# Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft





1996

Herausgegeben von der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft für das Vereinsjahr 1995 Eigenverlag

### Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft

**Band 141** 

1996

### Vereinsjahr 1995

Gefördert aus Mitteln des Bundesministeriums für Wissenschaft und Forschung in Wien.

Impressum:

Eigentümer, Herausgeber und Verleger: Österreichische Mineralogische Gesellschaft, p.A. Mineralogisch-Petrographische Abteilung, Naturhistorisches Museum Wien, Burgring 7, A-1014 Wien

Redaktion: Friedrich Koller, Anton Beran, R. Tessadri, V. Mair, p. A. Institut für Petrologie, Universität Wien - Geozentrum, Althanstraße 14, A-1090 Wien Für den Inhalt sind die Autoren selbst verantwortlich.

Kleinoffsetdruck: Anton Riegelnik, Piaristengasse 19, A-1080 Wien Printed in Austria

### INHALT

MinPet '96: Gemeinschaftstagung der Schweizerischen Mineralogi-		
schen und Petrographischen Gesellschaft (SMPG) und der Öster-		
reichischen Mineralogischen Gesellschaft (ÖMG) 23. bis 28.		
September 1996 in Schwaz/Tirol		
Plenarvorträge	S.	11
Armbruster, Th.: Single-crystal X-ray diffraction in mineralogy: the		
end of a tradion ?	S.	12
Brandner, R.: Die Geologie von Tirol - Was gibt es Neues ?	S.	17
Graeser, S.: Die Sulfosalzmineralien vom Lengenbach im Binntal	S.	18
Maresch, W.V.: Druck-Temperatur-Zeit-Deformationspfade kristalli-		
ner Gesteine als interdisziplinäre Testkriterien für platten-		
tektonische Modelle - Beisniel Karibik	S.	21
Mottana, A., Paris, F., Marcelli, A., Wu, Z., Giuli, G.: Crystal		- ·
chemistry of olivines and garnets in aloine ultramatics:		
information contributed by XAES	S	35
Stumpfl F.F. Melcher, F. Grum W.; Kempirsai, Kasachstan; die	0.	00
größten onbiolitischen Chromitlagerstätten der Welt	S	45
Trommsdorff V : Petrologic laboratory Alps: a key for geodyna-	0.	
mics experimental investigations and theory	S	47
Plenarvorträge und Poster	5. S	53
Andrut M. Wildner M Interpretation polarisierter I.W-VIS-Absorp-	0.	55
tionssnektren von Cr <sup>3+</sup> im Chlorit unter Annahme eines		
effektiven trigonalen Kristallfeldes	S	54
$\Delta r t = \Delta r m hruster T + The P21/c_C2/c nhase transition in kanoite$	0.	54
MnMaSi O : a single crystal Y-ray and ontical study	S	56
Arlt T Diamond L W : Composition and formation conditions of	0.	50
tetraodrite tennantite in the Devenian Schwaz Delemite		
N Tyrol Austria	c	60
Rangoura M : Vergleichende mineralogisch geochemische Unter	5.	50
suchungen an einigen Bauxit Verkommen Guineas	S	60
Beffa Eloriano A.D. Böhm Ch. Meier M.: Geochemistry and	0.	00
Sr-Nd whole rock isotope data for the Leventina Greiss		
(Contral Swigs Alos): first results and interpretations of patro		
apposis	S	62
Boran A: Wasserstoff als Spurepolement in Mineralphasen des	5.	02
Erdmantele	c	61
Pershard E. Heinken C. Megannia A. Postl W. Taugher, Li	3.	04
Denniard, F., Hollikes, G., Woyessie, A., Fosti, W., Taucher, J.,		
related quarte using of the lower Austrophing "Firsthead"		
window, porth contorn Sturio, Austria	c	66
Ripo C.C. Gröping P. A closer look at phlogopite by Electron	5.	00
Spectroscopy for Chemical Applysic (ESCA)	c	60
Dipo CC Proport C Doop actrology of advectory	Э.	00
metasodimentary rocks (Silvrette thrust sheet, Eastern Alac)	c	70
metaseumentary rocks (Silvretta thrust sheet, Eastern Alps)	Э.	70

Bojar, HP., Mogessie, A., Hoinkes, G., Thalhammer, O.: Geo- chemie und Schwefelisotopen-Verteilung der Gold-Arseno-	c	72	
Bolou, L., Bertrand, J.: Comparative petrology of the mantle-crust transition zone: examples from the Western Alps and the	5.	72	
Atlantic Ridge	S.	74	
Breiter, K., Scharbert, S.: The Eisgarn granite and its successors in the South Bohemian Batholith	S.	75	
Breiter, K., Fryda, J.: Mineralogical evidence of vertical zonality in a highly fractionated P-rich rare metal-bearing granite system,	C		
Podlesi, Czech Republic Desmons, L. Erey, M. Neubauer, E.; Man of pre-albine and albine	5.	//	
metamorphism in the alos	S	79	
Dietrich V.D. Bomer M. Nindel K. Zimmermann II.: Chemisch-	5.	/5	
mineralogisches Verhalten der Basalteide im Bereich der			
Inineralogisches Verhalten der Dasaltolde im Dereich der			
Flutungsbedingungen	S	80	
Ferreiro Mählmann, B.: Vitrinite naleogeothermometers: compara-	0.	00	
tive application and time temperature modeling in the Alnine			
orogen (Graubünden, Switzerland)	S	83	
Ferreiro Mählmann B. Petschik B: The coalification man of the	0.	00	
Alos between the Rivers Inn, Isar and Rhein (Austria and			
Switzerland)	S.	85	
Finger, F., Broska, I., Schermaier, A., Schitter, F.: Monazite in			
Graniten und Gneisen: Verbreitung, Stabilitätsbereich, chemi-			
sche Variabilität	S.	87	
Finger, F., Gerdes, A., Hanžl, P., Schitter, F., Stevrer, H.P.:			
Petrology and origin of the red granite pebbles from the			
Moravian Karst of the Brno Massiv, Czech Republic	S.	88	
Giester, G., Brandstätter, F., Sovilla, S.: Erionit aus Montecchio			
Maggiore (Vicenza), Strukturverfeinerung und Chemismus	S.	90	
Gnojek, I., Breiter, K., Chlupačova, M.: The Moldanubian pluton			
structure (the Litschau Cz/A frontier part) as studied by the	_		
ground magnetics and by the gamma-ray spectrometry	S.	92	
Göd, R., Oberlercher, G., Brandstätter, F.: Zur Mineralogie und Geo-			
chemie eines Thorium-reichen Granitkörpers im südböhmi-	~	05	
schen Pluton/Gutau/OO.	S.	95	
Gregurek, D., Abart, R., Hoinkes, G.: Alpidische Metamorphose-	~	07	
entwicklung im sudlichen Koralpenkristallin	5.	97	
Gregurek, D., Melcher, F., Stumpfl, E.G.: Uxidmineralogie in den	<u> </u>	100	
Plateaubasaiten des Franz-Josephs-Landes	5.	100	
Grochau, B.: All' in Biotit - ein neues Geothermometer für peralu-	c	102	
Cussioni N + Industrial waste stabilization in economica	ວ. ເ	102	
Guscioni, N.: muustnai waste stabilization in ceramics	З.	104	
Frachniese über alning Klüfte im östlichen Tauerafenster	c	106	
Hausor A : Ely achas from colluloss inductrios as secondary row	э.	100	
materials in autoclayed apreted concrete	c	108	
הומנפוומוס ווו מענטטומעבע מבומנפע טטווטופנפ	5.	100	

Hauzenberger, C.A., Mogessie, A., Hoinkes, G., Felfernig, A., Bjerg, E.A., Kostadinoff, J.: Granulite facies metamorphism in crystalline basement and ultramafic rocks in the Sierras		
Pampeanas Range, Province of San Luis, Argentina	S.	110
morite	S.	112
Hollerer, Ch., Ettinger, K., Taucher, J., Walter, F.: CaRE <sub>2</sub> (CO <sub>3</sub> ) <sub>4</sub> , ein	c	114
Istrate, G., Shalaby, B., Althaus, E.: The occurence and nature of allanite and associated Y,REE,(Th)-bearing minerals in the	э.	114
granitic rocks, Eastern Desert, Egypt Kaindl, R., Hoinkes, G., Knoll, P.: Mikrothermometrische und Ramanspektroskopische Untersuchungen an Flüssigkeitsein-	S.	116
schlüssen im ostalpinen Kristallin Kerschhofer, L., Rubie, D.C., Sharp, T., Seifert, F.: Wie wandelt sich Olivin in Subduktionszonen zu Wadsleyit und Ringwoodit	S.	117
um ?	S.	119
Kirschen, M., DeCapitani, C.: Immiscible liquids in CaO-SiO <sub>2</sub> -TiO <sub>2</sub> Klötzli, U.S.: Magmatic versus metamorphic U/Th/Pb-zircon ages:	S.	121
Implications from U/Th-ratios and zircon evaporation Klötzli-Chowanetz, E., Klötzli, U., Koller, F.: Dating anatectic events using zircon U-Pb and Pb-Pb Evaporation analysis: the Winne-	S.	123
bach Migmatite/Ötztal Crystalline basement/Austria	S.	125
meters	S.	127
Koss, St., Götzinger, M.A.: Spurenelementbestimmung in Fluoriten des metamorphen Mesozoikums, Österreichs, mittels ICP-MS.	S.	128
Lengauer, C.L., Baerlocher, Ch., McCusker, L.B.: Die thermische Stabilität von modifziertem VPI-5	S.	130
Libowitzky, E.: Order-disorder phase transitions in lawsonite and hemimorphite	S.	132
Libowitzky, E.: Single-crystal IR spectroscopy of MeO(OH) minerals (Me = Al, Fe, Mn)	S.	134
Liebetrau, V., Poller, U., Todt, W., Maggetti, M.: Geochronological studies on eclogites of the Silvretta Nappe/Central Alps	S.	136
Maggetti, M., Biino, G.G.: 15 years of Silvretta research: the state of the question	S.	138
Mair, V., Baumgarten, B.: Zweiphasige Granate durch einphasige Metamorphose ? Ungewöhnlich zonierte Andradit-Grossular-		
kristalle in kontaktmetamorphen Einschlüssen Marschik, R., Singer, B.S., Fontboté, L.: Age of intrusion-related	S.	140
Northern Chile Meyre C. Partzsch J.H. DeCanitani C. Frey M. Schmid M.:	S.	143
Young and fast: The high-pressure metamorphism in the middle Adula nappe (Central Alps, Switzerland)	S.	146

Miletich, R.: Anisotrope Kompression Jahn-Teller-Verzerrter Mn <sup>3+</sup> O <sub>6</sub> Polyeder in Braunit - welche Rolle spielt die struktu-		
relle Topologie ?	S.	148
Miller, Ch., Schuster, R., Klötzli, U., Mair, V., Frank, W., Purtschel-		
ler, F.: Miocene ultrapotassic volcanic rocks from south-		
western Tibet	S.	150
Mirwald, P.W., Fimmel, R., Brüggerhof, St.: Stone materials as		
sensors for enviromental monitoring - results of a field		
exposure study	S.	153
Mogessie, A., Hauzenberger, Ch., Hoinkes, G., Felfernig, A., Stumpfl, E.F., Bjerg, E., Kostadinoff, J.: Platinum group minerals from the Las Aquilas ultramafic unit. San Luis		
Province, Argentina	S.	157
Mullis, J., Bamsever, K.: Wachstumskontrollierter Aluminiumeinbau		
in Kluftquarzen der Zentralalpen	S.	160
Neubauer E : A late variscan ductile mylonite zone in the southern		
Kreuzeck Mountains Austria	S.	162
Neumayr, F., Kirchner, F.: Veroleich des Langzeitverhaltens radio-	0.	
aktiver Cäsium-Isotonen und deren Bindung an Tonminerale		
in Böden des Alnenvorlandes sowie des Alninbereichs im		
Bundesland Salzburg	S	163
Neumavr P Hoinkes G Publ I Mogessie A Metamorphic	0.	
evolution of two panafrican metamorphic core complexes in		
the eastern desert of Fount: tectonic implications	S	165
Nyfeler D. Hoffmann Ch. Armhruster Th. Kunz M. Libowitzky	0.	100
E: Orthorhombic Jahn-Teller distortion and Si-OH in		
mozartito CaMa <sup>3+</sup> O[SiO OH] due to topological stress: a		
structure modeling, single crystal X-ray, and IB study	S	168
Parahar I Reinalt A Zangari Ch : Ergebnisse der geologischen	0.	100
Noukartierung im vorderen Bitatel und Koupertal (Ötateler		
Alpen)	S	170
Pfiffner M : High pressure mafic and ultramatic hodies associated	0.	170
with calceilicate rocks. A former ocean floor sequence and		
its evolution in the porthern Cime Junga unit. Control Alos	S	173
Pfiffner M. Buschnig A.B.: Oceanic metamorphism and Alpine	υ.	175
every set of former ocean floor sequences: Cima Lunga unit		
(Central Alas) and Malanaa Forne unit (Australaine Penninia		
(Central Alps) and Malenco-Forno unit (Austroalpine-Ferninic	c	175
Dollari region)	5.	175
Politand, M., Montz, R.: Genesis of polymetallic quartz-barrie veins		
In the Montagne de Pornenaz, Argumes rouges Massir,		
France: Structural, huid inclusion and isotope (Sr, S)	c	177
Constraints	Э.	1//
Prospert, C., Blino, G.G.: The Al <sub>2</sub> SiO <sub>5</sub> veins and segregations of the		
Suvretta thrust sheet: structural and metamorphic implica-	c	100
tions for a carboniterous history	5.	180
rumnosi, H., Ntatios, T., Hichter, W.: Kontinentale Deckenbasalte	<u> </u>	400
vom Franz Joseph Land am Beispiel der Insel Salisbury	5.	182

Purtscheller, F., Schuster, R., Miller, Ch., Mair, V., Frank, W.: Exhumation history of the western Lhasa Block (SW-Tibet)	S.	184
Puschnig, A.R.: MORB intrusion into denudated subcontinental mantle and subsequent rodingitization (Monte del Forno, Rhetic Alps)	S	187
Rahn, M.K., Mullis, J., Hurford, A.J.: The mapping of a zircon fission track partial annealing zone in the northern external	о. С	190
René, M.: Geochemistry of Czech part of the South Bohemian Pluton	S.	191
Rubatto, D., Gebauer, D.: Timing of formation and subduction of the Zermatt-Saas Ophiolites (Western Alps): a combined	0,	
Cathodoluminescence - SHRIMP study using zircon Schaltegger, U., Corfu, F., Maggetti, M.: U-Pb dating of mafic and intermediate orthogneisses of the Silvretta nappe: a late	S.	193
Proterozoic to Cambrian Island arc Schindlmayr, A., Schermaier, A., Finger, F., von Quadt, A.: Granite types and plutonic evolution in the Ötztal-Stubai basement	S.	196
complex - Evidence for a Sardic tectonothermal phase in the Alps ? Schmidt MW: Wasserbaltige Phasen in Eklogiten: Experimente	S.	198
und akkurate thermodynamische Parameter Schmidt, S.Th., Sharp, Z.D.: Oxygen composition of quartz and calcite in amyodules of basalts as evidence of complex	S.	200
alteration history during low temperature-hydrothermal meta- morphism	S.	202
Schneider, Th., Borg, G.: Petrologie und Altersabfolge der Nückopf- verwandten Vulkanite und Intrusiva in Zentral-Namibia	S.	204
Flüssigkeitseinschlüssen in Diamanten mittels instrumenteller Neutronenaktivierungsanalyse	S.	206
Schroll E., Köppel, V.K., Cerny, I., Spindler, P., von Quadt, A.: Charakterisierung der "Schwellen- und Lagunenfazies" in Blei-		
variatetechnik. Schulz, B.: Zonierte Granate in Glimmerschiefern des nördlichen	S.	209
Ötztal-Stubai-Kristallins (Ostalpen) und ihre Deutung mit P-T-Pfaden variskischer Metamorphose	S.	211
Schulz, B.: Arguments for a basaltic provenance and a Variscan metamorphism of the amphibolitized eclogites in the Austro-	S	213
Schulz, B., Sharp, Z.D., Pfeifer, H.R.: Stabile Isotope (δ <sup>18</sup> O), Stoff- verschiebungen und P-T-Pfad bei alpidischer Deformation eines Amphibolits der mesozoischen unteren Schieferhülle im	0.	210
Tauernfenster (Ostalpen)	S	215
Schulz, O., Vavtar, F.: Zur Genese des Steirischen Erzberges	S.	217

Schuster, R., Thöni M.: Permian garnets: Indication for a regional		
Permian metamorphism in the southern part of the Austro-		
alpine basement units	S.	219
Sedler, I.K., Borg, G., Shmelev, V., Volchenco, J., Degen, T.J.,		
Anikina, E., Schmidt Mumm, A.: Geochemical aspects of the		
country rocks to the Pt-bearing zoned ultramafic complex of		
Nizhny Tagil, Middle Urals	S.	222
Sima, I., Ettinger, K., Koppelhuber-Bitschnau, B., Taucher, J.,		
Walter, F.: $Pb_3Sb(OH)_6(AsO_4,SO_4)_2$ . $3H_2O_4$ , ein neues		
Mineral Isotop mit Fleischerit	S.	224
Steyrer, H.P., Finger, F.: Der Schwazer Augengneis: Ein östlicher		
Ausläufer des Ötztal Kristallins?	S.	226
Teiml, X., Hoinkes, G.: Der PT-Pfad der Millstätter Serie und ein		
Veraleich mit dem südlichen Ötztal-Stubai-Kristallin	S.	228
Tessadri, R.: Corundum materials COR-1 to COR-6: six new		
canditates for chemical characterization as "industrial-minera-		
logical" Standard Reference Materials	S.	230
Tessadri, R., Reus, U., Baumgarten, B., Mair, V., Stingl, V., Platzer,		
W., Mirwald P.W.: Vivianite from the Iceman of the Hauslab-		
ioch (Tyrol, Austria): preliminary results	S.	232
Tschaufeser, P., Parker, S.C.: Computersimulation studies of		
zeolites and aluminophosphates	S.	234
Ulmer, P., Trommsdorff, V.: Wassertransport in Subduktionszonen:		
Die Stabilität von Serpentin und anderen hydratisierten		
Magnesio-Silikaten in Harzburgit bis 400 km (15Gpa)	S.	235
von Quadt, A., Finger, F.: The evolution of the Pre-Mesozoic crust		
within the Alps: examples from the Bernina Massif, the		
Tauern Window, and the Austroalpine basement of Styria	S.	237
Weiss, M., Müntener, O.: Crystal Chemistry of Titanian-Clino-	•	
humite: a repository for HFSE in antigorite serpentinites	S.	239
Wildner, M., Beran, A.: IR-spektroskopische Charakterisierung des		
Kristallwassers in synthetischen Verbindungen der Kieserit-		
aruppe, $Me^{2+}XQ_{\star}$ , $H_{e}Q$ ( $Me^{2+}$ = Mn. Fe. Co. Ni. Zn: X =		
S. Se), mit einem Vergleich von Einkristall- und Pulver-		
spektren	S.	241
Wimmer, Ch., Dachs, E., Benisek, A.: Fe-Ma mixing in biotite:		
preliminary experimental results at 800°C/2kbar	S.	243
Wirsing, A.: Variscan structural evolution in the central part of the		
Aiguilles-Rouges-Massif (Val Bérard, Western Alps, France)	S.	244
Wyder, R.F., Mullis, J., Schmid, S.M.: Spröddeformation und Fluid-		
impregnation in Kakiriten des Tavetscher Zwischenmassivs		
(Sedrun, Schweiz): Vorläufe Resultate	S.	245
Zanco, A.: Provenance and Technology of galloroman Terra Sigillata		
imitations from western Switzerland: Preliminary results	S.	247
Zurbriggen, R.: Ordovician Orthogneisses in the alps: forearc		
granitoids in Peri-Gondwanan subduction-accretion		
complexes	S.	248

MinPet '96: Exkursionen	S.	251		
Tentschert, E.: Exkursion A: Kraftwerkgruppe Sellrain-Silz/Kühtai Gstrein, P.: Exkursion B: Der Bergbau Schwaz				
Schulz, O.: Exkursion C: Die Gesteinsrohstoffe des Zementwerkes Eiberg im Eiberger Becken bei Kufstein, Tirol				
Helletsberger, H., Lechner, H., Tessadri, R.: Exkursion D: Tyrolit- Schleifmittelwerke	S.	279		
Mair, V., Purtscheller, F.: Exkursion E: Geologie und Petrologie des Ortler-Kristallins	S.	285		
Koller, F., Dingeldey, Ch., Höck, V.: Exkursion F: Hochdruckmeta- morphose im Recknerkomplex/Tarntaler Berge (Unterostalpin) und Idalm-Ophiolit/Unterengadiner Fenster	S.	305		
Vorträge	S.	331		
Walter, F.: Die Minerale der Spodumenpegmatitlagerstätte Weinebene, Kärnten	S.	333		
Grundmann, G., Morteani, G. :Ein neues Vorkommen von Smaragd, Alexandrit, Rubin und Saphir in einem Topas-führenden Phlogopitfels von Poona, Cue-District, West-Australien	S.	343		
Wellmer, FW.: Nachhaltige Entwicklung und Mineralische Rohstoffe	S.	357		
Abart, R.: Anwendung stabiler Isotope in den Erdwissenschaften	S.	359		
Nachruf: Eberhard Clar 1904 - 1995	S.	369		
Auszüge aus Diplomarbeiten und Dissertationen österreichischer Universitäten	S.	377		
<u>Vereinsmitteilungen</u> Tätigkeitsbericht über das Vereinsjahr 1994	S.	394		

# MinPet '96

# Plenarvorträge

## **Plenar Lectures**



### SINGLE-CRYSTAL X-RAY DIFFRACTION IN MINERALOGY: THE END OF A TRADITION?

#### **ARMBRUSTER, TH.**

Laboratorium für chemische und mineralogische Kristallographie, Universität Bern, Freiestr.3, CH-3012 Bern, Switzerland

»Nowadays, the crystal structures of rock-forming minerals are known. Up to 50 new mineral species are described per year but some of them are already structurally defined by analogy to synthetic compounds, others are either very small in size or complicated twinned and/or intergrown thus escaping from structural investigation by single-crystal methods. Accordingly, the number of scientists active in this field can be drastically reduced compared to decades ago when only few mineral structures were solved «. Such or similar sounds a common statement given at university commissions dealing with reorganizations of geoscience departments. On a first glance, this opinion seems to be confirmed by the development of X-ray equipment and accompanying hard- and software. Whereas, 60 years ago a time span of months was necessary to »roughly« determine the structure of a simple mineral with a fairly small unit cell, the same but much more accurate can be done today within less than 10 hours where the size of the cell becomes rather unimportant. As one consequence of this opinion, X-ray equipment and associated staff positions are frequently shifted from mineralogy to chemistry departments where new compounds are awaiting structural characterization. Only few groups of single-crystal X-ray crystallographers within mineralogy are surviving this period of reorganization and budget cuts. But outsiders and even some geoscientists still ask:

#### »What are the hundreds of mineralogical crystallographers, working with singlecrystal X-ray equipment, actually doing?«.

The answer concerning the new goals of mineralogical crystallography is rather complex and only a strongly simplified and subjective view is given in this paper.

#### **Historical aspects**

Most of the early X-ray crystallographers came from the field of solid state physics because they were accustomed to the experimental techniques. The first structures solved were rocksalt, diamond, fluorite, pyrite and calcite. Fascinated by the possibilities provided by X-ray diffraction, they started to analyze the structures of silicates because silicates showed some structural complexity and well formed crystals could be easily obtained (BRAGG, 1932). Already in 1932 the crystal structures of ca. 40 silicates were solved. Only five years later BRAGG (1937) published the book »Atomic Structure of Minerals« and provided a structural classification which is the basis of modern mineralogical crystallography. From todays point of view, the goal of these early structure determinations was to disclose the structural principles like arrangement of atoms in the unit cell, coordinations, and bond lengths. These are actually almost the same goals most chemists, or nowadays protein biologists, are still

aiming for when applying crystal structure methods. It should also be mentioned that at these early times hydrogen escaped from structural localization and was commonly presumed to occur on specific positions based on crystal chemical principles.

#### Modern aspects of crystallography in geoscience

As soon as the fundamental rules of mineral structures were established, mineralogist became interested in how a structure behaves from the point of its formation at elevated temperature and pressure conditions until the mineral is collected by geologists. Exsolution phenomena, twinning, topotactic transformations etc. became the new subject of investigation, all with a specific geoscientific background (e.g. ROSS et al., 1973).

The early structure refinements, performed at room temperature, may be considered as a snapshot at one arbitrary condition. At room temperature atoms and molecules display significant motional behavior which may mask static disorder phenomena. Thus for an improved characterization of a structure, it must be studied at very low temperatures or even better at different temperatures which enable distinction between dynamic (time averaged) and static (space averaged) disorder (e.g. GEIGER et al., 1992; ARMBRUSTER & GEIGER, 1993; PAVESE et al., 1995; LIBOWITZKY & ARMBRUSTER, 1995, 1996). The same argument of course also holds for structural investigations in chemistry. However, low temperature leads to a decreased unit cell volume, closer packing, and shortening of bonds just as at high pressure (HA-ZEN & PREWITT, 1977), a condition of specific interest for mineralogists. To obtain preliminary information of a mineral under elevated pressure conditions, it is advisable to study it first at low temperature because such an experiment is easier and delivers much more detailed structural information than a high pressure experiment. Furthermore, diffraction experiments at high temperature provide insight into the mechanisms of thermal expansion and stability of a structure. First useful single-crystal heaters for X-ray experiments were described in the 1960's but until 1972 only four high-temperature structure refinements on minerals were published (BROWN et al., 1973). 1973 the American Mineralogist (Vol. 58, 577-704) provided a special issue on »High Temperature Crystal Chemistry« comprising eleven manuscripts. Since then high temperature research is continued on a rather constant level.

#### Why are there still so few high temperature studies?

This has various reasons. At moderate temperature conditions the motion of atoms can be treated like a harmonic oscillation. At high temperature these vibrations become increasingly anharmonic which still can be modelled but the refinement requires more vibrational parameters. In other words, the number of unknowns increases. The motion at high temperature leads on the other hand to a decrease of X-ray intensities thus the number of observables and their accuracy strongly decreases and the refined structure is no longer so well defined as at low temperature. In addition to the Bragg reflections, a high temperature X-ray pattern exhibits a more or less diffuse background referred to as "thermal diffuse scattering" which is not treated in a conventional X-ray structure refinement causing an additional uncertainty of the refined structure. Finally, there are various experimental problems keeping a crystal on its exact position at a stable high temperature without lowering the accuracy of the

experiment. For these reasons structural investigations are often restricted to a limited temperature range in order to diminish the problems discussed above. Nevertheless, the results may be extrapolated to higher temperatures to obtain a fairly reliable picture about a structure at a more geologically relevant temperature.

#### What are the problems with high pressure studies?

In our research group we never performed a single-crystal X-ray experiment at highpressure, thus I only repeat correspondingly what specialists claim. High pressure single-crystal experiments are commonly performed in diamond-anvil cells where the crystal is squeezed between two diamonds hold together by steal blocks connected by screws (the real setup is actually much more sophisticated). The pressure is increased by fastening the screws and finally measured by the known high pressure property of a small reference crystal also pressed between the diamonds. The in- and out-coming X-ray beam has to travel through the diamond and is considerably absorbed. The spacious high-pressure set up only allows the measurement of a restricted diffraction cone. The measured data are consequently of lower quality but sufficient for a reliable structure refinement with regard to atomic positions. Information concerning the vibrational behavior of atoms is strongly delimited by the low number of available X-ray reflections. The guality of the measurement strongly depends on the skills of the experimentalist. This research field has certainly to be expanded in mineralogy. The main problems of high pressure experiments at high temperature are of course a combination of problems imposed by measurement at only high pressure or only high temperature with the additional problem to keep temperature and pressure stable and homogeneous over the investigated crystal. This aspect is still under development. Reviews on high temperature and high pressure crystal chemistry are provided by HAZEN & FINGER (1982) and ANGEL et al. (1992).

