweg	1 Stk,

Daten Mikrosondenanalysen

Pyroxenanalysen

Rock	Info	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total
BE5-01-	pyx1	54,734	0,032	8,714	0,000	18,115	0,039	1,424	2,611	12,417	0,000	98,089
BE5-01-	lws5	54,344	0,063	8,451	0,022	18,976	0,014	0,005	2,502	12,219	1,287	97,886
BE5-01-	pyx11	55,091	0,073	8,907	0,006	17,590	0,040	1,598	3,246	12,035	0,016	98,605
BE5-01-	lws6	54,287	0,018	8,603	0,009	18,406	0,001	0,034	3,131	11,882	1,527	97,901
BE5-01-	lws7	54,150	0,122	5,999	0,004	20,531	0,013	0,045	3,386	11,367	1,811	97,432
BE5-01-	pyx8	54,620	0,060	7,563	0,004	19,898	0,045	1,673	2,439	12,012	0,036	98,354
BE5-01-	pyx12	52,834	0,057	3,477	0,012	22,404	0,044	3,238	5,878	10,298	0,010	98,254
BE5-01-	lws8	54,355	0,060	7,208	0,006	19,857	0,004	0,031	2,499	11,889	1,633	97,544
BE5-01-	lws9	53,852	0,035	5,096	0,003	21,630	0,001	0,036	3,494	11,299	2,066	97,514
BE5-01-	pyx13	54,167	0,065	7,356	0,000	19,058	0,022	1,819	3,371	12,028	0,013	97,901
BE5-01-	pyx14	54,528	0,078	7,622	0,018	18,786	0,005	1,653	3,082	12,385	0,017	98,178
BE5-01-	lws10	54,684	0,073	7,509	0,007	19,908	0,006	0,000	2,337	12,055	1,355	97,937
BE5-01-	lws11	53,812	0,020	4,463	0,000	21,527	0,004	0,066	4,098	10,949	2,368	97,308
BE5-01-	lws12	53,598	0,000	3,356	0,000	19,410	0,008	0,099	7,449	9,238	4,374	97,536
BE5-01-	lws13	54,562	0,012	7,437	0,000	19,014	0,008	0,054	3,348	11,827	1,801	98,068
BE5-01-	chl6	54,083	0,045	5,254	0,000	20,900	0,025	2,051	3,469	11,591	0,001	97,423
BE5-01-	lws14	54,287	0,035	7,110	0,000	19,973	0,008	0,040	2,167	12,130	1,371	97,124
BE5-01-	pyx2	54,708	0,035	8,729	0,000	17,989	0,019	1,449	2,819	12,283	0,000	98,035
BE5-01-	lws15	54,432	0,065	7,074	0,000	19,246	0,006	0,057	2,826	11,716	1,897	97,322
BE5-01-	pyx15	52,823	0,075	8,298	0,000	20,703	0,032	1,260	2,320	12,487	0,000	98,003
BE5-01-	pyx16	54,411	0,052	8,516	0,000	17,993	0,010	1,383	2,607	12,350	0,005	97,328
BE5-01-	pyx17	53,876	0,088	5,585	0,000	20,180	0,061	2,605	3,677	11,292	0,018	97,385
BE5-01-	lws16	55,127	0,053	9,997	0,000	17,138	0,000	0,028	2,187	12,301	1,028	97,864
BE5-01-	pyx18	54,836	0,022	9,317	0,009	17,699	0,000	1,131	2,200	12,574	0,000	97,791
BE5-01-	pyx19	54,567	0,100	8,145	0,000	18,520	0,034	1,590	3,157	12,421	0,007	98,544
BE5-01-	pyx20	54,781	0,075	7,968	0,022	18,842	0,039	1,550	2,796	12,456	0,002	98,533
BE5-01-	pyx21	54,464	0,095	7,312	0,013	20,164	0,036	1,257	2,316	12,680	0,013	98,354

Rock	Info	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total
BE5-01-	pyx22	53,600	0,020	4,867	0,012	21,594	0,032	2,021	3,769	11,583	0,018	97,520
BE5-01-	pyx3	54,652	0,048	8,516	0,000	17,912	0,035	1,502	2,893	12,200	0,014	97,777
BE5-01-	pyx23	54,768	0,073	7,573	0,003	19,386	0,035	1,491	2,137	12,601	0,000	98,070
BE5-01-	pyx24	55,031	0,035	8,659	0,016	18,352	0,030	1,272	2,545	12,541	0,005	98,489
BE5-01-	pyx25	53,998	0,048	8,264	0,007	19,244	0,014	1,376	2,654	12,049	0,006	97,665
BE5-01-	pyx9	54,235	0,072	5,689	0,000	20,193	0,046	2,214	3,852	11,526	0,005	97,835
BE5-01-	pyx29	54,143	0,042	6,284	0,000	20,558	0,021	1,728	2,527	12,004	0,008	97,318
BE5-01-	pyx28	54,980	0,040	9,283	0,023	17,748	0,023	0,980	2,118	12,699	0,000	97,898
BE5-01-	pyx30	54,787	0,023	9,069	0,000	17,863	0,021	1,219	2,386	12,582	0,002	97,955
BE5-01-	pyx31	54,637	0,033	8,478	0,015	18,202	0,031	1,346	2,484	12,291	0,002	97,522
BE5-01-	pyx32	55,722	0,007	6,621	0,000	19,162	0,030	1,535	3,010	11,607	0,014	97,712
BE5-01-	pyx33	54,794	0,045	9,292	0,000	17,627	0,039	1,262	2,386	12,520	0,014	97,982
BE5-01-	pyx34	54,507	0,038	7,131	0,009	19,841	0,036	1,612	3,098	12,229	0,005	98,508
BE5-01-	pyx4	54,883	0,033	8,752	0,000	17,778	0,003	1,557	2,933	12,175	0,000	98,116
BE5-01-	lws1	54,338	0,023	6,526	0,015	20,145	0,002	0,015	3,035	11,725	1,769	97,597
BE5-01-	pyx5	54,586	0,055	7,444	0,000	19,262	0,017	1,627	2,202	12,332	0,002	97,532
BE5-01-	pyx7	53,538	0,015	4,144	0,031	21,496	0,052	2,560	4,419	11,129	0,024	97,409
BE5-01-	lws2	53,555	0,013	3,960	0,023	20,410	0,000	0,089	5,902	10,069	3,601	97,625
BE5-01-	lws3	54,201	0,050	6,468	0,004	19,297	0,000	0,044	4,161	11,177	2,204	97,610
BE5-01-	pyx6	54,361	0,037	7,127	0,000	20,091	0,048	1,482	1,969	12,500	0,010	97,626
BE5-01-	lws4	54,958	0,032	9,415	0,009	17,795	0,000	0,037	2,376	12,269	1,157	98,051
BE621-0	0-px1	53,623	0,058	4,714	0,006	20,043	0,120	2,679	6,328	10,697	0,014	98,287
BE621-0	0-px2	53,369	0,002	3,390	0,004	18,753	0,164	4,490	8,729	9,166	0,006	98,077
BE621-0	0-px3	53,501	0,033	3,809	0,003	18,294	0,152	4,483	8,668	9,242	0,000	98,189
BE621-0	0-px4	52,588	0,112	3,295	0,003	20,308	0,127	3,644	8,819	9,544	0,000	98,442
BE621-0	0-px5	53,527	0,130	3,834	0,001	18,875	0,125	4,291	8,664	9,045	0,000	98,496
BE621-0	0-px6	53,696	0,063	4,555	0,010	18,393	0,123	3,780	8,220	9,608	0,000	98,453
BE621-0	0-px7	53,801	0,038	4,788	0,000	20,261	0,119	2,600	6,356	10,564	0,001	98,531
BE621-0	0-px8	53,540	0,042	3,911	0,028	18,573	0,128	4,447	7,729	9,254	0,025	97,680

Rock	Info	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total
BE621-0	0-px9	53,867	0,053	3,915	0,013	17,509	0,181	4,767	9,229	9,128	0,004	98,671
BE621-0	0-px10a	54,169	0,047	4,725	0,006	18,754	0,108	3,197	7,042	10,235	0,000	98,287
BE621-0	0-px11	54,075	0,038	5,500	0,013	19,124	0,059	2,548	6,449	10,571	0,001	98,381
BE621-0	0-px12	53,442	0,042	4,516	0,009	20,077	0,129	2,747	6,564	10,342	0,018	97,888
BE621-0	0-px13	52,721	0,003	2,154	0,000	18,565	0,194	5,346	13,000	6,745	0,000	98,730
BE621-0	0-px14	53,578	0,023	3,741	0,007	19,136	0,156	4,573	7,789	9,053	0,000	98,062
BE621-0	0-px15	53,516	0,078	3,157	0,019	17,279	0,179	5,243	10,131	8,489	0,000	98,097
BE621-0	0-px16	53,474	0,022	3,580	0,037	20,672	0,108	3,164	6,666	10,211	0,000	97,938
BE621-0	0-px14	53,358	0,000	3,966	0,006	19,277	0,137	4,160	7,728	9,244	0,000	97,879
BE621-0	0-px17	52,819	0,052	2,840	0,000	20,284	0,128	3,964	8,647	9,232	0,000	97,969
BE621-0	0-px18	52,971	0,053	3,104	0,028	19,944	0,139	3,928	8,587	8,975	0,005	97,738
BE621-0	0-px19	53,003	0,030	3,873	0,004	19,897	0,112	3,575	7,652	9,557	0,012	97,720
BE621-0	0-px21	53,846	0,018	3,318	0,018	19,892	0,145	4,039	7,175	9,601	0,008	98,062
BE621-0	0-px22	53,521	0,043	3,159	0,023	20,939	0,174	3,633	7,043	9,670	0,001	98,211
BE621-0	0-px23	53,305	0,045	3,679	0,000	19,305	0,141	4,251	8,121	9,302	0,000	98,152
BE621-0	0-px24	53,874	0,000	4,414	0,009	18,228	0,133	3,840	7,809	9,665	0,000	97,975
BE621-0	0-px27	52,778	0,000	1,311	0,000	16,446	0,322	7,155	16,014	4,694	0,008	98,732
BE621-0	0-px25	54,274	0,027	4,306	0,000	17,200	0,165	5,046	8,314	8,918	0,000	98,254
BE621-0	0-px29	53,688	0,028	3,531	0,025	19,489	0,191	4,059	7,915	9,490	0,000	98,419
BE621-0	0-px30	53,604	0,025	3,446	0,019	20,505	0,124	3,314	7,129	9,916	0,005	98,091
BE621-0	0-px31	52,834	0,033	1,683	0,006	15,683	0,263	7,365	16,417	4,901	0,012	99,202
BE621-0	0-px32	53,536	0,000	2,868	0,001	20,941	0,133	3,462	7,085	10,067	0,000	98,097
BE621-0	0-px33	52,667	0,017	1,026	0,000	15,148	0,320	8,000	18,066	3,799	0,004	99,050
BE621-0	0-px33a	53,827	0,013	3,465	0,023	17,407	0,165	5,268	9,916	8,603	0,014	98,706
BE621-0	0-px34	53,769	0,005	3,883	0,000	18,819	0,156	4,034	8,005	9,720	0,000	98,394
BE621-0	0-px35	53,416	0,017	3,021	0,015	21,272	0,160	3,064	6,710	10,259	0,000	97,938
BE621-0	0-px36	53,587	0,072	3,941	0,018	20,113	0,089	3,621	6,930	9,852	0,001	98,228
BE621-0	0-px36a	53,523	0,037	3,730	0,016	20,018	0,072	4,165	6,994	9,460	0,000	98,018
BE621-0	0-px37	53,208	0,037	2,252	0,000	15,512	0,057	7,405	15,106	5,575	0,004	99,159

Rock	Info	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total
BE621-0	0-px38	54,008	0,032	3,384	0,000	17,864	0,204	5,203	9,738	8,586	0,006	99,029
BE621-0	0-px40	54,167	0,007	3,337	0,023	14,852	0,285	6,810	12,341	7,402	0,000	99,227
BE621-0	0-px41	53,459	0,083	2,887	0,000	21,513	0,165	3,240	7,479	9,674	0,000	98,503
BE621-0	0-px42	53,020	0,000	2,469	0,032	15,384	0,037	7,223	15,076	5,601	0,001	98,847
BE621-0	0-px43	53,822	0,105	3,633	0,000	18,945	0,176	4,352	8,272	9,014	0,011	98,334
BE621-0	0-px45	53,621	0,012	4,072	0,000	19,527	0,139	3,411	7,279	10,201	0,007	98,272
BE621-0	0-px46	50,870	0,025	3,229	0,034	19,526	0,284	5,506	12,653	6,054	0,000	98,185
BE621-0	0-px47	52,342	0,035	3,067	0,006	17,504	0,314	5,246	12,759	6,686	0,008	97,971
BE621-0	0-px48	53,225	0,000	2,553	0,019	17,904	0,509	5,606	11,364	7,798	0,008	98,989
BE621-0	0-px49	53,651	0,012	2,575	0,023	16,942	0,399	6,141	12,528	6,976	0,000	99,250
BE621-0	0-px51b	52,316	0,042	3,051	0,029	18,877	0,354	4,220	10,631	7,914	0,010	97,447
BE621-0	0-px52	52,472	0,013	1,818	0,018	18,541	0,110	5,528	14,129	6,125	0,014	98,771
BE621-0	0-px56	52,823	0,000	1,774	0,009	20,962	0,323	4,090	10,476	7,881	0,000	98,342
Be-64	ompha1	54,325	0,035	4,174	0,004	19,113	0,138	3,878	7,750	9,464	0,013	98,894
Be-64	ompha2	54,180	0,092	4,121	0,016	19,063	0,118	4,130	8,422	9,266	0,012	99,420
Be-64		53,281	0,053	1,629	0,000	20,244	0,178	5,201	10,464	7,654	0,006	98,710
Be-64	px13	54,588	0,170	6,216	0,000	18,309	0,115	3,072	6,341	10,359	0,000	99,170
Be-64	px19	53,996	0,147	4,661	0,007	18,892	0,112	3,729	7,508	9,608	0,002	98,662
Be-64	px14	54,297	0,115	4,236	0,000	18,525	0,096	4,503	8,077	8,886	0,007	98,742
Be-64	amph5	54,158	0,065	5,185	0,000	17,440	0,123	4,100	8,079	9,327	0,000	98,477
Be-64	px15	54,372	0,100	4,888	0,012	18,456	0,084	3,991	7,147	9,668	0,008	98,726
Be-64	px16	53,972	0,115	5,134	0,000	18,602	0,068	3,729	6,768	9,934	0,000	98,322
Be-64	px10	53,981	0,035	3,384	0,022	18,433	0,169	4,858	9,605	8,174	0,012	98,673
Be-64	px2	53,891	0,177	3,482	0,000	18,467	0,142	4,865	9,733	8,452	0,000	99,209
Be-64	px3	54,160	0,048	4,229	0,000	17,696	0,106	4,873	9,485	8,506	0,000	99,103
Be-64	px8	54,400	0,165	4,852	0,001	19,093	0,114	3,895	6,232	10,071	0,000	98,823
Be-64	px11	54,004	0,088	4,261	0,025	19,359	0,124	3,686	7,108	9,588	0,000	98,243
Be-64	px22	54,355	0,153	3,618	0,000	18,947	0,111	4,440	8,566	8,787	0,005	98,982
Be-64	px23	54,331	0,048	4,584	0,000	18,593	0,106	4,155	7,329	9,452	0,011	98,609

