

# **Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft zum Thema "Hochdruck-Metamorphose in der Adula-Decke" (29. September bis 5. Oktober 1991) = High-pressure metamorphism in the Adula nappe : guide to the exc...**

Autor(en): Frey, M. / Hunziker, J.C. / Schmid, S.M.

Objektyp: Article

Zeitschrift: **Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie**

Band (Jahr): **72 (1992)**

Heft 2

PDF erstellt am: **06.08.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-54912>

## **Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

## **Haftungsausschluss**

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

# **Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft zum Thema «Hochdruck-Metamorphose in der Adula-Decke» (29. September bis 5. Oktober 1991)**

## **High-pressure metamorphism in the Adula nappe: Guide to the excursion of the Swiss Society of Mineralogy and Petrology (September 29 – October 5, 1991)**

von *M. Frey*<sup>1</sup>, *J.C. Hunziker*<sup>2</sup>, *S.M. Schmid*<sup>3</sup>, *T. Thoenen*<sup>1</sup> und *V. Trommsdorff*<sup>4</sup>

### **Abstract**

#### **1st day:**

Lithology and structure of the northern Adula nappe around Zervreila

#### **2nd day:**

High-pressure rocks of the Suretta nappe, the middle Adula nappe and its Mesozoic cover

- Eclogite near Innerferrara, Suretta nappe
- Crossite-bearing prasinite from schistes lustrés near Nufenen
- Eclogites south of Hinterrhein, Adula nappe
- Blueschists and eclogites from Neu-Wahli, Misox zone

#### **3rd day:**

Eclogite boudin and associated whiteschists in the uppermost Calanca valley, middle Adula nappe

#### **4th day:**

Eclogites, associated metapelites and granitoid gneisses of Trescolmen, middle Adula nappe

#### **5th day:**

The ultramafic-mafic suite of the Cima Lunga nappe around Cima di Gagnone

#### **6th day:**

Garnet peridotites and eclogites from Alpe Arami, Cima Lunga nappe

*Keywords:* Adula nappe, high-pressure metamorphism, eclogite, blueschist, whiteschist.

---

<sup>1</sup> Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität, Bernoullistrasse 30, 4056 Basel.

<sup>2</sup> Institut de Minéralogie, UNIL-BFSH 2, 1015 Lausanne.

<sup>3</sup> Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität, Bernoullistrasse 32, 4056 Basel.

<sup>4</sup> Institut für Mineralogie und Petrographie, ETH-Zentrum, 8092 Zürich.

**Führung:**

M. Frey, Basel (1–6)  
 J.C. Hunziker, Lausanne (1–6)  
 S. Löw, Baden (1–2)  
 V. Trommsdorff, Zürich (5–6)

**Teilnehmer:**

Th. Armbruster, Bern (1–6)  
 K. Burton, Cambridge (1–6)  
 M. Chiaradia, Fribourg (1–2)  
 D. Gebauer, Zürich (1–6)  
 P. Graeter, Seeberg (5)  
 W. Hofmeier, Basel (1–6)  
 R. Huber, Zürich (3–5)  
 D. Marquer, Neuchâtel (3–4)  
 H. Masson, Lausanne (1–6)  
 C. Meyre, Basel (1–6)  
 J. Partzsch, Berlin (1–6)

A. Plas, Zürich (3–5)  
 A. Puschnig, Basel (1–6)  
 S.M. Schmid, Basel (1–6)  
 Z. Sharp, Lausanne (1–3)  
 A. Steck, Lausanne (1–6)  
 G. Venturini, Lausanne (1–6)  
 I. Villa, Bern (2–4)  
 F. von Blanckenburg,  
 Cambridge (1–6)  
 M. Weibel, Zürich (6)  
 E. Wenk, Basel (5)

**Einführung**

Die tiefpenninische Adula-Einheit ist mit einer NW-SE-Ausdehnung von ca. 50 km, einer SW-NE-Ausdehnung von bis zu 20 km und einer Mächtigkeit von etwa 2.5–5 km der grösste Deckenkomplex der östlichen Zentralalpen. Er besteht überwiegend aus prä-mesozoischen, leukokraten granitoiden Gneisen und metapelitischen Glimmerschiefern; untergeordnet treten metamorphe basische und ultrabasische Gesteine sowie Marmore auf. Für letztere wurde z.T. ein mesozoisches Sedimentationsalter postuliert (z.B. JENNY et al., 1923). SANTINI (1991) charakterisierte die basischen Gesteine geochemisch; danach können zwei Herkunftsgebiete unterschieden werden, nämlich überwiegend MORB-Basalte und untergeordnet «within plate»-Basalte (Übersicht Abb. 1).

Hinweise auf eine voralpine Metamorphosegeschichte liefern spärliche radiometrische Altersbestimmungen (JÄGER et al., 1969, für die Stirnregion bei Zervreila; HÄNNY et al., 1975, für den Südtail der Decke in Val Bodengo). SANTINI (1991) gibt zudem altpaläozoische Alterswerte für die basischen Gesteine

Vor allem die mittlere und südliche Adula-Einheit sind überwiegend durch die mitteltertiäre «Lepontinische» Regionalmetamorphose geprägt. Die Isograden und Mineralzonen vom Barrow-Typ durchschneiden den alpinen Deckenbau in etwa NW–SE streichender Richtung (z.B. TROMMSDORFF, 1966; WENK, 1970). Der Metamorphosegrad reicht von der mittleren Grünschieferfazies in den angrenzenden Bündnerschiefern im NE der Adula-Decke (KUPFERSCHMID, 1977) bis zur oberen Amphibolit-Fazies in der südlichen Adula-Decke (z.B. KOCH, 1982).

In der nördlichen und mittleren Adula-Decke sowie im Cima-Lunga-Lappen überprägt die «leptontinische» Metamorphose ein älteres druckbetontes Metamorphosestadium. Dieses Hochdruck-Ereignis konnte bisher sowohl in Basiten wie Peliten des Altkristallins (HEINRICH, 1982) als

auch in den mesozoischen Gesteinen des internen Mesozoikums (VAN DER PLAS, 1959) und des hangenden Deckenkontaktes (HEINRICH, 1983) nachgewiesen werden. Diese Beobachtungen und vor allem auch die weiter unten erwähnten Ergebnisse zur Strukturgeologie und Metamorphose von Löw (1987) sprechen dafür, dass die Hochdruck-Metamorphose der Adula-Decke sehr wahrscheinlich alpines Alter besitzt. Andernorts (z.B. Sesia-Zone) haben alpine Hochdruck-Metamorphosen oft Oberkreide-Alter und werden dort als früh-alpin oder coalpin bezeichnet. Ob dies auch auf die Adula-Decke zutrifft, ist zurzeit fraglich. Klarheit werden hoffentlich zusätzliche radiometrische Datierungen bringen.