### Which information can be gained from minerals not having »end-member« composition?

It is desirable to know the structure of the end-member first to better analyze the distortions imposed by the replacing elements. There are two possibilities to analyze the location of atoms sharing one structural position. They must either be significantly different concerning the number of electrons (e.g. Mg and Fe) or must have different ionic radii (e.g. Si and Al) thus causing different interatomic distances. However, always an average distribution over the whole crystal is obtained. E.g. if one wants to know the exact Mq. Fe distribution on the two octahedral sites in a forsterite-fayalite olivine solid-solution, this information can be obtained with an accuracy of ca. 1%. However, if other elements additionally occur (like Mn or Ca) the problem is much more complex and some assumptions need to be made. In this context the excellent work by the Pavia group has to be mentioned where e.g. the structural aspects of oxidation-and dehydrogenation in staurolite were investigated by crystalstructure refinement of crystals heated in air at a series of temperatures (CAUCIA et al., 1994). The same group also established a crystal chemical data base for garnets comprising structural and chemical data for 281 garnets from various petrogenetic conditions and discuss the chemical and structural relationships (MERLI et al., 1995; UNGARETTI et al., 1995).

A different aspect of minerals departing from end-member composition was recently resolved by us using single-crystal diffraction methods (ARMBRUSTER et al., 1996). Most of the mineralogists are aware of the problem of »strange« elements determined by electron microprobe analysis in an optically homogeneous mineral. In this example, SiO<sub>2</sub> up to 5 wt.% was analyzed in the CI-bearing calcium-carbonate defernite. The analyses alone can not answer the question whether SiO<sub>2</sub> is incorporated into the structure or whether submicroscopic SiO<sub>2</sub>-rich inclusions exist. A low temperature structure refinement disclosed that in this carbonate two stacked CO<sub>3</sub> groups are partially replaced by a disilicate, Si<sub>2</sub>O<sub>7</sub>, unit. Thus not only the substitution was confirmed but also the mechanism was resolved.

#### Are single-crystal X-ray diffraction methods sufficient to characterize a crystalline compound or mineral?

Certainly not! However, the method is so advanced that for an end-member composition without a chemical analysis even a chemical composition may be guessed, provided one major element is known. Even approximate proton positions can be refined in transition-metal hydroxy-oxide structures. In this case not the proton itself is located but the electron bonding the proton to the anion is determined (KOHLER et al., in prep.). In case of minerals with complex composition, the mineralogical crystallographer uses in addition to the X-ray equipment the whole variety of analytical methods based on various spectroscopic and optical techniques (e.g. HAWTHORNE, 1993). Thus he still is a specialist on »his« technique but he has expanded his horizon towards all kinds of analytical methods to obtain a more complete picture of the detailed structure of a mineral. In this sense there are more than enough problems to be tackled by the few hundred specialists on this subject.

- ANGLE, R.J., ROSS, N.L., WOOD, I.G., WOODS, P.A. (1992): Single-crystal X-ray diffraction at high pressures with diamond-anvil cells. Phase Transitions, <u>39</u>, 13–32.
- ARMBRUSTER, Th., GEIGER, C.A. (1993): Andradite crystal chemistry, dynamic X-site disorder and structural strain in silicate garnets. Euro. J. Mineral., <u>5</u>, 59-71.
- ARMBRUSTER, Th., YANG, P., LIEBICH, B.W. (1996): Mechanism of the SiO<sub>4</sub> for CO<sub>3</sub> substitution in defernite, Ca<sub>6</sub>(CO<sub>3</sub>)<sub>1.58</sub>(Si<sub>2</sub>O<sub>7</sub>)<sub>0.21</sub>[Cl<sub>0.50</sub>(OH)<sub>0.08</sub>(H<sub>2</sub>O)<sub>0.42</sub>]: a single crystal X-ray study at 100°K. - Am. Min., <u>B1</u>, 625–631.
- BRAGG, W.L. (1932): The Structure of Silicates. Akademische Verlagsgesellschaft m. b. H., Leipzig, 78 p.
- BRAGG, W.L. (1937): Atomic Structure of Minerals. Oxford University Press, London, 292 p.
- BROWN, G.E., SUENO, S., PREWITT, C.T. (1973): A new single-crystal heater for the precession camera and four-circle diffractometer. Am. Min., <u>56</u>, 698--704.
- CAUCIA, F., CALLEGARI, A., OBERTI, R., UNGARETTI, L., HAWTHORNE, F.C. (1994): Structural aspects of oxidation-dehydrogenation in staurolite. Can. Min., <u>32</u>, 477–489.
- GEIGER, C.A., ARMBRUSTER, Th., JIANG, K., LAGER, G.A., LOTTERMOSER, W., AMTHAUER, G. (1992): A combined temperature dependent <sup>57</sup>Fe Mösbauer and single crystal X-ray diffraction study of synthetic almandine: evidence for the Goldanskii-Karryagin effect. - Phys. Chem. Min., <u>19</u>, 121–126.
- HAZEN, R.M., FINGER, L.W. (1982): Comparative Crystal Chemistry; temperature, pressure, composition and the variation of crystal structure. - John Wiley & Sons, Chichester. 231 p.

- HAZEN, R.M., PREWITT, C.T. (1977): Effects of temperature and pressure on interatomic distances in oxygen based minerals. Am. Min., <u>62</u>, 309–315.
- HAWTHORNE, F.C. (1993): Minerals, mineralogy and mineralogists: past, present, future. Can. Min., <u>31</u>, 253–296.
- LIBOWITZKY, E., ARMBRUSTER, Th. (1995): Low-temperature phase transitions and the role of hydrogen bonds in lawsonite. - Am. Min., <u>80</u>, 1277–1285.
- LIBOWITZKY, E., ARMBRUSTER, Th. (1996): Lawsonite type phase transitions in hennomartinite, Sr<sub>2</sub>Mn<sub>2</sub>[Si<sub>2</sub>O<sub>7</sub>](OH)<sub>2</sub>.H<sub>2</sub>O. - Am. Min., <u>81</u>, 9–18.
- MERLI, M., CALLEGARI, E., CANNILLO, F., CAUCIA, F., LEONA, M., OBERTI, R., UNGARETTI, L. (1995): Crystal-chemical complexity in natural garnets: structural constraints on chemical variability. - Euro. J. Mineral., 7, 1239–1249.
- PAVESE, A., ARTIOLI, G., PRENCIPE, M. (1995): X-ray single crystal diffraction study of pyrope in the temperature range 30–973°K. Am. Min., <u>80</u>, 457–464.
- ROSS, M., HUEBNER, J.S., DOWTY, E. (1973): Delineation of the one atmosphere augite-pigeonite miscibility gap for pyroxenes from lunar basalt 12021. Am. Min., <u>58</u>, 619–635.
- UNGARETTI, L., LEONA, M., MERLI, M., OBERTI, R. (1995): Non-ideal solid-solution in garnet: crystal structure evidence and modelling. Euro. J. Mineral., Z, 1299–1312.

#### **GEOLOGIE VON TIROL - WAS GIBT ES NEUES?**

#### BRANDNER, R.

Institut für Geologie und Paläontologie, Universität innsbruck, A-6020 Innsbruck, Austria



Einige offene Fragen ...!

#### DIE SULFOSALZMINERALIEN VOM LENGENBACH IM BINNTAL

#### GRAESER, S.

Mineralogisches-Petrographisches Institut - Universität Basel, Naturhistorisches Museum Basel

#### Einleitung

Das Binntal stellt unzweifelhaft eine der faszinierendsten Mineral-Fundregionen Europas dar. Seit über 200 Jahren sind Mineralproben aus diesem abgeschlossenen Gebirgstal nach Europa und in aller Herren Länder gelangt; sogar in der berühmten Gesteinssammlung von Goethe sind Proben aus dem Binntal enthalten. Schon im 19. Jahrhundert wurden die berühmten Anatas-Fundstellen (»Lercheltini-Zone«) fast bergmännisch abgebaut, nicht minder begehrt waren die speziellen Sulfosalz-Mineralien aus dem Lengenbach. Und auch heute noch ist das Tal durchaus wieder imstande Überraschungen zu bieten: die Fälle von ungewöhnlichen Arsenat- und vor allem Arsenit-Mineralien, die im Verlauf der vergangenen 30 Jahre in der Gneis-Zone des Cherbadung (Cervandone) entdeckt wurden, oder die aus jüngster Zeit stammenden Neufunde von Thallium-Sulfosalzen aus dem Lengenbach.

Die ganze Mineralien-Geschichte steht in engem Zusammenhang mit der Bergbau-Tätigkeit im 16.–18.Jahrhundert, die vor allem den strategisch wichtigen Eisen- und Blei-Erzen des Tales galten. Aus dieser Zeit stammen nämlich die ersten Prospektionsarbeiten im Lengenbach (1732, »Engländerstollen«), und erste datierte Proben aus dem Lengenbach gelangten zumindest 1797 schon in größere Museen (Naturhistorisches Museum Basel).

#### **Die Fundstelle Lengenbach**

Schon ab etwa 1830 wurden die speziellen Mineralien im Dolomit am Lengenbach systematisch abgebaut und zahlreiche Mineralogen in ganz Europa waren mit der Untersuchung dieser so komplexen Mineral-Gruppe beschäftigt (und verewigten sich gegenseitig in den Namen der neubeschriebenen Mineralien). Um die Jahrhundertwende zum 20. Jht. machten Artikel in mineralogischen Fachzeitschriften, etwa im Mineralogical Magazine, einen integrierenden Bestandteil der Publikationen aus. Bis zum Beginn des Ersten Weltkrieges 1914 fand ein mehr oder weniger kontinuierlicher Mineralabbau statt, anschließend verfiel die Grube allmählich und wurde erst 1958 durch die Gründung der »Arbeitsgemeinschaft Lengenbach (AGL)« aus ihrem Dornröschenschlaf geweckt. Seither wurde wieder regelmäßig abgebaut, zunächst in der alten klassischen Grube und – als die Arbeiten hier auf technische Schwierigkeiten stießen und die Ausbeute immer unattraktiver wurde – in einer neu angelegten Abbaustelle (ab 1987).

#### **Die Sulfosalz-Mineralien**

Neben vielen anderen Mineralien war es vor allem eine Gruppe von Mineralien, die das Interesse der Mineralogen anzog – die der komplexen Sulfide und Sulfosalze. Sie sind charakterisiert durch die generelle Zusammensetzung als Me-As-S, wobei die Me-Position vor allem durch Elemente wie Pb, Cu, Ag, etc. eingenommen wird (vor allem in der klassischen Grube). Über 10 verschiedene Mineralien mit dieser Brutto-Zusammensetzung wurden als neue Species beschrieben. Das Element Thallium, das dann in der neuen Abbaustelle ein wesentliches Gewicht erhalten sollte – neben »exotischen« Elementen wie Sn, Hg, Cd – spielte in der klassischen Grube eine eher untergeordnete Rolle.



#### Thallium-Sulfosalze

Vor 1958 wurde lediglich ein einziges TI-Mineral entdeckt und beschrieben, der Hutchinsonit TIPbAs<sub>5</sub>S<sub>9</sub> (SOLLY, 1905). Diese Beschreibung stellt eine eigentliche Pionier-Leistung dar, da für die Analyse insgesamt lediglich 70 mg Substanz zur Verfügung standen. Hinzu kommt, dass Thallium ein relativ »junges« Element darstellt, wurde es doch weniger als 50 Jahre zuvor überhaupt erst entdeckt (1862)! Ein weiteres neues Mineral, das Solly beschrieb (1912), ist zwar ebenfalls ein Tl-Mineral, der Hatchit TIPbAgAs<sub>2</sub>S<sub>5</sub>, da aber für eine Analyse zuwenig Material vorlag, publizierte SOLLY seine Neubeschreibung ohne chemische Daten (!). Erst 1965, nach einem Neufund dieses Minerals durch die AGL, konnte die Zusammensetzung mittels Mikrosonde ermittelt werden.

Als dann zu Beginn der 1980-er Jahre der weitere Abbau in der alten Grube zunehmend problematisch wurde, war die Entdeckung dreier neuer Mineralien wohl entscheidend für den Fortbestand der AGL: sie stammten nämlich alle aus einem Sturzblock, der vom obersten Rand der alten Grube, weit außerhalb der damaligen Abbaustelle, heruntergefallen war. Die Untersuchung lieferte drei neue TI-Sulfosalze:

- Stalderit	TICu(Zn,Fe,Hg) <sub>2</sub> As <sub>2</sub> S <sub>6</sub>	(GRAESER et al. 1995)
- Erniggliit	Tl <sub>2</sub> SnAs <sub>2</sub> S <sub>6</sub>	(GRAESER et al. 1992)
- Edenharterit	TIPbAs <sub>3</sub> S <sub>6</sub>	(GRAESER & SCHWANDER, 1992)

In der Folge wurde 1987 eine neue Abbaustelle angelegt, die genau in Richtung der Herkunft des Sturzblockes zielte. Seit 1988 ist nun die neue Grube in Betrieb und erwies sich – zumindest während der ersten Jahre – als außerordentlich interessant und ergiebig. Es resultierten zumindest zwei weitere neue Mineralarten:

-	Jentschit	TIPbAs <sub>2</sub> SbS <sub>6</sub>	(GRAESER et al. 1995)
-	Quadratit	AgCdAsS <sub>3</sub>	(GRAESER et al. in prep.)

Weitere unbekannte Mineralien sind noch in Untersuchung. Jentschit zeigt eine enge Verwandtschaft zu Edenharterit, sowohl chemisch als strukturell, die zur Zeit Gegenstand einer umfangreichen Bearbeitung darstellt.

Der Erfolg blieb der AGL allerdings nicht ständig treu; die Abbauresultate der vergangenen zwei Jahre erwiesen sich als eher mager, und der weitere Fortgang der Arbeiten am Lengenbach – zumindest was die »Arbeitsgemeinschaft Lengenbach« betrifft – scheint wieder in Frage gestellt zu werden.

- GRAESER, S., & SCHWANDER, H. (1992): Edenharterite (TIPbAs<sub>3</sub>S<sub>6</sub>): a new mineral from Lengenbach, Binntal (Switzerland). Eur. J. Mineral., <u>4</u>, 1265–1270.
- GRAESER, S., SCHWANDER, H., WULF, R., EDENHARTER, A. (1992): Erniggliite (Tl<sub>2</sub>SnAs<sub>2</sub>S<sub>6</sub>), a new mineral from Lengenbach, Binntal (Switzerland): description and crystal structure determination based on data from synchrotron radiation. - SMPM., <u>72</u>, 293–305.
- GRAESER, S., SCHWANDER, H., WULF, R., EDENHARTER, A. (1995): Stalderite TICu(Zn,Fe,Hg)<sub>2</sub>As<sub>2</sub>S<sub>6</sub> – a new mineral related to routhierite: description and crystal structure determination. SMPM., <u>75</u>, 337–345.
- GRAESER, S., EDENHARTER, A., BERLEPSCH, P. (1995): Jentschite TIPbAs<sub>2</sub>SbS<sub>6</sub> description and structure refinement of a new mineral from the Lengenbach quarry, Binntal (Switzerland) - Terra abstracts, supplement <u>1</u>, 290.
- SOLLY, R.H. (1905): Some new minerals from the Binnenthal. Min. Mag., 14, 72-82.
- SOLLY, R.H. & SMITH, G.F.H. (1912): Hatchite, a new (anorthic) mineral from the Binnenthal. Min. Mag., <u>16</u>, 282–286.

#### DRUCK-TEMPERATUR-ZEIT-DEFORMATIONS-PFADE KRISTALLINER GESTEINE ALS INTERDISZIPLINÄRE TESTKRITERIEN FÜR PLATTENTEKTONISCHE MODELLE – BEISPIEL KARIBIK

#### MARESCH, W.V.

Institut für Mineralogie, Ruhr-Universität Bochum, D-44780 Bochum

#### 1. Zusammenfassung:

Interdisziplinäre strukturgeologische, petrologische, geochronologische und gefügekundliche Untersuchungen an kristallinen Gesteinsserien der Karibik erlauben es, die Druck-Temperatur-Zeit-Deformations-Entwicklung dieser Krustenblöcke nachzuzeichnen. Der am Südrand der Karibik für den Margarita Krustenblock (Venezuela) von STÖCKHERT et al. (1995) im Detail ausgearbeitete P-T-t-d-Pfad liefert eindeutige Beweise für die Richtigkeit von plattentektonischen Modellen, in denen die heute am Südrand aufgeschlossenen Hochdruckmetamorphite tektonisch über 1500 km hinweg vom Westen her passiv in ihre heutige Position verfrachtet wurden. Die Hochdruckmetamorphose selbst ist auf Kollisionsvorgänge zwischen der pazifischen Farallon Platte und der protokaribischen Platte zurückzuführen. Obwohl die P-T-t-d-Daten der Hochdruckmetamorphite am Nordrand der Karibik (Jamaika, Kuba, Dominikanische Republik) z. Z. noch sehr ungenau sind, können Analogien zum Südrand erkannt werden, die auf vergleichbare tektonische Vorgänge schließen lassen.

#### 2. Einleitung:

Die eindeutige Beweisführung für plattentektonische Modelle ist von Natur aus schwierig. Andererseits sind solche Modelle – auch wenn noch nicht ausgereift – außerordentlich wichtig, um durch »trial-and-error« Verfahren zur weiteren Präzisierung zu kommen.

Die Karibik stellt ein besonders günstiges Fallbeispiel für die interaktive Optimierung eines plattentektonischen Modells dar. Zum einen ist die Geschichte der Karibik mit weniger als ca. 165 Ma relativ kurz. Zum anderen ist für das Gebiet die heutige Plattenkinematik sehr gut bekannt und wird in den nächsten Jahren durch direkte satellitengestützte Messung von Plattenbewegungen noch weiter verfeinert werden. Dies kann als sicherer Ausgangspunkt dienen, um die tektonische Entwicklung der Karibik in die Vergangenheit zurück zu verfolgen.

Der vorhandene geowissenschaftliche Datensatz ist groß und von betont interdisziplinärer und internationaler Qualität. Wie DRAPER & DENGO (1990) berichten, haben hier in den 200 Jahren seit Geburt der modernen Geowissenschaften viele namhafte Forscher aus aller Welt gewirkt. Ihre Erfahrungen in der Karibik haben des öfteren bei der Entwicklung grundlegender Ideen über orogene Prozesse, Krustenaufbau und Großraumtektonik eine entscheidende Rolle gespielt.

Nichtsdestoweniger zeichnet sich – historisch gesehen – die Arbeitsweise fast ausschließlich durch eine Beschränkung auf einen zweidimensionalen plattentektonischen Ansatz aus. Terrane Analysen und Studien der Relativbewegungen zwischen Terranes und Platten überwiegen. Die »dritte« Dimension, über die durch Analyse von DruckTemperatur-Zeit-Deformations-Pfade (P–T–t–d-Pfade) kristalliner Gesteine Information gewonnen werden kann, hat im Vergleich dazu wenig Beachtung gefunden. Ansätze hierzu (z.B. MARESCH, 1974; BEETS et al., 1984; AVE LALLEMENT & GUTH, 1990; GUTH & AVE LALLEMENT, 1991; AVE LALLEMENT & SISSON, 1993) litten bislang meist an den fehlenden geochronologischen Daten »t«, die komplementär zu »P-T« und »d« zur eindeutigen Beschreibung solcher Pfade unabdingbar sind.

Ein plattentektonisches Modell für eine Gesamtregion muß die Entwicklungsgeschichte der kristallinen Gesteine von Teilregionen erklären können. Umgekehrt können deshalb P–T–t–d-Pfade von Teilregionen als zwingende Testkriterien für solche Modelle angesehen werden. In diesem Beitrag soll ein solcher Test vorgestellt werden. Er stützt sich auf Ergebnisse, die von mehreren Forschergruppen der Universitäten Bochum, Münster und Freiberg seit 1990 interaktiv erarbeitet werden.

#### 3. Plattentektonischer Rahmen und Entwicklung der Karibik

Seit das plattentektonische Konzept die Grundlage für alle geodynamischen Überlegungen bildet, erscheint die heutige tektonische Stellung der Karibik gut verstanden (z.B. JORDAN, 1975; BURKE et al. 1984; vgl. Abb. 1). Das gilt uneingeschränkt jedoch nur für die Situation in der jüngeren Geschichte. Die Entwicklung im ausgehenden Mesozoikum und frühen Tertiär ist seit 25 Jahren Gegenstand mühsamer und umstrittener Rekonstruktionsversuche, die erst in den allerletzten Jahren einen fast allgemein tragfähigen, übergeordneten Konsens erkennen lassen.

Die Karibik stellt weder eine Gebirgskette dar, die durch allmähliches Schließen eines größeren Ozeans entstanden ist, noch ist sie als Gürtel von »suspect terranes« zu verstehen, bei dem heterogene Krustenblöcke und -fragmente einem Kontinentalrand angefügt wurden. Vielmehr sind deutliche Analogien zum südostasiatischen Raum erkennbar, der durch sich stetig entwickelnde, kurzlebige Inselbogenkomplexe geprägt ist. Diese Vorstufe vieler Orogenzonen läßt sich in der Karibik in hervorragender Weise untersuchen.

Ein deutliches Indiz für ein im Vergleich zu heute abweichendes plattentektonisches Regime ist die Verteilung von Hochdruckmetamorphiten mit Metamorphosealter von Kreide bis frühes Tertiär. Nach heutiger Kinematik (vgl. Abb. 1) wären diese im Osten und Westen der karibischen Platte zu erwarten. Tatsächlich findet man sie aber an den Nord- und Südrändern, die heute überwiegend von Transformbewegungen geprägt sind. Vorkommen von Blauschiefern und Eklogiten sind entlang der gesamten südlichen Karibikküste von Kolumbien bis Venezuela z.T. schon seit den Expeditionen von Alexander v. Humboldt um 1800 bekannt. Am Nordrand sind in Jamaika, Kuba und der Dominikanischen Republik Hochdruckmetamorphite aufgeschlossen.

Die umfangreiche Literatur über plattentektonische Modelle zur Entwicklung des karibischen Raumes seit dem Mesozoikum ist Zeuge für die fruchtbare Vorstellungskraft von Geowissenschaftlern. BURKE (1988) und PINDELL & BARRETT (1990) haben diese weitverzeigte Literatur zusammengefaßt und ausgewertet. Hierbei ist eine übergeordnete Modellvorstellung entstanden, die sicherlich eine Mehrheitsmeinung unter den in der Karibik tätigen Geowissenschaftlern darstellt. Zentrales Element ist das Eindriften eines verdickten ozeanischen Plateaus im ausgehenden Mesozoikum und frühen Tertiär aus dem pazifischen Raum nach Osten, das als heutige karibische Platte vor-



#### Abb. 1:

Skizze der heutigen großraumtektonischen Elemente, die die karibische Platte begrenzen. Im Osten und Westen taucht ozeanische Kruste unter die im Vergleich dazu durch mächtige spätmesozoische Basaltergüsse etwas vedickte karibische Platte ab. Transformbewegungen charakterisieren den Nord- und Südrand, wobei relativ geringfügige Nord-Süd-Einengung besonders im Südwesten zu lokal komplexer Neotektonik führt. Die drei angezeigten Lokalitäten sind die im Text angesprochenen Fallbeispiele Insel Margarita (Venezuela), Escambray Massif (Kuba) und Rio-San-Juan-Komplex (Dominikanische Republik).

liegt. An seinem »Bug« schob das Plateau schneepflugartig einen Akkretionskomplex von Inselbögen (die "Great Arc" von BURKE, 1988) in die sich öffnende Lücke zwischen Nord- und Südamerika hinein. Bei den Kollisionen der Inselbögen mit den amerikanischen Kontinentalrändern entstanden die o.a. hochdruckmetamorphen Serien.

Trotz dieses z. Z. mehrheitlich akzeptierten »roten Fadens«, der im Vergleich zu den '70er und '80er Jahren einen beachtlichen Fortschritt darstellt, besteht weiterhin Klärungsbedarf in wichtigen Punkten. Die grundsätzlich ablehnende Haltung von »Fixisten« wie MORRIS et al. (1990) - die plattentektonische Konzepte nach wie vor verneinen – findet generell wenig Verständnis. Schwieriger ist es, den tatsächlichen Beweis eines pazifischen Ursprungs der karibischen Platte eindeutig zu erbringen. PINDELL (1991) listet eine Reihe von sieben indirekten Argumenten für diese These auf, die allein genommen aber nicht eindeutig sind. Paläontologische Bestimmungen von 195 Ma für Gesteinsserien, die am Nordrand der Karibik auf den Antilleninseln aufgeschlossen sind erweisen diese als um 30 Ma älter als die Bildung der Lücke zwischen Nord- und Südamerika selbst und werden von MONTGOMERY et al. (1994) als Beweis für einen pazifischen Ursprung der heutigen Karibik angesehen. Demgegenüber argumentieren FRISCH et al. (1992) anhand paläomagnetischer Daten mesozoischer Ophiolithe von der heutigen mittelamerikanischen Landbrücke, daß diese Krustenblöcke stets am Westrand der Karibik positioniert waren und den Eintritt einer pazifischen Platte aus dem Westen in der vorgeschlagenen Weise nicht zulassen würden. Großmaßstäbliche strike-slip Bewegungen an Nord- und Südrand der Karibik während des Tertiärs werden dadurch aber nicht ausgeschlossen.

Darüber hinaus gehen die detaillierten Vorstellungen über den tatsächlichen Ablauf und die Zeitlichkeit der verschiedenen Inselbogen-Kollisionen noch weit auseinander.

#### 4. Testkriterium und Fallbeispiel am Südrand: Der Margarita Krustenblock

#### 4.1 Die Gesteine:

Die Insel Margarita liegt in der südöstlichen Karibik, ca. 25 km von der venezolanischen Küste entfernt (Abb. 1). Die dort aufgeschlossenen Gesteinsserien können als typisch für einen bis zu 70.000 km<sup>2</sup> großen Krustenblock der Küstenregion angesehen werden. Zusammenfassungen bisheriger Arbeiten sind BEETS et al. (1984), CHEVALIER (1987) sowie GUTH & AVE LALLEMENT (1991) zu entnehmen. Aufbauend auf diesen frühen Untersuchungen führen hier seit 1990 Arbeitsgruppen der Universitäten Bochum und Münster detaillierte interdisziplinäre Projekte durch, um den P-T-t-d-Pfad dieses Krustenblocks beispielhaft zu präzisieren. Die bislang erzielten Ergebnisse sind von STÖCKHERT et al. (1994, 1995) vorgestellt und diskutiert worden.

Die Gesteinseinheiten des kristallinen Kerns der Insel Margarita wurden von STÖCKHERT et al. (1994) als Margarita-Komplex zusammengefaßt, der aus zwei Haupteinheiten besteht, die La-Rinconada- und die Juan-Griego-Einheit. Weiterhin ist eine niedriggradige Phyllithülle randlich um den Kern aufgeschlossen. Peridotitkörper, meist weitgehend serpentinisiert, durchsetzen vorwiegend die La-Rinconada-Einheit und können als ehemalige Mantelfragmente angesehen werden. Nichtmetamorphe miozäne Sedimente überlagern den Komplex.

An der Basis des Gesteinsstapels liegt die La-Rinconada-Einheit, die aus Amphibolgneisen mit dem Hochdruckamphibol Barroisit sowie Eklogiten aufgebaut ist. Im Gesamtgesteinschemismus können diese Metabasite als MORB-ähnlich bezeichnet werden und sind als ehemalige ozeanische Kruste anzusehen (BOCCHIO et al., 1990). Kleine unregelmäßige Intrusivkörper von tonalitischer Zusammensetzung durchsetzen die La-Rinconada-Einheit und sind als ehemalige Plagiogranite zu interpretieren. Zirkone aus diesen Magmatiten ergeben konkordante U–Pb Alter von 109–116 Ma (KLUGE, 1996); damit kann das Alter der ozeanischen Kruste, aus der sich die La-Rinconada-Einheit entwickelt hat als Apt bzw. Alb festgelegt werden.