Rock	Info	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total
Be-64	px21	54,496	0,128	4,550	0,028	18,717	0,083	4,497	6,245	9,584	0,000	98,328
Be-64	px7	54,111	0,188	3,611	0,016	18,722	0,147	4,745	9,007	8,369	0,017	98,933
Be-64	px9	54,122	0,080	4,688	0,001	18,690	0,099	3,918	7,265	9,765	0,005	98,633
Be-64	px20	54,458	0,147	4,047	0,019	19,709	0,088	4,052	6,719	9,393	0,004	98,636
Be-64	px6	54,041	0,145	4,387	0,032	19,006	0,137	3,913	7,679	9,225	0,006	98,571
Be-64	px5	53,857	0,130	3,471	0,016	18,115	0,177	5,079	9,440	8,189	0,000	98,474
Be-64	px4	53,576	0,017	1,137	0,001	16,808	0,280	7,491	14,302	5,547	0,002	99,161
Be-64	px24	54,002	0,112	3,856	0,039	19,358	0,112	4,333	8,062	9,132	0,010	99,016
Be-64	px25	54,115	0,073	4,130	0,009	17,566	0,152	4,827	9,442	8,395	0,001	98,710
Be-64	px26	53,538	0,148	2,647	0,020	18,258	0,198	5,573	11,545	7,301	0,010	99,238
Be-64	px27	54,175	0,072	3,382	0,018	17,442	0,178	5,619	10,113	7,753	0,002	98,754
Be-64	px28	53,972	0,040	3,537	0,012	18,199	0,176	5,067	9,699	8,440	0,012	99,154
Be-64	px33	53,705	0,050	3,565	0,000	18,968	0,110	4,508	8,301	8,964	0,006	98,177
Be-64	px31	53,865	0,003	2,655	0,012	17,160	0,161	6,413	11,374	7,303	0,019	98,965
Be-64	px32	53,880	0,153	3,955	0,022	20,025	0,085	3,754	6,796	9,674	0,002	98,346
Be-64	px29	53,647	0,240	3,854	0,026	19,857	0,080	3,824	7,200	9,472	0,004	98,204
Be-64	px35	53,593	0,220	2,804	0,000	20,378	0,129	4,130	8,506	8,791	0,001	98,552
Be-64	px36	54,353	0,127	6,167	0,025	19,172	0,054	2,558	5,756	10,362	0,011	98,585
Be-64	px37	54,321	0,168	5,712	0,025	19,596	0,076	2,605	6,039	10,286	0,000	98,828
Be-64	px30	53,895	0,195	3,688	0,016	19,760	0,093	3,998	7,094	9,531	0,008	98,278
Be-64	px12	53,643	0,043	3,306	0,034	18,604	0,150	4,802	9,404	8,462	0,000	98,448
Be-64	px34	53,769	0,140	3,522	0,016	19,715	0,116	4,094	7,918	9,248	0,001	98,539
Be-64	px38	54,055	0,103	4,359	0,020	19,422	0,094	3,520	6,277	10,022	0,000	97,872
Be-64	px39	53,707	0,103	3,688	0,015	18,858	0,098	4,100	7,421	9,097	0,017	97,104
Be-64	px40	54,154	0,075	4,627	0,004	19,718	0,094	3,240	5,942	10,151	0,005	98,010
Be-64	px41	53,784	0,043	2,704	0,020	19,225	0,161	5,150	8,906	8,460	0,000	98,453
Be-64	px42	54,064	0,057	3,934	0,000	19,372	0,090	3,984	7,435	9,433	0,010	98,379
Be-64	px43	54,111	0,118	4,497	0,028	19,223	0,080	3,571	6,285	9,971	0,024	97,908
Be-64	px18	53,878	0,190	3,943	0,012	18,831	0,128	4,235	8,553	8,861	0,006	98,637

Rock	Info	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total
Be-64	pyrox1	53,867	0,148	3,276	0,009	18,098	0,170	5,036	10,263	8,131	0,001	98,999
Be-64	pyrox8	53,461	0,163	3,620	0,000	20,497	0,105	3,455	7,337	9,460	0,005	98,103
Be-64	pyrox2	53,983	0,162	4,179	0,001	19,565	0,067	3,167	6,515	9,281	0,017	96,937
Be-64	pyrox2	53,852	0,108	2,980	0,004	19,956	0,125	4,629	8,606	8,574	0,000	98,834
Be-64	pyrox3	53,775	0,010	2,692	0,020	18,143	0,186	5,453	10,778	7,806	0,010	98,873
Be-64	pyrox4	53,876	0,058	3,875	0,020	19,675	0,120	3,943	7,557	9,325	0,023	98,472
Be-64	pyrox5	53,987	0,068	3,707	0,003	19,951	0,108	3,671	7,276	9,490	0,000	98,261
Be-64	pyrox6	53,707	0,080	3,146	0,000	19,260	0,141	4,654	8,770	8,561	0,000	98,319
Be-64	pyrox7	53,709	0,030	2,623	0,000	19,477	0,133	4,973	9,078	8,529	0,000	98,552
BE64-00	xxxxxxx	53,489	0,235	3,813	0,000	20,101	0,076	3,247	6,613	10,227	0,000	97,803
BE64-00	pyx1	53,673	0,147	4,040	0,001	18,967	0,000	0,080	7,565	9,026	4,218	97,721
BE64-00	pyx10	53,365	0,095	3,524	0,000	18,476	0,106	4,724	9,148	8,620	0,005	98,066
BE64-00	pyx93	53,409	0,155	3,299	0,015	19,949	0,125	3,862	7,855	9,424	0,001	98,098
BE64-00	pyx8	53,504	0,153	3,254	0,000	20,247	0,105	3,898	7,537	9,549	0,008	98,259
BE64-00	pyx92	53,538	0,198	4,057	0,039	18,961	0,076	4,009	7,395	9,682	0,014	97,974
BE64-00	pyx9	53,422	0,077	3,837	0,034	19,616	0,110	3,853	7,849	9,413	0,001	98,215
BE64-00	pyx98	53,698	0,152	5,016	0,000	19,605	0,071	2,825	6,355	10,201	0,000	97,928
BE64-00	pyx97	52,922	0,384	2,859	0,018	20,674	0,123	3,661	8,227	9,130	0,000	97,998
BE64-00	pyx12	53,193	0,130	3,405	0,000	20,635	0,106	3,467	6,695	9,899	0,014	97,548
BE64-00	pyx99	53,409	0,195	3,554	0,007	19,966	0,114	3,548	7,062	9,845	0,000	97,704
BE64-00	pyx14	53,138	0,128	3,208	0,000	20,139	0,102	3,702	7,252	9,839	0,140	97,651
BE64-00	pyx100	53,551	0,185	3,403	0,000	19,778	0,108	4,211	7,382	9,231	0,000	97,854
BE64-00	pyx15	53,397	0,085	4,013	0,000	20,514	0,079	2,998	6,464	10,061	0,000	97,614
BE64-00	pyx101	53,570	0,209	3,424	0,006	19,829	0,137	3,807	7,607	9,329	0,000	97,919
BE64-00	pyx102	53,512	0,220	3,418	0,003	20,011	0,089	3,656	7,283	9,650	0,000	97,846
BE64-00	pyx16	53,647	0,102	3,769	0,034	20,418	0,096	3,167	6,601	10,065	0,005	97,907
BE64-00	pyx18	53,621	0,027	1,944	0,022	16,744	0,134	6,990	11,687	7,150	0,010	98,332
BE64-00	pyx85	53,491	0,103	3,990	0,006	18,849	0,077	4,018	6,843	9,707	0,008	97,097
BE64-00	pyx1	53,516	0,075	3,127	0,037	20,217	0,099	3,820	7,305	9,442	0,016	97,658

Rock	Info	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total
BE64-00	pyx96	53,266	0,157	3,204	0,028	20,131	0,118	4,059	7,614	9,647	0,018	98,246
BE64-00	pyx19	53,456	0,077	3,556	0,020	21,039	0,101	3,051	6,264	10,246	0,005	97,819
BE64-00	pyx20	53,529	0,092	3,426	0,004	20,689	0,098	3,283	6,583	9,909	0,000	97,617
BE64-00	pyx95	53,634	0,168	3,735	0,000	19,848	0,065	3,571	6,994	9,847	0,000	97,867
BE64-00	pyx21	53,281	0,297	3,159	0,023	20,771	0,105	3,256	7,861	9,389	0,000	98,145
BE64-00	pyx22	53,362	0,132	3,575	0,001	20,799	0,092	3,152	6,710	9,841	0,000	97,667
BE64-00	pyx25	53,446	0,075	3,418	0,009	20,341	0,089	3,562	6,897	9,700	0,004	97,542
BE64-00	pyx26	53,339	0,035	3,085	0,000	20,760	0,083	3,545	7,376	9,678	0,000	97,906
BE64-00	pyx27	53,482	0,045	3,240	0,015	20,977	0,105	3,377	6,857	10,069	0,011	98,182
BE64-00	pyx28	53,198	0,225	3,295	0,000	20,459	0,088	3,499	7,647	9,345	0,008	97,768
BE64-00	pyx84a	53,446	0,133	3,781	0,015	19,322	0,081	3,707	7,396	9,823	0,004	97,710
BE64-00	pyx2	53,531	0,150	3,592	0,000	20,876	0,084	3,203	6,552	9,999	0,001	97,992
BE64-00	pyx29	53,350	0,053	4,346	0,000	18,821	0,081	3,913	6,930	9,716	0,000	97,213
BE64-00	pyx30	53,780	0,035	3,512	0,012	19,472	0,074	4,110	7,596	9,612	0,004	98,211
BE64-00	pyx31	53,484	0,115	4,030	0,006	18,473	0,112	4,313	7,996	9,345	0,006	97,884
BE64-00	pyx45	53,769	0,138	3,679	0,001	19,904	0,096	3,688	6,936	9,757	0,000	97,970
BE64-00	pyx42	53,525	0,045	3,441	0,012	20,497	0,103	3,500	6,843	9,906	0,000	97,876
BE64-00	pyx43	53,377	0,145	3,002	0,010	21,065	0,098	3,326	6,762	9,804	0,000	97,593
BE64-00	pyx3	53,897	0,142	4,584	0,000	18,946	0,081	3,552	6,653	9,971	0,008	97,837
BE64-00	pyx33	53,854	0,070	3,773	0,006	19,253	0,084	4,260	7,059	9,614	0,011	97,987
BE64-00	pyx34	53,309	0,148	3,167	0,025	19,727	0,107	4,124	8,136	9,186	0,000	97,932
BE64-00	pyx35	53,949	0,130	4,459	0,034	19,494	0,097	3,129	7,125	9,968	0,010	98,396
BE64-00	pyx36	53,728	0,093	3,722	0,012	19,334	0,093	4,036	7,409	9,414	0,007	97,852
BE64-00	pyx37	53,788	0,113	4,024	0,020	19,296	0,099	4,032	7,279	9,715	0,000	98,370
BE64-00	pyx38	53,384	0,060	3,261	0,003	19,817	0,120	4,107	7,754	9,286	0,016	97,811
BE64-00	pyx39	53,799	0,088	4,045	0,000	19,534	0,067	3,712	6,775	9,913	0,011	97,948
BE64-00	pyx40a	53,728	0,113	3,609	0,000	19,645	0,114	4,021	7,199	9,720	0,018	98,170
BE64-00	pyx48	53,287	0,190	3,352	0,000	20,487	0,123	3,416	7,237	9,726	0,005	97,825
BE64-00	pyx49	55,140	0,007	1,615	0,023	12,470	0,253	16,080	9,646	2,096	0,083	97,418

Rock	Info	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total
BE64-00	pyx50	53,523	0,198	4,041	0,000	20,057	0,097	3,245	6,717	9,978	0,011	97,872
BE64-00	pyx51	53,486	0,045	3,044	0,016	17,362	0,220	5,702	11,220	7,571	0,000	98,670
BE64-00	pyx200	53,127	0,073	3,758	0,004	20,889	0,088	3,185	6,071	10,085	0,011	97,295
BE64-00	pyx53	53,123	0,062	3,392	0,013	18,084	0,151	4,775	9,706	8,411	0,000	97,721
BE64-00	pyx201	53,632	0,013	2,080	0,000	16,580	0,152	7,229	11,574	7,243	0,000	98,508
BE64-00	pyx52	53,863	0,045	3,781	0,006	18,085	0,146	4,928	9,121	8,585	0,012	98,576
BE64-00	pyx57	53,480	0,090	3,140	0,000	18,866	0,127	4,666	9,485	8,496	0,000	98,353
BE64-00	pyx86	53,705	0,143	4,552	0,035	18,376	0,102	3,948	7,326	9,669	0,000	97,859
BE64-00	pyx55	53,698	0,060	4,931	0,034	18,433	0,129	3,550	7,203	9,796	0,010	97,847
BE64-00	pyx54	53,512	0,093	3,580	0,012	18,296	0,120	4,774	9,591	8,719	0,000	98,701
BE64-00	pyx61	53,692	0,153	3,939	0,012	19,865	0,103	3,658	6,727	10,068	0,002	98,223
BE64-00	pyx62	53,747	0,105	3,590	0,001	19,503	0,096	4,107	7,354	9,539	0,007	98,054
BE64-00	pyx69	53,608	0,192	3,282	0,000	20,495	0,087	3,565	7,287	9,525	0,008	98,051
BE64-00	pyx70	53,277	0,170	3,012	0,006	21,302	0,103	3,260	7,059	9,845	0,000	98,037
BE64-00	pyx63	53,456	0,128	3,354	0,012	19,549	0,081	3,989	7,816	9,488	0,002	97,881
BE64-00	pyx64	53,519	0,133	3,692	0,000	19,526	0,099	3,843	7,536	9,721	0,027	98,101
BE64-00	pyx88	54,068	0,112	5,141	0,013	18,114	0,077	3,953	7,073	10,076	0,000	98,631
BE64-00	pyx64a	53,568	0,000	2,602	0,045	15,950	0,169	6,917	12,244	7,314	0,019	98,832
BE64-00	pyx73	53,335	0,170	3,592	0,000	20,621	0,103	3,346	6,845	10,054	0,001	98,071
BE64-00	pyx74	53,927	0,067	4,909	0,003	18,209	0,065	3,656	6,987	10,242	0,004	98,071
BE64-00	pyx76	54,043	0,078	4,943	0,012	16,724	0,146	4,538	8,841	9,327	0,010	98,665
BE64-00	pyx89	53,536	0,157	2,976	0,019	20,275	0,139	3,825	7,735	9,515	0,001	98,182
BE64-00	pyx7	53,955	0,105	5,268	0,016	19,364	0,099	2,613	5,668	10,468	0,012	97,572
BE64-00	pyx81	53,807	0,037	4,537	0,000	18,745	0,102	3,620	6,680	10,166	0,016	97,712
BE64-00	pyx78	53,570	0,025	3,306	0,004	15,627	0,209	6,450	12,122	7,299	0,011	98,628
BE64-00	pyx80	54,023	0,002	4,159	0,000	15,734	0,168	5,788	10,543	8,134	0,006	98,559
BE64-00	pyx90	53,844	0,177	4,028	0,000	18,660	0,088	4,883	6,846	9,425	0,000	97,955
BE64-00	pyx83	53,382	0,108	3,193	0,000	19,022	0,114	4,546	8,794	9,104	0,000	98,266
BE64-00	pyx82	53,692	0,115	4,138	0,000	18,976	0,130	3,896	7,346	9,871	0,000	98,168