Die Hochdruck-Metamorphose in Eklogitfazies zeigt im N-S-Profil eine deutliche Zonierung (HEINRICH, 1986):

Vals	450–550 °C	10–13 kbar	Norden
Confin	450–550 °C	12–22 kbar	
Trescolmen	550–650 °C	15–22 kbar	
Gagnone	600–700 °C	15–25 kbar	
Arami, Duria	750–900 °C	18–35 kbar	Süden

Es ist wichtig zu bemerken, dass eine solche regionale Hochdruck-Metamorphose weder aus der darüberliegenden Tambo-Decke noch aus der darunterliegenden Simano-Decke bekannt ist. Bei den von SANTINI und HUNZIKER (1991) erwähnten Eklogiten aus der Tambo-Decke handelt es sich um ein lokales reliktsches Vorkommen, dessen Alter noch nicht geklärt ist.

In der nördlichen Adula-Decke, zwischen Vals und Hinterrhein, untersuchte Löw (1987) die Entwicklungsgeschichte mittels einer Kombination von strukturgeologischen und mineralogisch-petrologischen Methoden und postulierte einen P-T-t-d-Pfad, welcher schematisch in vier Phasen gegliedert werden kann: (1) Deckenbildung unter Verschuppung von sauren Krustengesteinen und Sedimenten vor maximal 100 Ma bei P-T-Bedingungen von etwa 380–450 °C und 6–8 kbar, d.h. vor dem Höhepunkt der Hochdruck-Metamorphose; (2) Deckentransport über mindestens

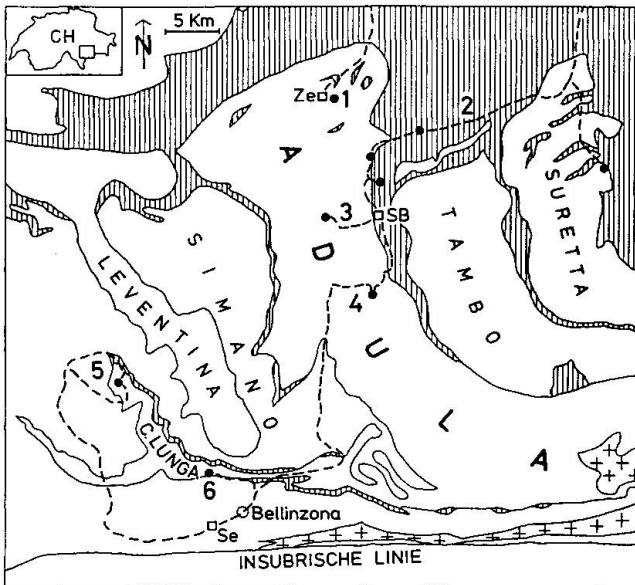


Abb. 1 Tektonische Skizze des Exkursionsgebietes. Ohne Signatur = penninisches Kristallin, senkrecht schraffiert = Mesozoikum und Ophiolithe; Kreuzsignatur = Bergeller Granitoide. Die Exkursionsroute ist gestrichelt eingetragen. Die Punkte entsprechen den Exkursionstagen. Die Übernachtungsorte sind durch offene Quadrate gekennzeichnet: Ze = Zervreila, SB = San Bernardino, SE = Sementina.

50 km und Platznahme im heutigen Gebirgsbau, wobei dieser Transport als ein lange andauernder Prozess zu betrachten ist, welcher einem annähernd isothermalen Aufstieg der Adula-Decke aus tieferen Teilen der Erdkruste entspricht (470–540 °C / 14 kbar zu Beginn bis 8 kbar am Ende); (3) Bildung einer liegenden Megafalte, welche sowohl die Adula- wie auch die umgebenden Decken miteinbezieht (bei etwa 7 kbar Druck); (4) erneute (vertikale) Überfaltung der nördlichsten Deckenteile mit subvertikalen Achsenebenen bei 400(?) °C und 4(?) kbar vor maximal 23 Ma.

### Sonntag, 29. September: Anreise

Trotz denkbar ungünstigem Wetterbericht – die Wetterkarte zeigte ein eindruckliches Sturmtief über den Britischen Inseln – trafen sich 17 Exkursionsteilnehmer am Abend im Gasthof Zervreilahorn im hintersten Valsertal. Von Ilanz an hatte es geregnet, oberhalb Vals zierten die Reste von 40 cm Neuschnee die Strasse, welche zum Zervreila-Stausee führt.

### Montag, 30. September: Zervreila – Guraletschsee

Regen und tief hängende Wolken zwangen zur ersten Programmänderung: Der geplante Marsch

auf den Plattenberg musste leider entfallen. Stattdessen stiegen wir durch nassen Schnee bis zum Guraletschsee auf, wo uns ein Hochwasser führender Bach allerdings das Weiterkommen vereitelte und zum Rückmarsch zwang. Von diesem Regen-Nebel-Schnee-Marsch gibt es nicht viel Geologisches zu berichten: Simon Löw wies auf einige Isoklinalfalten der Zapportphase in sauren Gneisen hin, vermutliche Triasmarmore zeugten am Wegrand vom «internen Mesozoikum» der Adula-Decke, und zwischen den Wolken hindurch erhaschten wir einen kurzen Blick auf Zünflflue (Trias und Bündnerschiefer) und Hennensädel (Glimmerschiefer und Paragneise).

Nachdem wir uns im Gasthof Zervreilahorn wieder getrocknet und aufgewärmt hatten, versuchten wir es erneut. Entlang der alten Strasse über dem Valser Rhein zeigte uns Simon Löw einige typische Gesteine der nördlichen Adula-Decke: Phengitgneise, Glimmerschiefer, Albit-Amphibolschiefer und vereinzelte Eklogite. Im Regen liessen sich diese Gesteine allerdings nicht immer leicht ausmachen, und nach einsetzendem Schneefall beschlossen wir, in die warme Gaststube zurückzukehren.