Der La-Rinconada-Einheit tektonisch überlagert ist die Juan-Griego-Einheit. Hier überwiegen quarzfeldspatreiche, oft graphitische Schiefer und Gneise, z.T. mit eingeschalteten Marmoren und auch metabasischen Boudins, die teilweise als Eklogite vorliegen. Darüber hinaus sind in den letzten Jahren auch pelitische, Al-reiche Ausgangsgesteine gefunden worden, die für die Thermobarometrie der späteren Metamorphose (s.u.) wertvolle Hinweise liefern. Die Juan-Griego-Einheit wurde bislang als relativ homogene Abfolge angesehen und auf der Basis regionaler lithologischer Vergleiche als spätmesozoisch eingestuft (z.B. MARESCH, 1974). Im Einklang hierzu deuten kürzlich entdeckte Foraminiferen der Gattung Heterohelix in einem Marmor (pers. Mitt. MACSOTAY, 1995) an, daß eine Ablagerung der Sedimente ab dem Alb wahrscheinlich ist. Demgegenüber stellten STÖCKHERT et al. (1994, 1995) bereits bei Geländearbeiten fest, daß ein Teil der Juan-Griego-Einheit wahrscheinlich als den Sedimenten unterlagemdes ehemaliges Altkristallin anzusehen ist. Orthogneise und Gneise mit pegmatoiden Schlieren sind weit verbreitet. KLUGE (1996) bestätigte diese Beobachtung mit U-Pb-Analysen an Zirkonen eines Orthogneises, die ein paläozoisches oberes Schnittpunktalter von 315 Ma Jahren ergaben.

#### 4.2 Der P-T-t-d-Pfad

Abb. 2 und 3 fassen die für den P-T-t-d-Pfad wesentlichen Daten in – zur besseren Übersicht – zwei getrennten P–T- bzw. T–t-Darstellungen zusammen.

Die unter 4.1. beschriebenen Einheiten sind zwischen ca. 110 und 90 Ma Jahren einer Hochdruckmetamorphose unterworfen worden (Abb. 2,3), bei der sie in einem Akkretionskeil zusammengeschweißt wurden. Das obere Alter ergibt sich aus dem Zirkonalter der Metaplagiogranite der La-Rinconada-Einheit, die den Hochdruckamphibol Barroisit führen und eindeutig hochdruckmetamorph überprägt worden sind. Das untere Alter läßt sich aus K-Ar und Ar-Ar Abkühlalter an Hellglimmern sowohl der Juan-Griego-Einheit (KLUGE et al., 1995) als auch der Eklogite (AVE LALLEMENT & SISSON, 1993) ableiten, die zwischen 80 und 90 Ma liegen. Zu diesem Zeitpunkt muß der Margarita-Komplex bereits unter 400°C abgekühlt sein. Kalkalkalische Granite, die die La-Rinconada-Einheit intrudieren weisen keine Spuren einer Hochdruckmetamorphose auf. Ein konkordantes U-Pb-Alter von 86 Ma an Zirkon aus diesen Magmatiten (KLUGE, 1996) zeigt darüber hinaus, daß die bei 80–90 Ma stattfindende rasche Exhumierung mit einem markanten Wechsel des tektonischen Milieus des Margarita Komplexes von einem Akkretionskeil zu einer Position in mittleren Tiefenbereichen eines Inselbogens einhergeht.

Die Bedingungen der Hochdruckmetamorphose sind recht übereinstimmend von MARESCH & ABRAHAM (1981) mit ca. 12–14 kbar und 500°C für Eklogite der La-Rinconada-Einheit und mit 10–14 kbar und 500–600°C für Metapelite der Juan-Griego-Einheit von KRÜCKHANS & MARESCH (1992) abgeschätzt worden. Ein etwas größeres Spektrum der P–T-Bedingungen von 13–19 kbar und 525–650°ist von BOCCHIO et al. (1996) für die isolierten Eklogit-Boudins der Juan-Griego-Einheit ermittelt worden.

Das Inselbogenstadium scheint nur von kurzer Dauer gewesen zu sein und wurde von einem breit angelegten dextralen, duktilen Transformstörungsmilieu abgelöst, das bis ca. 50 Ma andauerte. Die P–T-Bedingungen entsprachen zunächst der höheren Grünschieferfazies, aber Gleichgewichtsneueinstellungen bis zu Temperaturen unter 350°C können in Orthogneisen anhand Zwei-Feldspat-Thermometrie wahrscheinlich gemacht werden. Zu diesem Zeitpunkt erfolgte abermals eine ausgeprägt rasche Exhumierung, die sich anhand einer Reihe von Datierungsmethoden belegen läßt (Abb. 3). K–Ar Alter an Hellglimmern, die während der grünschieferfaziellen Überprägung neu gebildet wurden (KLUGE et al., 1995), berechnete Rb–Sr-Homogenisierungsalter an Kleinbereichsprofilen von lagig inhomogenen Orthogneisen (KLUGE, 1996), Spaltspurenalter an Zirkon und Ar–Ar-Alter von Basaltintrusionen in Sprödbrüchen (STÖCKHERT et al., 1995) sind angesichts der Methodenfehler und der Wertestreuungen zwischen einzelnen Proben praktisch identisch bei 47–55 Ma.

Die beobachteten Deformationsmuster sowie die daraus abgeleiteten kinematischen Abläufe (AVE LALLEMENT, 1991; GUTH & AVE LALLEMENT, 1991; STÖCKHERT et al., 1994, 1995) können den oben skizzierten Stadien eindeutig zugeordnet werden.



Zeitliche Druck-Temperatur-Entwicklung des Margarita Krustenblocks nach STÖCKHERT et al. (1995), sowie punktuelle Angaben zu analogen P-T-t-Pfaden vom Escambray Massiv auf Kuba (»ESC«: nach GREVEL et al., 1996) und dem Rio-San-Juan-Komplex der Dominikanischen Republik (»RSJ«: nach DRAPER et al., Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub>-Tripelpunkt nach HOLDAWAY (1971) und untere thermische Grenze möglicher Metamorphosebedingungen zur Orientierung.

Abb. 3:

Temperatur-Zeit-Entwicklung des Margarita Krustenblocks nach STÖCKHERT et al. (1995). HP: Hochdruckmetamorphose; GS: grünschieferfazielle Metamorphose.

Die frühe, im Hochdruckstadium erlebte Verformung ist vorzugsweise in den basischen Gesteinen erhalten. Diese wurden ausgewalzt und erwarben eine straffe Foliation, die im Zuge fortschreitender Veformung wieder verfaltet wurde. Das Wachstum grober, unverformter Omphazite in den Faltenscharnieren zeigt, daß die Hochdruckbedingungen die Verformung überdauert haben oder erst nach ihr erreicht wurden. Zwischen 90 und 50 Ma erfolgte eine Verformung aller Einheiten im duktilen Regime des mittleren Krustenniveaus. Hierbei wurde die heute zu beobachtende strukturelle »Maserung« des Margarita Krustenblocks angelegt. Die rheologisch weicheren Gesteine der Juan-Griego-Einheit wurden fast durchgreifend deformiert, so daß die Mineralparagenesen des Hochdruckstadiums in vielen Bereichen nahezu ausgelöscht sind. In den steiferen basischen und ultrabasischen Gesteinen konzentrierte sich die Verformung in Scherzonen. Auch in den guarzreichen Gesteinen wurde die Verformung mit abnehmender Temperatur immer inhomogener und beschränkte sich bei den Bedingungen der unteren Grünschieferfazies letztendlich auf diskrete Krustenbereiche. Generell ist eine flach liegende und etwa NE-SW streichende Streckungsfaser bei steilstehender oder um die Streckungsfaser gefalteter Foliation zu beobachten. Dies spricht für eine Verformung größeren Ausmaßes in einem »strike-slip«-Milieu wie sie an der konservativen Plattengrenze zwischen Südamerika und der Karibik zu erwarten wäre.

Der so ermittelte P–T–t-d-Pfad weist als Besonderheit eine ausgeprägt zweistufige Entwicklung auf. Zwischen zwei diskreten Exhumierungsstadien wurde der Margarita Krustenblock bis zu 40 Ma in einem mittleren Krustenniveau »geparkt«.

#### 4.3. Der Test

BURKE (1988) hat darauf hingewiesen, daß bislang nicht geklärt sei, ob die Hochdruckmetamorphite am Südrand der Karibik in situ gebildet seien, bzw. tektonisch vom Westen her in die heutige Stellung verfrachtet wurden. Die vorliegenden Daten erlauben nun eine eindeutige Antwort. Eine in situ Bildung durch schräge Kollision eines Inselbogenkomplexes mit dem südamerikanischen passiven Nordrand – wie z.B. von MARESCH (1974) und BEETS et al. (1984) vorgeschlagen – kann ausgeschlossen werden. Zum Zeitpunkt der Hochdruckmetamorphose war der südamerikanische Kontinentalrand in der heutigen Position des Margarita Komplexes ein nachweislich passiver Kontinentalrand mit ungestörter Sedimentakkumulation (ERIKSSON & PINDELL, 1993). Alle bislang bekannten Inselbogenkomplexe befanden sich zu dieser Zeit noch weit im Westen. Alles spricht dafür, daß der Margarita Komplex nach seiner Bildung in der späten Kreide eine bis zu 1500 km lange Reise von West nach Ost angetreten hat.

Von den bislang veröffentlicht vorliegenden plattentektonischen Modellen sind die Vorstellungen der Arbeitsgruppe um PINDELL bislang am detailliertesten ausgearbeitet worden (z.B. PINDELL et al., 1988; ROSS & SCOTESE, 1988; PINDELL & BARRETT, 1990; PINDELL, 1993). Sechs wichtige Einzelbilder aus der von dieser Arbeitsgruppe postulierten plattentektonischen Abfolge sind in Abb. 4 nachgezeichnet. Der unter Abschnitt 4.2 beschriebene P–T-t–d-Pfad läßt sich in hervorragender Weise mit diesen Vorstellungen korrelieren, wenn die mit Pfeilen angezeigte geographische Position des Margarita Komplexes angenommen wird.



#### Abb. 4:

Plattentektonische Rekonstruktionen der Karibik nach der Ausarbeitung von ROSS & SCOTESE (1988), basierend auf Daten von PINDELL et al. (1988) und PINDELL & BARRETT (1990). Die Pfeile zeigen eine logische Abfolge von möglichen geographischen Lagen des Margarita Krustenblocks, die mit der aus Abb. 3 hervorgehenden Abfolge von tektonischen Milieus für dieses Krustensegment sehr gut korreliert. (aus STÖCKHERT et al., 1995).

Das Einzelbild um 118.7 Ma stellt die Situation vor bzw. während des Hochdruckereignisses dar. Das Vorhandensein der für den Margarita Komplex benötigten Bausteine läßt sich zwanglos postulieren: 1) kontinentale Krustenfragmente, von dem protokaribischen Riftprozess stammend (Altkristallin der Juan-Griego-Einheit); 2) auflagernde mesozoische Schelfsedimente (prograd überprägte Metasedimente der Juan-Griego-Einheit); 3) neugebildete ozeanische Kruste (La-Rinconada-Einheit); 4) Späne des oberen Mantels (Peridotite, vorwiegend in der La-Rinconada-Einheit). Alle Einheiten werden zwischen 110 und 90 Ma in einem Akkretionskeil am westlichen Rand der Protokaribik (Konvergenz zwischen Protokaribik und Farallonplatte) zusammengeschweißt. Das PINDELL-Modell postuliert einen »flip« der hier zunächst ostgerichteten Subduktionszone zwischen 100.0 und 118.7 Ma. Solche »flips« sind aus mechanischen Gründen nicht unumstritten, bieten hier aber eine sehr plausible Erklärung für die um 90 Ma stattfindende schnelle Heraushebung des Margarita Komplexes und den abrupten Wechsel des tektonischen Milieus von einem tiefen Niveau in einem Akkretionskeil zu einem mittleren Krustenniveau in einem Inselbogen mit kalkalkischer magmatischer Tätigkeit. Demnach würde der P-T-t-d-Pfad den Zeitpunkt des »flips« sehr viel präziser als im PINDELL-Modell bei 90 Ma festlegen.

Zwischen 80 und 50 Ma bewegt sich der Margarita Komplex nach Osten, am Südende des riesigen Inselbogenkomplexes der die Protokaribik überbrückt und in einem gleichbleibenden mittleren Krustenniveau in der vom PINDELL-Modell vorhergesagten »strike-slip«-Zone am NW-Rand Südamerikas. Um 50 Ma erreicht das Südende des Inselbogenkomplexes die NW-Ecke Südamerikas, wo eine deutliche Richtungsänderung in der Transformbewegung stattfinden muß. Eine Korrelierung dieser Umorientierung mit der vom P-T-t-d-Pfad angezeigten Exhumierung in ein seichtes Krustenstockwerk mit anschließend nur noch bruchhafter Verformung bietet sich an und wird von Exhumierungsmodellen wie das von AVE LALLEMENT und GUTH (1990) unterstützt. Die jüngere Geschichte des Margarita Komplexes nach ca. 12 Ma dürfte sich nicht wesentlich von der heutigen Situation unterscheiden. Trotz unmittelbarer Nähe zu einer breit angelegten Blattverschiebungszone blieb dieses Krustensegment tektonisch relativ ruhig. Jungtertiäre bis quartäre Strandsedimente lagern horizontal.

Die Korrelation zwischen der »zweidimensionalen" plattentektonischen und der »dreidimensionalen« P–T–d-Entwicklung gelingt somit recht überzeugend und spricht für die generelle Gültigkeit des in Abb. 4 skizzierten tektonischen Ablaufs. Ob die ostgerichtete Verfrachtung von Fragmenten des um 110–90 Ma zwischen Protokaribik und Farallonplatte gebildeten Akkretionskeils tatsächlich auf ein ostwärts von weit aus dem Pazifik eindriftendes ozeanisches Plateau zurückzuführen sein muß, ist mit dem hier vorgestellten P–T–d-t-Pfad nicht eindeutig zu belegen. Fest steht jedoch, daß auch alternative plattentektonische Modelle dem hier vorgestellten P–T–t-d-Pfad Rechnung tragen müssen, so daß eine interaktive Optimierung unseres tektonischen Verständnisses der Karibik stattfinden kann.

#### 5. Fallbeispiele und zukünftige Testkriterien am Nordrand: Jamaika, Dominikanische Republik und Kuba

Im Gegensatz zu der Situation am Südrand der Karibik sind petrologische und geochronologische Daten über die am Nordrand aufgeschlossenen Hochdruckmetamorphite vergleichsweise spärlich. WILLNER et al. (1995) haben für die niedriggradigen Blauschiefer Jamaikas einen prograden P-T-Pfad von 200°C/3 kbar bis 270-320°C/5.5-7 kbar ermitteln können, aber Altersdaten fehlen völlig. Es ist unwahrscheinlich, daß in diesen Gesteinen Exhumierungspfade genau nachgezeichnet werden können.

Systematische Kartierungsaktivitäten der letzten Jahrzehnte haben in der Dominikanischen Republik dazu geführt, daß die regionale Verbreitung hochdruckmetamorpher Mineralparagenesen und die strukturgeologische Situation inzwischen relativ gut bekannt sind (z.B. JOYCE, 1991; DRAPER et al., 1991). Auf der Samana Halbinsel in der östlichen Dominikanischen Republik hat JOYCE (1991) drei Zonen auskartiert, die durch die Paragenesen Lawsonit-Albit, Lawsonit-Aktinolith-Glaukophan bzw. Klinozoisit-Granat-Glaukophan-Omphazit gekennzeichnet sind. Für die Omphazit-führende Zone wurden P-T-Bedingungen von ca. 490 ± 50°C und 15 ± 5 kbar abgeschätzt. Eine späte retrograde Überprägung zu »Chlorit-Albit-Grünschiefer-Paragenesen« wird beschrieben. Einige wenige radiometrische Bestimmungen (zusammengefaßt von JOY-CE, 1991) werden dahingehend interpretiert, daß die Hochdruckmetamorphose mindestens vor 80 Ma begann (z.B. K-Ar-Bestimmung an Glaukophan), während die Exhumierung und grünschieferfazielle Überprägung erst um ca. 38 Ma erfolgte (K-Ar-Abkühlalter an Phengit). Diese Daten sind noch viel zu weitmaschig, um als Testkriterium dienen zu können. Der Exhumierungspfad erscheint zunächst typisch für Kollisions--/Hochdruckereignisse, bei denen ein zunächst betont isothermer Pfad den späteren Weg durch den Niderdruckbereich der Grünschieferfazies bestimmt. Andererseits zeigt Abb. 2 deutlich, daß es nur den Detailkenntnissen der zweistufigen Heraushebung zu verdanken ist, daß ein ähnlicher - und falscher - Schluß für den Margarita Komplex vermieden werden konnte. Die relativ lange Verweildauer zwischen 80 und 38 Ma spricht eher gegen einen einfachen Heraushebungspfad.

Westlich der Samana Halbinsel in der Dominikanischen Republik liegt der Rio-San-Juan-Komplex, ein 30 x 40 km großes Areal mit aufgeschloßenem Basement der nördlichen Dominikanischen Republik (DRAPER et al., 1991; vgl. Abb. 1). Glaukophan und Lawsonit sind in diesem strukturell sehr komplexen Stapel von verschiedenen Einheiten weit verbreitet. Von besonderem Interesse ist die Jagua-Clara-Einheit, die von DRAPER et al. (1991) als Melange bezeichnet wird. In einer ultramafischen Matrix schwimmen u.a. Blöcke von Eklogit und Barroisit-führenden Amphiboliten, für die P-T-Bedingungen von 500-600°C und 11-15 kbar wahrscheinlich sind (z.B. BUCHER & FREY, 1994). Die Paragenese Glaukophan-Lawsonit ist in diesen Blöcken charakteristisch als retrograde Überprägung, so daß anzunehmen ist, daß alle Einheiten bei Bedingungen um 200–350°C und 7–9 kbar (nach BUCHER & FREY, 1994; vgl. Abb. 2) vereint wurden. RENNE (in DRAPER et al., 1991) interpretiert Ar-Ar-Alter von Amphibol und Phengit aus einem dieser Blöcke. Auf der Basis von 500°C bzw. 350°C für die Schließungstemperaturen von Amphibol bzw. Phengit ist das ursprüngliche Hochdruckereignis wahrscheinlich älter als 85 Ma: die retrograde Blauschieferüberprägung fand um ca. 60 Ma statt. Ein solcher Exhumierungspfad ist eher untypisch für Kollisionsereignisse und weist auf besondere tektonische Vorgänge hin, die es noch zu entschlüsseln gilt.

Auf Kuba ist die NW-SE-orientierte Sutur einer Kollision zwischen der Bahamas-Plattform im NE und eines kretazischen Inselbogens im SW sehr gut aufgeschlossen (vgl. STANEK & VOIGT, 1994). Im ehemaligen »back-arc« Bereich des Inselbogens sind auf Kuba eine Reihe von tektonischen Fenstern vorhanden, in denen auch Hochdruckmetamorphite zu finden sind. Das Massiv der Escambray in Zentralkuba (Abb. 1) besteht aus zwei ovalen, kuppelartigen Megastrukturen, nimmt ein Areal von ca. 120 km<sup>2</sup> ein und ist auf Grund der ausgeprägten Gebirgslandschaft (Höhenunterschiede bis 1000 m an den Südflanken) vergleichsweise gut aufgeschlossen. In Analogie zu dem in Abschnitt 4.1 beschriebenen Projekt zur präzisierung des P–T–t–d-Pfads des Margarita Krustenblocks am Südrand der Karibik sind auch hier seit 1994 interdisziplinäre Forschungsaktivitäten von Arbeitsgruppen der Universitäten Freiberg, Münster und Bochum zu verzeichnen. Schlußfolgerungen aus früheren struktur- und regionalgeologischen Arbeiten (vgl. SOMIN & MILLAN, 1974; MILLAN & SOMIN, 1985), die auf die Existenz eines metamorphen Kernkomplexes schließen ließen konnten nicht nachvollzogen werden, so daß eine grundlegende Neubearbeitung erforderlich war, die sich zunächst auf die östliche der beiden Kuppelstrukturen beschränkt.

Auf der Basis von lithologischen, petrologischen und strukturgeologischen Kriterien kann das Escambray-Massiv grob gegliedert und als Stapel von vier Decken angesehen werden (STANEK et al., 1996). Im Liegenden überwiegen monotone Karbonat- und Quarzglimmerschiefer. In der darüber liegenden Einheit treten die Karbonatglimmerschiefer hervor, zusammen mit eingeschuppten Marmorpaketen, Serpentiniten und Grünschiefern. Die nächsthöhere »Einheit« wird durch eine tektonische Melange-Zone gebildet, in der Eklogite und blauschieferfazielle Gesteine, Serpentinite, Talkschiefer und Granatglimmerschiefer als tektonisch begrenzte Körper in einer Grundmasse von Quarz- und Karbonatglimmerschiefern auftreten. Die vierte Einheit bildet einen schmalen Saum am Rande des Massivs und besteht aus granat- und epidotführenden Amphibolitgneisen und -schiefern.

Druck-Temperatur-Bestimmungen und geochronologische Untersuchungen stehen erst am Anfang (GREVEL et al., 1996a). Eklogite aus der Melange-ähnlichen Einheit liefern Bedingungen von 580°C und mindestens 14 kbar. Das Auftreten des seltenen Minerals Deerit (GREVEL et al., 1996b) in Metaguarzitlagen der Glimmerschiefer weist auf Mindestdrücke von 10 kbar (bei 300°C) bis 16 kbar (bei 500°C) auch in den Matrixgesteinen dieser Einheit hin. Von besonderem Interesse sind jedoch granatführende Blauschiefer, in denen bereits wichtige Elemente eines Exhumierungspfades zu erkennen sind (Abb. 2). Aus reliktischen jadeitreichen Pyroxenen zusammen mit Granat können Maximalbedingungen von ca. 480°C und mindestens 13 kbar abgeleitet werden. Eine retrograde Neubildung von grobkörnigem Lawsonit zusammen mit Pumpellyit zeigt, daß der Exhumierungspfad bei 200-300°C noch bei relativ hohen Drücken von mindestens 3 kbar lag. Auch dieser Pfad ist nicht mit einfachen Modellvorstellungen zunächst isothermal-betonter Exhumierungspfade zu vereinbaren. Literaturdaten zur Geochronologie sind spärlich und von ungewisser Qualität. SOMIN & MILLAN (1981) berichten von K-Ar-Alter für Hellglimmer aus verschiedenen Gesteinen, die zwischen 60 und 80 Ma liegen. RENNE (in DRAPER et al., 1991) bestimmte ein <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar Schließungsalter von 90 ± 5 Ma an »Hornblende« aus einem »Block« in einer »Serpentinitmelange« der Escambray. Legt man diese, wenn auch unsicheren Daten zugrunde, dann bestehen doch auffallende Ähnlichkeiten zwischen der Escambrav und dem Rio-San-Juan-Komplex der Dominkanischen Republik (Abb. 2).

Im Gegensatz zur Südkaribik sind die P-T-t-d-Pfade aus der Nordkaribik noch nicht derart ausgereift, daß sie als eindeutige Testkriterien für plattentektonische Modelle dienen können. Andererseits zeigen die vorliegenden Daten (Abb. 2), daß die verschiedenen P-T-t-d-Pfaden sowohl in der Form der P-T-Schlaufen als auch in der zeitlichen Entwicklung recht kompatibel sind, so daß die Hochdruckereignisse an den Nordund Südrändern der Karibik einem recht einheitlichen Großereignis zugeordnet werden können.

#### Danksagung

Die hier zusammengefaßten Daten sind das Ergebnis kooperativer Forschungsprojekte sowie vieler Diskussionen und wechselseitiger Anregungen. Ich bedanke mich bei den vielen Kolleginnen und Kollegen, mit denen diese Projekte durchgeführt wurden, ganz besonders B. Stöckhert, K.-P. Stanek, A. Baumann, Ch. Grevel, R. Kluge, G. Krückhans-Lueder und A. Toetz. Der Deutschen Forschungsgemeinschaft danke ich für ihre Unterstützung im Rahmen mehrerer Forschungsvorhaben.

- AVE LALLEMENT, H. G. (1991): The Caribbean-South American plate boundary, Araya Peninsula, eastern Venezuela, in LARUE, D. K., and DRAPER, G., eds., Transactions, Caribbean Geological Conference, 12th, St. Croix, U.S. Virgin Islands, (1989). - South Miami, Florida, Miami Geological Society, 461–471.
- AVE LALLEMENT, H. G. & GUTH, L. R. (1990): Role of extensional tectonics in exhumation of eclogites and blueschists in an oblique subduction setting: Northeastern Venezuela. - Geology, <u>18</u>, 950–953.
- AVE LALLEMENT, H. G. & SISSON, V. B. (1993): Caribbean-South American plate interactions: Constraints from the Cordillera de la Costa Belt, Venezuela, in PINDELL, J. L., ed., Mesozoic and Early Cenozoic Development of the Gulf of Mexico and Caribbean Region. Transactions, Gulf Coast Section SEPM Foundation Annual Research Conference, 13th. - Houston, SEPM Foundation, 1–9.
- BEETS, D. J., MARESCH, W. V., KLAVER, G. T., MOTTANA, A., BOCCHIO, R., BEUNK, F. F. & MONEN, H. P. (1984): Magmatic rock series and high-pressure metamorphism as constraints on the tectonic history of the southern Caribbean, in Bonini, W. E., et al., eds., The Caribbean-South American plate boundary and regional tectonics. - Geological Society of America Memoir <u>162</u>, 95–130.
- BOCCHIO, R., DE CAPITANI, L., LIBORIO, G., MARESCH, W. V. and MOTTANA, A. (1990): The eclogite-bearing series of Isla Margarita, Venezuela: Geochemistry of metabasic lithologies in the La Rinconada and Juan Griego Groups. - Lithos, <u>25</u>, 55–69.
- BOCCHIO, R., DE CAPITANI, L., LIBORIO, G., MARESCH, W.V. & MOTTANA, A. (1996): Equilibration conditions of eclogite lenses from Isla Margarita, Venezuela: Implications for the tectonic evolution of the metasedimentary Juan Griego Group. - Lithos, <u>37</u>, 39–59.
- BUCHER, K. & FREY, M. (1994): Petrogenesis of metamorphic rocks: Berlin, Heidelberg, Springer-Verlag, 318 p.
- BURKE, K. (1988): Tectonic evolution of the Caribbean. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, <u>16</u>, 201–230.
- BURKE, K., COOPER, C., DEWEY, J.F., MANN, P. & PINDELL, J.L. (1984): Caribbean tectonics and relative plate motions: in Bonini, W. E., et al., eds., The Caribbean-South American plate boundary and regional tectonics. - Geological Society of America Memoir, <u>162</u>, 31–63.
- CHEVALIER, Y. (1987): Les zones internes de la chaine sud-caraibe sur le transect: lle de Margarita Péninsule d'Araya (Venezuela) [Ph.D. thesis]. Brest, France, Université de Bretagne Occidentale, 464 p.
- DRAPER, G. and DENGO, G. (1990): History of geological investigation in the Caribbean region: in Dengo, G., and Casey, J., eds., The Caribbean Region: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Geology of North America, vol. H, p. 405–432.