Rock	Info	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total
BE64-00	pyx94	53,600	0,043	3,698	0,035	19,645	0,083	3,805	7,176	9,975	0,000	98,064
BE64-00-	px5	53,298	0,043	2,522	0,000	17,473	0,207	6,078	11,987	7,255	0,012	98,878
BE64-00-	px10	53,367	0,090	2,726	0,045	17,298	0,201	5,807	11,592	7,509	0,005	98,645
BE64-00-	px11	53,844	0,050	3,082	0,025	17,051	0,160	6,211	10,588	7,752	0,018	98,784
BE64-00-	px13	53,255	0,068	2,906	0,003	17,977	0,200	5,301	11,094	7,880	0,000	98,689
BE64-00-	px14	53,720	0,130	4,266	0,009	19,212	0,096	3,767	7,179	10,044	0,004	98,430
BE64-00-	px15	53,200	0,045	2,018	0,000	19,477	0,174	5,160	10,215	8,287	0,000	98,580
BE64-00-	px18	53,730	0,058	3,070	0,003	17,692	0,201	5,435	10,842	7,942	0,008	98,987
BE64-00-	px17	53,277	0,000	2,035	0,003	18,263	0,221	5,828	11,255	7,371	0,007	98,264
BE64-00-	px6	54,195	0,023	3,994	0,000	17,132	0,124	5,210	10,137	8,202	0,005	99,026
BE64-00-	px16	53,769	0,065	2,942	0,019	18,155	0,172	5,279	10,429	8,213	0,006	99,053
BE64-00-	px19	53,784	0,038	2,524	0,000	15,162	0,204	7,405	13,120	6,391	0,006	98,638
BE64-00-	px20	53,660	0,048	3,131	0,000	15,605	0,220	6,536	12,292	7,275	0,000	98,769
BE64-00-	px25	53,775	0,047	3,828	0,022	18,022	0,158	4,901	9,104	8,875	0,008	98,744
BE64-00-	px23	53,760	0,048	3,503	0,019	17,725	0,138	5,006	9,461	8,702	0,014	98,382
BE64-00-	px24	54,201	0,102	4,436	0,006	17,712	0,147	4,623	8,324	9,202	0,000	98,756
BE64-00-	px26	54,077	0,040	4,805	0,007	17,860	0,127	4,019	7,688	9,473	0,000	98,100
BE64-00-	px21	53,491	0,005	1,307	0,012	13,671	0,343	9,000	16,169	5,013	0,011	99,026
BE64-00-	px22	53,782	0,075	3,745	0,013	16,040	0,185	6,077	11,128	7,739	0,012	98,798
BE64-00-	px27	53,414	0,062	2,488	0,000	18,226	0,194	5,518	10,588	7,691	0,000	98,184
BE64-00-	px28	53,221	0,000	2,218	0,022	17,367	0,221	6,221	12,023	6,922	0,018	98,238
BE64-00-	px29	53,136	0,108	2,757	0,003	18,866	0,138	4,971	9,629	8,398	0,023	98,032
BE64-00-	px8a	53,251	0,077	2,925	0,007	18,201	0,183	5,417	10,624	7,979	0,001	98,668
BE64-00-	px30	53,450	0,018	2,500	0,012	18,364	0,245	5,556	11,065	7,615	0,004	98,832
BE64-00-	px31	53,523	0,055	2,443	0,000	18,242	0,132	5,533	11,053	7,547	0,007	98,539
BE64-00-	px32	53,394	0,130	3,008	0,000	18,983	0,158	4,648	9,566	8,518	0,000	98,410
BE64-00-	px37	53,091	0,224	3,235	0,020	20,277	0,130	3,819	7,525	9,534	0,006	97,863
BE64-00-	px36	53,728	0,143	3,575	0,015	19,935	0,107	3,810	7,704	9,624	0,013	98,658
BE64-00-	px33	53,469	0,147	2,615	0,015	20,150	0,116	4,291	8,665	8,942	0,000	98,414

Rock	Info	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total
BE64-00-	px9	53,228	0,042	2,864	0,000	17,077	0,199	6,087	11,876	7,241	0,000	98,617
BE64-00-	px35	53,506	0,123	2,900	0,007	20,256	0,129	4,076	8,303	9,282	0,004	98,588
BE64-00-	px34	53,153	0,227	2,575	0,023	20,383	0,134	4,275	9,219	8,785	0,002	98,780
BE64-00-	px38	53,484	0,030	4,348	0,010	19,024	0,137	3,681	8,026	9,409	0,000	98,152
BE64-00-	px39	53,602	0,209	3,671	0,000	19,769	0,075	3,688	7,280	9,859	0,000	98,155
BE64-00-	px40	53,555	0,112	3,244	0,022	20,357	0,114	3,643	7,589	9,477	0,001	98,118
BE64-00-	px41	54,316	0,123	5,680	0,000	19,454	0,074	2,412	5,877	10,563	0,000	98,502
BE64-00-	px42	53,302	0,188	3,471	0,013	20,944	0,121	3,147	6,866	9,843	0,002	97,902
BE64-00-	px43	53,720	0,060	3,563	0,025	20,065	0,094	3,683	7,336	9,854	0,000	98,402
BE64-00-	px44	53,240	0,227	3,097	0,000	20,477	0,088	3,764	7,603	9,639	0,013	98,152
BE64-00-	px1a	53,987	0,033	4,317	0,000	17,500	0,152	4,608	9,498	8,690	0,000	98,789
BE64-00-	px12	53,831	0,010	3,614	0,000	17,379	0,158	5,326	10,495	7,903	0,001	98,720

Unbekanntes Mineral im Kern von Klinopyroxen

Rock	Info	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total
BE64-00	alb2	48,861	0,173	23,193	0	10,082	9,415	0,03	0,234	0,124	3,416	95,531
BE64-00	alb3	48,474	0,217	22,195	0	9,791	9,454	0,03	0,076	0,057	3,93	94,226

Amphibolanalysen

Rock	Info	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total
Be-62	amph2	53,812	0,087	2,245	0,170	24,844	0,106	7,037	1,865	5,913	0,017	96,096
Be-62	amph3	55,587	0,037	5,258	0,035	20,252	0,101	8,194	1,629	6,063	0,025	97,181
Be-62	amph6	53,807	0,000	1,957	0,067	22,893	0,138	8,874	4,128	4,814	0,047	96,725
Be-64	amph	54,154	0,032	2,623	0,000	23,042	0,194	8,391	2,824	5,395	0,041	96,696
Be-62	amph7	53,976	0,010	1,300	0,105	16,186	0,164	13,543	11,753	0,693	0,057	97,787
Be-62	amph8	55,536	0,000	0,512	0,012	13,660	0,221	15,578	12,310	0,425	0,014	98,268
Be-62	amph9	53,968	0,003	1,383	0,066	23,135	0,138	8,682	4,621	4,307	0,006	96,309
Be-62	ep2	55,709	0,000	0,408	0,070	13,150	0,241	15,934	12,661	0,341	0,022	98,536
Be-64	trem	56,905	0,000	0,758	0,000	8,906	0,276	18,894	12,486	0,638	0,054	98,917
Be-62	ep1	54,432	0,000	1,485	0,092	15,497	0,214	14,099	11,220	1,039	0,052	98,130
Be-62	amph11	54,485	0,032	1,209	0,070	15,151	0,147	14,236	11,595	0,795	0,025	97,745
Be-62	ep7	51,972	0,052	2,838	0,031	19,112	0,225	11,121	10,567	1,402	0,128	97,448
Be-64	trem2	56,873	0,000	0,455	0,004	8,980	0,289	19,114	12,499	0,497	0,043	98,754
Be-62	amph15	54,006	0,057	2,417	0,015	25,151	0,074	6,888	1,661	5,969	0,025	96,263
Be-62	amph16	55,519	0,002	1,143	0,000	13,800	0,191	15,213	11,370	0,776	0,045	98,059
Be-64	amph2	54,124	0,108	2,796	0,000	23,148	0,163	8,468	1,955	5,896	0,039	96,697
Be-62	amph17	53,309	0,037	1,474	0,001	17,634	0,158	12,693	11,419	0,825	0,064	97,614
Be-62	amph18	53,048	0,028	2,148	0,000	23,809	0,124	8,362	5,057	4,131	0,049	96,756
Be-62	amph19	53,760	0,070	2,589	0,006	25,668	0,129	6,448	1,616	6,015	0,031	96,332
Be-62	amph20	55,758	0,012	4,342	0,007	19,898	0,108	8,786	1,689	6,028	0,008	96,636
Be-62	amph21	53,696	0,025	1,459	0,000	16,544	0,182	13,318	11,501	0,902	0,058	97,685
Be-64	amph8a	55,234	0,082	2,687	0,012	22,880	0,110	8,095	1,276	6,323	0,020	96,719
Be-64	amph4	54,779	0,090	2,651	0,000	20,832	0,190	9,550	2,723	5,605	0,035	96,455
Be-64	amph10a	56,214	0,022	0,761	0,000	10,050	0,309	18,033	11,851	1,004	0,037	98,281
Be-64	amph11a	54,667	0,023	1,948	0,012	19,686	0,232	10,753	4,896	4,250	0,019	96,486
Be-64	amph12a	55,129	0,043	3,267	0,009	22,144	0,152	8,320	1,191	6,451	0,028	96,734

Rock	Info	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total
Be-62	amph14a	55,151	0,005	1,343	0,000	14,118	0,222	14,971	10,778	1,365	0,037	97,990
Be-64	amph5	55,416	0,005	1,742	0,000	17,837	0,230	12,364	5,686	4,012	0,039	97,331
Be-62	amph13a	53,921	0,073	1,918	0,012	24,990	0,107	7,355	2,208	5,756	0,031	96,371
Be-62	chl2a	55,183	0,035	1,362	0,010	16,867	0,170	14,022	11,592	0,766	0,055	100,062
Be-62	amph5a	53,923	0,063	3,170	0,042	24,470	0,110	6,662	1,582	6,167	0,037	96,226
Be-62	amph4a	54,798	0,022	0,930	0,050	14,249	0,196	14,916	11,802	0,822	0,033	97,818
Be-62	amph1a	55,829	0,000	5,241	0,057	19,450	0,080	8,018	0,649	6,694	0,011	96,029
Be-64	amph6	56,685	0,013	0,727	0,000	9,167	0,280	18,630	12,089	0,779	0,067	98,437
Be-64	amph1	54,201	0,160	2,579	0,003	22,876	0,170	8,453	2,004	5,857	0,043	96,346
Be-64	amph2	55,519	0,025	3,068	0,004	22,664	0,121	7,922	0,350	6,606	0,025	96,304
Be-64	amph3	54,272	0,112	2,655	0,000	23,510	0,154	8,146	1,596	6,036	0,029	96,510
Be-64	amph8	54,595	0,097	2,704	0,000	22,311	0,133	8,410	1,704	5,864	0,033	95,851
Be-64	amph7	54,926	0,150	2,464	0,006	22,713	0,119	8,358	1,310	6,157	0,014	96,217
Be-64	amph6	55,313	0,177	1,328	0,000	12,201	0,315	16,466	10,595	1,468	0,086	97,949
Be-64	amph11	54,325	0,150	2,844	0,006	22,616	0,158	8,244	1,557	5,970	0,019	95,889
Be-64	amph9	55,142	0,057	1,547	0,000	17,230	0,250	12,928	6,368	3,521	0,061	97,104
Be-64	amph10	54,451	0,095	2,908	0,000	23,278	0,136	7,839	1,394	5,950	0,025	96,076
		54,738	0,090	3,129	0,000	20,892	0,141	8,803	1,391	6,264	0,031	95,483
		54,272	0,057	3,858	0,023	21,810	0,120	7,967	1,016	6,675	0,033	95,835
BE4-01-	amph31	54,928	0,042	3,053	0,001	21,419	0,125	8,685	0,991	6,590	0,014	95,853
BE4-01-	amph32	54,717	0,027	4,178	0,000	20,612	0,155	8,692	1,360	6,501	0,008	96,253
BE4-01-	amph33	53,976	0,062	1,362	0,020	16,659	0,063	13,158	10,306	1,526	0,093	97,230
BE4-01-	amph34	54,188	0,000	0,990	0,000	15,700	0,030	13,503	10,536	1,387	0,100	96,439
BE4-01-	amph35	54,513	0,000	3,104	0,004	22,686	0,152	8,033	1,331	6,463	0,028	96,320
BE4-01-	amph36	54,400	0,000	3,123	0,020	22,852	0,123	7,720	1,256	6,498	0,006	96,003
BE4-01-	amph41	52,770	0,023	2,658	0,012	28,618	0,150	3,915	0,716	6,624	0,008	95,498
BE4-01-	amph38	53,711	0,012	3,057	0,000	23,444	0,136	7,644	1,382	6,600	0,029	96,017
BE4-01-	amph40	52,714	0,000	2,305	0,000	28,462	0,000	4,323	1,160	6,396	0,027	95,390
BE4-01-	amph42	52,806	0,005	2,713	0,000	28,583	0,003	4,246	1,300	6,250	0,018	95,928

Rock	Info	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total
BE4-01-	amph39	53,720	0,020	3,289	0,015	22,710	0,156	8,126	1,668	6,304	0,030	96,043
BE4-01-	amph37	53,467	0,035	3,558	0,000	23,873	0,147	7,305	1,387	6,337	0,029	96,142
BE4-01-	amph43	53,934	0,027	3,099	0,004	22,093	0,141	8,589	1,862	6,219	0,046	96,017
BE4-01-	amph44	53,683	0,022	3,119	0,012	22,987	0,142	8,068	1,797	6,250	0,046	96,131
BE4-01-	amph46	53,022	0,013	2,583	0,001	28,389	0,088	4,402	1,184	6,424	0,045	96,154
BE4-01-	amph45	54,008	0,052	3,633	0,000	22,603	0,161	7,722	1,486	6,532	0,020	96,223
BE4-01-	amph47	53,703	0,045	3,885	0,019	25,161	0,169	5,654	1,042	6,561	0,018	96,260
BE4-01-	amph48	54,503	0,000	0,896	0,029	14,533	0,081	14,583	11,465	0,957	0,080	97,131
BE4-01-	amph50	54,389	0,048	3,159	0,009	22,735	0,139	7,674	1,475	6,300	0,012	95,944
BE4-01-	amph51	50,979	0,000	3,618	0,013	28,744	0,025	4,084	2,573	5,684	0,114	95,838
BE4-01-	amph52	53,153	0,000	1,944	0,000	17,869	0,089	12,256	9,561	2,130	0,146	97,152
BE621-0	0-px58	55,752	0,022	3,204	0,006	15,007	0,220	12,601	6,231	3,588	0,012	96,646
BE621-0	0-px59	54,868	0,005	1,020	0,048	13,635	0,239	14,949	11,336	1,111	0,031	97,249
BE621-0	0-px60	55,495	0,017	0,336	0,000	12,700	0,223	15,846	12,688	0,368	0,011	97,689
BE621-0	0-px61	53,730	0,003	0,650	0,009	18,174	0,050	12,220	11,613	0,847	0,022	97,323
BE4-01-	amph7	56,128	0,003	5,271	0,000	17,211	0,125	9,610	1,438	6,492	0,000	96,284
BE4-01-	amph6c	53,833	0,102	3,881	0,000	22,953	0,141	7,291	1,181	6,420	0,029	95,834
BE4-01-	amph5c	54,169	0,107	3,318	0,012	22,912	0,141	7,677	1,159	6,268	0,025	95,790
BE4-01-	amph2c	54,543	0,063	2,942	0,013	22,823	0,116	7,974	1,241	6,412	0,025	96,158
BE4-01-	amph16	55,619	0,000	4,412	0,000	20,085	0,115	8,353	0,444	6,827	0,000	95,860
BE4-01-	amph17	56,437	0,003	4,914	0,023	19,486	0,116	8,697	0,402	6,920	0,022	97,023
BE4-01-	amph9	54,552	0,118	3,817	0,004	21,986	0,155	7,534	0,902	6,643	0,016	95,732
BE4-01-	amph10	53,891	0,095	3,777	0,004	23,499	0,152	7,234	1,437	6,370	0,054	96,517
BE4-01-	amph11	54,227	0,078	3,701	0,000	22,775	0,161	7,446	1,224	6,490	0,035	96,142
BE4-01-	amph12	54,933	0,035	3,807	0,022	20,478	0,130	8,695	1,247	6,547	0,034	95,931
BE4-01-	amph13	56,259	0,000	5,215	0,013	17,702	0,130	9,365	1,065	6,796	0,010	96,559
BE4-01-	amph15	53,151	0,000	1,685	0,007	19,646	0,048	11,094	8,002	2,777	0,098	96,512
BE4-01-	amph14	55,636	0,008	4,690	0,003	18,870	0,173	9,076	1,140	6,775	0,028	96,403
BE4-01-	amph19	53,942	0,000	1,111	0,000	16,458	0,059	13,473	10,688	1,326	0,059	97,123