Am Abend erläuterte uns Simon Löw anhand von Lichtbildern die tektono-metamorphe Entwicklung der nördlichen Adula-Decke, während uns die Dias von Manfred Thüning die Geologie um den Hennensädel näherbrachten. Unterdessen hatte es aufgehört zu schneien, Sterne funkelten, und man war gespannt, wie uns Petrus am nächsten Morgen gesinnt sein würde.

### Dienstag, 1. Oktober:

#### Zervreila – Val Ferrera – San Bernardino

Trotz Sonnenschein musste das ursprüngliche Exkursionsprogramm, welches eine Wanderung über Fanellgrätli und Chilchalplücke nach Hinterrhein vorsah, an die Schneelage angepasst werden. So fuhren wir auf vereister Strasse behutsam nach Vals, dann weiter via Ilanz–Thusis bis Andeer, wo Stefan Schmid auf der östlichen Talseite auf die Stirnübergangung der Suretta-Decke hinwies. Weiter ging es in das Val Ferrera bis auf die Höhe, wo das Val Starlera in das Haupttal mündet.

EKLOGIT BEI PONTE DEL MUT D'AVERS  
(SURETTA-DECKE)  
(KOORD. 755.475/152.675)

Eine beschränkte Parkmöglichkeit besteht nach dem Tunnel, welcher auf die oben genannte



Brücke folgt. Ein kleiner Fusspfad führt vom Süde-  
ende der Brücke an den Fluss hinunter, wo man  
frische Blöcke unterhalb der Brücke findet.

Dieser Eklogit- und Amphibolitkörper, der ein-  
zige seiner Art in der Suretta-Decke, bedeckt auf  
der geologischen Karte der Landschaft Schams von  
WILHELM (1929) eine Fläche von etwa 1 km<sup>2</sup>. Diese  
Metabasite befinden sich im Dach der Suretta-  
Decke, im W und S umgeben von Glimmerschie-  
fern der Timun-Masse, im N und E direkt diskor-  
dant überlagert von Triasquarziten (S.M. SCHMID,  
unpubl.); das Ausgangsgestein dieser Eklogite und  
Amphibolite muss deshalb prätriadischen Alters  
sein. WILHELM (1932, p. 5) erwähnt Glaukophan-  
eklogite, Granat-Zoisitglaukophanite und Al-  
bitamphibolite, jedoch ohne weitere petrographi-  
sche Beschreibung. SANTINI (1991) beschreibt  
mehrere linsenförmige basische Körper, die von  
hellen Gneisen umgeben werden. Die basischen  
Gesteine sind Eklogite, Granatamphibolite und  
Granat-Glaukophanamphibolite. Die feinkörnigen  
Eklogite sind tektonisch stark überprägt, mit einem  
ausgeprägten Lagenbau von granat- und pyroxen-  
reichen Lagen sowie gut erhaltenem Rutil. In den  
Amphiboliten findet man die folgenden sekundä-  
ren Phasen: grüner Amphibol, Epidot, Hellglim-  
mer, Kalzit und Titanit.

Das Alter der Metamorphose, welches zur  
Eklogitbildung führte, ist umstritten: SANTINI und  
HUNZIKER (1991) postulieren ein *coalpines* Alter,  
doch liegen bis heute keine radiometrischen Da-  
ten vor. Zudem fehlen Anzeichen einer eklogit-  
faziellen Überprägung der überlagernden meso-  
zoischen Hülle.

Rückfahrt auf die N13, dann talaufwärts  
Richtung Rheinwald bis Nufenen.

CROSSIT-FÜHRENDER PRASINIT  
VON BRENNHOF BEI NUFENEN  
(KOORD. 737.800/156.100)

In den Valser Bündnerschiefern (Gravaserie nach  
NABHOLZ, 1945, p. 58) findet sich oberhalb der  
Häuser von Brennhof, 700 m WNW von Nufenen,  
eine «stockförmige Masse grüner Schiefer»  
(SCHMIDT, 1891, p. 59), welche zu einem über wei-  
te Strecken verfolgbaren Prasinitzug gehören.  
Die Gesteine dieses Aufschlusses wurden von  
SCHMIDT (op. cit.), ROTHAAAN (1919, p. 57),  
GANSSE (1937, p. 479) und NABHOLZ (1945, p. 58  
und 64) beschrieben. Im zentralen Teil finden sich  
dunkelgrüne Prasinite (aktinolithische Hornblen-  
de, Albit, Epidot, Chlorit, Titanit), welche noch  
reliktisch eine ophitische Struktur aufweisen  
(SCHMIDT, 1891, p. 63 und Fig. 13). Im Kern der  
Amphibole konnte NABHOLZ (1945, p. 64) hie und

da Alkalamphibole nachweisen, die OBERHÄNSLI  
(1978, Fig. 12) als Crossit bestimmte.

Weiterfahrt nach Hinterrhein, dann der alten  
Passstrasse folgend bis zur 6. Haarnadelkurve.

EKLOGITE OBERHALB GADENSTATT  
(KOORD. 734.275/153.825)

Der frische Aufschluss in der Bachrunse E der  
Strasse wurde von HEINRICH (1983, p. 69–74) als  
Lokalität Alt-Wahli beschrieben. Tektonisch be-  
findet man sich im Dach der Adula-Decke, etwa  
150 m unterhalb der hier mit 25° ostfallenden  
Hangendgrenze des Adula-Altkristallins. Der  
etwa 80 m mächtige Komplex von mafischen Ge-  
steinen zeichnet sich durch eine ausgeprägte  
Stoffbänderung im m- bis cm-Bereich aus. Dieser  
Lagenbau markiert den Kern einer liegenden D<sub>2</sub>-  
Antiform, die sich anhand eines Plagioklasitban-  
des bis in die Strassenkehre auf 1785 m Höhe  
verfolgen lässt (MURALT, 1986, p. 102). Petrogra-  
phisch lassen sich drei Metabasittypen unter-  
scheiden:

(i) Eklogite (meist etwas Quarz, Hellglimmer  
und barroisitischen Amphibol führend) bilden  
Linsen und cm- bis dm-mächtige, über mehrere  
Meter verfolgbare Lagen zwischen den Granat-  
Amphiboliten. Im unteren Teil des Aufschlusses  
tritt auch eine bis 10 m mächtige Lage von Kyanit-  
Eklogit auf.