- DRAPER, G., NAGLE, F. and RENNE, P.R. (1991): Geology, structure, and tectonic development of the Rio San Juan Complex, northern Dominican Republic: in Mann, P., Draper, G., and Lewis, J.F., eds., Geologic and tectonic development of the North America – Caribbean plate boundary in Hispaniola. Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper, <u>262</u>, 77–95.
- ERIKSSON, J.P. and PINDELL, J.L. (1993): Analysis of subsidence in northeastern Venezuela as a discrimination of tectonic models for northern South America: Geology, <u>21</u>, p. 945–948.
- FRISCH, W., MESCHEDE, M. and SICK, M. (1992): Origin of the Central American ophiolites: Evidence from paleomagnetic results: Geological Society of America Bulletin, <u>104</u>, p. 1301–1314.
- GREVEL, C., MARESCH, W.V., MILLAN, G, and STANEK, K.-P. (1996a): High-pressure metamorphic rocks from the eastern Escambray massif, Cuba. 15th Symposium on Latin-American Geosciences, Hamburg, in press.
- GREVEL, C., MARESCH, W.V., MILLAN, G. and STANEK, K.-P. (1996b): Deerite from the Escambray massif, Cuba: Ber. Dtsch. Min. Ges., Beih. z. Eur. J. Mineral., <u>8</u>, in press.
- GUTH, L. R. and AVELALLEMENT, H. G. (1991): A kinematic history for eastern Margarita Island, Venezuela, in Larue, D. K., and Draper, G., eds., Transactions, Caribbean Geological Conference, 12th, St. Croix, U.S. Virgin Islands, 1989: South Miami, Florida, Miami Geological Society, 472–480.
- HOLDAWAY, M.J. (1971): Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. Am. J. Sci., v. 271, p.97-131.
- JORDAN, T.H. (1975): The present-day motions of the Caribbean plate: Jour. Geophys. Res., <u>80</u>, 4433-4439.
- JOYCE, J. (1991): Blueschist metamorphism and deformation on the Samana Peninsula; A record of subduction and collision in the Greater Antilles: in Mann, P., Draper, G., and Lewis, J.F., eds., Geologic and tectonic development of the North America - Caribbean plate boundary in Hispaniola: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper <u>262</u>, 47–76.
- KLUGE, R. (1996): Geochronologische Entwicklung des Margarita-Krustenblocks, NE Venezuela [Ph.D. Thesis]: Universität Münster, 196 pp.
- KLUGE, R., BAUMANN, A., TOETZ, A., MARESCH, W.V., STÖCKHERT, B. and TROESCH, M. (1995): New geochronological constraints on the crustal history of Margarita Island: Abstracts, 14th Carib. Geol. Conf., Port-of-Spain, Trinidad, S. 35.
- KRÜCKHANS, G, and MARESCH, W. V. (1992): Hochdruckmetamorphose der pelitischen Juan-Griego-Einheit, Insel Margarita, Venezuela. Berichte der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft.
  Beih. z. Eur. J. Mineral., <u>4</u>, 167.
- MARESCH, W. V. (1974): The plate tectonic origin of the Caribbean Mountain System of orthern South America: Discussion and proposal: Geological Society of America Bulletin, <u>85</u>, 669–682.
- MARESCH, W. V. and ABRAHAM, K. (1981): Petrography, mineralogy, and metamorphic evolution of an eclogite from the Island of Margarita, Venezuela: Journal of Petrology, <u>22</u>, 337–362.
- MILLAN, G. and SOMIN, M.L. (1985): Contribucion al conocimiento geológico de las metamorfitas del Escambray y del Purial: Academia de Ciencias de Cuba, La Habana, 74 pp.
- MONTGOMERY, H., PESSAGNO, E.A. and PINDELL, J.L. (1994): A 195 Ma terrane in a 165 Ma sea: Pacific origin of the Caribbean plate: GSA Today, <u>4</u>, 1–6.
- MORRIS, A.E.L., TANER, I., MEYERHOFF, H.A. and MEYERHOFF, A.A. (1990): Tectonic evolution of the Caribbean region; Alternative hypothesis: in Dengo, G., and Casey, J., eds., The Caribbean Region: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Geology of North America, vol. H, 433–457.
- PINDELL, J.L. (1991): Geological arguments suggesting a Pacific origin for the Caribbean plate: in Larue, D. K., and Draper, G., eds., Transactions, Caribbean Geological Conference, 12<sup>th</sup>, St. Croix, U.S. Virgin Islands, 1989: South Miarni, Florida, Miarni Geological Society, 1–4.

- PINDELL, J. L. (1993): Regional synopsis of Gulf of Mexico and Caribbean evolution, in Pindell, J. L., ed., Mesozoic and early Cenozoic development of the Gulf of Mexico and Caribbean region: Transactions, Gulf Coast Section SEPM Foundation Annual Research Conference, 13th: Houston, SEPM Foundation, 251–274.
- PINDELL, J. L. and BARRETT, S.F. (1990): Geologic evolution of the Caribbean region: A plate-tectonic perspective: in Dengo, G., and Casey, J., eds., The Caribbean Region: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Geology of North America, vol. H, p. 405–432.
- PINDELL, J. L., CANDE, S. C., PITMAN, W. C., III, ROWLEY, D. B., DEWEY, J. F., LABRECQUE, J. and HAXBY, W. (1988): A plate-kinematic framework for models of Caribbean evolution: Tectonophysics, <u>155</u>, 121–138.
- ROSS, M. I. and SCOTESE, C. R. (1988): A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region: Tectonophysics, <u>155</u>, 139–168.
- SOMIN, M.L. and MILLAN, G. (1974): Nekotorye tscherty struktury mezozoiskich metamorfitscheskich tol'sch Kuby. Geotektonika, <u>5</u>, 19–30.
- SOMIN, M.L. and MILLAN, G. (1981): Geologija metamorficheskich kompleksov Kuby: Isdat. Nauka, 219 pp.
- STANEK, K.-P. and VOIGT, S. (1994): Model of Meso-Cenozoic evolution of the northwestern Caribbean: Zbl. Geol. Paläont. (1993): Teil I, 499–511.
- STANEK, K.-P., MARESCH, W.V. and GREVEL, C. (1996): Late Cretaceous collisional tectonics of the Escambray massif, Central Cuba: 15th Symposium on Latin-American Geosciences, Hamburg, in press.
- STÖCKHERT, B., MARESCH, W. V., TOETZ, A., KLUGE, R., KRÜCKHANS, G., KAISER, C., AGUI-LAR, V., LAUPENMÜHLEN, S., PIEPENBREIER, D. and WIETHE, I. (1994): Tectonic history of Isla Margarita, Venezuela – A record of a piece of crust close to an active plate margin: Zbl. Geol. Paläont. (1993): Teil I, 485–498.
- STÖCKHERT, B, MARESCH, W.V., BRIX, M., KAISER, C., KLUGE, R., KRÜCKHANS-LUEDER, G. and TOETZ, A. (1995): The crustal history of Margarita Island (Venezuela) in detail: A constraint on the Caribbean plate-tectonic scenario. Geology, 23, 787–790.
- WILLNER, G., WILLNER, A.P., MARESCH, W.V. and SCHREYER, W. (1995): Metamorphic evolution of low-grade alkali-amphibole-bearing assemblages of the Mt. Hibernia Schists, Jamaica. – Ber. Dtsch. Min. Ges., Beih. z. Eur. J. Mineral., <u>7</u>, 267.

## CRYSTAL CHEMISTRY OF OLIVINES AND GARNETS IN ALPINE ULTRAMAFICS: INFORMATION CONTRIBUTED BY XAFS

#### MOTTANA, A.\*, PARIS, E.\*\*, MARCELLI, A.\*\*\*, WU, Z.\*\*\*\* & GIULI, G.\*\*\*\*\*

- \* Università di Roma Tre, Dipartimento di Scienze Geologiche, Via Ostiense 169, I-00154 Roma RM, Italy
- \*\* Università di Camerino, Dipartimento di Scienze della Terra, Via Gentile III da Varano, I-62032 Camerino MC, Italy
- \*\*\* Istituto Nazionale di Fisica Nucleare, Laboratori Nazionali di Frascati, Via Enrico Fermi 40, I-00044 Frascati RM, Italy
- \*\*\*\* Institut des Matériaux de Nantes, C.N.R.S.-U.M.R. 110, 2 rue de la Houssinière, F-44072 Nantes Cedex 03, France
- \*\*\*\*\* Università di Firenze, Dottorato di Ricerca in Mineralogia e Petrologia, Via Giorgio La Pira 4, I-50121 Firenze FI, Italy

#### Abstract

The XANES experimental and calculated spectra of olivine and pyrope are discussed with reference to natural samples occurring in the alpine ultramafics. The potential of XAFS as a tool to investigate short-range-order around a selected atom chosen as the absorber is pointed out.

#### Introduction

X-ray Absorption Fine Structure (XAFS) spectroscopy was discovered in the early '20s (FRICKE, 1920; HERTZ, 1920; KRONIG, 1921), but it became of interest as a technique suitable to study the properties of solid materials only in the late '60s, when synchrotron radiation started being used as the appropriate X-ray source to generate spectra having a good enough signal to noise ratio.

At that time SAYERS et al. (1970, 1971) and STERN (1974) developed the theoretical background and the practical technique of EXAFS (Extended X-ray Absorption Fine Structure), thus making it possible to retrieve quantitative information about the atomic shells around the excited atom (absorber) from the analysis of undulations occurring in the high-energy part of XAFS spectra.

By contrast, XANES (X-ray Absorption Near Edge Structure), the portion of the spectrum which is the most intense one and had been noticed first, remained poorly explained till well within the '80s, although it was widely used to extract information about the local structure around the absorber via an empirical method known as »fingerprinting« technique. Only in recent years a full theoretical treatment of XANES has become available, which is based on the long-since known one-electron multiple-scattering (MS) theory first conceived by LEE & PENDRY (1975). Theory and practice were developed over the years by NATOLI and co-workers (1980, 1986, 1990) and DURHAM et al. (1982). Finally, the comprehensive formalism embodied in the CONTINUUM code of NATOLI et al. (1990), with additional modifications by TYSON et al. (1992), has now created the conditions to make XANES a most powerful tool to quantitatively investigate local structure, namely the site geometry around the atom chosen as absorber.

It is indeed worth pointing out what the properties of XANES are, so as to compare them with XRD, the much more widely known and commonly used X-Ray Diffraction method to study crystal structure.

When an X-ray beam impinges a solid, it is either diffracted or absorbed. Diffraction occurs when the X-rays are being scattered by the outer electron cloud of the impinged atom with their wavelength remaining unmodified; in such a case some of the waves coherently originating from nearby atoms will interfere positively and give rise to Bragg reflections. If scattering occurs incoherently under modified (longer) wavelengths (Compton scattering), then only a diffuse background is being produced. Absorption occurs when the X-rays impinging the atom have energy such as to force electron transitions in the inner shells. The ejection of an electron from the innermost K shell (*1s* electron) involves the strongest energy and produces the K-edge spectrum characteristic of the atom.

In detail, such an element-specific XAFS spectrum consists of three sections (NATOLI & BENFATTO, 1986): (i) the pre-edge, which represents the onset of electronic transitions from the 1s core level to the lowest-energy unoccupied levels of the atom, and mostly consists in a single sharp or poorly structured and weak peak; (ii) the XANES region, which is due a process of ionization of the core electron to a delocalized energy band, or to its complete ejection from the atom; according to the MS theory, the ejection process is not simple, but involves many-path interactions with the neighbouring atoms, thus generating a series of perturbations onto the strong peak marking the main absorption (white-line); (iii) the EXAFS region, which consists of smooth undulations (ripples) superimposed on the declining tail of the edge arising from single-scattering of the outgoing photoelectron with neighbouring atoms; the undulation frequency is reciprocally related to interatomic distance, and the amplitude to the number of nearest neighbours (coordination).

Absorption is a much more energy-consuming process than diffraction is, because the involved photoelectrons have their mean free paths necessarily limited in their scattering by the surrounding atoms. Consequently absorption fades out rapidly within a short distance from the excitation point, in contrast to diffraction, which involves photons which are elastically scattered over a much longer distance. Till a few years ago it was believed that XAFS could inform at most about 3-4 coordination shells around the absorber (i.e., 4–5 Å). Our own calculations indicate that the multiple-scattering process may extend much farther depending on the arrangement of the neighbours around the absorber i.e., on crystal symmetry; e.g., to reproduce the XANES spectrum of a monoclinic mineral like diopside 58 atoms were enough i.e., all the atoms in a sphere 6 Å in radius (PARIS et al., 1995), but for a cubic mineral like periclase the agreement between calculation and experiment becomes good only when more than ca. 100 atoms are considered i.e., a sphere 8-9 Å in radius (WU et al., 1996a). Thus, although a less local probe than it was believed a few years ago. XAFS gives an information which is much more localized than the one given by XRD, where the diffraction process involves a width of some 200-300 Å.

As a conclusion; information contributed by XAFS concerns the short-range-order (SRO) relationships existing between an atom and its neighbours, and complements most effectively that on long-range-order (LRO) contributed by XRD. The added value of XAFS lies in that it is element-specific i.e., it concerns only the environment of the element which is being excited by modulating the energy of the impinging X-ray beam, whereas XRD averages contributions from all atoms located over the entire lattice portion which is illuminated by the X-rays. This makes XAFS an invaluable tool for studying chemical substitutions in minerals, and especially for locating the positions where trace elements substitute for major elements.

#### Methods

Most experimental results referred to in the following sections have been obtained at Stanford Synchrotron Radiation Laboratory (SSRL) on beamline SB03-3 equipped with the Jumbo monochromator and the novel  $YB_{66}$  crystal, which is optimized for spectroscopy in the 1–2 KeV range i.e., it covers the Mg, Al and Si K-edges (WONG et al., 1994). Additional results were obtained on beamline SB04–1 equipped with a Lytle detector for the minor elements Fe, Ni, Mn, and Co. Calculations were performed at Laboratori Nazionali di Frascati (LNF) using C.R. Natoli's CONTINUUM package of programs with the latest additions. Details on both data acquisition and data processing will be reported elsewhere.

#### Results

Olivine. An olivine solid solution ca.  $Fo_{90}Fa_{10}$  is the main constituent of the Earth's Mantle at depths where basaltic magmas form by partial melting. At the surface this olivine may be sampled in at least four types of ultramafics: **a**) granular peridotite nodules in oceanic basalts outpouring at diverging plate margins; **b**) tectonitic peridotite to Iherzolite slabs obducted where the Upper Mantle is squeezed upwards inbetween two colliding plates; **c**) circumscribed lherzolite to harzburgite bodies emplaced along deep regional faults in the root-zone of mountains chains; and **d**) sheared peridotite nodules carried by kimberlite pipes. In the Alps, type **a** is to be found rarely (e.g. in the Lessini volcanic area); type **b** is widespread (e.g. Voltri, Finero, Malenco); type **c** is also rather common (e.g. Lanzo, Balmuccia). A rather special occurrence is Alpe Arami, long since believed to belong to type **c** (MÖCKEL, 1969), later related to eclogite-facies metamorphism of an ultrafemic protolith (HEINRICH, 1986) together with other alpine occurrences such as Nonsberg, and most recently re-interpreted as an intrusion from the very deep Mantle, possibly from the Asthenoshere (DOBRZHINETSKAYA et al., 1996) i.e., much the same as type **d** above.

We have approached the olivine problem by calculating first the theoretical Mg and Fe K-edge spectra for the endmembers, and by comparing them with experimental spectra (WU et al., 1996a). Then we measured the spectra for quite a few olivines including a number from alpine occurrences, and compared them with the endmembers, thus deducing their status of chemical substitution and the ensuing local order.

In order to adequately reproduce the experimental spectra of endmember olivines  $Fo_{100}$  and  $Fa_{100}$ , the contributions of the two octahedral cation sites **M**1 and **M**2 (present in the structure together with the tetrahedral T site) must be calculated separately, using clusters which require up to 89 atoms to reach convergence; the olivine full spectrum
is the sum of the two cluster spectra, thus containing ca. 180 atoms and extending to ca. 20 Å away from the absorber (WU et al., 1996). Whith this result achieved, the fine features superimposed on the edgetop in the experimental spectra can be deconvoluted, in the sense that they can related to contributions arising from different MS paths of the ejected photoelectron when it collides with the absorber neighbours.

The experimental Fo100 Mg K-edge spectrum (Fig. 1) is very well resolved, and shows as many as four features in the Full Multiple Scattering (FMS) region extending to +10 eV above the edge, two others in the Intermediate Multiple Scattering (IMS) region i.e. from +10 to +40 eV, and two final ones which lie in the region where Single Scattering (SS) merges with EXAFS undulations. The Fa100 Fe K-edge spectrum exhibits the same number of features as the forsterite one, but it is definitively less resolved. It is unclear on whether this is due to some intrinsic property of the material (CALAS et al., 1988: the fayalite used is not explained) or to poor resolution of the apparatus; we incline to believe that CALAS et al. (1988) operated with an excellent apparatus, however on a synthetic fayalite having poor internal crystallinity: indeed previous fayalite spectra by WAYCHUNAS et al. (1983) are even worse. CALAS et al.'s (1988) fayalite spectrum exhibits a small but definite pre-edge, in agreement with the fact that Fe contains numerous empty levels where the photoelectron can be ejected to. Despite these uncertainties, even in this fayalite spectrum the contributions to each individual feature can be deconvoluted and assigned; this offers the way to consistently identify the arrangement of the scattering atoms around the absorber: local SRO, in other words.

The Mg K-edge of an intermediate olivine changes whith changing atoms in the octahedral sites. For simplicity, we assume that our sample  $Fo_{50}$ , being a synthetic product quenched from very high temperature (1400°C), is fully disordered i.e., it has a completely statistical Fe-Mg distribution in both M1 and M2. Its Mg K-edge spectrum is not as well resolved as the  $Fo_{100}$  spectrum was, yet the major characteristics can still be recognized in the FMS region; the largest differences are in the IMS and SS regions, thus suggesting that EXAFS, rather than XANES, would be able to give better information contributing to understanding of SRO in this sample. By contrast, a fully ordered natural monticellite, where Mg is totally partitioned in M1 and Ca equally partitioned in M2, has a rather poor Mg K-edge spectrum: the edge itself is still there, but the fine features which would permit characterizing SRO can no longer be seen.

Olivines from alpine ultramafics give excellent evidence for the above behaviour. The Mg K-edge spectrum of olivine in the Lessini peridotite nodule ( $Fo_{89.5}Fa_{10.3}Te_{0.2}$ ) (Fig. 1) is almost identical as the  $Fo_{100}$  reference forsterite; the major changes are in the smoother outline of the edgetop, where peak D tends to desappear, and the near complete desappearence of peak E; by contrast hump G in the IMS region is stronger than it was in  $Fo_{100}$ . The Malenco olivine ( $Fo_{85.7}Fa_{14.0}Te_{0.3}$ ) (Fig. 1) is essentially similar, although being slightly different in composition. By contrast, the Alpe Arami olivine ( $Fo_{90.1}Fa_{9.8}Te_{0.1}$ ) (Fig. 1) shows peculiarities of its own, such as peaks A and D much better resolved, peaks B lacking, and reduction of humps E and G. Clearly, this different spectrum implies crystal chemical differences at a local scale, in as much as the bulk composition of the Alpe Arami olivine is practically identical to that of the Lessini one.



#### Fig. 1:

Mg K-edge XANES spectra of olivines in alpine ultramatics (from top to bottom): S = Lessini nodule; Fo-7M = malenco serpentine; Fo-5G = Alpe AramiIherzolite;  $Fo_{100}GG = synthetic forsterite$ .

WU et al.'s (1996a) decomposition of the olivine XANES spectrum, together with a meaningful application of NATOLI's rule, give the clues needed to relate the observed differences to changes in the atomic environment around the Mg absorber. Peak A mainly arises from contributions from the M2 site; peak B and shoulder D arise mostly from M2 again, whereas edgetop C reflects contributions from both M1 and M2. Using NATOLI's rule, we relate A to the longest octahedral distance M2-O31; B to to the second longest M2-O12; C to the nearly equal short bonds M1-O12 + M1-O22 + M2-O32, and finally D to the shortest bond M2-O21. Note that the edgetop sums up contributions from three almost identical interaction paths, its intensity thus reflecting the multiple chance for the photoelectron to follow paths which are differently oriented yet equivalent in length.

The strong shoulder A in the Alpe Arami olivine spectrum speaks for a stronger interaction between the Mg absorber and the oxygen located in O31, as well as with the one in O21; thus, being this Mg located in M2, it also speaks for partitioning of the available Fe in M1. This explains, in turn, why edgetop C is not as sharp as it was in the other olivines, but it tends to open up and display its triple composition. Finally, the strong peak D points out, in addition to A, the substantial preference of Mg for M2.

Concluding; XAFS spectroscopy for these typical olivines in alpine ultramafics indicate different crystal chemical relationships at the very local scale, down to a volume encompassing 2–3 unit cells. It is now up to petrologists to explain these findings with appropriate P–T–t-models.

#### Garnet

There are not many garnet-bearing ultramafics in the Alps, and samples of only few of these are such as to permit XAFS measurements. Consequently, we will describe the results obtained essentially on one sample (Alpi Arami), but only after having shown the properties of XAFS by referring to the extreme case of the pyrope from Parigi, Dora-Maira Massif (CHOPIN, 1984), grown under extreme P in either a whiteschist or a granitoid.

The general formula of cubic garnets is  $X_3Y_2Z_3O_{12}$ , where X = Mg, Fe, Mn, Ca within 8-fold coordinated dodecahedra, Y = AI, Cr, Fe within octahedra, and Z = Si in tetrahedral sites. We will discuss here the crystal-chemical relationships we determined for Mg and AI, as representative of the Prp component of garnet that is most interesting for ultrafemic compositions; however, our best results were obtained for Grs i.e., the garnet endmember containing the atoms having largest size difference, consequently displaying the best resolved spectrum (WU et al., 1996b).

The Mg K-edge spectra for the Dora-Maira pyrope show small changes which underline small differences in composition. The purest sample (Prp<sub>97.6</sub>Alm<sub>0.2</sub>Grs<sub>0.2</sub>) is the pink, translucent, gem-quality intermediate rim of a porphyroblast 6 cm in diameter. Its XA-NES spectrum (Fig. 2) consists of a shoulder in the raising slope to the edgetop followed by a very weak shoulder down-slope in the FMS region, and of several weak humps in the IMS region. This experimental spectrum does not compare too well with the theoretical spectrum, which required as many as 83 atoms (cf. CHABOY & QUARTIERI, 1995) to attain convergence. However, when the cluster reaches this size, the calculated spectrum is much better resolved and in fact shows the first feature as separate peak rather than as shoulder.

The Mg K-edge spectrum of the Alpe Arami pyropic garnet (Prp<sub>70.6</sub>Alm<sub>16.3</sub>Grs<sub>12.3</sub>Sps<sub>0.8</sub>) agrees better with the Dora-Maira pyrope than with the calculated one: the major difference is in the down-slope shoulder, which in the Alpe Arami sample is sligthly better resolved, but less intense, while the three humps in the IMS region are comparatively less distinct because of an unfavourable signal to noise ratio. As a whole, it appears that the significant Fe+Ca contents in this garnet make themselves recognizable by blurring somewhat the Mg K-edge spectrum.

The Al K-edge spectrum of  $Prp_{100}$  was simulated easily using a cluster of 49 atoms, and is consistent with the spectrum calculated for  $Grs_{100}$  (WU et al., 1996b) in that it displays the same five major features, A to E, plus a number of weaker features in the IMS region which are still far from being understood. The white-line B is particularly strong and overcomes all other features, e.g. A that shows up just as a shoul-

der on the raising slope of B. C is also very weak, as are all other features in the IMS region. In the Grs case (WU et al., 1996b) assigned peak B to Al transitions from 1s to unoccupied p-like states, and peak A mainly to transitions towards Al 3p states possibly mixed with the empty states of the second-shell atom, Ca, in particular those having 3d character. We support the same model in the case of  $Prp_{100}$ , where shoulder A is extremely weak because Mg has no 3d states. Furthermore, WU et al. (1996b) showed that peak A could be reproduced only with clusters including the fourth and fifth shell around the Al atom, and came to the conclusion that the final state reached in core transitions is not a simple atomic or molecular state, but it has to be sensitive to LRO effects.



#### Fig. 2:

Mg K-edge XANES spectra of pyropic garnets in alpine ultramafics (from top to bottom):  $DM7-c1 = Dora Maira pyrope; Py-5G = Alpe Arami pyropic garnet; <math>Pyr_{100}Fs = synthetic pyrope.$ 

When we compare our calculated  $Prp_{100}$  Al K-edge spectrum with the experimental spectrum of Dora-Maira pyrope (Fig. 3), we immediately see that peak A is much stronger than expected, as are all peaks in the IMS region from C onwards, despite being still weak. We explain this as due to a compositional effect: the Dora-Maira garnet, although the purest pyrope known so far, contains some Alm component although very little; given

the presence of several *3d* states in Fe, it is no wonder if A increases in intensity; on the other hand, the general weakness of the IMS region rules out the effect of Ca, because our Grs calculation would show this part of the spectrum to be proportionally rather enhanced if Ca were present. Apparently, Al in the Dora-Maira pyrope has mostly Mg as its second-shell neighbour, with only few but not negligeable Fe atoms spread rather sparsely as far as up to the fifth coordination shell.

The Alpe Arami pyropic garnet has an Al K-edge spectrum which is better resolved than the Dora-Maira one although displaying exactly the same number of features. In particular, in the FMS region, both the up-slope and the down-slope shoulder astride the white-line are distinctly separated from the main peak, thus underlying the higher amounts of cations in X other than Mg which interact with the Al ion located in Y and acting as the absorber.

As a conclusion; information from garnets at both the Mg and AI K-edges tend to underline the high purity and elevated structural order of the minerals examined, in agreement with their character of highly refractory phases little or not at all affected by structural dishomogeneity even at a local scale.



#### Fig. 3:

MgK-edge XANES spectra of pyropic garnets in alpine ultramafics (from top to bottom): same samples as in Fig. 2.

#### Conclusions

Despite of its acknowledged potentials, XAFS is still a rather uncommon technique in the study of the crystal chemistry of minerals, and especially of rock-forming minerals. Yet, the combination of XANES experimental and calculated spectra shown here for olivines and garnets occurring in rocks of ultrafemic composition from the Alps suggests that greater attention should be given to this method to achieve deeper understanding of the local state of order, and consequently thermodynamic properties of these important mineral phases.

Evidence is given that the olivines in the Alpe Arami body, now re-interpreted to originate from very deep in the Mantle, possibly in the Asthenosphere, have their Mg and Fe distributed on a local scale according to an arrangement different from other alpine olivines also believed to originate from depth, however from the Upper Mantle.

Furthermore, the Prp-rich garnet of the Alpe Arami body shows Mg and Al local distributions which do not fit the distribution pattern of the Dora-Maira pyrope, which is indeed formed in a non-ultrafemic composition (a whiteschist or a meta-granitoid), but it is the product of subduction metamorphism at or very near the deepest conditions witnessed now at the surface.

We believe that XAFS has a lot more to offer to geoscientists for their understanding of the conditions at which petrogenesis develops. The number of synchrotron radiation sources where XAFS can be proficiently made is increasing rapidly, as are the beamlines optimized to investigate certain specific atoms i.e., suitable to exploit best the property that makes XAFS an invaluable tool in crystal chemistry, namely of investigating the environment around an atom and its electronic properties independently on any other atom present in any structural site, even those symmetry-equivalent to the very site assumed as the origin of the absorption process.

#### Acknowledgements

SSRL is a facility operated by Stanford University on behalf of D.O.E., U.S.A. We thank the entire staff, and particularly M. Rowen, for help and maintainence. Our project is supported by M.U.R.S.T., Italy, within the framework of the »Cristallochimica e petrogenesi« programme.

- CALAS, G., MANCEAU, A. & PETIAU, J. (1988): Crystal chemistry of transition elements in minerals through X-ray absorption spectroscopy, 77-95. - In: Synchrotron radiation applications in mineralogy and petrology (S.S. Augusthitis, ed.). Athens, Theophrastus.
- CHABOY, J. & QUARTIERI, S. (1995): X-ray absorption at the Ca K edge in natural-garnet solid solutions: a full-multiple-scattering investigation. - Phys. Rev. <u>B52</u>, 6349–6357.
- CHOPIN,, C. (1984): Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the Western Alps: a first record and some consequences. - Contrib. Mineral. Petrol., <u>86</u>, 107–118.
- DOBRZHINETSKAYA, L., GREEN, H.W.II & WANS, S. (1996): Alpe Arami: a peridotite massif from depths of more than 300 kilometers. - Science, <u>271</u>, 1841–1845.
- DURHAM, P.J., PENDRY, J.B. & HODGES, C.H. (1982): Calculation of X-ray absorption near-edge structure. - Comput. Phys. Commun., 25, 193–205.
- FRICKE, H. (1920): K-characteristic absorption frequencies for the chemical elements magnesium to chromium. Phys. Rev., <u>16</u>, 202–215.