Rock	Info	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total
BE4-01-	amph24	54,282	0,013	2,753	0,019	24,028	0,172	7,254	1,333	6,323	0,012	96,194
BE4-01-	amph22	54,749	0,013	4,134	0,013	22,803	0,137	6,651	0,375	6,747	0,007	95,631
BE4-01-	amph23	53,069	0,000	2,543	0,020	28,487	0,128	4,082	1,228	6,416	0,029	96,007
BE4-01-	amph25	53,688	0,017	3,535	0,001	24,136	0,196	6,738	1,206	6,548	0,012	96,081
BE4-01-	amph26	54,920	0,108	3,809	0,000	20,887	0,107	8,657	1,258	6,608	0,024	96,383
BE4-01-	amph27	54,344	0,053	3,582	0,015	22,001	0,111	8,164	1,070	6,589	0,025	95,961
BE4-01-	amph28	53,889	0,015	1,379	0,010	16,026	0,035	13,532	10,530	1,502	0,076	96,997
BE4-01-	amph29	55,442	0,045	4,240	0,000	20,393	0,123	8,469	1,070	6,539	0,014	96,340
BE4-01-	amph30	54,379	0,050	3,824	0,003	21,561	0,156	7,811	0,909	6,680	0,027	95,405
BE4-01-	amph1	54,008	0,075	2,893	0,000	22,733	0,116	7,859	1,454	6,144	0,022	95,308
BE4-01-	amph2	53,837	0,068	3,633	0,000	22,623	0,128	7,838	1,434	6,255	0,039	95,859
BE4-01-	amph3	54,370	0,065	3,068	0,000	23,191	0,124	7,501	0,824	6,606	0,017	95,771
BE4-01-	amph4	54,413	0,112	3,418	0,004	22,584	0,146	7,733	0,995	6,523	0,013	95,944
BE4-01-	amph5	54,764	0,077	3,091	0,032	23,029	0,137	7,695	0,877	6,554	0,020	96,280
BE64-00-	amph1	54,019	0,085	2,275	0,001	23,491	0,191	7,886	2,219	6,005	0,028	96,204
BE64-00-	amph2	53,814	0,077	2,135	0,000	23,020	0,154	8,501	3,053	5,435	0,030	96,222
BE64-00-	amph3	57,087	0,027	0,467	0,000	8,302	0,199	19,300	11,816	0,894	0,023	98,119
BE64-00-	amph4	53,797	0,072	2,303	0,018	23,432	0,169	8,282	2,619	5,715	0,027	96,437
BE64-00-	amph9	54,841	0,025	1,324	0,000	12,552	0,358	15,894	11,284	1,185	0,080	97,549
BE64-00-	amph6	54,274	0,200	2,154	0,009	22,793	0,169	8,436	2,243	5,884	0,004	96,169
BE64-00-	amph7	54,235	0,075	2,583	0,000	23,031	0,192	8,289	2,344	5,841	0,035	96,628
BE64-00-	amph8	54,960	0,012	1,430	0,009	15,789	0,270	13,442	7,521	3,191	0,060	96,688
BE64-00-	amph13	54,586	0,147	2,522	0,000	22,444	0,150	8,058	1,504	6,240	0,029	95,683
BE64-00-	amph14	54,485	0,183	2,660	0,012	21,596	0,177	8,726	2,285	5,870	0,033	96,032
BE64-00-	amph11	54,162	0,118	2,562	0,010	22,578	0,145	8,206	1,708	5,978	0,014	95,487
BE64-00-	amph10	54,257	0,092	2,955	0,013	22,841	0,127	7,730	1,191	6,401	0,028	95,639
BE64-00-	amph12	55,067	0,022	1,631	0,000	14,982	0,204	14,332	7,301	3,387	0,048	96,980
BE64-00-	pyx5	54,203	0,055	2,638	0,000	22,951	0,177	7,859	1,574	6,283	0,000	95,743
BE64-00-	pyx6	53,865	0,085	2,762	0,006	22,650	0,143	8,045	1,809	6,167	0,037	95,574

Rock	Info	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total
BE64-00	pyx11	54,098	0,072	3,278	0,006	22,376	0,125	7,599	1,220	6,405	0,028	95,211
BE64-00	pyx13	54,321	0,052	3,101	0,000	22,115	0,134	8,071	1,658	6,133	0,029	95,617
BE64-00	pyx23	54,644	0,028	2,681	0,007	23,131	0,128	7,785	0,873	6,476	0,002	95,759
BE64-00	pyx44	54,663	0,077	2,696	0,007	22,691	0,125	8,274	1,282	6,370	0,024	96,213
BE64-00	pyx41	54,252	0,065	2,524	0,023	22,578	0,123	8,270	1,665	6,271	0,016	95,791
BE64-00	pyx32	54,237	0,078	2,534	0,032	22,016	0,161	8,648	2,166	5,949	0,027	95,852
BE64-00	pyx56	54,068	0,254	2,830	0,025	22,669	0,161	8,239	1,829	6,118	0,012	96,209
BE64-00	pyx58	54,034	0,305	2,575	0,000	22,111	0,154	8,451	1,990	6,083	0,018	95,725
BE64-00	pyx67	54,736	0,055	2,638	0,000	22,474	0,136	8,244	1,133	6,632	0,004	96,055
BE64-00	pyx68	54,252	0,120	2,466	0,000	22,445	0,133	8,436	1,829	6,048	0,033	95,766
BE64-00	pyx65	53,906	0,197	2,403	0,019	22,421	0,173	8,620	2,267	5,901	0,007	95,919
BE64-00	pyx66	54,274	0,125	2,483	0,000	22,652	0,133	8,261	1,778	6,240	0,006	95,956
BE64-00	pyx75	54,759	0,048	1,670	0,031	12,916	0,292	15,594	10,014	2,168	0,094	97,591
BE64-00	pyx77	54,890	0,010	1,474	0,013	16,363	0,232	12,981	6,173	3,757	0,045	95,942
BE64-00	pyx87	53,880	0,225	2,439	0,000	21,599	0,154	8,904	2,328	5,783	0,029	95,344
BE64-00	pyx91	55,059	0,025	1,107	0,004	10,679	0,280	17,277	11,342	1,158	0,055	96,992
BE64-00	pyx103	54,261	0,133	2,352	0,018	22,284	0,147	8,955	2,044	5,746	0,029	95,974
BE64-00	pyx104	54,449	0,085	2,432	0,000	21,210	0,161	9,395	2,893	5,657	0,034	96,319
BE64-00	pyx105	54,126	0,252	2,502	0,006	21,298	0,164	9,104	2,705	5,661	0,022	95,843
BE43-00	amph1	53,063	0,002	0,935	0,000	18,451	0,087	12,452	11,713	0,550	0,031	97,287
BE43-00	amph18	55,070	0,007	0,637	0,012	13,309	0,196	15,868	12,118	0,597	0,010	97,827
BE7-01-	pyx5	53,854	0,000	1,230	0,013	16,406	0,195	13,588	11,385	0,861	0,057	97,594
BE7-01-	pyx6	53,294	0,010	1,285	0,000	17,220	0,217	12,847	11,538	0,884	0,067	97,366
BE7-01-	pyx9	49,888	0,037	2,381	0,034	26,031	0,035	6,801	10,361	1,290	0,131	96,992
BE5-01-	amph5	53,061	0,018	1,869	0,010	16,114	0,250	13,951	10,283	1,651	0,137	97,349
BE5-01-	amph6	53,193	0,003	1,920	0,000	16,382	0,248	13,452	9,857	1,812	0,126	96,998
BE43-00	amph12	53,583	0,003	2,539	0,000	21,268	0,136	9,395	4,150	4,777	0,024	95,879
BE43-00	amph13	54,841	0,008	3,220	0,025	19,468	0,139	9,662	3,057	5,314	0,020	95,758
BE7-01-	pyx12	52,567	0,040	3,569	0,000	25,073	0,118	6,559	3,038	5,492	0,045	96,504

Rock	Info	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total
BE5-01-	amph3	53,910	0,000	2,415	0,000	22,014	0,085	8,783	2,762	5,659	0,043	95,675
BE43-00	amph10	54,282	0,000	3,424	0,003	21,047	0,129	8,985	2,770	5,696	0,000	96,341
BE43-00	amph3	54,592	0,018	4,161	0,000	20,963	0,116	8,513	2,237	5,837	0,020	96,462
BE7-01-	pyx10	54,654	0,002	4,546	0,037	20,688	0,089	7,989	2,244	5,928	0,027	96,208
BE5-01-	amph5	53,696	0,020	2,982	0,001	22,335	0,119	8,101	2,020	5,936	0,047	95,261
BE43-00	amph5	54,177	0,023	2,681	0,000	23,755	0,112	7,528	1,375	6,167	0,014	95,837
BE43-00	amph4	54,165	0,038	2,827	0,001	24,187	0,090	7,310	1,280	6,186	0,000	96,089
BE43-00	amph11	55,016	0,073	4,251	0,000	19,699	0,105	9,574	1,872	6,241	0,028	96,862
BE43-00	amph14	54,231	0,017	4,701	0,000	20,398	0,103	8,496	1,689	6,259	0,028	95,925
BE7-01-	pyx7	54,259	0,020	4,531	0,000	23,627	0,077	5,868	0,863	6,391	0,000	95,640
BE7-01-	pyx4	53,311	0,060	3,104	0,007	27,406	0,076	4,838	0,816	6,412	0,000	96,033
BE7-01-	pyx8	53,420	0,000	2,902	0,000	26,648	0,130	4,926	1,150	6,496	0,017	95,694
BE7-01-	pyx11	54,695	0,007	5,600	0,000	20,644	0,141	7,004	1,248	6,513	0,006	95,861
BE43-00	amph9	55,613	0,000	4,414	0,000	19,502	0,093	9,060	1,272	6,525	0,016	96,499
BE43-00	amph2	54,453	0,033	3,998	0,012	23,697	0,023	6,891	0,683	6,612	0,000	96,406
BE5-01-	amph2	55,061	0,048	5,030	0,000	20,684	0,097	7,914	0,627	6,831	0,019	96,315
BE5-01-	amph1	55,211	0,042	4,718	0,004	20,290	0,110	8,136	0,526	6,835	0,034	95,911

Glimmer-Analysen

Rock	Info	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
BE29/97	BEVII/1	48,053	0,272	34,979		1,535	0,012	0,862	0,000	0,365	9,817	95,895
BE29/97	BEVII/1	47,841	0,299	35,015		1,627	0,000	0,890	0,000	0,404	10,034	96,110
BE29/97	BEVII/1	47,911	0,295	34,964		1,698	0,012	0,925	0,006	0,427	9,690	95,928
BE29/97	BEVII/1	47,107	0,292	34,263		1,524	0,058	0,822	0,001	0,388	9,849	94,304
BE29/97	BEVII/1	46,418	0,292	32,698		1,429	0,013	0,836	0,000	0,402	9,449	91,537
BE29/97	BEVII/1	48,444	0,317	33,654		1,527	0,031	0,927	0,000	0,473	10,027	95,400
BE29/97	BEVII/1	50,930	0,807	30,320		1,097	0,009	1,139	0,000	0,499	8,373	93,174
BE29/97	BEVII/1	48,900	0,952	34,932		1,227	0,019	1,134	0,007	0,516	9,119	96,806
BE29/97	BEVII/1	47,443	0,904	34,988		1,239	0,000	1,043	0,039	0,573	9,285	95,514
BE29/97	BEVII/1	47,653	0,892	34,586		1,332	0,018	1,270	0,008	0,627	9,192	95,578
BE29/97	BEVII/1	45,237	0,504	34,559		0,845	0,000	0,599	0,015	1,074	7,408	90,241
BE29/97	BEVII/1	48,021	0,874	33,978		1,509	0,008	1,469	0,000	0,619	9,197	95,675
BE29/97	BEVII/1	47,233	0,914	35,259		1,252	0,032	1,134	0,000	0,539	9,315	95,678
BE29/97	BEVII/1	47,509	0,919	34,576		1,389	0,000	1,224	0,000	0,611	9,254	95,482
BE29/97	BEVII/1	47,766	0,722	35,323		1,373	0,000	1,131	0,018	0,714	8,510	95,557
BE29/97	BEVII/1	47,340	0,672	34,461		1,324	0,044	1,187	0,014	0,758	8,314	94,114
BE29/97	BEVII/1	47,869	0,666	35,143		1,229	0,012	1,161	0,010	0,729	8,615	95,434
BE29/97	BEVII/1	49,741	0,380	29,826		1,470	0,037	0,960	0,006	0,395	9,912	92,727
BE29/97	BEVII/1	48,677	0,319	32,581		1,488	0,027	0,870	0,000	0,394	10,279	94,635
BE39/97	BEVIII/5	51,266	0,140	29,951		1,710	0,010	2,842	0,018	0,282	9,246	95,465
BE39/97	BEVIII/5	52,019	0,130	31,211		1,384	0,005	2,709	0,014	0,282	9,045	96,799
BE39/97	BEVIII/5	52,045	0,115	30,104		1,743	0,023	2,774	0,010	0,423	9,162	96,399
BE39/97	BEVIII/5	51,593	0,097	30,622		1,649	0,027	2,903	0,001	0,248	9,185	96,325
BE39/97	BEVIII/5	48,934	1,249	27,969		1,922	0,000	2,976	0,056	0,363	8,481	91,950
BE39/97	BEVIII/5	44,743	0,110	25,685		1,581	0,012	2,411	0,084	0,338	8,041	83,005
BE39/97	BEVIII/5	50,464	0,087	30,191		1,523	0,005	2,668	0,063	0,236	8,438	93,675

Rock	Info	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total
BE39/97	BEVIII/5	51,461	0,057	29,532		1,685	0,015	2,844	0,014	0,226	8,651	94,485
BE39/97	BEVIII/5	51,210	0,088	29,547		1,937	0,018	3,008	0,113	0,204	9,084	95,209
BE50-01-	phe10	50,988	0,055	25,101		4,642		4,153	0,094	0,105	6,624	91,766
BE50-01-	phe11	50,543	0,048	25,917		4,122		3,693	0,057	0,191	8,646	93,222
BE50-01-	phe12	50,102	0,013	25,568		3,971		3,885	0,070	0,166	9,451	93,229
BE50-01-	phe13	49,747	0,080	24,221		5,161		3,830	0,337	0,182	8,704	92,266
BE50-01-	phe14	50,399	0,048	25,350		4,395		3,852	0,306	0,244	8,713	93,312
BE50-01-	phe15	49,700	0,060	25,256		4,177		3,659	0,238	0,249	8,608	91,951
BE50-01-	phe16	50,776	0,027	24,844		4,440		3,925	0,193	0,150	9,026	93,383
BE50-01-	phe17	50,789	0,065	24,727		4,703		3,945	0,220	0,119	8,701	93,271
BE50-01-	phe18	43,209	0,067	22,873		7,242		8,259	0,269	0,142	5,552	87,615
BE50-01-	phe19	50,752	0,035	25,154		4,163		3,891	0,309	0,120	8,745	93,174
BE50-01-	phe20	50,059	0,008	25,052		4,182		3,840	0,090	0,167	9,131	92,533
BE50-01-	phe21a	50,558	0,047	25,148		4,508		3,840	0,113	0,191	9,107	93,515
BE50-01-	phe23a	50,286	0,045	24,812		4,117		3,804	0,235	0,158	8,100	91,559
BE50-01-	phe25	49,240	0,002	24,062		4,027		3,656	0,297	0,216	8,619	90,120
BE50-01-	phe2	47,629	0,030	23,283		3,946		3,535	0,084	0,128	9,708	88,346
BE50-01-	phe26	50,714	0,058	25,282		3,913		3,908	0,017	0,129	10,115	94,141
BE50-01-	phe29	50,881	0,065	24,859		4,011		3,963	0,029	0,163	10,185	94,159
BE50-01-	phe27	49,159	0,013	25,201		4,074		3,888	0,050	0,167	9,004	91,561
BE50-01-	phe28	50,622	0,038	25,184		4,281		3,951	0,077	0,218	9,387	93,764
BE50-01-	phe5	50,002	0,037	24,689		4,386		3,727	0,024	0,125	10,035	93,028
BE50-01-	phe6	50,727	0,015	24,725		4,501		3,782	0,049	0,096	10,052	93,952
BE5-01-	chl2	49,920	0,038	24,306	0,000	6,215	0,035	3,807	0,036	0,113	10,164	94,638
BE5-01-	chl11	49,850	0,065	24,069	0,007	6,816	0,000	3,510	0,000	0,117	10,305	94,743
BE51/97		53,168	0,093	26,938		2,711	0,048	3,676	0,004	0,202	8,621	95,461
BE51/97	profile	48,239	0,137	26,580		2,302	0,000	2,863	0,001	0,232	8,182	88,536
BE51/97	profile	52,181	0,158	25,422		2,560	0,008	3,464	0,003	0,187	8,774	92,757
BE51/97	profile	51,920	0,152	25,405		2,464	0,017	3,401	0,015	0,168	9,099	92,641