(ii) Granat-Amphibolite enthalten neben Al-  
bit und Quarz im allgemeinen viel dunkelgrüne  
Hornblende, Hellglimmer und teilweise Epidot;  
alle Übergänge von Albit-Hornblende-Eklogiten  
bis zu amphibolführenden Epidot-Hellglimmer-  
Albit-Gneisen sind feststellbar. Blassgrüner  
Omphazit tritt z.T. reichlich auf, und seine Anwe-  
senheit ist offenbar durch die Gesteinszusam-  
mensetzung bestimmt. Er ist durchwegs feinkör-  
niger als Albit und oft in ihm eingeschlossen,  
scheint aber lokal mit Albit + Quarz zu koexis-  
tieren.

(iii) Chlorit-Biotit-Amphibolite sind struktu-  
rell jünger als alle andern Gesteine, denn sie tre-  
ten in diskordanten Scherzonen auf.

MURALT (1986) führte an mehreren Proben die-  
ses Aufschlusses radiometrische Datierungen  
durch. K-Ar-Alter an Hellglimmern variieren zwi-  
schen 37 Ma (Granat-Hornblende-Gneis) und 53  
Ma (Kyanit-Quarz-Ader in Eklogit); der letztge-  
nannte Alterswert erniedrigt sich auf 41 Ma, falls  
eine Korrektur für Überdruckargon angebracht  
wird. Diese Alterswerte datieren nach Muralts die  
mitteltertiäre («lepontische») Metamorphose. Die  
Rb-Sr-Daten an Hellglimmern dieses Aufschlusses  
waren «nur schwer oder gar nicht zu interpretie-

ren» (MURALT, 1986, p. 164). Eine Rb-Sr-Kleinbereichs-4-Punkt-Gerade an einer wenig überprägten Eklogitprobe ergab mit  $76.5 \pm 3.1$  Ma ein «allerdings unsicheres, frühalpines (kretazisches) Alter für die Homogenisierung des Kleinbereichs» (MURALT, 1986, p. 165).

Weiterfahrt auf der Passstrasse bis zu Pt. 1914, über die Brücke bis zur Tällialp. Von dort zu Fuss über Tälliturra und diverse Bachrunsen überquerend bis in den Steilhang W Mittagshorn-Tempahorn auf etwa 2160–2200 m Höhe.

#### GLAUKOPHAN-FÜHRENDE GESTEINE UND EKLOGITE VON NEU-WAHLI (KOORD. 734.8/153.0)

Die Ophiolithgesteine von Neu-Wahli bilden eine Linse von etwa 500 m Länge und gegen 150 m Mächtigkeit (GANSSE, 1937, Tafel VI), eingebettet in die Bündnerschiefer der Misoxer Zone (untere Ucello-Zone). Die Linse besteht vorwiegend aus massigen bis leicht geschieferten Gesteinen von ursprünglich brekziösem Charakter, welcher noch an hellen und dunklen Schlieren erkennbar ist. Dunkle Schlieren werden von Glaukophan, grünliche Partien von Pyroxenrelikten und dazwischenliegende hellgelbe Zonen von Epidot als Hauptgemengteil aufgebaut. Feinverteilt findet man fast überall Granat. Stellenweise sind auch Pillowlaven erkennbar.

Petrographisch zeigt der Aufschluss eine grosse Variabilität an Gesteinstypen, die von GANSSE (1937, p. 461-475) ausführlich beschrieben worden sind: Prasinite (z.T. mit Granat), Granat-Zoisit-Amphibolfelse, klinozoisitreiche Granat-Muskovit-Amphibolite, Granat-Glaukophan/Crossit-Felse, Granat-Epidot-Ägirinaugitfelse, karbonatführende Epidotfelse sowie verschiedene Kalksilikatlagen. Möglicherweise spielten metasomatische Vorgänge während einer ozeanischen Metamorphose bei der Bildung der heute vorliegenden, orogen-metamorphen Gesteine eine wesentliche Rolle.

Der Chemismus der Alkali amphibole variiert von Crossit bis Glaukophan (OBERHÄNSLI, 1978, Fig. 12). Weitere Mineralanalysen von diesem Aufschluss finden sich in SANTINI (1991).

Rückmarsch nach Tällialp, Weiterfahrt bis San Bernardino, wo wir im Hotel Albarella gut aufgehoben sind.

#### **Mittwoch, 2. Oktober: San Bernardino – hinterstes Calancatal – San Bernardino**

Dieser Marschtag gilt dem Besuch eines einzigen Aufschlusses im hintersten Calancatal, welcher

vor wenigen Jahren von J.C. Hunziker und L. Santini entdeckt worden ist (jedenfalls fehlt er auf der sonst vorzüglichen geologischen Karte der Adula von FRISCHKNECHT et al., 1923). Bei wolkenlosem Himmel und kalter Bise erstiegen wir vorerst über Alp de Confin den Pass di Omenit, wobei die letzten 150 Höhenmeter am tief verschneiten Osthang nur einen Vorgeschmack für die nachfolgenden Stunden bildeten. Abstieg zum Übergang bei La Guardia; von dort zuerst leicht absteigend, dann auf etwa gleicher Höhe dem Hang entlang Richtung Zapporthorn, dabei immer oberhalb eines markanten Felsbandes bleibend (diese Wegstrecke ist im Sommer entlang einem Pfad leicht begehbar). Aufstieg über Steilhang bei Koord. 729.0/148.2 zu einer Blockhalde etwas oberhalb 2600 m Höhe. Von hier aus ist das Tagesziel, ein Eklogitboudin, am Fusse der Felswand bei Koord. 729.100/148.350 auf 2700 m Höhe, gut sichtbar.

Das Boudin von etwa 60 m Länge und 20 m Höhe, das vorwiegend aus gut erhaltenem Eklogit besteht, liegt in leukokrater Phengitgneis. Vergesellschaftet mit dem Eklogit sind seifig anzuühlende, helle Metapelite. Nach bisherigen Beobachtungen erreichen diese Metapelite im Liegenden des Eklogitkörpers eine Mächtigkeit von bis zu 2 m, doch findet man bis zu 2 dm dicke Lagen auch innerhalb des Eklogitboudins.