HEINRICH, C. (1986): Eclogite facies regional metamorphism of hydrous mafic rocks in the central alpine Adula nappe. - J. Petrol., <u>27</u>, 123–154.

HERTZ G,. (1920): Über Absorptionslinien in Röntgenspektrum. - Phys. Z., 21, 630-632.

KRONIG, R.D.L. (1921): Zur Theorie der Feinstruktur in den Röngenabsorptionsspektren. - Z. Phys., 70, 317.

- LEE, P.A. & PENDRY, J.B. (1975): Theory of extended x-ray absorption fine structure. Phys. Rev., <u>B11</u>, 2795–2811.
- MÖCKEL, J.R. (1969): Structural petrology of the garnet peridotite at Alpe Arami (Ticino), Switzerland. - Leidse Geol. Meded., <u>42</u>, 61–130.
- NATOLI, C.R., MISENER, D.K., DONIACH, S. & KUTZLER, F.W. (1980): First-principles calculation of X-ray absorption-edge structure in molecular cluster. Phys. Rev., <u>A22</u>, 1104–1108.
- NATOLI, C.R. & BENFATTO, M. (1986): A unifying scheme of interpretation of X-ray absorption spectra based on the multiple scattering theory. - J. Phys. (Paris), <u>47</u>, C8, 11–23.
- NATOLI, C.R., BENFATTO, M., BROUDER, C., RUIZ LOPEZ, M.Z. & FOULIS, D.L. (1990): Multichannel multiple-scattering theory with general potentials. - Phys. Rev., <u>B42</u>, 1944–1968.
- PARIS, E., WU, Z., MOTTANA, A. & MARCELLI, A. (1995): Calcium environment in omphacitic pyroxenes: XANES experimental data versus one-electron multiple scattering calculations. - Eur. J. Mineral., Z, 1065–1070.

# KEMPIRSAI, KASACHSTAN: DIE GRÖSSTEN OPHIOLITISCHEN CHROMIT-LAGERSTÄTTEN DER WELT

# STUMPFL, E.F., MELCHER, F. & GRUM, W.

Institut für Geowissenschaften, Montanuniversität Leoben.

Im südlichen Ural treten in einem Bereich von mehr als 1000 km Nord-Süd-Erstreckung zahlreiche Ophiolit-Massive auf. Das südlichste und größte davon ist Kempirsai (ca. 2000 km<sup>2</sup>), Kasachstan, wo eine komplette ophiolitische Abfolge vorliegt, die mit einer bis zu 16 km mächtigen Mantel-Sequenz beginnt. Der Kempirsai-Ophiolit ist 400 Mio. Jahre alt und wurde während der variszischen Orogenese auf die europäische Platte aufgeschoben. Die von Duniten ummantelten großen Chromit-Erzkörper treten in Harzburgiten auf (MELCHER et al., 1994).

Einzelne Erzkörper erreichen Längen bis zu 1500 m und Mächtigkeiten bis zu 150 m. Die Gesamtreserven im Kempirsai-Gebiet sind in der Größenordnung von 500 Mio. t Chromiterz mit 55–60%  $Cr_2O_3$ . Die Zusammensetzung der Chromite ist durch hohe Cr/(Cr+Al) und Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>)-Verhältnisse charakterisiert. Die Erze werden in mehreren großen Tagebauen abgebaut; die Jahresproduktion ist zur Zeit ca. 4 Mio. t. Aluminium-reichere Chromitvorkommen liegen im Norden des Bereiches, sind jedoch nicht von wirtschaftlicher Bedeutung. Hier werden die Ergebnisse von umfangreichen mineralogischen, geochemischen und petrologischen Untersuchungen vorgelegt, die von der Leobner Ultramafit-Gruppe in Kooperation mit der Russischen Akademie der Wissenschaften erarbeitet wurden. Vielfältige Daten ergaben sich dabei aus den Einschlüssen in Chromiten; hier treten Silikate, Sulphide, Platingruppen-Minerale und fluide Einschlüsse auf.

Wichtigste Silikate sind pargasitischer Amphibol, Forsterit, Diopsid, Enstatit, Na-Phlogopit, Uvarovit, Chlorit und Serpentin. Diese wurden in einem weiten Temperatur-Intervall (1100°C bis unter 500°C) bei hohen Sauerstoff-Fugazitäten (zwei bis vier log units über dem FMQ-Puffer) gebildet.

Buntmetall-Sulfideinschlüsse in Chromit sind relativ klein (5–20 µm) und weithin monomineralisch; Kombinationen von Buntmetallsulfiden (BMS) mit Silikaten und Platingruppenmineralen (PGM) treten gelegentlich auf. Diese Einschlüsse sind auf Sprüngen und Gängchen in Chromit und in der Silikatmatrix besonders häufig. Primäre und sekundäre PGM-Einschlüsse in Chromit lassen sich in fünf Gruppen unterteilen: 1) Os-Ir-Ru und PGE-BM-Legierungen, 2) einfache Ru-Os-Ir Sulphide (z.B. Laurit, Erlichmanit), 3) komplexe (Ir, Os, Rh, Ni, Cu, Fe) Sulphide, 4) Sulpharsenide der Platin-Metalle und 5) PGE und PGE-BM Arsenide (MELCHER et al., 1995).

Flüssigkeitseinschlüsse sind selten und geeignete Präparate nicht leicht herzustellen. In Amphibol-Chromit-Gängen lassen sich drei Typen auf Grund von texturellen Daten unterscheiden: 1) primäre Einschlüsse in einzelnen Chromiten. Diese füllen idiomorphe negative Kristalle oder rundliche Hohlräume aus und sind entweder einphasig oder zweiphasig (L+V). 2) Große (bis 50 µm) zweiphasige Einschlüsse in Gruppen und in Trails. Diese sind wahrscheinlich pseudosekundär. Gasblasen nehmen hier 20–30% des Volumens ein. 3) Längliche, röhrenförmige zweiphasige L+V Einschlüsse. Die großen Einschlüsse des Typs 2 zeigen wässrige Fluide von mittlerem Salzgehalt ohne nachweisbarem CO<sub>2</sub>. Salinitäten liegen im Bereich von 2–15% NaCl-Äquivalent; diese Typ 2-Einschlüsse homogenisieren bei ca. 310°C. Extrapolation der Daten auf höhere Drucke weist auf Einschluss-Temperaturen von 700–800°C hin.

Die Gaszusammensetzung von Einschlüssen in Chromit wurde mit einem Quadrupol Massenspekrometer gemessen; hier sind schwankende Wassergehalte (40–95 Mol%) und relativ hohe Gehalte an H<sub>2</sub> (3–69 Mol%), sowie bis 1,5 Mol% CO<sub>2</sub>, bis zu 6 Mol% CH<sub>4</sub>, und <0,7 Mol% N<sub>2</sub> nachzuweisen.

Stabile (<sup>18</sup>O, D) und radiogene Isotopen (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr, <sup>187</sup>Os/<sup>188</sup>Os) belegen die Bildung der Chromite im subozeanischen Mantel. Sm–Nd Isotope (niedrige ɛNd-Werte) lassen jedoch einen Einfluß von an LREE angereicherten fluiden Phasen erkennen. Wasserstoffisotopen von Serpentin zeigen, daß die Serpentinisierung auf meteorische Wässer zurückgeht. Eine Sm–Nd Isochrone von Krustengesteinen des Kempirsai Ophiolits ergab ein Alter von 397 ± 20 Mio. Jahren (EDWARDS & WASSERBURG, 1985); <sup>39</sup>Ar/<sup>40</sup>Ar-Abkühlalter von mit Chromit koexistierendem Amphibol limitieren die Lagerstättenbildung auf einen Zeitraum älter als 365 Mio. Jahre.

Die Zusammensetzung von Silikaten und Sulfiden, sowie Einschlüsse von Chlorit, Serpentin und Granat im Chromit weisen auf eine komplexe Genese der Chromitkörper hin. Mantel-Metasomatose führte zur Anreicherung von Cr und anderen Metallen in einer fluiden Phase. H<sub>2</sub>O, CH<sub>4</sub> und H<sub>2</sub> sind die Hauptkomponenten von Fluiden, die im Zuge der Subduktion ozeanischer Kruste und Mantel entstehen (BALLHAUS, 1995). Fluid-reiche Schmelzen oder Fluide migrieren dann in tektonisch geeignete Zonen, wo Chromitbildung bei Temperaturen um oder unter 1100°C beginnt; Subsolidus-Bildung und Äquilibrierung setzt sich dann bis zu niedrigeren Temperaturen (500°C) bei kontinuierlich hohen Sauerstoff-Fugazitäten fort. Diese metasomatische Entwicklung der Chromit-Erzkörper dauerte etwa 20 Mio. Jahre und dürfte mit langsamer diapirischer Hebung verbunden gewesen sein. Die tektonische Situation zur Zeit der Chromitbildung ist als Suprasubduktion-Setting zu sehen, in dem die Dehydratation von subduzierter ozeanischer Kruste und Mantel die Entstehung von großen Mengen metasomatischer Fluide begünstigte.

BALLHAUS, C. (1995): Is the Upper Mantle metal-saturated? Earth and Planetary Science Letters <u>132</u>, 75-86.
 EDWARDS, R.L., WASSERBURG, G.J. (1985): The age and emplacement of obducted oceanic crust in the Urals from Sm-Nd and Rb-Sr systematics. Earth and Planetary Science Letters <u>72</u>, 389-404.

- MELCHER, F., STUMPFL, E.F., DISTLER, V. (1994): Chromite Deposits of the Kempirsai massif, southern Urals, Kazakhstan. Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy (Section B: Applied Earth Sciences) <u>103</u>, 107–120.
- MELCHER, F., STUMPFL, E.F., SIMON, G. (1995): Platinum-group minerals and associated inclusions in chrome spinel of the Kempirsai ultramafic massif, Southern Urals, Kazakhstan. In: Pasava, J., Kríbek, B., Zak, K. (Hrsg.), Mineral Deposits: From their Origin to their Environmental Impact, 153-156, Balkema, Rotterdam.

# PETROLOGIC LABORATORY ALPS: A KEY FOR GEODYNAMICS, EXPERIMENTAL INVESTIGATIONS AND THEORY

# TROMMSDORFF, V.

Institut für Mineralogie und Petrographie, ETH Zentrum, CH 8092 Zürich, Schweiz

Plate tectonics are the ultimate cause for most metamorphism. Conversely the significance of metamorphism as a monitor for geodynamic processes has been stressed since the early days of the plate tectonic concept. In this context, in post-Variscan times the Alpine region was subjected first to divergent and subsequently to convergent plate tectonic regimes. Correspondingly the most common types of metamorphism that can be recognized in the Alps correlate with these regimes as follows:

### **Divergent plate regime**

- Extensional metamorphism
- Oceanic metamorphism

#### Convergent plate regime

- Subduction zone metamorphism
- Collisional, ultra high pressure metamorphism
- Decompressional metamorphism
- Contact metamorphism about Alpine Intrusives
- Metamorphism associated with thrusting

<u>Table 1</u> is a tentative scheme presenting a summary overview of these kinds of metamorphisms as function of time and occurence in the Alps. The Alps are thus a huge petrological laboratory. The products of this laboratory are metamorphic rocks that provide useful tools for unraveling a complex tectonic history, or on the other hand, may give information on critical investigations in experimental petrology or even on the evaluation of thermodynamic data. It usually can not be expected that all these three goals can be obtained through the analysis of one kind of metamorphic terrain: tectonicists require rocks with a history as complex as possible, whereas experimental petrologists and theorists need rocks with simple metamorphic histories.

In the Alps, ultramafic upper mantle rocks are suitable candidates to obtain information concerning geodynamics, experimental petrology and thermodynamic data of minerals. These relatively common rocks have simple chemistries and record much of the Alpine geologic history. In their Variscan time, ultramafic rocks cycled from a stable subcontinental mantle condition through first exhumation and then denudation in the Tethyan ocean; oceanic serpentinization to later subduction; high-pressure collisional metamorphism and subsequent near isothermal decompression with prograde metamorphism. We will follow this path and try to obtain the various kinds of key information from the different stages.

Ма	Geological period/epoch	Processes (overlapping in time)	kinds of metamorphism (overlapping)	Occurrences
245	PERMIAN	EXTENSION UNDERPLATING	GRANULITES	LOWER ADRIA CRUST (IVREA, SESIA ZONES
	TRIASSIC			DT. BLANCHE, MALENCO)
210	JURASSIC Toarcien	RIFTING	GRANULITE -> AMPHIBO- LITE -> GREENSCHIST, RETROGRADE	ADRIA MARGIN
144		OCEAN FORMATION		
144				
	CRETACEOUS	SUBDUCTION	BLUESCHIST/ECLOGITE ABOVE SUBDUCTION	MARGINS UPPER AA-BASEMENT
66,4			ZONE: GREENSCHIST	SESIA/MARGNA
	EOCENE	COLLISION	ULTRA HIGH PRESSURE	INTERNAL MASSIFS ADULA, TAUERN-S
36,6			PROGRADE GREENSCHIST	CENTRAL ALPS, TAUERN
	OLIGOCENE	DECOMPRESSION	/AMPHIBOLITE BELTS CONTACT METAMORPHISM	ALPINE INTRUSIVES
23,7	MIOCENE	GLIDING APART WITH CONVERGENCE BELOW	LOW PT, TRANSPORTED	HELVETIC NAPPES SIMPLON, BRENNER FAULTS

Table 1

Tectonics and Metamorphism Alps, Permian to Miocene

A fossil, undisturbed granulitic crust to mantle section (TROMMSDORFF, 1993, HERMANN et al., 1996) belonging to the former Adria plate is exposed in Val Malenco. The section consists of Iherzolitic mantle and a gabbroic and pelitic lower crust. Gabbro underplating occurred in an early extensional phase during the Permian (HANSMANN et al., 1995). Granulite metamorphism outlasted the crystallization of the underplated gabbro (MÜNTENER & HERMANN, 1996) and led to equilibration of all rock types. In a second extensional phase the sequence of crust to mantle rocks was exhumed during Jurassic rifting and was exposed on the Tethyan ocean floor. The retrograde path of extensional metamorphism from granulite to oceanic conditions remained always in the kyanite stability field, which is typical for »IBC granulites« in the sense of HARLEY (1989). Three main implications from the analysis of the section are 1. extremely high densities (3.2–3.3. HERMANN et al., 1996) of the lower crustal granulites which place the Moho at least one kilometer above the petrological crust to mantle boundary; 2. Mantle rocks emplaced in the Tethyan ocean basin are of subcontinental origin and thus atypical of classic ophiolite suites. 3. The emplacement of granulites at the Adria continental margin of Val Malenco can be considered as a model for the exhumation of many other granulite terrains along passive margins.

During the oceanic stage a great part of the ultramafic rocks was serpentinized and the mafic rocks in their immediate contact, i.e. Permian gabbros and Jurassic MORB dykes, became rodingitized. Ophicarbonate rocks were deposited in fractures and on top of the denudated subcontinental mantle. With onset of the convergent plate regime in the Alps the ultramafic-mafic-ophicarbonate (UMOC) suites of the Adria margin became subducted to variable depths. Antigorite rocks remained stable to eclogite conditions during this subduction (BEARTH, 1967, SCAMBELLURI et al. 1995). In the Cima Lunga nappe of the Central Alps UMOC rocks were subducted to conditions of garnet-peridotite facies (EVANS & TROMMSDORFF, 1978) during the Eocene to Oligocene (BECKER, 1993, GEBAUER, 1996). Recent discoveries of unmixing phenomena in olivine from garnet Iherzolites at Alpe Arami in the Cima Lunga nappe have been interpreted by DOBRZHINETSKAYA, GREEN & WANG (1996) as consequence of exhumation from the mantle transition zone (400–670 km). As the phenomena described by these authors are, however, quite common in subducted metaultramafic rocks of the Central Alps alternative explanations may be more plausible.

In the Malenco section, which avoided deep subduction because of its position in a marginal wedge, only greenschist conditions were reached during the collisional phase. The UMOC rocks of Val Malenco then underwent partly Oligocene contact metamorphism within the Bergell aureole up to conditions, where titanian OH-clinohumite and antigorite break down (at 3.5 kbar and 500–550 C) with enstatite plus olivine stable at the highest grade.

The high-pressure stability of natural antigorite, as observed in the Alps, makes this mineral, that contains 13 wt%  $H_2O$ , an interesting candidate for transport of  $H_2O$  to mantle depths in subduction zones. Experimental investigations on natural antigorite from Val Malenco (ULMER & TROMMSDORFF, 1995) confirmed its high-pressure, high-temperature stability to 720°C at 20 kbar, 690°C at 30 kbar and 620°C at 50 kbar. The  $H_2O$  released under these conditions is in an ideal position for ascent into the hotter, overlying mantle above subduction zones to cause partial melting in the source region of calc-alkaline melts at 100–130 km depths.

A further experimental investigation on natural titanian OH clinohumite (WEISS & UL-MER, 1996) results in an even higher pressure stability for this mineral, which is common in ultramafic rocks of the Alps. It can thus be regarded as an additional source for  $H_2O$  in deeply subducted mantle rocks.

The results of experimental petrology are the main source for thermodynamic data bases, which in turn are used to calculate phase relations and conditions of metamorphism as encountered in the field laboratory. In the case ot the contact metamorphosed Malenco ophicarbonate rocks it has been possible to map in detail a phase diagram topology for CaO-MgO-SiO<sub>2</sub>-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O that is experimentally inaccessible because of the narrow spacing of equilibrium curves. This topology has been used to resolve inconsistencies in the DGf for magnesite on the order of 3 ki/mole. These inconsistencies arose between the data base of BERMAN (1988), experimental results on magnesite breakdown (PHILIPP, 1988) and calculated phase relations (CHERNOSKY et al., 1988). The field mapped phase diagram is only in agreement with Philipps data. A more recent calorimetric determination of the free energy of magnesite (CHAI & NAVROTSKY, 1993) and experimental data on various reactions in the system (KOZIOL & NEWTON, 1995) confirmed the choice based upon field mapping. For the anhydrous system CaO-MgO-SiO<sub>2</sub>-CO<sub>2</sub> an analogous discrepancy has been resolved on the basis of mapping the prograde sequence of decarbonation reactions in ultramafic carbonate rocks of the Central Alps. Using the field tested data a P-T projection for the mixed volatile CaO-MgO-SiO<sub>2</sub>-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O system has been calculated that has the advantage to represent in addition to fluid composition, pressure and temperature simultaneously, and in contrast to the commonly used XCO<sub>2</sub>-diagrams is also appropriate for rocks that are fluidundersaturated. This diagram is a useful basis for selecting mineral assemblages for field mapping that have restricted fields of stability on the projection and are thus P-T indicators (CONNOLLY & TROMMSDORFF, 1991).

The use of the petrological laboratory Alps is only possible because of the very detailed geological data base in this region. The principal goal in using the laboratory must in turn be a geological one.

- BEARTH, P. (1967): Die Ophiolithe der Zone von Zermatt-Saas Fee. Beitr. geol. Karte Schweiz, <u>132</u>, 130 p.
- BECKER, H. (1993): Garnet peridotite and eclogite Sm-Nd mineral agesfrom the Lepontine dome (Swiss Alps): New evidence for Eocene high-pressure metamorphism in the central Alps. Geology 21, 599–602.
- BERMAN, R. (1988): Internally consistent thermodynamic data for minerals in the system Na<sub>2</sub>O-K<sub>2</sub>O-CaO-MgO-FeO-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-TiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>. - J. Petrol. <u>29</u>, 445-552.
- CHAI, L., NAVROTSKY, A. (1993): Thermochemistry of carbonate-pyroxene equilibria. Contrib. Min. Petrol. <u>114</u>, 139–147.
- CHERNOSKY, J.V., BERMAN, R.G., BRYNDZIA, L.T. (1988): Stability, phase relations and thermodynamic properties of chlorite and serpentine group minerals. - Rev. Mineral <u>19</u>, 295–346.
- CONNOLLY, J.A.D., TROMMSDORFF, V. (1991): Petrogenetic grids for metacarbonate rocks: pressure-temperature phase-diagram projection for mixed-volatile systems. - Contrib. Min. Petrol. <u>108</u>, 93–105.
- DOBRZHINETSKAYA, L., GREEN, H.W. II, WANG, S. (1996): Alpe Arami: A Peridotite Massiffrom depths of more than 300 kilometers. - Science, <u>271</u>, 1841–1845.

- EVANS, B.W., TROMMSDORFF, V. (1978): Petrogenesis of gamet Iherzolite, Cima di Gagnone, Lepontine Alps. Earth Planet. Sci. Lett. <u>40</u>, 333–348.
- GEBAUER, D. (1996): A P-T-t Path for an (Ultra?-) High-Pressure Ultramafic/Mafic Rock-Association and its Felsic Country-Rocks Based on SHRIMP-Dating of Magmatic and Metamorphic Zircon Domains. Example: Alpe Arami (Central Swiss Alps). - Earth Processes: Reading the Isotopic Code Geophysical Monograph <u>95</u>, 307–329.
- HANSMANN, W., HERMANN, J., MÜNTENER, O., TROMMSDORFF, V. (1995): U-Pb dating of single zircons from a gabbroic intrusion at the crust-mantle boundary (Val Malenco, Italy). - Terra abstracts, suppl. No. 1 to Terra Nova 7, 352.
- HARLEY, S.L. (1989): The origin of granulites: a metamorphic perspective: Geological Magazine, <u>126</u>, 215–247.
- HERMANN, J., MÜNTENER, O., TROMMSDORFF, V., HANSMANN, W., PICCARDO, G.B. (1996): Fossil crust-to-mantle transition, Val Malenco (Italian Alps). - Geology in review.
- KOZIOL, A.M., NEWTON, R.C. (1995): Experimental determination of the reactions magnesite + quartz = enstatite + CO<sub>2</sub> and magnesite = periclase + CO<sub>2</sub>, and enthalpies of formation of enstatite and magnesite. - Am. Min., <u>80</u>, 1252–1260.
- MÜNTENER, O., HERMANN, J. (1996): The Val Malenco lower crust to mantle complex and its field relations (Italy). - Schweiz. Min. Petrogr. Mitt., in Druck.
- PHILIPP, R. (1988): Phasenbeziehungen in System MgO-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-NaCl. Ph D Thesis ETH Zürich, No. 8641.
- SCAMBELLURI, M., MÜNTENER, O., HERMANN, J., PICCARDO, G.B., TROMMSDORFF, V. (1995): Subduction of water into the mantle: History of an Alpine peridotite. - Geology, <u>23</u>, 459–462.
- TROMMSDORFF, V., CONNOLLY, J.A.D. (1990): Constraints on phase diagram topology for the system CaO-MgO-SiO<sub>2</sub>-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O. - Contrib. Min. Petrol. <u>104</u>, 1–7.
- TROMMSDORFF, V., PICCARDO, G.B., MONTRASIO, A. (1993): From magmatism through metamorphism to sea floor emplacement of subcontinental Adria lithosphere during pre-Alpine rifting (Malenco, Italy). - Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. <u>73</u>, 191–203.
- ULMER, P., TROMMSDORFF, V. (1995): Serpentine Stability to Mantle Depths and Subduction-Related Magmatism. - Science <u>268</u>, 858–861.
- WEISS, M., ULMER, P. (1996): Breakdown Reaction of Natural Titanian Hydroxyl Clinohumite to 8 GPa.
   Sixth international Symposium on Experimental Mineralogy, Petrology and Geochemistry Bayreuth. Terra Abstracts, <u>8</u>, 65.

# MinPet '96

# Vorträge und Poster

# **Lectures and Posters**



### INTERPRETATION POLARISIERTER UV-VIS-ABSORPTIONSSPEKTREN VON Cr<sup>3+</sup> IM CHLORIT UNTER ANNAHME EINES EFFEKTIVEN TRIGONALEN KRISTALL-FELDES

#### ANDRUT, M.\* & WILDNER, M.\*\*

\* GeoForschungsZentrum Potsdam, Telegrafenberg A17, D-14473 Potsdam

\*\* Institut für Mineralogie und Kristallographie Universität Wien - Geozentrum, Althanstr. 14, A-1090 Wien

Von Cr-haltigen Chloriten wurden bisher nur diffuse Reflexionsspektren von BISH (1977) und polarisierte temperaturabhängige Einkristallspektren unter Annahme einer O<sub>h</sub>-Kristallfeldsymmetrie veröffentlicht (ANDRUT et al., 1995). Ziel der laufenden Untersuchungen ist die Klärung des Pleochroismus aufgrund eines effektiven lokalen Kristallfeldes des Cr<sup>3+</sup>-Koordinationspolyeders und dessen mögliche Abhängigkeit vom Chemismus.

Es wurden Chlorite aus dem Ural mit unterschiedlichen Chromgehalten von 1,0 bis 5,5 Gew-%  $Cr_2O_3$  untersucht. In diesen liegen  $n_X // \sim a$ ,  $n_Y // b$  und  $n_Z // \sim c$ . Die chemische Zusammensetzung und Homogenität der Kristalle wurde mit der Mikrosonde bestimmt (Tab. 1). Es wurden im Bereich 40000 cm<sup>-1</sup> bis 10000 cm<sup>-1</sup> polarisierte Absorptionsspektren parallel  $n_X$ ,  $n_Y$  und  $\sim n_Z$  gemessen.

BROWN & BAILEY (1963) zeigten im Rahmen ihrer Strukturuntersuchungen an Kämmererit, daß Cr<sup>3+</sup> eine mäßig verzerrte Oktaederposition der Brucit-Schicht (Mg,Al)<sub>3</sub>(OH)<sub>6</sub> besetzt. Dieser Befund wird durch die polarisierten Spektren bestätigt. Alle Spektren sind durch zwei starke Absorptionsbanden im Bereich 18000 cm<sup>-1</sup> und 24500 cm<sup>-1</sup> charakterisiert, die sich von den spinerlaubten dd-Übergängen  ${}^{4}A_{2a} \rightarrow$  ${}^{4}A_{2q}(4F)$  und  ${}^{4}A_{2q} \rightarrow {}^{4}A_{2q}(4F)$  des Cr<sup>3+</sup>-lons in O<sub>h</sub>-Symmetrie ableiten. Es zeigt sich, daß korrespondierende Übergänge nur in den Spektren parallel nx und ny, d.h. in der Plättchenebene (001), identisch hinsichtlich Lage und Intensität sind. In der Polarisationsrichtung senkrecht dazu, d.h. parallel n<sub>7</sub>, werden sowohl andere Bandenlagen als auch -intensitäten gemessen (siehe Tab. 1). Diese Beobachtung deutet auf eine axiale Symmetrie des Kristallfeldes etwa parallel [001] hin, d.h. etwa parallel der (pseudo)-dreizähligen Achse der Brucitschicht-Oktaeder. Für die Interpretation der Absorptionsspektren wird daher eine trigonale Symmetrie C3 des Kristallfeldes vorgeschlagen. Die Symmetrieerniedrigung von Ohnach Caführt zu einer Aufspaltung der T-Terme in A und E-Niveaus. Aufgrund der Ca-Symmetrieauswahlregeln konnten die beobachteten Banden den Spalttermen zugeordnet werden. Mit Hilfe des Programms TETRIG (WILDNER, 1996) wurden der Kristallfeldparameter 10 Dq und Racah-Parameter  $B_{35}$ , sowie die Verzerrungsparameter  $D_{\tau}$  und  $D_{\sigma}$  berechnet (Tab. 1).

Die Verzerrungsparameter zeigen an, daß ausschließlich die Geometrie der Ligandenanordnung nicht ausreicht, die Spektren zu erklären. Es besteht ein merklicher Einfluß der nächsten Koordinationssphäre. Die trigonale Feldkomponente ist gering. Die Änderung des Racah-Parameters B<sub>35</sub> deutet an, daß eine steigende  $Cr_2O_3$ -Konzentration bei ansonst konstantem Pauschalchemismus nur den kovalenten Anteil an der Cr–O Bindung erhöht. Veränderungen von interatomaren Abständen und Potentialfeldern in der näheren Umgebung des Cr<sup>3+</sup>-Ions, z.B. durch gekoppelte Substitutionen Si+Mg = AI+AI, lassen sich spektroskopisch nachweisen.