Rock	Info	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total
BE51/97	profile	51,018	0,162	25,169		2,467	0,056	3,381	0,004	0,195	9,229	91,681
BE51/97	profile	50,481	0,160	26,297		2,532	0,034	3,291	0,042	0,221	9,327	92,385
BE51/97	profile	50,727	0,178	27,017		2,485	0,031	3,308	0,025	0,158	8,383	92,312
BE51/97	profile	51,540	0,160	27,179		2,550	0,000	3,389	0,007	0,174	9,543	94,542
BE51/97	profile	52,203	0,152	27,918		2,568	0,034	3,406	0,017	0,171	7,796	94,265
BE51/97	profile	52,220	0,178	27,476		2,532	0,013	3,354	0,021	0,173	8,487	94,454
BE51/97	profile	52,528	0,167	28,132		2,381	0,048	3,248	0,007	0,171	6,971	93,653
BE51/97	profile	52,034	0,153	26,966		2,487	0,034	3,394	0,021	0,209	8,531	93,829
BE51/97		51,050	0,132	27,809		2,547	0,034	3,455	0,008	0,226	9,411	94,672
BE51/97	profile	50,230	0,117	29,660		1,935	0,000	2,792	0,048	0,282	8,733	93,797
BE51/97	profile	52,560	0,167	27,119		2,690	0,058	3,376	0,013	0,163	8,214	94,360
BE51/97	profile	51,612	0,153	26,208		2,579	0,012	3,376	0,008	0,210	9,354	93,512
BE51/97	profile	52,057	0,140	26,520		2,527	0,018	3,326	0,000	0,167	8,144	92,899
BE51/97	profile	52,055	0,165	26,337		2,578	0,005	3,434	0,007	0,178	9,046	93,805
BE51/97	profile	52,068	0,157	27,117		2,561	0,012	3,329	0,011	0,191	8,609	94,055
BE51/97	profile	52,706	0,173	28,256		2,543	0,032	3,193	0,000	0,151	6,944	93,998
BE51/97	profile	52,680	0,153	28,391		2,635	0,023	3,314	0,011	0,142	7,253	94,602
BE51/97	profile	52,667	0,188	28,852		2,600	0,031	3,271	0,000	0,132	6,060	93,801
BE51/97	core	51,082	0,183	28,088		1,598	0,008	2,646	0,008	0,257	9,968	93,838
BE51/97	profile	51,925	0,128	28,861		2,211	0,000	3,129	0,015	0,205	8,135	94,609
BE51/97	mu	49,394	0,092	24,931		2,618	0,050	3,523	0,157	0,345	8,845	89,955
BE51/97	mu	50,643	0,135	25,152		2,654	0,022	3,220	0,074	0,189	8,962	91,051
BE51/97	mu	47,708	0,158	30,858		1,517	0,004	2,427	0,011	0,329	9,492	92,504
BE51/97	mu	51,388	0,115	29,229		1,932	0,017	3,019	0,000	0,197	9,243	95,140
BE51/97	profile	52,385	0,140	27,623		2,371	0,026	3,412	0,000	0,179	8,589	94,725
BE51/97	profile	52,045	0,118	27,004		2,542	0,013	3,434	0,064	0,164	8,103	93,487
BE51/97	profile	53,538	0,170	27,905		2,695	0,045	3,596	0,025	0,133	7,168	95,275
BE51/97	profile	53,418	0,172	27,374		2,645	0,045	3,563	0,045	0,148	7,260	94,670
BE51/97	profile	53,931	0,167	27,559		2,597	0,026	3,517	0,018	0,131	6,208	94,154

Rock	Info	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total
BE51/97	profile	53,362	0,170	25,999		2,644	0,036	3,639	0,050	0,146	7,342	93,388
BE90/99-	phe1	48,810	0,058	29,571		3,257		2,819	0,074	0,332	8,374	93,300
BE90-99-	phe4	49,867	0,038	30,777		1,438		2,348	0,055	0,314	9,610	94,451
BE90-99-	phe5	49,542	0,007	31,077		1,445		2,391	0,056	0,418	9,574	94,512
BE90-99-	phe6	50,252	0,027	30,535		1,616		2,408	0,083	0,395	8,627	93,946
BE90-99-	phe7	49,687	0,025	31,599		1,333		2,422	0,031	0,255	9,637	94,991
BE90-99-	phe8	49,291	0,022	30,898		1,738		2,595	0,032	0,317	9,322	94,218
BE90-99-	phe9	49,766	0,060	30,990		1,616		2,520	0,050	0,201	9,415	94,622
BE90-99-	phe10	49,037	0,072	31,117		2,280		2,555	0,043	0,201	9,180	94,487
BE90-99-	phe11	48,549	0,037	30,834		2,743		2,751	0,055	0,173	9,005	94,149
BE90-99-	phe12	48,331	0,050	30,325		3,437		3,087	0,015	0,137	8,649	94,037
BE90-99-	phe13	47,809	0,012	29,556		4,501		3,028	0,148	0,233	7,508	92,800
BE90-99-	phe14	49,775	0,030	31,835		1,474		2,182	0,055	0,603	9,036	94,993
BE90-99-	phe16	48,838	0,068	30,459		2,703		2,384	0,083	0,334	8,500	93,372
BE90-99-	phe17	49,039	0,045	30,983		2,406		2,466	0,063	0,274	9,017	94,295
BE90-99-	phe18	49,676	0,025	31,077		1,982		2,323	0,090	0,357	9,074	94,609
BE90-99-	phe15	49,131	0,063	31,036		2,451		2,500	0,063	0,394	8,886	94,528
BE90-99-	phe19	49,330	0,023	31,227		1,891		2,240	0,067	0,546	8,808	94,136
BE90-99-	phe22	49,212	0,073	30,027		2,524		2,573	0,050	0,260	8,818	93,541
BE90-99-	phe23	49,186	0,080	30,323		2,286		2,575	0,094	0,151	8,485	93,184
BE90-99-	phe24	49,385	0,082	29,866		2,814		2,492	0,057	0,248	8,938	93,886
BE90-99-	phe25	47,022	0,659	28,797		4,832		3,489	0,069	0,272	8,353	93,495
BE90-99-	phe26	49,261	0,078	30,722		2,236		2,641	0,043	0,214	9,085	94,286
BE90-99-	phe30	48,590	0,057	30,080		3,120		2,741	0,066	0,352	8,792	93,800
BE90-99-	phe27	48,812	0,055	29,866		2,465		2,863	0,083	0,135	8,873	93,154
BE90-99-	phe28	50,149	0,070	30,297		1,928		2,451	0,060	0,179	9,133	94,271
BE90-99-	phe29	49,651	0,038	30,518		1,757		2,592	0,034	0,257	9,556	94,406
BE90-99-	phe30	49,666	0,033	30,943		1,467		2,399	0,048	0,221	9,491	94,271
BE90-99-	phe31a	49,937	0,065	31,389		1,496		2,368	0,073	0,274	9,130	94,734

Paragonit-Analysen

Rock	Info	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total
BE29/97	BEVII/1	47,466	0,579	36,366		0,843	0,015	0,637	0,013	1,144	8,209	95,272
BE29/97	BEVII/1	49,225	0,605	35,606		1,023	0,013	0,895	0,018	1,314	8,053	96,752
BE29/97	BEVII/1	47,456	0,575	36,763		0,859	0,005	0,637	0,000	1,120	8,271	95,686
BE29/97	BEVII/1	46,979	0,639	36,489		0,834	0,000	0,638	0,036	1,210	8,025	94,850
BE39/97	BEVIII/5	48,639	0,045	38,217		0,529	0,000	0,396	0,055	5,157	1,659	94,697
BE39/97	BEVIII/5	50,031	0,028	39,597		0,381	0,019	0,453	0,027	5,888	0,822	97,246
BE39/97	BEVIII/5	45,834	0,023	38,000		0,422	0,000	0,269	0,045	5,446	1,435	91,474
BE39/97	BEVIII/5	45,254	0,022	34,503		1,908	0,017	1,620	0,085	3,688	2,525	89,622
BE39/97	BEVIII/5	48,878	0,028	39,686		0,477	0,003	0,279	0,043	5,543	0,819	95,756
BE39/97	BEVIII/5	47,903	0,012	38,525		0,468	0,026	0,415	0,083	5,064	1,379	93,875
BE39/97	BEVIII/5	48,294	0,023	37,197		0,913	0,000	0,995	0,126	3,935	2,492	93,975
BE39/97	BEVIII/5	49,122	0,093	33,484		1,075	0,000	1,666	0,010	1,945	6,722	94,117
BE39/97	BEVIII/5	49,631	0,837	33,040		1,099	0,000	1,771	0,039	2,522	6,192	95,131
BE39/97	BEVIII/5	49,385	0,329	34,308		0,980	0,000	1,704	0,095	2,256	6,655	95,712

Chlorit-Analysen

Rock	Info	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total
BE43-00	amph17	26,283	0,000	18,305	0,000	27,488	0,325	14,941	0,022	0,001	0,000	87,371
BE43-00	amph19	26,591	0,022	17,802	0,000	28,200	0,305	14,531	0,046	0,018	0,008	87,528
BE43-00	ep19	25,819	0,000	18,601	0,000	25,709	0,280	15,760	0,034	0,019	0,033	86,259
BE43-00	ep18	26,493	0,002	17,339	0,000	29,743	0,212	13,530	0,115	0,000	0,000	87,437
BE43-00	amph23	26,598	0,013	18,241	0,000	27,253	0,265	14,933	0,007	0,013	0,007	87,334
BE43-00	amph21	26,431	0,022	17,976	0,000	28,202	0,275	14,405	0,006	0,000	0,000	87,322

Rock	Info	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total
BE43-00	amph22	26,298	0,013	17,668	0,009	30,352	0,176	12,505	0,126	0,000	0,020	87,170
BE43-00	amph20	26,151	0,028	18,401	0,010	28,970	0,325	13,593	0,008	0,001	0,004	87,497
BE43-00	amph6	26,867	0,000	18,392	0,010	23,702	0,250	17,585	0,055	0,063	0,028	86,957
BE43-00	amph7	26,255	0,000	18,227	0,000	28,987	0,322	13,774	0,141	0,000	0,000	87,710
BE43-00	amph8	26,384	0,000	18,586	0,016	27,360	0,218	15,146	0,057	0,000	0,000	87,772
BE43-00	amph16	25,665	0,002	18,429	0,000	29,867	0,316	13,021	0,013	0,000	0,004	87,321
BE50-01-	phe8	28,579	0,000	19,215		14,329		23,067	0,073	0,043	0,018	85,330
BE50-01-	phe9	28,078	0,027	19,176		14,614		22,621	0,083	0,009	0,049	84,663
BE50-01-	phe22	28,057	0,023	19,183		14,519		22,709	0,178	0,023	0,084	84,781
BE50-01-	phe24	28,170	0,000	19,512		14,235		22,671	0,000	0,005	0,000	84,598
BE50-01-	phe3	28,298	0,008	19,465		13,872		22,619	0,139	0,008	0,072	84,488
BE50-01-	phe4	28,487	0,040	19,616		14,042		22,095	0,161	0,001	0,322	84,769
BE50-01-	phe7	27,586	0,002	19,835		14,591		21,989	0,155	0,000	0,048	84,213
BE5-01-	chl1	27,250	0,013	18,730	0,000	25,609	0,323	15,080	0,018	0,000	0,347	87,374
BE5-01-	chl3	26,743	0,013	18,159	0,000	25,989	0,301	15,508	0,039	0,000	0,045	86,802
BE5-01-	chl5	26,388	0,020	18,445	0,000	24,985	0,362	16,088	0,000	0,011	0,035	86,338
BE5-01-	chl4	26,457	0,010	19,157	0,006	24,691	0,314	15,803	0,004	0,012	0,025	86,484
BE5-01-	chl8	26,581	0,000	18,305	0,013	25,944	0,292	15,662	0,000	0,000	0,020	86,821
BE5-01-	chl9	26,330	0,013	18,435	0,000	26,239	0,322	15,574	0,014	0,001	0,057	86,991
Be-62	chl5	27,252	0,015	18,084	0,035	27,752	0,218	14,686	0,060	0,018	0,027	88,147
BE621-0	0-px68	45,933	0,023	5,075	0,041	28,286	0,120	5,908	1,741	0,305	1,539	88,974
BE621-0	0-px69	45,098	0,000	5,510	0,058	28,467	0,116	5,518	1,079	0,092	1,641	87,582
BE621-0	0-px26	28,453	0,015	17,103	0,019	22,821	0,133	17,503	0,476	0,067	0,193	86,786
BE621-0	0-px28	28,324	0,013	17,579	0,022	20,221	0,597	19,595	0,306	0,026	0,029	86,717
BE621-0	0-px39	26,626	0,028	18,577	0,013	24,684	0,094	16,111	0,243	0,003	0,000	86,384
BE621-0	0-px39a	27,712	0,000	17,859	0,000	22,457	0,420	18,043	0,190	0,020	0,042	86,748
BE621-0	0-px44	27,453	0,008	17,555	0,000	24,452	0,118	16,435	0,371	0,031	0,048	86,476
BE621-0	0-px53	46,277	0,013	5,700	0,001	26,828	0,101	7,062	0,599	0,080	1,042	87,707