Die Eklogite dieses Aufschlusses weisen nach SANTINI (1991) folgenden primären Mineralbestand auf: Granat und Omphazit zu etwa gleichen Teilen sowie akzessorisch Kyanit, Rutil, Quarz und 3T-Phengit.

Ein 5 cm mächtiges, granatreiches Band, beidseitig an Metapelite grenzend, wurde eingehender untersucht. Probe MF 2642 ist deutlich gebändert. Eine erste Lage besteht aus Granat (70–80 Vol.-%), Quarz (10–20%) und Rutil (1–2%); eine zweite Lage enthält Granat (70%), Omphazit (20%), Quarz (5%), Rutil (1–2%) und Hellglimmer (< 1%); eine dritte Lage besteht aus Granat (50%), Hellglimmer und Phlogopit (40%), Quarz (5–10%) und Rutil (1%). Mit der Elektronenmikrosonde wurden durch T. Thoenen einige Mineralanalysen durchgeführt. Granat ist deutlich zoniert:  $X_{Fe} = 0.674$ ,  $X_{Mg} = 0.092$ ,  $X_{Ca} = 0.221$ ,  $X_{Mn} = 0.013$  (Kern) und  $X_{Fe} = 0.445$ ,  $X_{Mg} = 0.439$ ,  $X_{Ca} = 0.107$ ,  $X_{Mn} = 0.009$  (Rand). 37 Omphazitanalysen zeigen einen Jadeitanteil zwischen 15.5 und 23.6 Mol%. In Granat eingeschlossene K-Hellglimmer sind phengitreich (Si = 6.7–7.0). Bei den mit Phlogopit (Mg/Mg + Fe = 0.80) verwachsenen Matrixhellglimmern handelt es sich um Paragonit! Das Granat-Klinopyroxen-Fe-Mg-Thermometer wurde auf 17 sich jeweils berührende Mineralpaare angewendet. Mit der

Kalibrierung nach ELLIS und GREEN (1979) ergaben sich Temperaturen von  $761 \pm 68$  (2 Sigma) °C für 15 kbar bzw.  $777 \pm 70$  °C für 20 kbar; mit der Kalibrierung nach KROGH (1988) sind es  $657 \pm 76$  °C bei 15 kbar bzw.  $674 \pm 76$  °C bei 20 kbar. Diese Temperaturen sind deutlich höher als die von HEINRICH (1986) angegebenen Werte für die Lokalität Confin.

Die drei bis jetzt untersuchten Metapelite sind quarzfrei und enthalten als Hauptgemengteile Granat, Talk, Kyanit und teilweise auch farblosen Chloritoid sowie als Nebengemengteile grössere Idioblasten eines noch nicht näher bestimmten farblosen Klinoamphibols, Mg-reichen Chlorit, Phlogopit, Karbonat und Rutil. Diese Gesteine können als Weisschiefer im Sinne von SCHREYER (1977) bezeichnet werden. Ähnliche, allerdings phengitführende Gesteine wurden bisher nur aus der nördlichen Adula-Decke bei Hennensädel beschrieben (HEINRICH, 1983, p. 78). In dem vorwiegend aus Talk gebildeten Grundgewebe findet man Idioblasten von Granat, Kyanit und Chloritoid. Granat ist in den wenig überprägten Proben Ad 139 und MF 2644 teils idiomorph, teils atollartig und enthält Einschlüsse von Staurolith, Kyanit, Chloritoid(?) und Rutil. Die Kyanit-Porphyrblasten sind teilweise verbogen. In der stärker retrograd überprägten Probe MF 2643 ist der Granat reliktitisch (unregelmässig gezackte Korngrenzen, viele Spaltrisse, Neoblastese von Al-Barroisit). Chemische Analysen mit der Elektronenmikrosonde durch T. Thoenen ergaben eine schwache Zonierung:  $X_{Fe} = 0.480$ ,  $X_{Mg} = 0.341$ ,  $X_{Ca} = 0.179$ ,  $X_{Mn} = 0.000$  (Kern) und  $X_{Fe} = 0.365$ ,  $X_{Mg} = 0.558$ ,  $X_{Ca} = 0.074$ ,  $X_{Mn} = 0.003$  (Rand). Phlogopit ( $Mg/Mg + Fe = 0.81$ ) bildet zusammen mit Talk ein symplektitisches Gefüge.

Rückmarsch auf gleichem Weg. An diesen anstrengenden Tag werden sich viele Exkursionsteilnehmer noch lange erinnern!

### Donnerstag, 3. Oktober:

#### San Bernardino – Trescolmen – Valbella

Auch heute sind wir vom Wetter begünstigt, zudem ist es etwas wärmer geworden. Von San Bernardino fahren wir mit den Kleinbussen bis nach Giasum (Koord. 736.85/140.50). Auf einem guten Weglein nach Ceta Sura (auf der Landeskarte 1 : 25 000, Blatt 1274 Mesocco, nicht eingetragen), dann über die Bocchetta de Trescolmen und weiter Richtung SW bis in das Gebiet oberhalb des Lagh de Trescolmen. Hier besuchen wir Aufschlüsse, die zwischen 2100 und 2300 m Höhe gelegen sind.

Das Gebiet von Trescolmen ist seit der Kar-

tierung von JENNY et al. (1923) erstaunlicherweise regionalgeologisch nicht mehr bearbeitet worden, finden sich doch hier, leicht zugänglich, von den schönsten Aufschlüssen der Zentralalpen; im Sommer 1991 haben nun die beiden Basler Studenten Christian Meyre und André Puschnig hier ihre Diplomarbeiten begonnen.

Das Kar südlich Lagh de Trescolmen ist in eine Metapelitzone eingetieft, die hier etwa 500 m mächtig ist. Morphologisch hebt sich diese Glimmerschieferzone durch die Abwesenheit einer grossräumigen Planartextur und durch ihren Reichtum an rundgeschliffenen, bis 50 m grossen Metabasiteinlagerungen von den hellen, regelmässig gebankten und mit etwa 35° nach E einfallenden Granitgneisen im Liegenden und im Hangenden ab. Nach den Beobachtungen von HEINRICH (1983) sowie MEYRE, PUSCHNIG und SCHMID (unpubl.) haben auf Trescolmen grössere Bereiche von mafischen und pelitischen Gesteinen eine gemeinsame strukturelle und mineralogische Prägung unter eklogitfaziellen Bedingungen erfahren. Im Unterschied zu anderen Gebieten, besonders der südlichen Adula-Decke, wurden die Kernbereiche mafischer Boudins während der «leontinischen» Überprägung vor erneuter Deformation und metamorpher Überprägung weitgehend verschont. Im Talkessel von Trescolmen findet man also eine ganze Serie geschonter Boudins.