Probe	Bilimbajefsk	ltkul	Katschkanar	Ufalejsk	Bisfersk
SiO <sub>2</sub>	35.51	27.00	34.70	33.60	33.19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.31	26.40	10.86	12.07	10.41
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.01	1.84	4.75	5.47	5.53
FeO	1.87	0.93	1.12	1.10	1.04
MgO	36.52	30.20	36.00	34.70	34.74
Summe	88.25	86.37	87.48	87.03	84.92
v1- n <sub>X</sub>	18130	17590	18143	18147	18101
v1- n <sub>Y</sub>	18130	17537	18143	18133	18143
v1- n <sub>z</sub>	18480	17318	18156	18058	18108
Mittelwert	18247	17482	18147	18113	18117
v2- n <sub>X</sub>	25490	24555	25033	25019	25046
v2- n <sub>Y</sub>	25490	24594	25033	25035	25038
v2- n <sub>z</sub>	25200	24385	24752	24745	24760
Mittelwert ·	25393	24511	24939	24933	24948
D <sub>τ</sub>	39.1	29.8	43.8	43.7	43.6
D <sub>o</sub>	-309.7	104.0	-105.0	-41.1	-86.5
B <sub>35</sub>	708.4	702.6	665.6	669.2	670.7
Dq <sup>trig</sup>	1808.4	1737.2	1797.3	1794.2	1794.5
Dq <sup>cub</sup>	1823.6	1748.8	1814.3	1811.2	1811.5

Tabelle 1:

Chemische Zusammensetzung [Gew-%], Na<sub>2</sub>O in Spuren; bestimmte Bandenlagen [cm<sup>-1</sup>] und berechnete Kristallfeldparameter [cm<sup>-1</sup>];  $v_1 = {}^{4}A_{2g} \rightarrow {}^{4}T_{2g}({}^{4}F) = {}^{4}A_{2g} \rightarrow {}^{4}T_{1g}({}^{4}F)$ , O<sub>h</sub>-Symmetrie.

ANDRUT, M., WILDNER, M., TARAN, M., LANGER, K., SCHULZ, R. (1995): Temperature dependent polarized single crystal spectra of kammererite. - Phys. Chem. Minerals, [im Druck].

BISH, D.L. (1977): A spectroscopic and X-ray study of the coordination of Cr<sup>3+</sup>-ions in chlorites. - Amer. Mineral. <u>62</u>, 385–389.

BROWN, B.E. & BAILEY, S.W. (1963): Chlorite polytypism: II. Crystal structure of a one-layer Cr chlorite. - Amer. Mineral. <u>48</u>, 42–61.

WILDNER, M. (1996): TETRIG - a program for calculating spin-allowed energy levels of d<sup>2</sup>, d<sup>3</sup>, d<sup>7</sup>, and d<sup>8</sup> ions in tetragonal and trigonal crystal fields. - EMSMM'96, Kiev.

# THE P21/C - C2/C PHASE TRANSITION IN KANOITE $MnMgSi_2O_6$ ; A SINGLE CRYSTAL X-RAY AND OPTICAL STUDY.

# ARLT, T.<sup>\*</sup> & ARMBRUSTER, T.<sup>\*\*</sup>

- \* Mineralogisch-Petrographisches Institut, Universität Bern
- \*\* Laboratorium f
  ür Chemische und Mineralogische Kristallographie, Universit
  ät Bern, Baltzerstr. 1, CH-3012 Bern

Kanoite is a P21/c clinopyroxene with ideally  $MnMgSi_2O_6$  composition. The structure of natural kanoite crystals was recently refined by GNOS et al. (1996) and the sample 6005 was also used for this high temperature study.

Kanoite was found to undergo a phase transition from P21/c to C2/c. The goal of this study was to investigate the structures and optical properties of low and high kanoite as a function of temperature. The lattice constants and the cell volume show considerable deviations from linearity. Above ca. 225°C c and a increase dramatically while b decreases slightly and reaches its absolute minimum at 240°C, representing the P–C transition. The intensities of the h+k odd reflections (forbidden in C2/c) remained sharp until they disappeared at 240  $\pm$  10°C. The sharpness of h+k odd reflections indicates a large domain size (>100 nm). After equilibrating 2 days at 300°C, the transition temperature was found to increase slightly.

The structural data refined at 200°C and 270°C were used to model optical properties based on the point dipol model (ABBOTT, in press). The optical data for synthetic kanoite end-member were measured at RT: c^Z: 40°;  $2V_z$ : 54.5°;  $n(\alpha)$ : 1.699;  $n(\beta)$ : 1.702;  $n(\gamma)$ : 1.724 and used to calculate electronic polarizabilities. The optimised values are:  $\alpha(Mg) = 0.48 \text{ Å}^3$ ,  $\alpha(Mn) = 0.37 \text{ Å}^3$ ,  $\alpha(Si) = 0.19 \text{ Å}^3$ ,  $\alpha(O_{non \ bridging}) = 1.40 \text{ Å}^3$ ,  $\alpha(O_{bridging}) = 1.43 \text{ Å}^3$ . The ratio of polarizabilities for M1/M2 was found to be linearly correlated to the ratio of M1/M2 ionic radii in clinopyroxenes. Calculation of optical properties for high temperature kanoite shows, that birefringence is increasing with temperature in low kanoite and even more obviously during the P-C-transition.

Heating a thin section on a fluid inclusion microscope, this increase of retardation was experimentally confirmed. A dramatic increase of retardation reflects the phase transition in agreement with the single-crystal X-ray data (figure). A two phase field was found over a temperature range of approx. 20°C.

In P21/c clinopyroxenes two symmetry independent tetrahedral chains are distinguished. In low kanoite the A chain is slightly S-rotated (O3A–O3A'–O3A"= 171.5° at 25°C and 173.3° at 200°C) while the O-rotated B chain is relatively kinked (O3B–O3B'–O3B"= 153.9 at 25°C and 157.2° at 200°C). In high kanoite the angles are equivalent in both chains (175.4° at 270°C) and O-rotated. The M2 position of low kanoite is coordinated by seven O atoms (5+2) while it is six-coordinated (4+2) in high kanoite. M2 is much stronger distorted than the M1-polyhedron. During the P21/c–C2/c-transition the average of the six shortest M2-O lengths decreases and there is no expansion in M1O6. Strongly anisotropic and temperature dependent motion is observed for the bridging O3-position indicating a dynamic disorder of the O3–O3–O3 angle in high kanoite.

The data show that the structures of low (P21/c) and high kanoite (C2/c) are isotypic with the P21/c and C2/c modifications found in pigeonite and clinohyperstheme. The transition temperature of 220°C is the lowest observed in clinopyroxenes and confirms a very low activation energy.



Figure: relative retardation vs. temperature of kanoite, sample 6005

- ABBOTT, R.N. (in press): Optical properties of C2/c pyroxenes: a point-dipole explanation. Submitted to the Canadian Mineralogist.
- GNOS, E., ARMBRUSTER, T., NYFELER, D. (1996): Kanoite, donpeacorite and tirodite: Mn-Mg-silicates from a manganiferous quartzite in the United Arab Emirates. - Eur. J. Mineral., **B**, 251-261.

# COMPOSITION AND FORMATION CONDITIONS OF TETRAEDRITE-TENNANTITE IN THE DEVONIAN SCHWAZ-DOLOMITE, N-TYROL, AUSTRIA

### ARLT, T. & DIAMOND, L.W.

Mineralogisch-petrographisches Institut, Universität Bern, Baltzerstrasse 1, CH-3012 Bern, Switzerland

The fahlore deposits of the Schwaz-Brixlegg area are located at the western margin of the eastalpine Greywacke Zone and have been mined for copper and silver over many centuries. The mining district comprises approximately 20 deposits spread along a 20 km belt, in which ore occurs as stratabound, vein, and various breccia bodies.

Previous workers have inferred compositional trends in the fahlores along the belt, based on bulk wet chemical analyses. In this study, electron microprobe analyses were made on 25 fahlore samples collected from the Grosskogel Mine, Brixlegg and the Rotenstein Mine, Schwaz, both in the Schwaz Dolomite. In addition, analyses were made on 25 samples from museum collections in which the specimen labels implied high Hg contents ("Schwazite" or "Mercury-fahlore, Schwaz"). The 1000 measurements on 50 samples (20 spots per sample) show that most of the fahlores lie within the middle of the tetrahedrite-tennantite solution series (total range = 35–100% tetrahedrite endmember), and that Hg-bearing ores are very rare. Only two of the museum samples were found to bear mercury in a significant amount (2 to 8 w%).

Mine	Grosskogel	Grosskogel	Grosskogel	Rotenstein	Rotenstein	"Schwaz"
Ore-type	fahlore-baryte-enargite-breccia			concordant	discordant	"unknown"
Mineral	tenn/tetr I	tetrah. II	enargite	tenn/tetr	tetrah.	Hg-tetrah.
No. of samples	6	3	3	2	2	1
No. of points	120	60	20	50	50	20
Cu	10.35	10.33	3.08	10.33	10.44	10.24
Ag	0.07	0.18	0.00	0.08	0.05	0.14
Sb	1.93	3.32	0.30	1.95	2.65	2.63
As	2.06	0.72	0.72	2.05	1.34	1.50
Fe	0.68	1.38	0.01	0.34	0.79	0.13
Zn	1.03	0.30	0.03	1.44	1.00	1.14
Mn	0.02	0.02	0.00	0.06	0.00	0.01
Hg	0.06	0.04	0.01	0.05	0.07	0.73
S	13.00	13.00	4.00	13.00	13.00	13.00
Total	29.37	29.28	8.15	29.29	29.36	29.52

Table:

Microprobe analyses of ore minerals. Tetrahedrite-tennantite normalized to 13 S atoms. Enargite normalized to 4 S atoms.

The data show that there is no regional trend in fahlore compositions as proposed earlier. Rather, individual deposits display the same range in composition as that seen through the entire ore district. In the Grosskogel Mine a second generation of silver-rich tetrahedrite was found and all investigated samples contain enargite or luzonite in significant amounts (10–30 vol%). In the Rotenstein Mine, fahlores in the stratabound bodies are clearly Zn-richer and Sb-poorer than fahlores in the discordant veins. Typical compositions of the investigated ores and of the very atypical Hg-tetrahedrite are given in the table.

Fluid inclusions in quartz from the tetrahedrite-barite-enargite breccia ores of the Grosskogel Mine were analysed by microthermometry. While most of the quartz is earlier than the tetrahedrite-tennantite, the last generation of guartz was found to be younger (Figure). Therefore the properties of the fluid inclusions directly reflect the properties of the ore-bearing fluid. Primary and secondary inclusions in guartz are identical and contain aqueous liquid and vapour at room temperature. Eutectic melting temperatures as low as -30°C indicate the presence of CaCl<sub>2</sub>, in accordance with the hydrothermal mineralogy. Final ice melting temperatures indicate bulk salinities between 17 and 22 wt% NaCl equivalent. No microthermometric evidence was found for any gas components, although the mineralogy requires at least some CO<sub>2</sub>. Homogenisation occurs to the liquid phase between approximately 130-150°C. Since the phase ratios of the fluid inclusion assemblages indicate homogeneous entrapment throughout, the homogenisation temperatures represent minimum precipitation temperatures. Published crystallinity and composition data on illites in underlying rock units suggest maximum lithostatic pressures of approximately 2 kb. This constraint combined with isochore calculations limits the precipitation temperature of the fahlores to less than 210°C.



#### Figure:

Schematic paragenetic sequence in mineralized breccias of the Grosskogel Mine.

# VERGLEICHENDE MINERALOGISCH-GEOCHEMISCHE UNTERSUCHUNGEN AN EINIGEN BAUXIT-VORKOMMEN GUINEAS

# BANGOURA, M.

Faculté des Sciences Dépt. de Physique Université de Conakry B.P. 1147 Guinea. c/o Institut für Mineralogie & Petrographie der Universität Innsbruck Innrain 52, A-6020 Innsbruck

Von sieben Bauxit-Lokalitäten wurden insgesamt 16 Profile mineralogisch und geochemisch untersucht. Die Lokalitäten unterscheiden sich in ihrem Klima (tropisch-humid oder Savanne) und ihren Muttergesteinen Nephelinsvenit (Insel Kassa aus der Gruppe der Los-Inseln), Dolerite (Bantignièl, Dian-Dian, Sinthourou und Dabola) und Schieferton (Débélé/Kindia). Diese drei Bauxit-Typen kommen als Bodenbildungen über ihren Ausgangsgesteinen vor. Der vierte Tvp. der auch das größte Bauxit-Abbaugebiet um Boké/Sangarédi repräsentiert, ist ein (nach BARDOSSY & ALEVA 1990) mehrfach aufgearbeiteter ("reworked") und umgelagerter Bauxit, dessen Ausgangsgestein überwiegend aus Schieferton mit einigen eingelagerten doleritischen Gängen besteht. Sämtliche Profile lassen sich in fünf Zonen unterteilen, die lokal aber unterschiedlich mächtig sind. Über dem Ausgangsgestein (C-1) folgt zunächst eine Zone schwacher Verwitterung (C-2), in der wenig resistente Primär-Minerale (Pyroxene, Feldspäte) bereits teilweise umgewandelt werden. Darüber erscheint ein stärkerer Umwandlungsbereich (B), der sich vor allem aus Kaolin-Mineralen (neben geringeren Gehalten an Al-, Feund Ti-Oxiden) aufbaut. Über diesem folgen zwei etwa 20 m mächtige Bauxit-Horizonte (A-1, A-2), die durch unterschiedliche Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>- und/oder TiO<sub>2</sub>-Gehalte charakterisiert sind. In einigen Profilen schließen ausgeprägte Fe-Oxid-Krusten die Profile ab.

Hauptmineral aller Bauxite ist Gibbsit. Nur in Sangarédi sind auch deutliche Gehalte (10–40%) an Böhmit vorhanden. Dieser, wie auch Diaspor und der amorphe, gelartige Kliachit, kommt an den übrigen Orten nur in Spuren vor. Sangarédi ist (mit Gehalten bis zu 12,5% TiO<sub>2</sub>) auch ausgesprochen Ti-reich. Während in In-situ-Bauxiten (Kassa, Débélé, Bantignièl, Dian-Dian, Sinthourou und Dabola) als Ti-Mineral nur Anatas auftritt, kommen in Sangarédi noch deutliche Rutil-Gehalte hinzu.

Als Fe-Minerale treten sowohl Hämatit als auch Goethit auf, häufig reziprok. Goethit ist meist deutlich Al-haltig. Sangarédi bietet als weitere Besonderheiten noch Chert- und Phosphorit-Konkretionen (im Ton) an. Über den Schiefertonen von Débélé treten Pyrit und Siderit auf.

Geochemisch ist vor allem eine gute Korrelation der immobilen Elemente AI, Ga, Zr, Nb und Y zu beobachten. Nach den Gehalten weiterer Spurenelemente (Cr, Ni, Cu, Zn, Sr, Mn, Mg, Pb, Ba) sowie ihren Verhältnissen lassen sich die einzelnen Vorkommen gut differenzieren.

Die extremen Anreicherungen an  $Al_2O_3$ , Ti $O_2$ , Ga, Zr, Y, Nb im Sangarédi-Bauxit, verbunden mit der weitgehenden Verarmung an  $Fe_2O_3$ , kann durch mehrmalige Umlagerungs- und Aufbereitungsprozesse dieses transportierten Bauxits erklärt werden. Als Fazit bleibt festzuhalten: Der bestimmende Faktor der Bauxitbildung ist das subtropische bis tropische Klima und die damit verbundene sehr intensive chemische Verwitterung. Die gesteinsspezifischen Parameter wie Verwitterungsresistenz (am größten beim Schieferton, am geringsten beim Dolerit), primäre und sekundäre Permeabilität und vor allem die chemische Zusammensetzung des Muttergesteins (besonders der Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Gehalt), pH- und Redoxpotential der Verwitterungslösungen – gesteuert von primären Sulfidgehalten bzw. der Anwesenheit organischer Säuren – waren von bestimmendem Einfluß auf die Intensität der Bauxitbildung sowie für die Reinheit der Bauxite.









Die Entwicklung der chemischen Zusammensetzung der untersuchten guineischen Bauxite, dargestellt am Verhalten der Elemente Si, Al, und Fe.

### GEOCHEMISTRY AND SR-ND WHOLE-ROCK ISOTOPE DATA FOR THE LEVETINA GNEISS (CENTRAL SWISS ALPS): FIRST RESULTS AND INTERPRETATIONS OF PETROGENESIS

#### BEFFA FLORIANO A.D., BÖHM, CH.O. & MEIER M.

Institute of Isotope Geology and Mineral Resources, ETH-Zentrum, CH-8092 Zürich.

The Leventina granitoid gneiss mass, which outcrops in the Central Swiss Alps south of the Gotthard unit, forms the lowermost tectonic unit of the Penninic nappe complex. It is exposed for a length of 40 km in the Leventina valley and reaches up to 7 km in width. The Leventina gneiss is separated from the Gotthard unit by the predominant para- and mixed gneisses of the Lucomagno unit and by the Mesozoic sediments of the Piora zone. Occasional mylonitic zones between the Leventina and Lucomagno units attest to overthrust movement of the Lucomagno relative to the Leventina unit. The metamorphic grade reached amphibolite conditions of ca. 600–650°C and 5.5–6 kbar during the Alpine orogeny.

Besides small lenses of paragneiss and amphibolites, three petrographic types of metagranitoids are distinguished in the Leventina gneiss unit: (a) coarse to porphyritic, leucocratic granite gneiss, (b) fine to coarse, leucocratic granodioritic to granitic gneiss and (c) mesocratic mica-rich granodioritic gneiss. (b)-type granodioritic to granitic gneiss builds up the central/ southern core of the Leventina unit and shows gradual transition to the (a)-type granitic gneiss. The latter becomes strongly foliated towards the margin, showing a folded to laminated fabric. (c)-type granodioritic gneiss occurs as small lenses embedded in (a)- and (b)-type gneisses.

Geochemical discrimination reveals the original composition of the three types of Leventina metagranitoids and their igneous origin: (a) monzogranite to syenogranite, (b) trondhjemitic granodiorite, and (c) granodiorite to quartz-monzodiorite. (a)- and (b)-types show peraluminous character, whereas (c) indicates some meta-aluminous affinity. In addition, different Eu anomalies corroborate the petrological variations between the three types. Harker-type variation diagrams, MORB normalized multi-variation diagrams as well as different REE compositions (MREE and HREE) and (La/Sm)N fractionation demonstrate two distinct differentiation trends from calc-alcaline to calcic characteristics: I) from (c) to (a) and II) from (c) to (b). The above geochemical features, suggesting the existence of two different granitic melts, are in agreement with field observations and point to a differentiation path I) involving slight contamination by country rock, in contrast to differentiation path II).

Additional geochemical trends observed are: 1) high K/Rb ratio and enrichment in HREE-rich mineral phases such as xenotime and apatite towards the northern margin of the Leventina unit, 2) depletion in HREE and a higher (Gd/Yb)N fractionation in the southern zone of the Leventina unit. The latter may be related to fluid-rock interaction as expressed e. g. by the frequent occurrence of pegmatites and aplites. First Rb/Sr whole-rock data yield a Variscan errorchron age of  $325 \pm 18$  Ma (95 % c.l. ext.), which concurs with apparent U-Pb ages of zircon fractions [1]. The initial <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr ratio of 0.7052  $\pm$  0.0003 supports an I-type origin of the Leventina metagranitoids. The Lucomagno S-type orthogneisses yield a substantially different age of 290 + 4/-3 Ma (U-Pb single-zircon data; Rb-Sr errorchron age = 281 Ma) and a higher initial <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr ratio of 0.7112  $\pm$  0.0029 [2]. By the discrepancy in both initial <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr ratios and an apparent Rb/Sr whole-rock age the Variscan orthogneisses from the Leventina and Lucomagno units can be clearly distinguished.

Geochemical discrimination analysis using major and trace elements implies a collisional, probably syn-collisional, tectonomagmatic regime for the generation of the Leventina metagranitoids.  $\epsilon$ Nd and  $\epsilon$ Sr initial values of about -4.9 and +37 indicate an EMI source reservoir comparable to lower crust.

 ALLÈGRE, C.J., ALBARÈDE F., GRÜNENFELDER, M. AND KÖPPEL, V.(1974): - Contr. Mineral. and Petrol. <u>43</u>, 163–194.
 [BÖHM, C.: Ph. D. Thesis, ETH Zürich (unpubl.).

#### WASSERSTOFF ALS SPURENELEMENT IN MINERALPHASEN DES ERDMANTELS

#### BERAN, A.

Institut für Mineralogie und Kristallographie, Universität Wien - Geozentrum, Althanstraße 14, A - 1090 Wien

Die den Oberen Erdmantel aufbauenden Mineralphasen Olivin, Pyroxen und Granat können Wasserstoffspuren bis in den 100 ppm-Bereich in Form von OH-Gruppen strukturell einbauen (BELL & ROSSMAN, 1992). Wadsleyit,  $\beta$ -(Mg,Fe)<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub> und (Mg,Fe)SiO<sub>3</sub>-Perowskit sind die wahrscheinlichsten »Wasserträger« der Übergangszone bzw. des Unteren Erdmantels. Wasserstoffspuren können die physikalischen Eigenschaften von Mineralphasen sehr stark beeinflussen und damit auch einen wesentlichen Einfluß auf die Eigenschaften des gesamten Erdmantels ausüben.

Auf der Grundlage polarisierter FTIR-spektroskopischer Untersuchungen wurde von BERAN & PUTNIS (1983) sowie LIBOWITZKY & BERAN (1995) ein Modell des OH-Einbaues in die Struktur des Olivins entwickelt. OH-Defekte geben im Olivin Anlaß zu einer Vielzahl von scharfen Absorptionsbanden im Bereich von 3670 bis 3220 cm<sup>-1</sup>. Unter der Annahme von Si-Leerstellen liegen [O(OH)<sub>3</sub>]- und [O2(OH)<sub>2</sub>]-Tetraeder mit spezifischen Kombinationen der Wasserstoff-Positionen vor. Die O1 Sauerstoffe sind teilweise durch OH-Gruppen ersetzt, die in Richtung der leeren Si-Positionen zeigen. Weiters liegt ein Wasserstoff auf der »vertikalen« O3-O3' Tetraederkante, die senkrecht zur Symmetrieebene verläuft, und/oder auf der »horizontalen« O1-O2 Tetraederkante, in der Symmetrieebene, wobei dann jeweils O3 und O3' bzw. O1 und O2 als Donator- oder Akzeptor-Sauerstoffe fungieren können. Unter der Annahme von Leerstellen auf den M-Positionen, lassen sich [SiO<sub>3</sub>(OH)]- und [SiO<sub>2</sub>(OH)<sub>2</sub>]-Tetraeder als strukturelle Einheiten ableiten. Dabei ist O3 Donator-Sauerstoff einer OH-Gruppe, die in Richtung einer M2-Leerstelle zeigt und O2 kann Donator-Sauerstoff einer OH-Gruppe sein, die entlang der O2-O3 Kante eines leeren M1-Oktaeders orientiert ist.

Polarisierte FTIR-Spektren eines unverzwillingten orthorhombischen CaTiO<sub>3</sub>-Perowskits der »Benitoite Gem Mine«, Kalifornien, sind durch das Auftreten von zwei OH-Absorptionsbanden mit Maxima bei 3394 und 3326 cm<sup>-1</sup> charakterlsiert. Entsprechend dem pleochroitischen Verhalten dieser Banden wird von BERAN et al. (1996) ein Modell des OH-Defekteinbaues vorgeschlagen, bei der die OH-Dipolrichtung etwa parallel [110] verläuft. Der Mechanismus des Wasserstoffeinbaues, bei dem O2 den Donator-Sauerstoff darstellt, ist vor allem an das Auftreten von Ca-Leerstellen gebunden. Der Wasserstoffgehalt des untersuchten Perowskits liegt bei etwa 10 ppm. MEADE et al. (1994) haben Wasserstoff in synthetischem MgSiO<sub>3</sub>-Perowskit mit Hilfe von Synchrotron IR-Absorptionsmessungen nachgewiesen.

- BELL, D.R., ROSSMAN, G.R. (1992): Water in Earth's mantle: The role of nominally anhydrous minerals. - Science <u>255</u>, 1391-1397
- BERAN, A., PUTNIS, A. (1983): A model of the OH positions in olivine, derived from infrared-spectroscopic investigations. - Phys. Chem. Minerals <u>9</u>, 57-60
- BERAN, A., LIBOWITZKY, E., ARMBRUSTER, T. (1996): A single-crystal infrared spectroscopic and X-ray diffraction study of an untwinned San Benito perovskite containing structural OH groups. - Can. Mineral. (im Druck)

LIBOWITZKY, E., BERAN, A. (1995): OH defects in forsterite. - Phys. Chem. Minerals 22, 387-392

MEADE, C., REFFNER, J.A., ITO, E. (1994): Synchrotron infrared absorbance measurements of hydrogen in MgSiO<sub>3</sub> perovskite. - Science <u>264</u>, 1558-1560

### PHOSPHATE PARAGENESES IN THE »SEMMERINGQUARZIT« AND RELATED QUARTZ VEINS OF THE LOWER AUSTROALPINE »FISCHBACH« WINDOW, NORTH-EASTERN STYRIA, AUSTRIA

#### BERNHARD, F.\*, HOINKES, G.\*, MOGESSIE, A.\*, POSTL, W.\*\* & TAUCHER, J.\*\*

- Institut f
  ür Mineralogie-Kristallographie und Petrologie der Universit
  ät Graz, Universit
  ätsplatz 2, A-8010
  Graz.
- \*\* Abteilung für Mineralogie, Steiermärkisches Landesmuseum Joanneum, Raubergasse 10, A-8010 Graz.

The »Fischbach« window, located 40 km NNE of Graz, Styria, covers an area of about 30 km<sup>2</sup> and exposes upper Permian to Scythian, shallow aquatic quartzites to metaquartzconglomerates (»Semmeringquarzit« s.l.) and few Scythian to Anisian metacarbonates. Occurrence of tremolite in the metacarbonates points to greenschist facies metamorphic conditions during Alpine orogenesis (WIESENEDER, 1961). These rocks are overthrusted by polymetamorphic, lower Paleozoic metasedimentary and Carboniferous metagranitoid rocks of the »Grobgneis« complex. Dark blue lazulite (Mg,Fe)Al<sub>2</sub>(PO4)<sub>2</sub>(OH)<sub>2</sub> in quartz veins within the »Semmeringquarzit« is known since ANKER (1809). First results of field, petrographic, SEM - quantitative EDX and XRD study of quartz veins and host quartzites reveal the presence of a wide variety of phosphate minerals, especially members of the beudandite-crandallite group, related to three different modes of occurrences.

1. Phosphate enrichments in quartzites and metaquartzconglomerates consist generally of up to 1 mm large, xenomorphic lazulite grains ( $X_{Mg} = 0.10-0.20$ ) scattered throughout the quartz matrix and idiomorphic to xenomorphic, 5-20 µm, rarely up to 0.2 mm large svanbergite crystals mostly within flakes and aggregates of muscovite (Fig. 1). Lazulite and svanbergite enclose each other in some cases and the smaller svanbergite grains contain mm sized REE rich patches and rings. A phosphate mineral intermediate between svanbergite and goyazite is also associated with muscovite (Fig. 1). Heavy mineral layers in the »Semmeringquarzit« contain rutile, zircon, altered ilmenite, tourmaline and muscovite in variable proportions. Recrystallised lazulite  $(X_{Mg} = 0.25-0.30)$  and exsolved Ti-hematite  $(X_{IIm} = 0.10-0.15)$  are abundant in some of these layers. Additionally, idiomorphic florencite -(Ce) (Ce,La)Al<sub>3</sub>(PO<sub>4</sub>)<sub>2</sub>(OH)<sub>6</sub>-, rimmed by svanbergite, is found in one of these layers. In some cases, lazulite defines a sedimentary banding without heavy mineral enrichment. Locally, circular shells of lazulite and svanbergite of ca. 5 mm diameter occur, where guartz fabric inside and outside the shells is the same. These shells may probably represent former phosphate pellets. A very conspicuous, 6 x 6 x 0.6 cm sized, lenticular aggregate of fine grained muscovite, svanbergite, rutile and a few poikiloblasts of lazulite, surrounded by a 2-5 mm wide zone of coarse grained lazulite, svanbergite and quartz is documented in one quartzite sample. The origin of this structure is not clear at the moment, but the lazulite-rich rim suggests involvement of metasomatic reactions.