Rock	Info	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total
BE621-0	0-px54	46,690	0,000	6,018	0,018	26,327	0,124	7,291	0,628	0,077	0,953	88,127
BE621-0	0-px55	46,450	0,028	5,846	0,007	27,218	0,148	6,682	0,616	0,073	1,260	88,332
BE621-0	0-px57	46,292	0,000	6,054	0,007	26,552	0,151	7,140	0,522	0,053	0,802	87,575
BE621-0	0-px67	45,257	0,002	5,629	0,042	28,501	0,089	5,765	0,687	0,096	1,639	87,709
Be-64	chl1a	28,346	0,013	19,809	0,050	17,029	0,354	21,867	0,066	0,013	0,014	87,561
Be-64	chl3a	29,103	0,018	18,787	0,000	16,030	0,395	23,089	0,060	0,008	0,000	87,490
Be-64	chl4a	27,537	0,025	18,210	0,023	24,287	0,457	17,004	0,029	0,009	0,000	87,581
Be-64	ep6	27,789	0,033	17,897	0,022	23,398	0,347	17,625	0,141	0,051	0,004	87,307
Be-64	ep4	27,866	0,015	17,836	0,000	23,468	0,353	17,750	0,234	0,049	0,008	87,579
Be-64	chl4	30,010	0,005	16,982	0,000	15,245	0,368	24,188	0,222	0,049	0,101	87,170
Be-64	chl5	28,033	0,002	17,738	0,000	21,200	0,412	19,900	0,031	0,004	0,000	87,320
Be-64	chl3	29,278	0,007	17,783	0,012	15,524	0,333	24,142	0,050	0,007	0,000	87,136
Be-64	chl1	29,503	0,003	17,564	0,000	15,462	0,336	24,249	0,071	0,000	0,011	87,199
Be-64	chl6	27,920	0,012	18,224	0,000	21,784	0,442	19,113	0,038	0,018	0,007	87,558
Be-64	chl7	28,467	0,017	18,756	0,001	18,208	0,445	21,898	0,018	0,000	0,016	87,826
Be-64	chl2	29,997	0,007	17,470	0,000	15,906	0,362	23,707	0,165	0,024	0,010	87,648
Be-64	chl8	30,438	0,013	16,990	0,000	15,406	0,367	23,918	0,083	0,000	0,019	87,234
Be-64	chl9	29,713	0,000	17,504	0,000	15,736	0,340	23,770	0,041	0,008	0,012	87,124
Be-64	chl10	27,235	0,007	17,545	0,000	23,046	0,426	17,610	0,028	0,000	0,018	85,915
Be-64	chl13	29,751	0,000	17,167	0,000	15,048	0,355	24,223	0,087	0,005	0,011	86,647
Be-64	chl12	30,297	0,010	16,621	0,000	14,743	0,310	23,820	0,389	0,026	0,020	86,236
Be-64	chl14	30,036	0,005	17,120	0,031	15,195	0,372	24,127	0,136	0,016	0,000	87,038
Be-64	opak3	28,583	0,013	18,044	0,000	17,977	0,436	21,722	0,222	0,034	0,014	87,045
BE64-00	pyx17	27,657	0,000	18,541	0,013	21,649	0,501	18,293	0,130	0,058	0,006	86,852
BE64-00	pyx79	28,029	0,017	18,290	0,003	20,122	0,421	19,749	0,115	0,016	0,014	86,781
BE7-01-	pyx2	24,660	0,027	17,785	0,010	36,733	0,279	7,818	0,143	0,000	0,011	87,468
BE90/99-	phe3	27,028	0,027	20,993		25,175		12,256	0,039	0,030	0,416	85,967
BE90-99-	phe21	33,082	0,013	19,030		24,664		10,351	0,022	0,024	0,117	87,309

Rock	Info	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total
BE51/97	chl	26,078	0,023	21,755		21,866	0,081	16,300	0,027	0,001	0,151	86,282
BE51/97	chl-rim	29,270	0,037	21,044		21,448	0,167	14,972	0,034	0,039	0,705	87,716
BE51/97	mu	27,261	0,025	21,243		22,492	0,110	16,417	0,024	0,005	0,087	87,664
BE39/97	BEVIII/5	26,726	0,027	21,553		24,133	0,072	14,810	0,035	0,027	0,087	87,470
BE39/97	BEVIII/5	26,448	0,022	21,498		24,618	0,129	14,841	0,020	0,024	0,065	87,665
BE39/97	BEVIII/5	27,723	0,023	20,366		23,553	0,128	15,745	0,041	0,055	0,055	87,689
BE39/97	BEVIII/5	26,457	0,052	21,942		23,562	0,111	14,505	0,081	0,049	0,116	86,875
BE29/97	BEVII/1	33,801	0,440	17,026		20,459	0,017	15,233	0,048	0,018	0,776	87,818

Stilpnomelan-Analysen

Rock	Info	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total
BE43-00	amph15	46,887	0,000	5,831	0,000	26,823	0,666	7,128	0,221	0,000	0,294	87,855
BE7-01-	stilp1	45,049	0,025	5,717	0,000	30,136	0,133	4,560	0,785	0,081	1,200	87,688
BE7-01-	stilp2	44,690	0,020	5,857	0,035	31,322	0,087	3,916	0,616	0,027	1,230	87,802
BE7-01-	stilp3	44,976	0,000	5,564	0,010	31,580	0,120	3,979	0,614	0,009	1,142	88,000

Epidot-Analysen

Rock	Info	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total
Be-64	law1	37,701	0,087	22,350	0,016	13,576	0,571	0,010	23,292	0,000	0,020	97,623
Be-64	amph9a	37,497	0,020	21,598	0,026	14,602	0,189	0,015	23,461	0,004	0,001	97,413
Be-64	amph7a	37,574	0,098	21,949	0,000	14,122	0,345	0,005	23,342	0,026	0,000	97,461
Be-64	ep1a	37,737	0,033	21,921	0,095	13,702	0,280	0,000	23,422	0,000	0,004	97,194
Be-64	amph4	37,532	0,020	21,241	0,000	14,182	0,275	0,000	23,426	0,008	0,005	96,689
Be-64	ep0	37,388	0,077	20,387	0,000	14,998	0,174	0,003	23,071	0,022	0,000	96,120
Be-64	ep2	37,296	0,043	21,379	0,000	13,965	0,438	0,013	23,063	0,007	0,000	96,204
Be-64	ep7	37,570	0,013	21,396	0,000	13,568	0,398	0,093	22,976	0,022	0,001	96,037
Be-64	ep8	37,641	0,075	21,368	0,006	13,925	0,208	0,000	23,522	0,008	0,001	96,754
Be-64	ep3	37,675	0,027	21,369	0,000	14,023	0,263	0,007	23,422	0,000	0,006	96,792
Be-64	ep9	37,429	0,015	21,430	0,000	14,006	0,208	0,000	23,713	0,004	0,001	96,806
Be-64	ep10	37,585	0,037	21,326	0,000	14,032	0,434	0,008	23,145	0,000	0,013	96,580
Be-64	ep11	37,664	0,072	21,509	0,015	14,183	0,315	0,000	23,417	0,005	0,000	97,180
Be-64	ep12	37,688	0,047	21,369	0,000	13,949	0,294	0,008	23,473	0,008	0,012	96,848
Be-64	ep13	35,861	0,035	19,741	0,000	14,281	0,292	0,048	20,911	0,013	0,000	91,182
Be-64	ep14	37,585	0,020	21,128	0,045	14,502	0,191	0,000	23,460	0,001	0,001	96,933
Be-64	ep15	37,446	0,000	20,578	0,041	15,139	0,185	0,005	23,431	0,000	0,016	96,841
Be-64	ep5	37,718	0,030	21,335	0,028	13,984	0,487	0,003	22,707	0,003	0,010	96,305
Be-64	px17	37,639	0,137	20,912	0,025	14,388	0,355	0,018	23,130	0,007	0,000	96,611
Be-64	ep16a	37,562	0,117	20,759	0,000	14,367	0,196	0,025	23,461	0,015	0,000	96,502
Be-64	ep1	37,328	0,060	21,037	0,000	13,893	0,203	0,017	23,473	0,000	0,000	96,011
BE64-00	alb1	37,215	0,030	21,313	0,020	14,518	0,014	0,177	23,166	0,000	0,010	96,463
BE64-00	pyx24	37,341	0,000	22,031	0,000	13,800	0,347	0,003	23,252	0,000	0,016	96,790
BE64-00	pyx46	37,239	0,000	21,555	0,016	13,728	0,108	0,003	23,044	0,020	0,001	95,714
BE64-00	pyx47	37,585	0,030	21,893	0,003	13,507	0,220	0,000	23,193	0,000	0,000	96,431

Rock	Info	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total
BE64-00	alb4	37,489	0,060	21,778	0,010	14,289	0,000	0,362	22,815	0,000	0,013	96,816
BE64-00	pyx71	37,328	0,048	21,492	0,009	14,174	0,272	0,008	23,075	0,004	0,010	96,420
BE64-00	pyx72	37,303	0,012	21,966	0,013	13,965	0,245	0,027	23,349	0,009	0,000	96,889
BE64-00-	ep3	37,401	0,005	21,492	0,020	14,310	0,172	0,030	23,673	0,004	0,000	97,107
BE64-00-	ep5	37,442	0,073	21,747	0,004	13,741	0,300	0,000	23,253	0,000	0,005	96,565
BE64-00-	ep4	37,423	0,092	21,555	0,003	13,779	0,436	0,000	23,172	0,018	0,013	96,491
BE64-00-	ep2	37,562	0,042	21,589	0,006	13,971	0,347	0,000	23,408	0,018	0,000	96,943
BE64-00-	ep1	37,718	0,027	21,802	0,015	13,644	0,271	0,000	23,056	0,004	0,000	96,537
BE4-01-	amph18	37,442	0,060	20,997	0,000	14,169	0,192	0,056	23,233	0,062	0,000	96,211
BE4-01-	amph8	37,433	0,017	21,829	0,026	13,601	0,210	0,000	23,610	0,001	0,000	96,727
BE4-01-	amph49	37,577	0,000	21,094	0,009	14,469	0,003	0,000	23,307	0,015	0,000	96,474
Be-62	ep3	37,478	0,082	21,422	0,060	13,790	0,151	0,007	23,592	0,000	0,000	96,582
Be-62	ep4	37,230	0,050	20,799	0,051	14,347	0,124	0,022	22,836	0,047	0,007	95,513
Be-62	ep5	38,011	0,000	23,263	0,000	12,488	0,115	0,022	23,783	0,000	0,000	97,682
Be-62	ep6	37,696	0,030	21,324	0,051	14,348	0,077	0,015	23,624	0,000	0,000	97,165
BE621-0	0-px51	36,950	0,017	20,028	0,000	15,681	0,012	0,000	20,941	0,000	0,011	93,640
BE621-0	0-px51a	37,046	0,025	20,891	0,015	14,291	0,005	0,007	21,368	0,007	0,000	93,655
BE621-0	0-px62	37,322	0,018	21,439	0,012	13,821	0,311	0,000	23,152	0,005	0,005	96,085
BE621-0	0-px63	37,181	0,038	21,536	0,016	13,579	0,040	0,002	22,805	0,000	0,000	95,197
BE621-0	0-px64	37,448	0,015	21,874	0,029	13,531	0,207	0,010	23,186	0,020	0,000	96,320
BE621-0	0-px65	36,537	0,000	20,597	0,032	14,387	0,653	0,000	21,684	0,000	0,000	93,890
BE621-0	0-px66	37,164	0,038	20,532	0,096	14,891	0,040	0,000	22,942	0,000	0,010	95,713
BE7-01-	pyx1	37,087	0,040	21,197	0,015	14,457	0,031	0,000	23,246	0,000	0,004	96,077
BE7-01-	pyx3	37,532	0,077	22,059	0,000	13,188	0,076	0,000	23,478	0,000	0,000	96,410
BE5-01-	pyx27	37,386	0,000	21,539	0,007	14,478	0,260	0,012	23,208	0,018	0,005	96,913
BE5-01-	chl10	37,399	0,007	21,428	0,000	14,654	0,240	0,000	23,215	0,003	0,039	96,985
BE43-00	ep16	36,924	0,023	21,466	0,004	14,706	0,334	0,000	23,063	0,000	0,007	96,527
BE43-00	ep1	37,215	0,013	21,233	0,004	14,685	0,176	0,022	23,259	0,001	0,007	96,615

Rock	Info	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total
BE43-00	ep2	37,322	0,002	21,980	0,006	14,111	0,076	0,000	23,537	0,026	0,000	97,060
BE43-00	ep3	37,247	0,008	22,191	0,000	13,734	0,127	0,000	23,393	0,001	0,006	96,707
BE43-00	ep4	37,194	0,010	22,057	0,029	13,628	0,093	0,000	23,412	0,000	0,000	96,423
BE43-00	ep5	37,290	0,027	22,257	0,022	13,638	0,094	0,000	23,354	0,007	0,007	96,696
BE43-00	ep6	37,307	0,038	22,569	0,037	12,811	0,116	0,000	23,324	0,000	0,007	96,209
BE43-00	ep10	37,052	0,002	21,275	0,000	14,598	0,137	0,000	23,263	0,019	0,004	96,350
BE43-00	ep11	37,082	0,007	21,288	0,007	14,329	0,201	0,005	23,589	0,008	0,000	96,516
BE43-00	ep7	37,170	0,010	22,569	0,029	12,966	0,101	0,013	23,531	0,000	0,013	96,402
BE43-00	ep8	37,070	0,000	21,163	0,000	14,747	0,338	0,000	22,927	0,011	0,000	96,256
BE43-00	ep9	37,147	0,000	22,223	0,000	13,285	0,187	0,000	23,438	0,016	0,000	96,296
BE43-00	ep12	37,536	0,058	22,949	0,000	12,763	0,120	0,005	23,786	0,016	0,000	97,233
BE43-00	ep13	37,065	0,018	21,449	0,000	14,475	0,196	0,008	23,331	0,023	0,000	96,565
BE43-00	ep15	37,512	0,022	22,154	0,000	13,408	0,275	0,012	23,334	0,005	0,000	96,722
BE43-00	ep14	36,896	0,022	21,007	0,044	14,888	0,292	0,000	23,002	0,023	0,000	96,174

Calcit-Hämatit-Analysen

Rock	Info	Min	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total
Be-64	opak2	Hematit	0,000	0,557	0,019	0,000	83,931	0,021	0,005	0,038	0,000	0,000	84,571
Be-64	opak3a	Hematit	0,017	0,849	0,015	0,051	85,533	0,001	0,010	0,013	0,028	0,000	86,517
Be-64	opak4a	Hematit	0,015	0,532	0,019	0,000	86,058	0,000	0,017	0,059	0,015	0,000	86,715
Be-64	opak2	Hematit	0,034	0,532	0,030	0,000	86,165	0,021	0,017	0,148	0,023	0,001	86,971
BE64-00	pyx59	Hämatit	0,002	0,262	0,021	0,031	85,95	0,014	0	0,088	0,024	0	86,39
BE621-0	Calcit1	Calcit	0,015	0,032	0,000	0,006	0,138	0,000	0,000	57,545	0,007	0,000	57,743
BE621-0	0-px10	Calcit	5,237	0,000	0,402	0,000	2,527	0,017	0,482	47,544	1,117	0,017	57,346
BE4-01-	chl1	Calcit	0,011	0,000	0,000	0,032	0,170	0,001	0,000	60,120	0,023	0,014	60,372

Daten Ultramafitit Nauders 2003
(BE-L = BE47/02)

Sample	Nr,	Mineral	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	Na2O	K2O	Total
BE-L-	pyx6	Spinell	0,019	0,053	63,171	1,599	14,177	0,112	19,882	0,008	0,482	0	0	99,51
BE-L-	pyx8	Spinell	0,041	0,048	63,817	1,291	13,599	0,112	20,066	0,031	0,458	0,001	0,011	99,481
BE-L-	pyx19	Spinell	0,058	0,042	64,641	1,168	13,264	0,147	20,028	0,015	0,42	0,03	0	99,818
BE-L-	pyx4	Spinell	0,073	0,072	63,322	1,543	13,684	0,076	19,801	0,157	0,466	0,018	0,004	99,22
BE-L-	pyx21	Spinell	0,377	0,028	63,462	1,799	13,561	0,137	19,935	0,032	0,396	0	0	99,732
BE-L-	pyx34	Fe-Cr-Spin	0,682	0,033	2,39	5,003	83,128	0,293	1,161	0,018	0,164	0	0,006	92,882
BE-L-	pyx1	Spinell	1,224	0,055	62,266	1,514	12,875	0,128	20,034	0,049	0,515	0,009	0	98,675
BE-L-	pyx33	Hämatit?	1,876	0,075	2,313	3,54	83,878	0,174	2,8	0	0,023	0	0	94,682
BE-L-	pyx32	Hämatit?	2,518	0,082	2,706	5,102	77,992	0,333	2,043	0,029	0,05	0,046	0,001	90,902
BE-L-	pyx9		22,621	0,022	28,111	0,307	17,72	0,245	18,186	0,094	0,171	0	0	87,48
BE-L-	pyx5		25,013	0,24	37,105	0,987	9,871	0,08	18,778	7,961	0,388	0,218	0,002	100,648
BE-L-	pyx14		29,475	0,02	18,605	0,115	11,622	0,115	26,075	0,381	0,098	0,027	0,005	86,544
BE-L-	pyx15		30,202	0,038	16,791	2,581	10,689	0,2	26,13	0,25	0,424	0,028	0,012	87,353
BE-L-	pyx13		32,958	0,013	14,439	0,063	10,026	0,119	29,414	0,403	0,038	0,026	0,01	87,514
BE-L-	pyx30		33,315	0,05	14,643	0,208	11,939	0,174	25,63	2,752	0,107	0,102	0,005	88,931
BE-L-	pyx24		35,027	0,003	18,496	0	5,509	2,15	0,255	25,147	0	0	0,046	86,635
BE-L-	pyx27		35,249	0,06	22,112	0,006	1,297	0,094	0,023	37,65	0,009	0,035	0,006	96,544
BE-L-	pyx25		37,162	0,02	22,849	0	0,362	0,101	0,01	37,755	0,037	0,008	0,014	98,321
BE-L-	pyx16	Klinopyroxen	49,492	0,906	7,996	0,326	3,678	0,148	14,155	21,785	0,034	1,14	0	99,667
BE-L-	pyx28	Klinopyroxen	50,601	0,559	7,533	0,377	3,471	0,115	14,316	21,645	0,059	1,375	0,007	100,062
BE-L-	pyx12	Klinopyroxen	50,671	0,707	6,621	0,098	3,744	0,12	15,007	21,75	0,029	1,236	0,01	99,997
BE-L-	pyx26	Klinopyroxen	50,866	0,754	5,096	0,051	3,288	0,105	15,405	22,454	0,043	0,838	0,002	98,908
BE-L-	pyx29	Klinopyroxen	51,135	0,631	7,219	0,336	3,589	0,159	13,893	21,115	0,037	1,802	0	99,921