Dominantes strukturelles Element ist die starke Boudinierung der mafischen Züge in N-S-Richtung, wie aus E-W-orientierten Boudinachsen leicht abgeleitet werden kann. Die amphibolitfaziell überprägten Ränder tragen dieselbe N-S-orientierte Streckungslineation, welche auch auf der Hauptschieferung der umgebenden metapelitischen und metagranitoiden Gesteine sichtbar ist. Diese Strukturen sind der Zapport-Phase von Löw (1987) gleichzusetzen, d.h. seiner zweiten Phase, welche dem isothermen Aufstieg der Adula-Decke und dem gleichzeitigen Deckentransport entspricht. Schersinnkriterien (Scherbänder, asymmetrische Boudins) zeigen N-gerichteten Deckentransport an.

Überprägt werden diese dominanten Strukturen von Falten der Leis-Phase, welche die perlschnurartig angereichten mafischen Boudin-Züge verfallen. Die dominierende Vergenz dieser Kleinfalten weist auf eine Synform im Hangenden der Adula-Decke hin (in den Bündnerschiefern der Misoxer Zone). Überprägungen der vierten Deformationsphase von Löw fehlen und sind anscheinend auf die Deckenfront beschränkt.

Eklogitische Gesteine von Trescolmen zeichnen sich durch einen oft sehr guten Erhaltungs-



grad, ihre mineralogische Vielfalt und eine grosse Variation im Modalbestand aus. Ausgangsgesteine dürften überwiegend Basalte gewesen sein, untergeordnet aber auch Gabbros und evtl. auch Mergel. (Der einzige bisher gefundene Gabbrokörper von ca.  $100 \times 40$  m bildet eine markante Felsrippe bei Koord. 733.30/139.15 zwischen 2350 und 2430 m Höhe und wird von JENNI et al., 1923, nicht erwähnt). Trotz der Vielfalt extremer Typen herrschen mengenmässig feinkörnige Eklogite mit ähnlichen Anteilen von Omphazit und Granat vor, und einem wechselnden Gehalt (5–20%) von blass gefärbter Hornblende, Hellglimmer, Zoisit, Epidot, Kyanit, Karbonat, Quarz, Rutil und Pyrit. Bemerkenswert ist, dass Hydrosilikate in allen bisher untersuchten eklogitischen Gesteinen anzutreffen sind, obwohl oft nur in geringen Modalmengen. Gelegentlich enthalten die Eklogite auch Quarz-Kyanit-Adern oder -Knauer, die unter eklogitfaziellen Metamorphosebedingungen entstanden sein dürften. Hingegen sind mm-feine, grüne Hornblende-führende Symplektitadern eindeutig jünger als die Eklogitbildung und wohl mit einer amphibolitfaziellen Überprägung zu korrelieren.

Metapelite sind hauptsächlich vertreten durch Granat-Hellglimmerschiefer. Ausser Quarz, Granat (bis 2 cm) und Hellglimmer ist bisweilen Kyanit von Auge erkennbar. Nach HEINRICH (1982, 1983) können zwei Mineralgenerationen unterschieden werden: (i) Granat + Phengit + Paragonit + Quarz  $\pm$  Kyanit bildeten sich unter eklogitfaziellen Bedingungen; (ii) Biotit + Albit bilden symplektitartige Reaktionsprodukte, feinkörnige Coronas um grosse Hellglimmer (HEINRICH, 1982, Fig. 5) sowie Pseudomorphosen. Diese Reaktionsgefüge werden von Heinrich auf Entwässerungsreaktionen beim Übergang von eklogit- zu amphibolitfaziellen P-T-Bedingungen zurückgeführt.

Granitische Gneise weisen folgende Paragenese auf: Quarz + Mikroklin + Plagioklas + Phengit + Biotit + Epidot  $\pm$  Granat. Phengit und Biotit zeigen keine Reaktionsbeziehung zueinander oder zu den Feldspäten. Bis jetzt wurden keine Hinweise gefunden, welche auf eine ältere (plagioklasfreie?), eklogitfazielle Paragenese hindeuten würden.

Die eklogitfaziellen Bedingungen der Metamorphose wurden von HEINRICH (1986) an Eklogiten von Trescolmen zu 550–650 °C und 15–22 kb bestimmt. Die Temperaturabschätzung beruht auf dem Fe-Mg-Austausch zwischen Granat und Omphazit (Kalibrierung nach ELLIS und GREEN, 1979), die minimale bzw. maximale Druckabschätzung auf dem Jadeitgehalt des Ophazites bzw. der Anwesenheit von Paragonit.

Marsch von etwa 2 Stunden nach Valbella, wo uns die Kleinbusse erwarten und uns via Bellinzona zum Hotel Cereda in Sementina bringen.

#### **Freitag, 4. Oktober: Sementina – Frasco – Cima di Gagnone – Frasco – Sementina**

Dieser Tag gilt den Hochdruckgesteinen des Cima-Lunga-Lappens. Da sich die zu besuchenden Aufschlüsse auf 2200–2500 m Höhe befinden, hatte die Exkursionsleitung beschlossen, erstmals in der Geschichte der SMPG-Exkursionen einen Helikoptertransport in das Programm aufzunehmen. Nach einer knappen Stunde Fahrzeit erreichten wir den Landeplatz der Heli Ticino 800 m S Frasco. In ca. 4 Minuten überwand der Heli eine Höhendifferenz von 1440 m, und innerhalb von 25 Minuten wurde der Exkursionstrupp auf den Grat zwischen Pizzo del Motto und Cima di Gagnone auf 2300 m gehisst. Hier erwartete uns eine grossartige Aussicht, die vom Adamello-Massiv im E bis zum Monte Rosa im W reichte.