**2. Lazulite-quartz veins** are 0.5–10 cm wide and crosscut sedimentary banding and heavy mineral layers at a high angle, but are in most cases near parallel to the folia-

tion of the host quartzite. Lazulite is the major phosphate mineral and occurs as nearly always xenomorphic crystals up to 5 cm large, with concentric or complex patchy chemical zoning (core:  $X_{Mg} = 0.10-0.20$ , rim:  $X_{Mg} = 0.20-0.30$ ). In some veins, lazulite is chemically homogeneous ( $X_{Mg} = 0.15$ ). It can be confined to the central zone, to the contacts with the host quartzite or homogeneously distributed in the vein. Other primary phosphate minerals are rather rare and comprise svanbergite with appreciable goyazite component (Fig. 1), augelite  $Al_2(PO4)(OH)_3$  and apatite. Exsolved Ti-hematite ( $X_{IIm} = 0.08-0.16$ ) is abundant, rutile, pyrite, barite, rarely tourmaline and xenocrystic zircon are additional non-phosphate minerals. Lazulite is also enriched in narrow cracks emanating from lazulite-quartz veins, but without visible quartz mobilisation. This type of occurrence leads to clearly metasomatic, up to 5 cm wide lazulite enriched zones in quartzite adjacent to some lazulite-quartz veins. A genetic model is proposed, where extensive fluid activity causes mobilisation of sedimentary phosphates in the quartzite and redeposition in quartz veins.

**3. Supergene phosphate minerals** are Ba-free goyazite and crandallite, both rimming and veining lazulite and svanbergite. Extensive solid solution exists between goyazite and crandallite, and complex chemical zoning is often observed (Fig. 1). The phosphate mineral which forms at the last stage in the parageneses is nearly Sr-free gorceixite (Ba,Ca)Al<sub>3</sub>(PO<sub>4</sub>)(PO<sub>3</sub>OH)(OH)<sub>6</sub> with variable Ca-content (Ca/(Ca+Ba) = 0.05–0.20), replacing and rimming all other phosphate minerals.





ANKER, J.M. (1809): Kurze Darstellung einer Mineralogie von Steyermark. - Verlag Franz Ferstl, Graz, 79 S. WIESENEDER, H. (1961): Die Korund-Spinellfelse der Oststeiermark als Restite einer Anatexis. - Joanne-

# A CLOSER LOOK AT PHLOGOPITE BY ELECTRON SPECTROSCOPY FOR CHE-MICAL ANALYSIS (ESCA)

### BIINO, G. G.\* & GRÖNING, P.\*\*

- \* Institute of Mineralogy and Petrography, University of Fribourg Perolles, 1700 CH
- \*\* Research group of Solid State Physics University of Fribourg Perolles, 1700 CH

Micas are very common in crustal rocks but several aspects are poorly understood and therefore their full utilisation in petrology, geochronology and technology is limited. For example their crystal chemistry is complex and numerous set of linearly independent exchange components can describe their composition. Traditional chemical analytical techniques as electron-probe microanalysis (EPMA) cannot solve ambiguities since some elements may be present in different oxidation states and there is not an unique way to define the linearly independent exchange components.

Electron Spectroscopy for Chemical Analysis (ESCA) allows to analyse the composition of the outermost (down to 50 Å) volume of the sample by direct measurement of the energy of electrons. At least 70% of the signal is emerging from the first few Å. ESCA also gives information on the energy of binding, oxidation state and coordination environment of an element. ESCA allows to access at new information and reduces the scale of observation of several orders of magnitude if compared to EMPA.

We used ESCA to investigate phlogopite from the peridotite of Finero (Ivrea-Verbano Zone, Italy, western Alps). Phlogopite monocrystals were cut away from the altered and unaltered (freshly cut in the laboratory) surfaces with a sharp cutter. The phlogopite flake to analyse was loaded on a copper holder and the top flakes removed mechanically by cleavage to produce a new (001) surface (old surfaces are usually very dirty, see the photo at www.unifr.ch/mineral/tech.html). Phlogopite books from the weathered surfaces were directly fixed on the copper holder (up-side up) without any manipulation. After a first analysis of the surface, Ar+ plasma flushed on the biotite surface for 1 to 60 minutes at 1 keV and the surface was measured again. We also investigated the effects of Ar+ erosion on the phlogopite surface.

The observation and general implications can be summarised as in the following:

- 1) surface of phlogopite exposed to natural weathering is transformed into an AI-Mg silicate (chlorite?)
- 2) in the region in which phlogopite cleaves (i.e. the (001) plane) the composition is not stoichiometric.
- 3) phlogopite statistically cleaves along ultrathin chloritisation plane.

- 4) ESCA evidences chlorite ultrathin (cryptic) layers (few ten of Å) in phlogopite that results to be unaltered when observed with the electron microscope (and probably at TEM too, but research is in progress).
- 5) these cryptic chlorite planes are probably responsible for the young Rb-Sr and Ar-Ar ages defined by the Finero phlogopite. The discovery of cryptic chlorite planes has self-evident implications in geochronology.
- 6) C has been identified. It is probably related to mantle metasomatism. Therefore the chemical composition of the metasomatic fluid should include C too (K, Ti, Ba, Fe, REE, H<sub>2</sub>O, Cl and F are more obvious component).
- 7) the oxydation state of Ti is (III). Ti<sup>3+</sup> is usually not considered in natural terrestrial silicates. Indeed, this finding is not inconsistent with the general opinion that the redox state of the mantle is nearer to iron-wüstite buffer than to quartz-fayalite-magnetite buffer. Implications for crystal chemical and mantle petrology are evident.

At the beginning of the century, several physicists stressed that in first approximation mechanics well works at macroscopic scale and is closely connected with the intuitive common logic, but at atomic scale the world is rather different and sometimes even in disagreement with macroscopic observation (and intuitive conclusion). A huge amount of work is necessary before the full characterisation of micas at atomic scale is achieved, and there are no doubts that a lot of surprises are waiting for us.

# PHASE PETROLOGY OF POLYMETAMORPHIC METASEDIMENTARY ROCKS (SILVRETTA THRUST SHEET, EASTERN ALPS)

# BIINO, G. G. & PROSPERT, C.

Institute für Mineralogie und Petrographie, Universität Freiburg Pérolles, 1700 CH

Thermobarometry in polymetamorphic rock may result into meaningless results if some necessary conditions are not taken into consideration:

0) Values defined by thermobarometers should be a-priori related to process (the best is mineral growth of course) in an objective and unique way.

1) Chemical compositions of the minerals involved in the thermobarometric calculation represent equilibrium conditions at one time that is the same for all the phases. Kinetics may be considered but it implies many and poorly understood processes. Isotopic investigations may also help to validate equilibrium hypothesis. Unluckily isotopic disequilibrium (on the contrary to thermodynamic disequilibrium) cannot be responsible for recrystallization and a simple comparison of equilibrium-disequilibrium between isotopic and major chemical elements systems is not possible.

2) One single thermobarometer is not enough to define P-T-X conditions, and the other independently calibrated thermobarometers should be in first approximation consistent.

The following limitations should also be considered before application of thermobarometry: 3) In experimental calibrations a buffer mineral assemblage is present. In polymetamorphic rocks the equilibrium assemblage is hard to define because of several phase relics (the direction in the reaction path can still be defined because a stable assemblage cannot be replaced by an unstable one).

4) Thermobarometry is subject to errors due to poorly constrained activity models and rock forming minerals are usually multicomponent systems with structural complications. Thermobarometry often oversimplifies minerals to Fe/Mg or other simple ratios.

5) Experimental calibrations are usually done at P-T conditions quite far from normal metamorphic conditions and therefore extrapolations are required.

In the Silvretta basement, points 0 to 3 are severe boundaries for using thermobarometry since micas, garnet and staurolite are in textural disequilibrium and grew at different time. Point 4 introduces some problems with micas and staurolite.

On the other hand, it is possible to investigate metamorphic rocks by first principles using the Gibbs free energy minimization approach. The theoretical framework describing chemical equilibrium in a closed system was already developed by J.W. Gibbs over a century ago, and recently a few Earth scientists started to work in this field. The development of internally consistent thermodynamic databases allows to calculate the apparent Gibbs free energy of many minerals, and therefore, multicomponent phase equilibria can be investigated. Merits and pitfalls of the Gibbs free energy minimization approach will be discussed elsewhere.

The minimization of the total Gibbs free energy is done using DOMINO by de Capitani (University of Basel) and a P-T-X grid of a simplified paragneiss and micaschist including isopleths and isochines is produced starting from their bulk chemical composition. The volu-

me and composition of minerals estimated to be inert (like armoured relics) have been estimated and therefore the bulk chemical system has been modified. Different approaches were already followed by FREI et al. (1995) and PROSPERT & BIINO (1996).

The results of our investigation with DOMINO show:

1) The (Carboniferous) P-T-t path is anticlockwise and differs from P-T-t paths proposed by other authors. These P-T-t path were probably based on mixing different assemblages and using partially reset phases. It is interesting to stress that PTAX (University of Bern) defined the same anticlockwise path.

2) Maximum temperature (ca. 550 °C) is constrained by the stability of staurolite and muscovite. After temperature climax or close to it, pressure increases quasi-isothermally to Pmax of ca. 0.5-0.6 GPa. The absence of margarite and the staurolite destabilization into andalusite define the retrograde path. The path is in full agreement with fluid inclusion data (PROSPERT & BIINO this volume).

3) Micas formation prevent the nucleation of  $Al_2SiO_5$  at middle pressure and temperature in semipelite chemical system. This is in agreement with our previously done interpretation of microstructural relationships. This information and the sequence of stable assemblages were not acquired using PTAX.

4) In the considered P-T-X space  $Al_2SiO_5$  are not stable in paragneiss as observed in the field and thin section

5) The formation of staurolite in a small T field explains the limited variation in chemical composition observed in staurolite.

6) The possibility to define where a mineral is forming allows to test the validity of results by DOMINO with microstructural information.

Metamorphic petrology investigates rocks as a chemico-physical system to give information that should be integrated with tectonic and geochronological data in order to reconstruct the evolution of rock units. It may happen that the P-T-X data can be defined with large errors and the evolution model is not severely affected. Indeed, this investigation evidences that only precise P-T-X values allow to discriminate between different geodynamic models and reliable petrologic approaches are needed. We suggested that the prograde temperature path is related to erosion of the subcontinental lithospheric mantle and magmatic underplating of basaltic melts like in the lvrea-Verbano zone. Subsequent increase in pressure, culminating in P max, may be caused by the emplacement of nappe(s) and/or of magmatic rocks on top of the Silvretta basement. The Variscan evolution was confined to 20 Ma. At the end of the Variscan cycle extensional structures coincide with exhumation. These structures may be related either to large scale extensional tectonics or to more local events.

FREI, R., BIINO, G. G. and PROSPERT, C. (1995): Dating a Variscan pressure-temperature loop with staurolite. - Geology, 23, p. 1095-98.

PROSPERT, C. and BIINO, G. G. (1996): Fast Variscan anticlockwise P-T-t path in the Eastern Alps: evidence from metasedimentary rocks and metamorphic veins of the Silvretta thrust sheet. - Geodinamica Acta, in press.

# GEOCHEMIE UND SCHWEFELISOTOPEN-VERTEILUNG DER GOLD-ARSENO-PYRIT-VERERZUNG AM STRASSEGG, STEIERMARK

#### BOJAR, H. P.\*, MOGESSIE, A.\*\*, HOINKES, G.\*\* & THALHAMMER, O.\*\*\*

- \* Landesmuseum Joanneum Mineralogie, Raubergasse 10, A-8010 Graz
- \*\* Institut für Mineralogie, Kristallographie und Petrologie, Karl-Franzens Universität Graz, Universitätsplatz 2, A-8010 Graz
- \*\*\* Institut für Geowissenschaften, Montanuniversität Leoben, PeterTunner Straße 5, A-8700 Leoben

Die Gold-Arsenopyrit-Mineralisation Straßegg liegt ca. 50 km nordöstlich von Graz im Grazer Paläozoikum.

Im Liegenden des Grazer Paläozoikums befindet sich eine vulkanogen-sedimentäre Entwicklung, wobei die vulkanogenen Anteile meist im Hangenden dieser Serie auftreten (Passailer Phyllite). Diese werden von einer Folge aus Karbonat-, Sericit- und Schwarzschiefern überlagert (Arzberger Schichten).

Am Ostrand des Grazer Paläozoikums befindet sich von den Passailer Phylliten und Arzberger-Schichten tektonisch getrennt, im Liegenden eines Kalkzuges, eine weitere ähnliche Abfolge – die Heilbrunner Phyllite. Diese, mit Metavulkaniten in den höheren und Metapeliten in den liegenden Anteilen, werden von Schwarz-, Sericit- und Karbonatschiefern der Hochschlagfolge überlagert. Die Position und Vergleichbarkeit mit der Passailer Gruppe ist unklar.

Die Diskriminierung der stabilen Spurenelemente der Metavulkanite aus den Heilbrunner Phylliten erbrachte keine signifikanten Unterschiede zu den Metavulkaniten der Passailer Phyllite. Die Heilbrunner plotten ebenso wie die Passailer Metavulkanite im Within-Plate-Basalt Feld der Ti/100-3\*Y-Zr-Dreiecksprojektion nach (PEARCE & CANN, 1971). Im Nb/Y-Zr/TiO<sub>2</sub> Plot von (WINCHESTER & FLOYD, 1977) kommen diese im Alkali-Basalt Feld zu liegen.

Die Gold-Arsenopyrit Vererzung liegt in den metavulkanischen Anteilen der Heilbrunner Phyllite. Hierbei treten zwei Typen von Vererzungen auf.

Einerseits gangförmige Vererzungen die neben reichlich Arsenopyrit, noch Galenit, Pb-Sb-Sulfosalze, Chalkopyrit, Eisensulfide, silberhältigen Tetraedrit und gediegen Gold führen. Als Nebengesteinsveränderung ist an zahlreichen Haldenstücken eine Silizifizierung festzustellen. Weiters wurde an anstehenden Vererzungen eine Albitisierung des Wirtsgesteines angetroffen.

Andererseits treten schichtgebundene Vererzungen auf, die als einzige sulfidische Phase stark breccierten Arsenopyrit führen (BOJAR, 1994).

Daneben existieren Quarzgänge, in denen als einzige sulfidische Phase Pyrrhotin vorkommt. Arsenopyrit konnte auch in einem Quarzgang im Schwarzschiefer der Hochschlagfolge nachgewiesen werden. Für Schwefelisotopenuntersuchungen wurden 10 Sulfide von den verschiedenen anstehenden Vererzungen in den Metavulkaniten und aus Haldenmaterial analysiert. Weiters wurden eine Schwarzschieferprobe, eine Metavulkanitprobe und ein Arsenopyrit aus einem Quarzgang im Schwarzschiefer der Hochschlagfolge untersucht.

Die Auswertung der Analysen zeigt eine sehr gute Übereinstimmung der  $\delta$  <sup>34</sup>S Verteilung für alle Sulfide aus den verschiedenen Vererzungstypen (Abb. 1) in den Metavulkaniten. Auch die Gesamtgesteinsprobe eines Metavulkanites zeigt einen ähnlichen  $\delta$  <sup>34</sup>S Wert. Die Arsenopyrit-Probe aus dem Schwarzschiefer und die Gesamtgesteinsprobe eines Schwarzschiefers fällt deutlich heraus. Ebenso der Pyrrhotin aus den sterilen Gängen.

Hieraus schließen wir, daß der Schwefel aus den Metavulkaniten mobilisiert wurde. Der Schwefel aus den Vererzungen in den Schwarzschiefern und der Pyrrhotin aus den sterilen Gängen scheinen eine andere Schwefelquelle zu besitzen.



#### Abb.1.:

Schwefel-Isotopenverteilung von Sulfiden und Gesamtgesteinen von der Gold-Arsenopyritvererzung am Straßegg, Steiermark.

Literatur:

BOJAR, H.-P. (1994): Die Arsenkies- Goldvererzung am Straßegg, Steiermark.- Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft, <u>139</u>, S. 277-278.

- PEARCE, J.A., CANN, J.R. (1971): Ophiolite origin investigated by discriminant analysis using Ti, Zr and Y.- Earth Planetary Science Letters, <u>19</u>, S. 339-349.
- WINCHESTER, J.A., FLOYD, P.A. (1977): Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products, using immobile elements.- Chemical Geology, <u>20</u>, S. 325-343.

### COMPARATIVE PETROLOGY OF THE MANTLE-CRUST TRANSITION ZONE: EXAMPLES FROM THE WESTERN ALPS AND THE ATLANTIC RIDGE.

# BOLOU, L. & BERTRAND, J.

Département de minéralogie, Université de Genève, 13 rue des Maraîchers, CH-1211 Genève 4, Suisse.

The mantle-crust transition zone of the oceanic lithosphere is one of the most active part of the oceanic accretion system not only in terms of magmatic accumulation, impregnation, percolation, and subsequent chemical interactions, but also in terms of geodynamic processes.

A way to get a better understanding of such phenomena is a comparative approach between present-day oceanic lithosphere materials and their fossil equivalents from alpine ophiolitic successions.

Mantle tectonites and ultrabasic to basic plutonic rocks coming from the equatorial Atlantic Vema and Romanche fracture zones and from the liguro-piémontais Montgenèvre ophiolitic complex (MOC) are involved in this study, both environments being considered as slow rate accretion system expressions.

The MOC is largely preserved from the alpine metamorphic effects. This allows a significant comparison to precise how the mantle-crust transition zone, in such a highly dynamic geotectonic context, acquires its petrological features.

From both types of localities, mantle tectonites, impregnated or not, members of a strongly differenciated cumulate gabbroic sequence, such as troctolites, cpx-gabbros, Fe-Ti gabbros, are implied.

The main primary mineral phases, often as relics only, are spinel, olivine, orthopyroxene and clinopyroxene, plagioclase, Fe-Ti oxides. The most significant secondary minerals consist of serpentinite minerals, a suite of amphiboles mainly developed after pyroxenes, and plagioclase.

Petrographical and geochemical (major and trace elements) aspects are presented. The chemical interactions between the ascending mantle extracted magmas and previously crystallized rocks, as well as the textural features of the concerned lithologies, are discussed.

We also make the demonstration of numerous analogies in terms of primary mineral assemblages, textural characteristics, and development mode of secondary paragenesis.

All the collected data supply evidences on the timing of the recrystallizations and deformations suffered by those rocks. The discrimination between the respective contributions of both oceanic and alpine orogenic metamorphisms is significantly improved.
# THE EISGARN GRANITE AND ITS SUCCESSORS IN THE SOUTH BOHEMIAN BATHOLITH

## BREITER, K.\* & SCHARBERT, S.\*\*

\* Czech Geological Survey, Geologická 6, CZ-152 00 Praha 5

\*\* Geologisches Bundesanstalt, Rasumovskygasse 23, A-1031 Wien

The great majority of the South Bohemian Batholith is built by two mica granites with distinctly peraluminous (S-type) chemistry, that have been traditionally termed as "Eisgarn type". This term was first introduced by WALDMANN (1950) for mostly porphyritic two-mica granite in surroundings of village Eisgarn. Generally, they have been interpreted as a simple, monotonous intrusive complex, the youngest of the main batholith's constituents. New results of geophysics (mainly aero- and ground gamma spectrometry), geological mapping, geochemistry, and large dispersion in geochronological data suggest, that the granite, termed so far "Eisgarn type", is a multiple and composite intrusion composed of rocks with different age, chemistry, and genetic relations:

1. Lásenice granite – relative older two-mica, fine grained granite, slightly deformed in vicinity of major shear zones,

2. Eisgarn granite s.l. – undeformed two-mica granite, building the central part of the batholith N. of Gmünd, the »Central massif« of Czech geologists:

a, relatively older part, mainly porphyritic medium- to coarse grained granite with Th>>U, termed Čīrńěř on the Czech side. This rock is the classic Waldman's Eisgarn granite from the village of Eisgarn.

b, relatively younger, mainly coarse grained granite with Th=U, termed Landštejn in the Czech side. Until today, three isometric bodies of this type have been recognised.

The Eisgarn granite is cut by several types of younger granitoids, often accompanied by indications of mineralization, which were subjects of intensive exploration in the eighties. These rocks can be divided into two distinctly different suites:

1. **a peraluminous, F- and P-rich suite**, granites enriched in Rb, Cs, Li, Sn, Nb, Ta, and U, with high Sr<sub>i</sub> and low magnetic susceptibility. The extreme example is the Ho-molka cassiterite and columbite bearing albite-muscovite-topaz granite, less specialised are granites at Pyhrabruck, Unter Lembach and Galthof. A specific variety is the dyke-shaped Šejby albite-muscovite granite with garnet, most enriched in columbite. A swarm of dominantly N-S trending dykes of granite porphyries and »Josefsthal« dyke granite between J. Hradec and Schrems also belong into this group.

2. a metaaluminous, F- and P-poor suite, granites with lower Sr<sub>i</sub> and high magnetic susceptibility, often Mo-bearing. An example is the suite of biotite-two mica-muscovite

granites at Nebelstein, altered towards quartz-muscovite greisens with disseminated suplhidic-oxidic mineralization. Other granites of this type occured at Hirschenschlag and Kozí hora. Some intermediate dyke rock (porphyrites) at the eastern contact of the Central pluton (Kautzen area) show similar chemical features.

From the all age data in Tab.1 it is obvious that the intrusions of muscovite bearing granites become younger from NE to W-SW, a pattern that is followed by cooling ages of muscovites.

		Rb (ppm)	Sr (ppm)	P2O5 (%)	U/Th	geochronol Rb/Sr wr	<i>logy</i> Ar/Ar musc.
Eisgam	Címěř granite	250-300	65	0,25	0,5	328+12	325-321
granites	Landštejn granite	350-400	40	0,27	0.4-1.0		
per-	granite porphyry	400-800	10-80	0.35-0.50	1		
aluminous	Josefsthal granite	600	5-10	0,35	1	314+3.5	
P, F-rich	Homolka granite	1000-1300	20-35	0.5-1.0	5-10	319+7	317-315
granites	Galthof granite	550- <b>6</b> 50	10	0.35-0.45	<b>3-</b> 5	319+2.4	
	Pyhrabruck	700-800	10	0.35-0.45	3	316+3	313.7+2.1
	Šejby granite	300-700	10-80	0.4-0.7	1.5-3.0		308+2
metaalum.	Nebelstein granite	300-400	170-20	0.1-0.2	1	311.6+1.4	312.2
P,F- poor	Hirschenschlag	300	120	0,1	0,3		316+1.6
-		1.10.0.0					

Rem.: § = Dallmeyer et. ai.1995

- DALLMEYER, D., FALLICK, A. E., KOLLER, F., SLAPANSKY, P. (1995): The Nebelstein complex: a Variscan mineralized granite intrusion in the Bohemian Massif (Austria). Europ. J. Mineral., Beiheft <u>1</u>, p.52.
- WALDMANN, L. (1950): Geol. Spezialkarte der Republik Osterreich, 1:75000, Blatt Litschau-Gmund (4454). - Geol. B-A., Wien.

Tab.1 Selected chemical and geochronological data

## MINERALOGICAL EVIDENCE OF VERTICAL ZONALITY IN A HIGHLY FRAC-TIONATED P-RICH RARE METAL-BEARING GRANITE SYSTEM, PODLESI, CZECH REPUBLIC

## BREITER, K. & FRYDA, J.

Czech Geological Survey, Geologická 6, CZ-15200 Praha 5

## Geological setting

The Podlesi granite has intruded lower Paleozoic phyllites, forming a stock 300 m across. The studied drill core consists of phyllites (at the depth 0–50m) and albite-topaz-protolithionite granite (»stock granite«, in average 0.5%  $P_2O_5$ , at 50–310m). The upper part of the stock granite is intercalated by ten subhorizontal 0.2–7.0 m thick layers of albite-topaz-zinnwaldite »dyke granite« (up to 2%  $P_2O_5$ , at 78–115m), and several thin dykes of zinnwaldite-topaz pegmatite (BREITER & SELTMANN, 1995).

### Results

Whole-rock chemical data confirmed peraluminous (ASI 1.2–1.4), strongly differentiated character of the whole suite. The high degree of fractionation is demonstrated by high content of rare alkalies (Li: 700–2000 ppm, Rb: 1500–3000 ppm, Cs: 100–150 ppm, mainly concentrated in zinnwaldite), rare metals (Sn: up to 100 ppm, Nb: up to 95 ppm, Ta: up to 55 ppm, concentrated in cassiterite, columbite and ilmenorutile), as well as high U/Th and Hf/Zr ratios. The REE contents are generally very low, the chondrite-normalized patterns are flat (Ce/Ybcn: 4–12), with prominent negative Eu anomaly.

Alkali feldspars from all granite types are characterized by high content of  $P_2O_5$  that is incorporated into feldspar structure by the Al<sup>3+</sup> + P<sup>5+</sup> = Si<sup>4+</sup> + Si<sup>4+</sup> substitution (FRYDA & BREITER 1995). Orthoclase from the stock granite does not show any zonality in phosphorus distribution and its P content equals to that of the whole rock. In the other hand, orthoclase from the dyke granite shows a distinct zonality, with rims of crystals enriched in P. As the KDP fluid/melt is <<1, the P-rich rims of orthoclase crystals in the dyke suite appears to have crystallized from the rezidual melt, while the overlying stock granite was affected only by relatively P-poor fluids.

Micas are represented by Li-rich members, whose chemistry also differs depending on the host granite type. For the dyke granite, the zinnwaldite crystals are also distinctly zoned, with cores being enriched in Fe, Mg and Ti, and rims in Si and Li. Still, the calculated Li content (according to TINDLE & WEBB 1990), is in an overall agreement with that of the zinnwaldite separates (obtained with AAS). In contrast to the above elements, there is no zoning in Rb and F. The zonality in Si, Fe, Mg and Ti can be explained by changes of melt chemistry during the zinnwaldite crystallization. On the other hand, the homogenous distribution of Rb and F is most probably result of post-crystallization redistribution of these weakly bound atoms. Fluorine content is very high (>8 wt.% F) with F atoms occupying nearly completely the OH-F positions.

Protolithionites from the stock granite are poorer in Li, Rb and F, and also without any distinct zonality. This character argues for relatively constatnt melt composition during their crystallization.

The main accessories of all rock types are topaz and apatite, in the dyke granite also childrenite. Major ore minerals found in the stock granite are wolframite, cassiterite and Nb-rutille, in the dyke granite there are columbite, Nb-Ta-rutile, ixiolite, Umikrolite and U-tantalite.

- BREITER, K., SELTMANN R. (1995): Ore mineralizations of the K. Mts. (Erzgebirge). Third biennial SGA meeting Prague. Excursion guide. 1-197. Praha.
- FRYDA, J., BREITER K. (1995): Alkali feldspars as a main phosphorus reservoirs in rare-metal granites: three examples from the Bohemian Massif, Czech Republic. - Terra Nova, 7, 315-320.
- TINDLE, A.G., WEBB P.C. (1990): Estimation of lithium content in trioctahedral micas using microprobe data: application to micas from granitic rocks. Eur. J. Mineral. 2, 595-610.