Sample	Nr,	Mineral	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	Na2O	K2O	Total
BE-L-	pyx7	Klinopyroxen	51,324	0,727	4,614	0,085	3,354	0,132	15,772	22,995	0,008	0,669	0	99,684
BE-L-	pyx23	Klinopyroxen	51,418	0,489	5,68	0,146	3,727	0,182	15,407	22,251	0,043	1,026	0,007	100,38
BE-L-	pyx1	Klinopyroxen	51,529	0,689	6,195	0,105	3,531	0,124	15,219	21,95	0,028	1,192	0	100,568
BE-L-	pyx3	Klinopyroxen	51,64	0,615	5,379	0,114	3,592	0,102	15,568	22,156	0,006	0,983	0,004	100,163
BE-L-	pyx31	Klinopyroxen	52,721	0,022	2,728	0,029	4,76	0,464	14,637	23,404	0,038	0,917	0,016	99,74
BE-L-	pyx17	Orthopyroxen	53,136	0,157	5,857	0,199	9,052	0,298	31,178	0,501	0,051	0,047	0	100,483
BE-L-	pyx18	Orthopyroxen	54,169	0,13	4,196	0,08	9,25	0,27	32,2	0,437	0,05	0,02	0	100,808
BE-L-	pyx22	Orthopyroxen	54,678	0,113	3,73	0,073	9,067	0,276	32,064	0,551	0,06	0,022	0,008	100,649
BE-L-	pyx10	Orthopyroxen	55,014	0,133	3,116	0,039	8,834	0,229	32,457	0,416	0,061	0,031	0,002	100,34
BE-L-	pyx20	Orthopyroxen	55,298	0,1	3,24	0,037	8,863	0,31	32,656	0,319	0,025	0,016	0,023	100,894
BE-L-	pyx2	Orthopyroxen	55,433	0,125	2,921	0,06	8,739	0,216	32,954	0,365	0,053	0	0,011	100,885

Daten Ultramafitit Nauders 1998 – 2002

Olivindaten Nauders

Olivine	Point	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	NiO	ZnO	MgO	CaO	Total
Be14/98	#1	40,296	0,028	0,000	0,007	9,911	0,125	0,406	0,002	48,306	0,024	99,105
Be14/98	#2	40,199	0,008	0,008	0,015	9,876	0,147	0,448	0,002	48,452	0,024	99,179
Be14/98	#5	40,557	0,000	0,002	0,000	9,575	0,168	0,425	0,000	48,938	0,000	99,665
Be14/98	#7	40,713	0,000	0,011	0,000	9,682	0,094	0,402	0,000	48,885	0,018	99,805
Be14/98	#8	40,462	0,000	0,013	0,023	9,876	0,138	0,406	0,054	48,727	0,021	99,720

Be14/98	#14	40,157	0,000	0,000	0,007	9,920	0,158	0,444	0,035	48,606	0,024	99,351
Be14/98	#15	40,435	0,012	0,004	0,007	10,199	0,178	0,388	0,000	48,666	0,027	99,916
Be14/98	#16	40,225	0,000	0,009	0,000	9,838	0,138	0,411	0,010	48,635	0,013	99,279
Be14/98	#17	40,602	0,008	0,000	0,010	9,429	0,146	0,448	0,054	49,022	0,018	99,737
Be14/98	#23	40,514	0,002	0,000	0,000	9,690	0,137	0,424	0,000	48,872	0,008	99,647
Be14/98	#24	40,518	0,000	0,017	0,004	9,754	0,137	0,419	0,044	48,810	0,010	99,713
Be14/98	#28	40,400	0,000	0,004	0,023	10,117	0,156	0,405	0,049	48,732	0,048	99,934
Be14/98	#29	40,473	0,020	0,008	0,020	9,898	0,123	0,419	0,040	48,774	0,029	99,804
Be14/98	Durchschnitt	40,427	0,006	0,006	0,009	9,828	0,142	0,419	0,022	48,725	0,020	99,604

Pyroxendaten Nauders

Pyroxene	Point	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	NiO	ZnO	MgO	CaO	Na2O	Total
Be14/98	#20	55,037	0,123	3,941	0,235	6,418	0,128	0,081	0,000	33,276	0,388	0,018	99,645
Be14/98	#6	54,804	0,103	4,263	0,273	6,351	0,130	0,158	0,000	33,085	0,470	0,022	99,677
Be14/98	#35	54,436	0,147	4,686	0,314	6,344	0,168	0,053	0,000	32,704	0,529	0,044	99,425
Be14/98	#34	54,943	0,093	3,917	0,267	6,443	0,136	0,073	0,035	33,201	0,533	0,066	99,707
Be14/98	#21	55,219	0,127	3,981	0,298	6,489	0,148	0,083	0,019	33,223	0,554	0,071	100,22
Be14/98	#33	55,268	0,095	3,671	0,269	6,417	0,116	0,059	0,049	33,324	0,560	0,013	99,841
Be14/98	#19	54,220	0,118	4,725	0,320	6,380	0,121	0,097	0,000	32,697	0,576	0,040	99,294
Be14/98	#18	54,723	0,150	4,185	0,288	6,525	0,151	0,062	0,000	32,999	0,582	0,036	99,701
Be14/98	#22	54,864	0,127	3,911	0,248	6,395	0,154	0,107	0,007	33,138	0,637	0,040	99,628
Be14/98	#25	49,642	0,577	5,893	0,652	5,232	0,230	0,055	0,034	14,916	18,776	1,422	97,451

Pyroxene	Point	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	NiO	ZnO	MgO	CaO	Na2O	Total
Be14/98	#3	51,935	0,657	6,619	0,533	2,617	0,090	0,032	0,016	14,881	19,970	1,800	99,151
Be14/98	#11	51,535	0,696	7,040	0,640	2,639	0,096	0,070	0,000	14,674	20,112	1,859	99,361
Be14/98	#12	51,850	0,580	6,728	0,529	2,487	0,079	0,018	0,000	14,611	20,141	1,899	98,928
Be14/98	#32	51,523	0,636	7,002	0,607	2,713	0,077	0,005	0,000	14,601	20,143	1,953	99,266
Be14/98	#26	51,869	0,602	6,704	0,585	2,465	0,088	0,008	0,041	14,629	20,180	1,886	99,067
Be14/98	#4	51,634	0,696	7,167	0,671	2,587	0,090	0,034	0,030	14,367	20,192	1,944	99,416
Be14/98	#13	52,509	0,440	5,780	0,536	2,551	0,063	0,048	0,002	15,354	20,233	1,837	99,361
Be14/98	#9	51,456	0,666	6,783	0,608	2,650	0,083	0,020	0,020	14,374	20,256	1,835	98,751
Be14/98	#30	51,578	0,689	7,021	0,713	2,600	0,102	0,073	0,000	14,739	20,263	1,870	99,656
Be14/98	#31	51,535	0,696	7,267	0,685	2,633	0,096	0,036	0,025	14,467	20,288	1,971	99,699
Be14/98	#10	50,705	0,697	6,483	0,586	3,107	0,152	0,008	0,011	14,493	20,380	1,631	98,253
Be14/98	#27	51,779	0,504	6,173	0,688	2,461	0,145	0,027	0,071	14,936	20,858	1,585	99,227
Be34/98	#15	54,785	0,098	4,007	0,167	6,435	0,187	0,078	0,055	33,916	0,365	0,000	100,09
Be34/98	#4	53,645	0,130	5,731	0,332	6,341	0,138	0,087	0,000	33,070	0,396	0,035	99,917
Be34/98	#6	54,327	0,127	5,387	0,282	6,539	0,160	0,130	0,034	33,102	0,400	0,028	100,52
Be34/98	#19	55,966	0,105	2,749	0,152	6,400	0,165	0,141	0,035	34,282	0,421	0,005	100,42
Be34/98	#13	54,530	0,122	4,720	0,187	6,529	0,133	0,108	0,007	33,529	0,449	0,031	100,35
Be34/98	#12	55,132	0,143	3,775	0,229	6,540	0,169	0,083	0,002	33,719	0,472	0,009	100,28
Be34/98	#14	55,170	0,113	4,002	0,161	6,549	0,163	0,108	0,002	33,485	0,502	0,028	100,28
Be34/98	#2	54,075	0,115	4,984	0,303	6,333	0,132	0,136	0,000	33,057	0,599	0,055	99,789
Be34/98	#5	51,841	0,579	6,539	0,488	2,799	0,089	0,033	0,014	16,375	19,457	1,624	99,844
Be34/98	#3	50,678	0,772	7,860	0,645	2,448	0,077	0,045	0,000	14,105	20,571	2,058	99,259
Be34/98	#11	50,883	0,652	7,168	0,627	2,404	0,075	0,041	0,037	14,730	21,719	1,341	99,677
Be34/98	#1	50,297	0,727	7,762	0,623	2,532	0,089	0,045	0,000	14,462	21,795	1,382	99,714
Be34/98	#9	53,805	0,188	1,304	0,216	1,985	0,080	0,048	0,009	17,736	24,183	0,305	99,859

Pyroxene	Point	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	NiO	ZnO	MgO	CaO	Na2O	Total
Durchschnitte der Pyroxene													
Be14/98	Klinopyroxen	51,659	0,630	6,731	0,615	2,626	0,097	0,032	0,018	14,677	20,251	1,839	99,178
Be14/98	Orthopyroxen	54,835	0,120	4,142	0,279	6,418	0,139	0,086	0,012	33,072	0,537	0,039	99,682
Be34/98	Klinopyroxen	50,925	0,683	7,332	0,596	2,546	0,083	0,041	0,013	14,918	20,886	1,601	99,624
Be34/98	Orthopyroxen	54,704	0,119	4,419	0,227	6,458	0,156	0,109	0,017	33,520	0,451	0,024	100,206

Amphiboldaten Nauders

Amphibol	Point	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	NiO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total
Be34/98	#16	43,256	3,658	14,125	0,542	4,182	0,048	0,140	16,849	11,834	3,424	0,122	98,180
Be34/98	#18	43,485	3,650	14,411	0,358	4,433	0,087	0,155	17,121	11,929	3,483	0,135	99,247
Be34/98	Durchschnitt	43,371	3,654	14,268	0,450	4,308	0,068	0,148	16,985	11,882	3,454	0,129	98,714

**Spinelldaten Nauders
(Be-L = BE47/02)**

Spinel	Be34/98	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	NiO	MgO	CaO	Total
Be34/98	#7	0,055	60,673	6,985	11,074	0,077	0,566	20,497	0,017	99,944
Be34/98	#8	0,083	60,773	6,755	11,080	0,058	0,536	20,628	0,035	99,948
Be34/98	#10	0,070	61,956	5,456	10,960	0,076	0,575	20,839	0,007	99,939
Be34/98	#17	0,018	64,371	3,218	10,059	0,068	0,652	21,285	0,014	99,685
Be34/98	Durchschnitt	0,069	61,134	6,399	11,038	0,070	0,559	20,655	0,020	99,944
Be-L	Be-L02	0,055	62,266	1,514	12,875	0,128	0,515	20,034	0,049	97,436
Be-L	Be-L04	0,072	63,322	1,543	13,684	0,076	0,466	19,801	0,157	99,121
Be-L	Be-L07	0,053	63,171	1,599	14,177	0,112	0,482	19,882	0,008	99,484
Be-L	Be-L08	0,048	63,817	1,291	13,599	0,112	0,458	20,066	0,031	99,422
Be-L	Be-L18	0,042	64,641	1,168	13,264	0,147	0,420	20,028	0,015	99,725
Be-L	Be-L22	0,028	63,462	1,799	13,561	0,137	0,396	19,935	0,032	99,350
Be-L	Be-L32	0,082	2,706	5,102	77,992	0,333	0,050	2,043	0,029	88,337
Be-L	Be-L33	0,075	2,313	3,540	83,878	0,174	0,023	2,800	0,000	92,803
Be-L	Be-L34	0,033	2,390	5,003	83,128	0,293	0,164	1,161	0,018	92,190

Chloritdaten Nauders

Sample	Point	Min	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	NiO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total
Be-L	Be-L05	Chlorit	25,013	0,240	37,105	0,987	9,871	0,080	0,388	18,778	7,961	0,218	0,002	100,643
Be-L	Be-L09	Chlorit	22,621	0,022	28,111	0,307	17,720	0,245	0,171	18,186	0,094	0,000	0,000	87,477
Be-L	Be-L11	Chlorit	32,958	0,013	14,439	0,063	10,026	0,119	0,038	29,414	0,403	0,026	0,010	87,509
Be-L	Be-L13	Chlorit	29,475	0,020	18,605	0,115	11,622	0,115	0,098	26,075	0,381	0,027	0,005	86,538
Be-L	Be-L14	Chlorit	30,202	0,038	16,791	2,581	10,689	0,200	0,424	26,130	0,250	0,028	0,012	87,345
Be-L	Be-L25	Chlorit	35,027	0,003	18,496	0,000	5,509	2,150	0,000	0,255	25,147	0,000	0,046	86,633
Be-L	Be-L26	Chlorit	37,162	0,020	22,849	0,000	0,362	0,101	0,037	0,010	37,755	0,008	0,014	98,318
Be-L	Be-L27	Chlorit	35,249	0,060	22,112	0,006	1,297	0,094	0,009	0,023	37,650	0,035	0,006	96,541
Be-L	Be-L30	Chlorit	33,315	0,050	14,643	0,208	11,939	0,174	0,107	25,630	2,752	0,102	0,005	88,925

Rohdaten Geochemie

Nau X: Ultramafitit-Proben von KOLLER/BERTLE entlang des Wanderweges vom Schwarzsee gegen N
 BE-L: = BE 47/02 (Pyroxenit) von BERTLE