Die 500–1000 m mächtige Cima-Lunga-Einheit wird in ihren basalen Teilen von pelitischen und semipelitischen, z.T. auch mafischen Gesteinen sowie, in geringerem Masse, von granitoiden Gneisen aufgebaut. In den höheren Zonen der Cima-Lunga-Einheit finden sich häufig ultramafische Gesteine assoziiert mit Eklogiten, Metarodingiten, Marmoren und Kalksilikatgesteinen sowie porphyroblastischen Gneisen. Obschon die Marmore vielfach als mesozoisch angesehen werden, liegen hierfür keine paläontologischen Beweise vor. Mit Hilfe geochemischer und petrologischer Evidenzen konnten EVANS und TROMMSDORFF (1978) sowie EVANS et al. (1979) einen Serpentin-Ursprung für einige der Ultramafica und einen Ursprung aus tholeiitischen Basalten für assoziierte Mafica nachweisen. Diese Gesteine dürften der ehemaligen Tethys entstammen. Die Evidenzen der Autoren ergeben sich aus: (i) Überwachsungsgefüge im niedriger metamorphen Bereich über präexistierende Antigorit-Serpentinite; (ii) Chemismus der Ultramafica, welcher Serpentiniten entspricht; (iii) Vorkommen reliktscher Titanklinohumit-Knollen in den Ultramafica, was ein einmaliges Charakteristikum alpiner tethyscher Antigoritserpentinite ist; (iv) Vorkommen rodingitisierter mafischer Gänge in den Ultramafica; und (v) Gesamtchemie von Haupt-, Neben- und Spurenelementen, welche derjenigen typischer Ophiolithe der Tethys entspricht. Neben dieser möglicherweise mesozoischen Suite finden sich Ultramafica und Basica in der Cima Lunga, deren Protolithe viel älter sind. Diese Mischung verschiedenalteriger, kontinenta-

ler und ozeanischer Krusten- und Mantelgesteine wurde von TROMMSDORFF (1992) als lithosphärisches Mélange beschrieben und interpretiert. Allen Gesteinstypen gemeinsam ist eine alpine, alle präexistierenden Strukturen überprägende Hochdruckmetamorphose. Letztere wurde datiert anhand konkordanter Zirkonalter von 28.5 Ma (GEBAUER et al., 1992) am Granatperidotit der Cima di Gagnone (EVANS und TROMMSDORFF, 1978). Es sei hier aber erwähnt, dass diese Altersinterpretation nicht von allen Autoren dieses Exkursionsführers geteilt wird.

Da alle besuchten Aufschlüsse in einem früher publizierten Exkursionsführer ausführlich beschrieben worden sind (TROMMSDORFF in FREY et al., 1980), folgen hier nur kurze Hinweise über die Exkursionsroute:

– Eklogite und Metarodingite in Chlorit-Peridotit-Kontaktzone (Koord. 708.375/130.975), Aufschluss Nr. 29 in oben erwähntem Exkursionsführer.

– Granat-Peridotit südlich Passo Scaiee (Koord. 707.74/131.75), Aufschluss Nr. 28. SHRIMP-Ionensonde-Alter an Zirkon aus diesem Granatperidotit ergaben konkordante Werte von 28.5 Ma.

– Ultramafische Linsen WSW Passo di Gagnone (Koord. 708.55/131.90 und 708.33/131.95), Aufschlüsse Nr. 27 und 26.

– Ultramafische Linse bei Guglia (Koord. 708.90/132.38), Aufschluss Nr. 25.

Anschliessend Abstieg zur gut ausgebauten Berghütte von Corte di cima, wo wir uns mit Tranksame auftanken. Dann Rückmarsch via Lago d'Efra durch das Val d'Efra nach Frasco – ein herrlicher Exkursionstag!

Abends präsentierte uns Dieter Gebauer seine neuesten auf der Ionensonde SHRIMP gemessenen Zirkonalter von basischen und ultrabasischen Gesteinen der Cima Lunga.

### **Samstag, 5. Oktober: Sementina – Alpe Arami – Bellinzona**

Der letzte Exkursionstag gilt einem Besuch der Granat-Peridotite und Eklogite von Alpe Arami. Diese zum Cima-Lunga-Lappen gehörenden Gesteine haben seit langer Zeit das Interesse vieler Petrographen geweckt, doch lagen bisher keine geochronologischen Daten vor. Neueste Untersuchungen von GEBAUER et al. (1991) haben nun z.T. überraschende Ergebnisse geliefert. Die mit der Ionensonde SHRIMP an zonierten Zirkonen gewonnenen U-Pb-Daten ergaben für den Granat-Peridotit konkordante und subkonkordante Alterswerte von 1.72 Ga (oberer Einstichpunkt

auf der Konkordiakurve) und von 650 Ma (unterer Einstichpunkt). Die beiden datierten Ereignisse werden gedeutet als Aufschmelzung des Erdmantels zu früh- bis mittel-proterozoischer Zeit und als Metamorphose zu panafrikanischer Zeit. Zirkone aus dem Eklogit ergaben mit der Ionensonde konkordante U-Pb-Alter von ca. 35 Ma(!) und werden als Protolithalter gedeutet. Konventionelle U-Pb-Analysen an Kornfraktionen von Zirkonen aus zwei granatreichen Pyroxenitlagen des Granat-Peridotites und einem Eklogit erwiesen sich als stark diskordant. Die unteren Einstichpunkte auf der Konkordia ergaben Alterswerte zwischen 32.4 und 30.2 Ma und werden als Mischalter zwischen Protolith (35 Ma) und Hochdruckmetamorphose (28.5 Ma) interpretiert.

Bei wiederum strahlend schönem und nun warmem Wetter fahren wir via Gorduno nach Bedretto. Hier (Koord. 720.175/120.825) betrachten wir Migmatite, die auf der geologischen Karte (Atlasblatt 66, Bellinzona) als inhomogene Plagioklas-Alkalifeldspat-Aderngneise bis -Augengneise ausgeschieden sind. Die Leukosome sind stellenweise klar diskordant zur Bänderung und werden von einigen Exkursionsteilnehmern als alpine Bildungen betrachtet, denn sonst müsste die ausgeprägte Deformation voralpinen Alters sein (und es wäre keine alpine Deformation vorhanden, was als äusserst unwahrscheinlich erscheint).

Weiterfahrt auf holperigem Weg bis zum Parkplatz beim Wasserreservoir. Von dort kurzer Anstieg zum Ultramafitkörper von Alpe Arami. Die hier besuchten Aufschlüsse sind ebenfalls im bereits erwähnten Exkursionsführer von 1980 enthalten:

– Blöcke von frischem Granat-Peridotit (Koord. 719.150/121.225), Aufschluss Nr. 31.

– Eklogit und Granat-Pyroxenit (Koord. 719.04/120.95), Aufschluss Nr. 32.

Rückfahrt nach Bellinzona, von wo die Kleinbusse die Exkursionsteilnehmer nach Zürich, Olten und Basel zurückbrachten.

### **Literaturverzeichnis**

- ELLIS, D.J. und GREEN, D.H. (1979): An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. *Contrib. Mineral. Petrol.* 71, 13–22.
- EVANS, B.W. und TROMMSDORFF, V. (1978): Petrogenesis of garnet lherzolite, Cima di Gagnone, Lepontine Alps. *Earth Planet. Sci. Lett.* 40, 333–348.
- EVANS, B.W., TROMMSDORFF, V. und RICHTER, W. (1979): Petrology of an eclogite-metarodingite suite

- at Cima di Gagnone, Ticino, Switzerland. *Amer. Mineralogist* 64, 15–31.
- FREY, M., TROMMSDORFF, V. und WENK, E. (1980): Alpine metamorphism of the Central Alps. In: *Geology of Switzerland, a guide-book*, ed. Schweiz. Geolog. Komm. (Wepf und Co.), 295–316.
- FRISCHKNECHT, G., JENNY, H. und KOPP, J. (1923): Geologische Karte der Adula, 1: 50 000. *Geol. Spez.-Karte der Schweiz*, Blatt 104.
- GANSSER, A. (1937): Der Nordrand der Tambodecke. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 17, 291–523.
- GEBAUER, D., GRÜNENFELDER, M., TILTON, G. TROMMSDORFF, V. und SCHMID, St. (1992): The geodynamic evolution of garnet-peridotites, garnet-pyroxenites and eclogites of Alpe Arami and Cima di Gagnone (Central Alps) from Early Proterozoic to Oligocene. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 72, 107–111.
- HÄNNY, R., GRAUERT, B. und SOPTRAJANOVA, G. (1975): Paleozoic migmatites affected by high-grade Tertiary metamorphism in the Central Alps (Valle Bondengo, Italy). *Contrib. Mineral. Petrol.* 51, 173–196.
- HEINRICH, C.A. (1982): Kyanite-eclogite to amphibolite facies evolution of hydrous mafic and pelitic rocks, Adula Nappe, Central Alps. *Contrib. Mineral. Petrol.* 81, 30–38.
- HEINRICH, C.A. (1983): Die regionale Hochdruckmetamorphose der Adula-Decke, Zentralalpen (Schweiz). Unpubl. Diss. ETH Zürich.
- HEINRICH, C.A. (1986): Eclogite facies regional metamorphism of hydrous mafic rocks in the Central Alpine Adula Nappe. *J. Petrol.* 27, 123–154.
- JÄGER, E., HUNZIKER, J.C., GRAUERT, B. und GRÜNENFELDER, M. (1969): Geochronology of Phanerozoic Orogenic Belts. *Guide Book, Field Trips, Switzerland*. Unpubl. Report Univ. Berne.
- JENNY, H., FRISCHKNECHT, G. und KOPP, J. (1923): Geologie der Adula. *Beitr. geol. Karte Schweiz*, NF 51.
- KOCH, E. (1982): Mineralogie und plurifazielle Metamorphose der Pelite in der Adula-Decke (Zentralalpen). Unpubl. Diss. Univ. Basel.
- KROGH, E.J. (1988): The garnet-clinopyroxene Fe-Mg geothermometer – a reinterpretation of existing experimental data. *Contrib. Mineral. Petrol.* 99, 44–48.
- LÖW, S. (1987): Die tektono-metamorphe Entwicklung der nördlichen Adula-Decke (Zentralalpen, Schweiz). *Beitr. geol. Karte Schweiz*, NF 161.
- MURALT, R. (1986): Mineralogisch-geologische Untersuchungen in der Adula-Decke am Nordhang des San-Bernardino-Passes (Graubünden, Schweiz). Unpubl. Lizentiatsarbeit Univ. Bern.
- NABHOLZ, W. (1945): Geologie der Bündnerschiefergebirge zwischen Rheinwald, Valser- und Safiental. *Eclogae geol. Helv.* 38, 1–120.
- OBERHÄNSLI, R. (1978): Chemische Untersuchungen an Glaukophan-führenden basischen Gesteinen aus den Bündnerschiefern Graubündens. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 56, 139–156.
- PLAS, L. van DER (1959): Petrology of the northern Adula region, Switzerland. *Leidse geol. Meded.* 24, 415–602.
- ROOTHAAN, H.P. (1919): Petrographische Untersuchungen in den Bergen der Umgebung von Vals. *Jber. natf. Ges. Graubünden* 59, 1–83.
- SANTINI, L. (1991): Géochimie et géochronologie dans les paragenèses de haute pression de la Nappe de l'Adula (Alpes Centrales, Suisse). Thèse de doctorat Univ. Lausanne, non publiée.
- SANTINI, L. und HUNZIKER, J.C. (1991): New eclogite occurrences from the Lepontine. *Terra abstracts* 3, 89.
- SCHMIDT, C. (1891): Beiträge zur Kenntnis der im Gebiete von Blatt XIV der Geol. Karte der Schweiz 1 : 100 000 auftretenden Gesteine. *Anhang Beitr. geol. Karte Schweiz* 25.
- SCHREYER, W. (1977): Whiteschists: Their compositions and pressure-temperature regimes based on experimental, field, and petrographic evidence. *Tectonophysics* 43, 127–144.
- TROMMSDORFF, V. (1966): Progressive Metamorphose kieseliger Karbonatgesteine in den Zentralalpen zwischen Bernina und Simplon. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 46, 431–460.
- TROMMSDORFF, V. (1992): Metamorphism and tectonics in the Central Alps: The Alpine lithospheric mélange of Cima Lunga and Adula. *Mem. Soc. Ital. Geol.*, in press.
- WILHELM, O. (1929): Geologische Karte der Landschaft Schams, 1 : 50 000. *Geol. Spez.-Karte der Schweiz* 114A.
- WILHELM, O. (1933): Geologie der Landschaft Schams (Graubünden). *Beitr. geol. Karte der Schweiz*, NF 64.

Manuskript erhalten und akzeptiert 29. Januar 1992.