Sample Rock	Nau-1 Lherzolite	Nau-2 Lherzolite	Nau-3 Lherzolite	Nau-4 Lherzolite	Nau-5 Lherzolite	BE-L/A Peridotit	BE-L/B Pyroxenite
SiO2	39,31	39,72	39,16	40,34	40,02	40,08	44,61
TiO2	0,16	0,12	0,1	0,13	0,14	0,12	0,25
Al2O3	3,14	3,31	2,98	3,39	3,79	2,64	7,65
Fe2O3	8,21	8,34	7,38	7,96	7,94	8,53	7,42
MnO	0,12	0,14	0,11	0,11	0,12	0,09	0,16
MgO	35,37	34,03	35,6	34,62	33,7	35,24	25,1
CaO	1,1	2,02	2,45	2,79	3,12	1,56	9,25
Na2O	0,07	0,12	0,12	0,18	0,22	0,04	0,27
K2O	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,02	0,02
P2O5	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
H2O	11,99	11,56	11,36	10,6	10,5		
CO2	0,16	0,43	0,15	0,12	0,1		
LOI						11,05	5,09
Total	99,74	99,9	99,52	100,35	99,76	99,39	99,84
XMg	0,94	0,94	0,95	0,95	0,94	0,94	0,93
Sc	11,4		7,6	8,2	10,7	8,2	24,3
V	74,9	69,1	57,2	61,2	69,8	51,4	159,8
Cr	2188,5	2049,6	1768,6	1951,1	1814,2	1353,7	1755,9
Co						65,9	51,6
Ni	1552	1550,3	1672,4	1626,9	1543,1	1846	890,9
Cu	16,4	25,5	12,9	19,1	11,1	11,6	13,6
Zn	45,8	41,6	37,7	32,3	33,3	36,9	48,4
Ga	1,3	0,9	2,2	2,6	2,7	4,3	8,6
Sr	3,4	16,8	2,7	9,3	13	10,8	21,8
Y				0,6	1	0,3	9,2
Zr				1,1	1,5	2,9	6,5
Nb							0,4
Ba	35,7	47,2	19,1	17,9	27	2,7	13,4
La				0,163	0,395		
Ce				0,558	1,171		
Pr				0,108	0,188		
Nd				0,645	0,979		
Sm				0,262	0,33		
Eu				0,104	0,129		
Gd				0,378	0,444		
Tb				0,074	0,085		
Dy				0,511	0,596		
Ho				0,112	0,133		
Er				0,346	0,403		
Tm				0,05	0,062		
Yb				0,335	0,415		
Lu				0,052	0,063		
Hf				0,187	0,203		
Th				0,02	0,045		
U					0,01		

EF-XX/86: Proben von KOLLER (unpubl.) aus dem Basaltzug des Kleinmutzkopfes.
 BE XX/YY: Proben BERTLE

Sample Rock	BE70/00 Gabbro	BE71/01 Basaltgang	BE77/01 MORB	EF-13/86 MORB	EF-14/86 MORB	EF-15/86 MORB	EF-16/86 MORB
SiO2	43,65	38,54	49,24	47,44	39,51	46,38	45,24
TiO2	2,2	1,02	1,34	1,31	0,63	1,16	1,41
Al2O3	15,04	9,81	16,16	14,22	17,33	17,62	15,35
Fe2O3	10,83	9,1	8,96	7,95	6,29	7,6	9,47
MnO	0,17	0,14	0,19	0,13	0,13	0,13	0,13
MgO	6,22	10,84	7,87	5,02	3,56	4,47	5,36
CaO	15,93	25,84	8,47	10,79	16,9	10,31	10,15
Na2O	2,3	0,06	4,43	4,97	3,19	4,24	4,22
K2O	0,19	0,01	0,08	0,07	0,69	0,36	0,6
P2O5	0,33	0,15	0,11	0,16	0,14	0,15	0,17
H2O							
CO2							
LOI	2,93	4,25	3,39	6,65	11,21	6,9	5,73
Total	99,79	99,76	100,25	98,71	99,58	99,32	97,83
XMg	0,69	0,83	0,78	0,71	0,69	0,70	0,69
Sc	32,2	20,9	36,6				
V	267,2	146,9	263,2	197,5	126,7	170,6	208,7
Cr	139,6	252,9	318	258,2	53,2	172,7	248,5
Co	41,1	37,7	37,9				
Ni	82,7	178,1	109,2	107,4	67,1	92,3	95,4
Cu	51,4	117,8	85,6	83,2	43,3	64,8	81,9
Zn	91,3	23,6	66,1	79,2	74,4	86,6	76,3
Ga	21,3	8,7	14,9	11,9	19,8	19,3	15,4
Rb	5,2	2,1		8,2	27	16,6	19,7
Sr	99	38	90,2	187,5	746	433	173,8
Y	28,5	12,7	26,4	36,9	43,9	46,7	37,4
Zr	215,6	68,1	77,5	80,3	189,1	153,3	37,4
Nb	14,9	15,9	2	7	17,6	16,5	8,9
Ba	60,9	6,5	17,5	41,2	105,4	80,1	70,4

Rohdaten Geochronologie

1.) Ar-Ar-Daten

Die Rohdaten zu den anderen dargestellten Ar-Diagrammen finden sich in der Diplomarbeit von BERTLE (2000).

BE 15/99; MUSC., Kalkglimmerschiefer, Piz Mundin

Date of measurement : 27.06.00 Nr: 2398 J = 0,043820 ± 0,4%
 Date of irradiation : 13.05.00 Nr: 85
 Notes: 5.5 mg

Step	T[°C]	%39	40*	%rad	39/37	%36Ca	40*/39	age
1	620	9,1%	5,66 mV	54,6%	132	0,34%	0,30 ± 4,2%	23,4 ± 1,0
2 ¹	660	7,4%	8,01 mV	82,2%	222	0,52%	0,52 ± 2,3%	40,6 ± 0,9
3 ¹	715	13,6%	15,13 mV	87,7%	229	0,88%	0,53 ± 1,3%	41,7 ± 0,5
4 ¹	770	18,2%	20,34 mV	90,0%	260	1,11%	0,54 ± 1,3%	41,9 ± 0,5
5 ¹	825	15,6%	17,32 mV	90,2%	313	0,99%	0,53 ± 0,8%	41,7 ± 0,3
6 ¹	865	13,7%	15,73 mV	91,0%	390	0,88%	0,55 ± 1,1%	43,1 ± 0,5
7 ¹	940	16,9%	19,45 mV	90,9%	249	1,33%	0,55 ± 1,1%	43,1 ± 0,5
8	1060	3,9%	6,38 mV	84,4%	32	2,57%	0,78 ± 1,7%	60,4 ± 1,0
9	1250	1,6%	3,19 mV	68,3%	4	5,22%	0,94 ± 5,4%	72,8 ± 3,8
total gas age:								41,6 ± 1,1
85%						¹plateau age:		42,1 ± 0,9

BE 62 / 00; Glaukophan, Piz Mundin

Date of measurement : 23.02.03 Nr: 3034 J = 0,004873 ± 0,4%
 Date of irradiation : 12.12.02 Nr: 53
 Notes: 30 mg

Step	T[°C]	%39	40*	%rad	39/37	%36Ca	40*/39	age
1	750	6,4%	6,02 mV	80,5%	0,020	7,84%	193,67 ± 6,9%	1199,0 ± 60,6
3 ¹	900	53,3%	6,71 mV	63,5%	0,018	23,55%	25,84 ± 6,5%	214,0 ± 13,1
4 ¹	950	12,2%	1,47 mV	41,9%	0,009	21,24%	25,27 ± 36,0%	209,5 ± 71,2
5 ¹	1000	8,4%	0,87 mV	40,3%	0,007	25,68%	21,85 ± 49,6%	182,5 ± 86,1
6 ¹	1340	19,8%	3,04 mV	60,2%	0,009	30,14%	32,24 ± 6,4%	263,2 ± 15,8
total gas age:								283,1 ± 48,5
94%						¹plateau age:		221,0 ± 46,1

WA P 4418; MUSCOVITE , Bündnersch., Val Caste

Date of measurement : 26.02.03 Nr: 3043 J = 0,003770 ± 0,4%
 Date of irradiation : 12.12.02 Nr: 39
 Notes: 15.9 mg

Step	T[°C]	%39	40*	%rad	39/37	%36Ca	40*/39	age
1 ¹	620	15,9%	70,35 mV	96,8%	8	7,42%	4,31 ± 0,6%	29,1 ± 0,2
2 ¹	680	19,3%	101,50 mV	98,4%	4	26,68%	5,13 ± 0,3%	34,5 ± 0,1
3	720	13,5%	72,54 mV	96,0%	50	0,84%	5,23 ± 0,3%	35,2 ± 0,1
4	770	11,0%	61,15 mV	94,0%	34	0,73%	5,39 ± 0,8%	36,3 ± 0,3
5	820	8,5%	51,07 mV	94,1%	25	0,95%	5,86 ± 0,8%	39,4 ± 0,3
6	865	7,6%	47,00 mV	93,4%	21	0,95%	6,00 ± 0,8%	40,3 ± 0,4
7	925	7,4%	49,66 mV	96,5%	13	2,84%	6,57 ± 0,3%	44,1 ± 0,1
8	980	5,9%	38,22 mV	91,6%	10	1,51%	6,28 ± 2,1%	42,2 ± 1,0
9	1060	8,8%	56,21 mV	95,1%	6	4,40%	6,24 ± 1,3%	41,9 ± 0,6
10	1250	2,0%	15,97 mV	89,9%	1	14,57%	7,67 ± 3,3%	51,4 ± 1,8
total gas age:								37,0 ± 0,6
35%								1plateau age: 32,1 ± 0,3

BE 5/02; HORNBLLENDE, gabbroid, Nauders W

Date of measurement : 27.02.03 Nr: 3045 J = 0,003770 ± 0,4%
 Date of irradiation : 12.12.02 Nr: 54
 Notes: 48.2 mg

Step	T[°C]	%39	40*	%rad	39/37	%36Ca	40*/39	age
1	750	9,3%	69,31 mV	87,6%	2,167	3,55%	7,31 ± 4,3%	49,1 ± 2,3
2	850	10,9%	72,54 mV 185,07	93,2%	0,988	15,26%	6,54 ± 1,5%	43,9 ± 0,7
3	930	6,7%	mV 1223,50	97,3%	0,166	39,65%	27,35 ± 0,4%	177,0 ± 0,8
4 ¹	1000	41,9%	mV 313,93	98,9%	0,223	54,21%	28,79 ± 0,3%	185,9 ± 0,6
5 ¹	1040	10,7%	mV 297,23	99,2%	0,219	64,45%	28,85 ± 0,7%	186,2 ± 1,3
6 ¹	1090	10,0%	mV 295,26	98,6%	0,198	52,06%	29,32 ± 0,6%	189,1 ± 1,3
7 ¹	1160	9,9%	mV	99,5%	0,195	75,68%	29,39 ± 0,5%	189,6 ± 1,0
8 ¹	1300	0,4%	12,32 mV	80,4%	0,145	7,33%	28,82 ± 1,4%	186,1 ± 2,7
total gas age:								157,7 ± 2,0
73%								1plateau age: 186,9 ± 2,0

2.) Rb-Sr-Daten

Sample	Rb [ppm]	Sr [ppm]	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	+/-2s _m	Age (Ma)
BE 52/97 WR	57,1	689	0,240	0,70699	8	
BE 51/97 Ms	422	16,54	74,06	0,73481	8	26,53±0,28
BE 51/97/2 Ms leach	225	14,14	46,13	0,72472	7	27,2±0,1
				alle 3 Punkte		26,6±6
BE 15/99 WR	38,0	296	0,371	0,70607	5	
BE 15/99/2 Ms	142	3,18	130	0,77370	9	36,7±0,3
BE 47/00 KFSP	2,54	60,8	0,12	0,70432	6	
BE 47/00 CAL	0,021	394	0,0002	0,70462	6	
BE 62/00 WR (glaukophanreich)	0,414	137	0,0087	0,70372	7	
BE 62/00-1 EP-CHI WR	0,420	183	0,0066	0,70384	4	
BE 62I00-2 Calcit WR	0,304	726	0,0012	0,70455	4	
BT 7/00 WR	14,6	249	0,1696	0,70379	4	
BT 7/00 Phe	135,8	32,4	12,12	0,70677	6	17,5±0,5

3.) Sm-Nd-Daten:

Gemessen mit Finnigan MAT 262

Sample	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$
BE 31/00 car (R)	0,123	0,399	0,18587	0.512244 ± 0.000020
" "wash" (20°C, 1.5h, 0.8n)	3,280	15,006	0,13214	0.512209 ± 0.000008
BE 31/00 car (R)	0,18587	0,001859	0,512244	0,000021
" "wash" (20°C, 1.5h, 0.8n)	0,13214	0,0013214	0,512209	0,0000083

Gemessen mit Finnigan „Triton“:

Probe	Sm [ppm]	Nd [ppm]	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	IC Nd $^{143}/^{144}$	2Sd(m)
BE31/00 WR	1,47	5,94	0,150	0,512185	0,000005
BE31/00 Car.1-.15 R	0,22	1,04	0,127	0,512198	0,000005
BE31/00 Car.1-.15 L	3,34	14,76	0,137	0,512182	0,000002
BE31/00Car<.1 R	0,28	1,31	0,127	0,512170	0,000005
BE31/00Car<.1 L	2,91	12,93	0,136	0,512188	0,000002
La Jolla	5 Messungen			0,511849	0,000004

4.) Fission-Track-Daten

Sample number	Altitude (m)	Irradiation number	Number of grains	Std track dens. x 10^4 cm^{-2} (counted)	$\rho_s \times 10^4 \text{ cm}^{-2}$ (counted)	$\rho_i \times 10^4 \text{ cm}^{-2}$ (counted)	U conc Ppm	$P(\chi^2)$ % (variation%)	Age $\pm 2\sigma$ (Ma)
BE80/01	1650	Eth-229-16	6	143 (2430)	249 (169)	431 (292)	121	11 (16)	48 \pm 12
BE3/98	3030	Eth-229-15a	7	146 (2430)	272 (226)	413 (411)	114	96 (0)	48 \pm 8

Table 1. Fission-track ages on zircons from **the Engadine region**. ρ_d , ρ_s and ρ_i represent density of tracks in the dosimeter, and sample spontaneous and induced track densities; $P(\chi^2)$ is the probability of χ^2 for ν degrees of freedom where $\nu = \text{no. of crystals} - 1$. $\lambda_D = 1.55125 \times 10^{-10}$. $Zeta_{\text{CN1}} = 120 \pm 5$. Samples were irradiated at the ANSTO facility, Australia. All ages were analysed using the external detector method (Hurford 1983).

Lebenslauf:

1976-09-24: Geburt in Schruns als Sohn von Dr. mag. Brigitte Bertle und DDr. Heiner Bertle

1983 – 1987: Volksschule in Schruns

1987 – 1995: Bundesrealgymnasium in Bludenz

1995 – 2000: Studium der Erdwissenschaften und Technischen Geologie in Wien (mit Auszeichnung abgeschlossen)

2000-01-27: 2. Diplomprüfung

2000 – 2004: Dissertation am Institut für Geologie

1994 – 2003: Mitarbeit im Ziviltechnikerbüro DDr. Bertle in Schruns

Februar 2000: 2-Mann-Expedition nach Indien mit Univ. Prof. Frank (Lesser Himalaya und Rajasthan)

Februar 2001: 2-Mann-Expedition nach Indien mit Univ. Prof. Frank (Lesser Himalaya und Rajasthan)

Sommer 2002: 2-Mann-Expedition nach Indien mit Mag. Suttner (Tethys Himalaya in Spiti)

Sommer 2003: 1-Mann-Expedition nach Indien (Tethys Himalaya in Zanskar/Ladakh)

2000 – 2004: Studium der Betriebswirtschaft an der WU Wien

Sprachen: Englisch flüssig in Wort und Schrift
Französisch in Wort und Schrift (Grundwissen)
Italienisch (lesen von Fachliteratur)

Arbeitsgebiete: Kartierung jeden Maßstabs, sämtliche Gesteine
Mikropaläontologie (Kreideplankton, Calpionellen)
Mikrosonde und Hochdruckgesteine
Fluid Inclusions
Geochronologie
Ingenieurgeologie

Anschrift:

Dr. mag. Rufus J. Bertle
Dorfstraße 1
A – 6780 Schruns
Austria