### MAP OF PRE-ALPINE AND ALPINE METAMORPHISM IN THE ALPS

### DESMONS, J.\*, FREY, M.\*\* & NEUBAUER, F.\*\*\*

- \* CRPG Vandouvre, France;
- \*\* Mineralogisch-Petrographisches Institut, Universität Basel, CH-4056 Basel, Switzerland;
- \*\*\* Institut für Geologie und Paläontologie, Universität, Hellbrunner Str. 34, A-5020 Salzburg, Austria

with contributions by J. APRAHAMIAN, S. BOGDANOFF, A. BORIANI, A. COLOMBO, R. COMPAGNONI, L. CORTESOGNO, G.V. DALPIAZ, , M. ENGI, R. FERREIRO-MÄHL-MANN, W. FRANK, G. GOSSO, A. GREGNANIN, V. HÖCK, G. HOINKES, J.C. HUNZIKER, R. KIENAST, L. LATOUCHE, B. LOMBARDO, R.P. MARTINOTTI, H. MASSON, R.P. MENOT, B. MESSIGA, A. MONTRASIO, A. MOTTANA, J. MULLIS, P. NIEVERGELT, A. PECHER, H.R. PFEIFFER, G.B. PICCARDO, R. POLINO, R. POTENZA, F. PURTSCHELLER, R. SACCHI, R. SANDRONE, F.P. SASSI, A. STECK, M. THÖNI, V. TROMMSDORFF, A. TUNESI, M. VANOSSI, G. VIVIER and J. von RAUMER.

The metamorphic map of the Alps was first published in 1973 as sheet 17 of the metamorphic map of Europe by the sub-commission for the cartography of metamorphic belts in the world (Leiden and UNESCO, Paris). The availability of detailed information about metamorphism in the Alps made it possible to print this map at the scale of 1 : 1,000,000 instead of the usual 1:2,500,000 scale.

Using the »Structural model of Italy« (1987) as a topographic and tectonic base map, two computer-generated maps of the scale of 1,000,000 were prepared: an Alpine metamorphic and a pre-Alpine metamorphic map of the Alps. The following metamorphic facies or zones were distinguished : anchizone, blueschist facies (in part subdivided into lawsonite-albite-chlorite, epidote-glaucophane, and glaucophane-jadeitelawsonite), eclogite facies, amphibolite facies, and granulite facies.

On the Alpine metamorphic map, metamorphic associations of Cretaceous age are distinguished from associations of Tertiary age using different colours. In addition, for basement sequences the intensity of of pre-Alpine metamorphism is shown with overlay signatures to outline the polymetamorpghic character of these terrains. Comparison with structural features reveal the nature of confining faults of Alpine metamorphic terrains, as, e.g., out-of-sequence thrust faults or low angle normal faults.

On the pre-Alpine metamorphic map, three main periods of metamorphism are distinguished: pre-Variscan, Variscan, and late Variscan. In addition, various age groups of granitoids are separated, i.e., >400 Ma, 400–360 Ma, and <320 Ma.

## CHEMISCH-MINERALOGISCHES VERHALTEN DER BASALTOIDE IM BEREICH DER URANERZ-LAGERSTÄTTE KÖNIGSTEIN (SACHSEN) WÄHREND LANGZEIT-FLUTUNGSBEDINGUNGEN

## DIETRICH, V. D.\*, ROMER, M.\*\*, NINDEL, K.\*\*\* & ZIMMERMANN, U.\*\*\*

\* Institut für Mineralogie und Petrographie, Eidgenössische Technische Hochschule (ETH), CH-8092 Zürich

\*\* Eidgenössische Materialprüfungs- unf Forschungsanstalt (EMPA), CH-8600 Dübendorf

\*\*\* Wismut GmbH, D-09034 Chemnitz

Zielsetzung der Wismut GmbH ist es, die im Grubenbereich »Königstein« mit Schwefelsäure teilweise ausgelaugten, uranerzführenden Sandsteine und Schluffe des 4. Grundwasserleiters durch kontinuierliche Flutung über längere Zeiträume zu sanieren. Dabei sollen die über dem 4. Grundwasserleiter liegenden Lagen von ca. 8 m Turonton und ca. 20 m unterturonem Pläner als Abdichtung gegen den nächst höheren Grundwasserleiter erhalten bleiben.

Im Südost-Areal der Lagerstätte treten vollständig vertonte, steilstehende, und auf ca. 1 km Länge die Lagerstätte durchkreuzende, Basaltoidgänge auf. Sie durchschlagen alle Gesteine des 4. Grundwasserleiters und reichen mindestens bis in den 3. Grundwasserleiter, wenn nicht sogar bis in höhere Niveaus. Da diese tonigen Partien während der Abbauperiode zu bergbautechnischen Problemen (insbesondere Auflastererscheinungen an First- und Seitenstosspartien) führten, wurden die Basaltoidgänge aufgrund ihrer strukturellen Situation und ihrer geotechnischen Eigenschaften als markantes Gefährdungspotential für eine vertikale Wasserzirkulation unter Flutungsbedingungen angesehen.

Aus Analogieschlüssen zu den tertiären Alkalibasalten des Oberlausitzerbecken und des südlich angrenzenden Egertalsystems kann für die Königstein-Basalte oliogozänes/miozänes Intrusionsalter zwischen 30 und 20 Mio Jahren angenommen werden. Die Analogie der mikroskopsichen Gefüge von frischem Olivinbasalt und vertonten Basaltoiden beweist, daß letztere durch Umwandlung aus Olivinbasalt entstanden sind. Mineralogische und chemische Korrelationen, im Besonderen zwischen tiefen Eisen- (Siderit und Karbonatgehalten) und hohen Urangehalten in den Basaltoiden und ihren unmittelbaren Nachbargesteinen führten zu einem Lösungs- und Ausfällungsmodell von Vertonung, Dekarbonatisierung und Uranmineralisation, das eine mehrphasige Einwirkung niedrig-temperierter Wässer (ca.  $80-150^{\circ}$ C) in Verbindung mit Migration aus den tertiären Vulkangebieten des Egersystems voraussetzt. Kontrollierende Hauptfaktoren in Bezug auf Mineralstabilitäten, pH- und Redoxpotentiale stellen neben einer komplexen Wasserchemie vor allem variable und hohe CO<sub>2</sub>-, O<sub>2</sub>- und Schwefelgehalte dar.

Zwei unterschiedliche Basaltoid-Typen scheinen im Basaltgangsystem vorzuliegen. Die Bildung der Montmorillonit- und Siderit-führenden, kaolinitisierten Basaltoide, wird mit einer frühen Vertonungsphase mit CO<sub>2</sub>-reichen Thermalwässern in Zusammenhang gebracht. In einer späteren Phase führte die Auflösung der Karbonate (insbesondere Siderit) und teilweise Pyrit durch O<sub>2</sub>-reiche Thermalwässer zur vollständigen Kaolinitisierung (Kaolinit-Basaltoidtyp) und zur Uranvererzung.

Überwiegender tonmineralogischer Anteil des gesamten Basaltoidgangsystems ist Ti-haltiger Kaolinit, eng vermischt mit Anatas. Quellfähiger Ca-Montmorillonit (z.T. Fe-haltige) und »mixed-layered« Illitmineralien treten untergeordnet auf. Montmorillonit scheint nur in Basaltoidpartien im granitischen Grundgebirge und in den tiefsten Niveaus des 4. Grundwasserleiters vorzuliegen. Siderit ist in einigen Basaltoidproben in größeren Mengen vorhanden, ebenso feinverteilte Uranerzphasen (welche nicht näher untersucht wurden) sowie lokal und untergeordnet Quarz, Pyrit, Baryt und Sanidin.

In den Basaltoidproben sind gegenüber frischen Alkali-Basalten Mg, Ca, Na, K, Rb und Ni stark, teilweise auch Fe, Mn, Sr, Ba und die Seltenen Erden abgereichert. Diese Abreicherung beträgt etwa 25% der gesamten Elementkonzentrationen. Dagegen liegen oft massive Anreicherungen von Ti, Fe, Mn, Al sowie von Übergangselementen und Uran vor.

Die Vorhersage des Verhaltens der Basaltoide unter zukünftigen Flutungsbedingungen mit schwefelsauren Lösungen setzt neben der genauen Kenntnis ihrer mineralogischen und chemischen Zusammensetzungen sowie ihrer Bildungsbedingen (Genese) auch die Quantifizierung des geotechnischen Verhaltens (d.h. die Durchlässigkeit gegenüber derartigen Lösungen sowie Auflösungs- und Quellverhalten) voraus.

Die Löslichkeitsexperimente unter Bedingungen eines »geschlossenen Systems« und unter Normaldruck zeigen einen geringen Kationenaustausch bei den Montmorillonitund Illit-führenden Basaltoiden und geringfügige oder gar fragliche Auflösungserscheinungen bei allen Basaltoiden von maximal 0.5 Vol.% (ohne Berücksichtigung von Quelleffekten).

Die aus dieser geringfügigen Auflösung möglicherweise resultierende Vergrößerung des Porenraumes dürfte durch die Quellfähigkeit der Basaltoide kompensiert werden, so daß im Falle eines »geschlossenen Systems« die tiefen Durchlässigkeitsbeiwerte zu tragen kommen.

Die Basaltoide weisen unter lithostatischem Gebirgsdruck und einem Durchströmungsdruck von 30 m Wassersäule / m Prüfkörper innert 60 Tagen sehr kleine Durchlässigkeiten gegenüber den schwefelsauren Lösungen von 10–7 bis 10–9 cm/sec auf.

Vergleicht man die experimentell ermittelten Quelldrucke von 370–850 kPa und Quellhebungen von 2–5% der Basaltoide mit den Werten tonig-mergeliger Gesteine aus Tunneln durch den Schweizer Jura mit ähnlich mächtiger Gebirgsüberdeckung wie in der Grube »Königstein«, so ist das Quellvermögen der Basaltoide klein bis knapp mittel.

Die Basaltoide zeigen in den abgeschlossenen Experimenten an Kleinproben weitgehend unveränderliches chemisches und mechanisches Verhalten gegenüber schwefelsauren Lösungen. Im Grossbereich sind die Basaltoide häufig von feinsten, unregelmässig verlaufenden Klüftungs- und Störungssystemen begleitet, welche teilweise wasserführend sind. In den aufgefahrenen Strecken und Querschlägen liegt also ein »offenes System« mit sekundär offenen Zirkulationswegen vor, was vielerorts zu Quellungen, Gesteinsabschalungen und Einbrüchen führte. Derartige Ereignisse – wie etwa weitere Auflockerungen mit Einstürzen und vertikaler Lösungsmigration in den 3. Grundwasserleiter – könnten analog während der Langzeitflutung eintreten und sich negativ auf die Durchbruchgefährdung kontaminierter Wässer aus dem 4. Grundwasserleiter in höhere Niveaus auswirken, sofern die »offenen Systeme«, so wie sie heute vorliegen, beibehalten werden.

Ein positiver, die vertikale Migration hemmender Effekt wird in der vertikalen Geometrie der Basaltoide gesehen. Diese vollständig vertonten Gangsysteme durchschlagen nicht mehr ideal flächenhaft, wie nach ihrer magmatischen Erstarrung, die sedimentären Umgebungsgesteine, sondern sind im Dezimeter- bis Meterbereich lokal oft unregelmässig deformiert und verschert. Durch diese strukturellen Komplikationen werden ideale vertikale Migrationswege stark gestört und häufig vollständig blockiert.

Für den heutigen Zustand des Grubenareals mit aufgelassenen Strecken und Querschlägen, insbesondere in den Bereichen der Basaltoidgänge und auch anderer basaltoidfreier Störungszonen, sind bergbauliche Maßnahmen vor Beginn der Flutung durchzuführen, welche die »offenen Systeme« weitestgehend abschließen. In die Hoh-Iräume erwähnter Bereiche sind Verfüllungen derartig einzubringen, daß keine Hohlräume mehr bestehen und aufgelockerte Gesteinspartien oder instabile Grubenbauten dauerhaft verfestigt werden. Derartige »Barrieren« müssen schwefelsauren Lösungen und den umgebenden Gesteinspartien (insbesondere den Basaltoiden) gegenüber ein chemisch inertes Verhalten aufweisen.

## VITRINITE PALEOGEOTHERMOMETERS: COMPARATIVE APPLICATION AND TIME TEMPERATURE MODELING IN THE ALPINE OROGEN (GRAUBÜNDEN, SWITZERLAND)

## FERREIRO MÄHLMANN, R.

Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität Basel, Bernoullistr. 30, CH-4056 Basel

Two of the most accepted methods of numerical maturity modeling from diagenesis to incipient metamorphism are compared. In the Central Alps of Graubünden (Switzerland) the »time temperature index of maturity« (TTI) of LOPATIN (1971), modified by PETSCHICK (1989), and the »EASY%R<sub>0</sub>-program« of SWEENEY & BURNHAM (1990), allow to deduce time-dependent vitrinite reflection paleogeothermometers. Based on an extensive data set of vitrinite reflection (VR) measurements and a timetemperature calibration with illite-»crystallinity« values, fluid inclusion data, radiometric illite-muscovite ages, and mineral parageneses, it is possible to model the geothermal history of the Upper and Lower Austroalpine in the Mittelbünden area and in the Oberhalbstein valley. Comparing different scenarios of metamorphic histories, maturity modeling clearly favoures multistage heating, proposed by FERREIRO MÄHLMANN (1995, 1996) with moderate to high average heating rates. It is shown that TTI and EASY%R<sub>o</sub> are precise modeling instruments to reconstruct orogenic temperature histories in nappe tectonic settings through time. Both methods are in good agreement with abouve mentioned methods for the determination of heating duration and rock maturation. This is valid under different thermo-tectonic conditions, such as burial, volcanothermal, diastathermal and orogenic metamorphism. Therefore, these methods can elucidate not only simple thermo-tectonic regimes (grabens and basins), but also very complex polymetamorphic conditions. TTI- and EASY%R<sub>o</sub> maturity modeling allow to present a paleotemperature map and to predict burial depth, erosional overburden, metamorphic temperature and heat flux in different tectonic stockwerks of the studied area in Graubünden.

The TTI%R<sub>o</sub>(random reflectance)-%R<sub>max</sub>(maximum reflectance) correlation yields reflectance, temperature and burial depth values that are considerably greater than those calculated for the Arrhenius based method for isogeothermal conditions, particularly at higher thermal flux. By contrast, heat flux is mostly underestimated. Also comparison of isogeothermal gradients emphasize time-dependent differences for maximum temperature and VR between the methods at particular heat flux. An overestimation of predicted VR, even more evident at high heating-rates, is commonly known (MORROW & ISSLER, 1993). During long time heating, at intervals >20 Ma, the time-dependency of TTI is reduced and both methods predict nearly identical burial depth-T°C-VR-heat flux (gradient)-values. The combination of the more time-dependent TTI-index and the more maximum-temperature-dependent EASY%R<sub>o</sub>-method show that the level of organic maturity is almost entirely a product of temperature and time. In Mittelbünden, the extraordinarily complex temperature history could be decoded, because results from TTI and EASY%R<sub>o</sub>-modeling complement each other. Using the

a valuable tool in developing thermal models to fit sets of tectonic data. This is not only realized in the Alpine foreland (TODOROV et al., 1993; SCHEGG, 1994) and in Alpine Late Tertiary basins (SACHSENHOFER & LITTKE, 1993), but also in the internal part of the Alpine orogen. Modeling also shows that duration of maximum temperature (metamorphism) plays a very important role in the alteration of organic matter. The functional time-temperature relationships listed in this work yield calculated VR and temperature, that differ by amounts that are measurable over a geologically reasonable range of metamorphic histories. Therefore, TTI and EASY%R<sub>o</sub> are precise modeling instruments to reconstruct orogenic temperature histories through time and a good basis for further work on diagenetic to incipient metamorphic histories in the Central Alps and nappe tectonic settings in general.

In the Alpine hinterland, VR measurements and numerical maturity determinations, combined with thermal modeling, can elucidate a thermal maturity pattern in Mittelbünden and the Oberhalbstein reflecting the complex tectonic history of the region. The amalgamation of nappes from different paleogeographic origins with different thermal and uplift histories produced a patchwork of sharply contrasting thermal maturity between the Upper and Lower Austroalpine and the Austroalpine and Penninic realms.

This work was supported by the Deutsche Forschungsgemeinschaft (grant Fe 409/11). Contributions by R. Petschick (Frankfurt) and R. Schegg (Genève) are gratefully acknowleged.

FERREIRO MÄHLMANN, R. (1995): - Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., <u>75/1</u>, 85-122.
FERREIRO MÄHLMANN, R. (1996): - Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., <u>76/1</u>, 23-46.
LOPATIN, N. V. (1971): - Akad. Nauk SSSR lsv. Ser. Geol., <u>3</u>, 95-106.
MORROW, D., ISSLER, D. (1993): - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., <u>77/4</u>, 610-624.
PETSCHICK, R. (1989): - Frankfurter geowiss. Arb., Serie C, <u>10</u>, 259.
SACHSENHOFER, R. F., LITTKE, R. (1993): - Zbl. Geol. Paläont. , <u>6</u>, 597-610.
SCHEGG, R. (1994): - Bull. Swiss. Assoc. of Petroleum Geol. Eng., <u>61</u>/136, 57-67.
SWEENEY, J., BURNHAM, A. (1990): - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., <u>74/10</u>, 1559-1570.
TODOROV, I., SCHEGG, R., WILDI, W. (1993): - Eclogae geol. Helv., <u>86/3</u>, 667-692.

# THE COALIFICATION MAP OF THE ALPS BETWEEN THE RIVERS INN, ISAR AND RHEIN (AUSTRIA AND SWITZERLAND)

# FERREIRO MÄHLMANN, R. \*,\*\* ,+ & PETSCHICK, R. \*, \*\*,++

\* Lehrstuhl für Geologie, Geochemie und Lagerstättenkunde des Erdöls und der Kohle, RWTH-Aachen (Germany).

\*\* Institut für Geochemie, Petrologie und Lagerstättenkunde, University of Frankfurt (Germany).

+ present adress: Mineralogisch-Petrographisches Institut, University of Basel, Bernoullistrasse 30, CH-4056 Basel (Switzerland).

++ present adress: Geologisch-Paläontologisches Institut, University of Frankfurt, Senckenbergan lage 32, D-60054 Frankfurt am Main (Germany).

Coalification studies at the Technical University of Aachen, the University of Basel and the University of Frankfurt over the last sixteen years are summarised. Since the first use of vitrinite reflectance (VR) measurements in the study area in 1980, VR studies are the most advanced technique of our multi-methodological determinations of diagenesis and low temperature metamorphism. The coalification map is based on more than 2300 VR measurements, including data from literature and data from research wells. The data set gives one of the largest VR-compilations in an area of 1250 km<sup>2</sup> of sedimentary cover units. Data are presented by contour mapping, expressed as isorank areas of VR, using the MSDOS-program »Surfer« and the Mac-program »Spyglass«. This map shows no tectonic interpretation (nappe limites, faults, folds). In a second map the coalification pattern is calculated for each tectonic unit, therefore the VR-values are indicating a tectonic interpretation. Combined with some cross sections through the nappe system, VR-data give a three dimensional view of the rock maturity distribution and crosscutting relations between deformation (D) and metamorphism (M).

### The main results from rock maturity mapping are:

1) There are three main »heating events« (M1 to M3) within the Austroalpine system.

2) In the highest tectonic units, in the Silvretta nappe and the Krabachjoch nappe, peak metamorphism (M1) occured pre-D1 (thrusting and folding). At the master fault a very conspicuous metamorphic inversion is typical. Both nappes are showing an allochthonous maturity pattern. Hyperthermal coalification gradients in Permo-Triassic formations in the Upper Austroalpine are the effect of diastathermal metamorphism in connection with crustal thinning during Permian graben tectonics and Triassic aborted extensional deformation, related to rifting in the Hallstatt-Vardar ocean.

**3)** Jurassic heating during onset of rifting in the Ligurian-Piemontais ocean domain alone can not explain the rank-pattern in Permo-Triassic sediments, but may have caused a burial recoalification of Permian to Jurassic sediments. Cretaceous D1-thrusting and folding and D2-normal faulting and D3-folding causes a dramatic deformation of isorank lines. Positive coalification anomalies are related to anticlinal structures and low rank anomalies to synclines.

**4)** Alpine heating under dynamothermal conditions (orogenic metamorphism, M2) is required for sediments younger than Norian: **4a)** The overall observed great change in the slope of coalification at the level of the Norian sediments yielded information about the existence of a second important re-coalification event. **4b)** In cross sections through the nappe edifice, coalification increases from the top to the base of the Upper Austroalpine nappe sheet. **4c)** If the rank slope in the uppermost unit is extrapolated to the lower nappe pile, the recorded VR-data from Norian to Cretaceous sediments fit into this gradient. **4d)** Numerical modeling clearly demonstrates that the coalification pattern in the Upper Austroalpine can only be the result of a minimum of two heating processes.

**5)** Syn- to post-nappe tectonic heating at the southern rim of the Northern Calcareous Alps indicated by coalification near the vitrinite-graphite jump can not be explained by burial. M3-heating occured during and after D1- to D2-thrusting in the north and extensional D2-faulting in the Silvretta area. Late Cretaceous heating is evident, because M2 and M3 show metamorphic inversion at the base of the Upper Austroalpine.

**6)** In the Oberhalbstein area, stockwerk-tectonics controls the coalification pattern. **6a)** At the base of the middle stockwerk, at the Turba reylonite-cataclastite zone, a progressive conspicuous metamorphic hiatus is evident. This is one of the major new tectonic structures discovered in the study area, and can be followed for about 90 km from the Bergell intrusion to the N until Klosters. **6b)** In the middle stockwerk, incipient metamorphism (M2) occured syn- to post-D1 and pre- to syn-D2, but pre-D3.

7) In the north, post-nappe tectonic diagenesis (sub bituminous to semi-anthracite rank) has obliterated disconformities at nappe thrusts between the Helvetic, the North and South Penninic units. This maturity pattern is related to post-Rupelian metamorphism (M5).

**8a)** In the western part of the Lechtal nappe, maturity inversion over the Penninic nappes is proved. The same pattern is obvious at the imbrications of the Lechtal nappe and the Arosa zone. **8b)** The Arosa zone is also marked by diagenetic inversion to the Rhenodanubic flysch. Therefore, the Northern Calcareous Alps first overthrusted the Arosa zone (D1) and then together the North Penninic flysch (after M3 during D3).

**9)** In Penninic nappes to the south of the Lechtal nappe the situation is different. In the whole area a post thrust and melange tectonic heating (M4) overprinted the nappe wedge. This maturity pattern is disturbed in the Penninic and Helvetic units by Tertiary D3-to D5-deformations and is therefore of pre-Rupelian time. Tertiary D1- and D2-structures do not deform the coalification pattern.

**10)** In the North Penninic units, a thinning of coalification zones is evident in the area of Chur. A not well mapped shear zone is located.

**11)** The Alpine M1- to M5-maturity pattern is transported onto the Molasse showing a maturity inversion.

## Five heating events (M1 to M5) are causing different maturity patterns.

## MONAZITE IN GRANITEN UND GNEISEN: VERBREITUNG, STABILITÄTSBEREICH, CHEMISCHE VARIABILITÄT

## FINGER, F.\*, BROSKA, I.\*, SCHERMAIER, A.\* & SCHITTER, F.\*\*

- \* Institut für Mineralogie der Universität Salzburg, Hellbrunnerstr. 34, A-5020 Salzburg
- \*\* Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Salzburg, Hellbrunnerstr. 34, A-5020 Salzburg

Im Rahmen der FWF-Projekte M-00150 und P-9434 wurden systematische Studien an akzessorischen Monaziten aus verschiedenen österreichischen und slowakischen Granit- und Gneisvorkommen durchgeführt. Die Untersuchungen erfolgten sowohl an separierten Körnern wie auch in Gesteinsdünnschliffen und betrafen einerseits die morphologischen und optischen Eigenschaften der Minerale, andererseits ihre kristallochemische Variabilität.

Es zeigte sich, daß magmatische Monazite in verschiedenen Granittypen nur zum Teil signifikante Morphologie- oder Farbunterschiede aufweisen, aber oft sehr unterschiedlichen Chemismus, vor allem was die Substitution von Th und U und die LREE/HREE-Verhältnisse betrifft. Aus chemischen Kern-Rand-Variationen im Wachstumszonarbau können wichtige Informationen zur magmatischen Entwicklung des Wirtsgranits abgelesen werden.

Entgegen früheren Annahmen ergaben die Untersuchungen, daß Monazite keineswegs nur in stärker peralumischen Gesteinen beheimatet sind. Akzessorische Monazite fanden sich zum Beispiel auch regelmäßig in den I-Typ-Graniten des Südböhmischen Batholiths. Sogar in hornblendeführenden basischen Magmatiten wie dem Gebhartser Diorit wurden Monazite gefunden.

Chemische Bilanzierungen auf der Basis von Mineral- und Gesamtgesteinsanalysen mittels INAA haben gezeigt, daß bei vielen Graniten und Gneisen mehr als 50% der Leichten Seltenen Erden rein an den Monazit gebunden sind. Die REE-Systematik der kontinentalen Kruste wird somit ganz wesentlich durch das Fraktionierungs- und Stabilitätsverhalten des Monazits mitbestimmt.

Die Frage, wie Monazite bei verschiedenen geologischen Prozessen reagieren, ist daher von größter Bedeutung. Das Stabilitätsfeld natürlicher Monazite dürfte allerdings ziemlich komplex sein und keineswegs nur durch Druck und Temperatur kontrolliert. Zum Beispiel ist seit langem bekannt, daß in metapelitischen Paragneisen Monazitwachstum verbreitet während der Regionalmetamorphose erfolgt, etwa ab der Staurolith-Stabilität (SMITH & BARREIRO, 1990; FINGER et al., 1996). Hingegen konnten wir bei Granitgneisen mit ähnlichem Metamorphosegrad beobachten, wie sich hier primärer Monazit metamorph in Apatit-, Allanit- und Epidot-Pseudomorphosen umwandelte.

- FINGER, F. et al. (1996): Altersdatieren von Monaziten mit der Elektronenmikrosonde Eine wichtige neue Methode in den Geowissenschaften.- Erweiterte Kurzfassungen, 6. Symposium Tektonik-Strukturgeologie- Kristallingeologie, Salzburg, 118-122, Facultas Univ.-Verlag, Wien.
- SMITH, H.A. & BARREIRO, B. (1990): Monazite U-Pb dating of staurolite grade metamorphism in pelitic schists.- Contrib. Mineral. Petrol., 105, 602-615.

۰.

# PETROLOGY AND ORIGIN OF THE RED GRANITE PEBBLES FROM THE MORAVIAN KARST OF THE BRNO MASSIF, CZECH REPUBLIC

## FINGER, F.\*, GERDES, A.\*\*, HANŽL, P.\*\*\*, SCHITTER, F.\*\*\*\* & STEYRER, H. P.\*\*\*\*

- \* Institut für Mineralogie der Universität Salzburg, Hellbrunnerstr. 34, A-5020 Salzburg
- \*\* Geochemisches Institut der Universität Göttingen, Goldschmidtstr. 1, D-37077 Göttingen
- \*\*\* ČGÚ Brno, Leitnerova 22, 65869 Brno
- \*\*\*\* Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Salzburg, Hellbrunnerstr. 34, A-5020 Salzburg

The Moravian Karst is built up by a thick Middle Devonian to Lower Carboniferous limestone sequence with a probably Lower Devonian to Givetian horizon of clastic sediments at the base. Preferentially in the southern part of the Moravian Karst, this clastic horizon includes polymict conglomerates with abundant pebbles of distinct red granites (ŠTELCL & CHROMÝ, 1962; ŠTELCL, 1969).

The granite pebbles are mostly felsic, medium-grained rocks, with a modal composition of circa 25–35% K-feldspar (perthitic), 25–35% sodic plagioclase (mostly albite), 30–40% quartz, and between 3–8% mica (dominantly muscovite). A fairly important mafic mineral in the rocks is secondary haematite (up to 1 vol-%), which apparently formed from the breakdown of biotite and possibly magnetite. Quite often, biotite has completely disappeared. A further secondary Fe-phase is limonite. Zircon, apatite, monazite and xeno-time were recognized as accessory magmatic minerals.

In handspecimen, the micas (mostly muscovite, but sometimes also biotite) often appear in a pegmatoid fashion, i.e. as isolated nests composed of big mica sheets up to half a centimetre. Fluorine contents in such muscovites turned out to be high, in a range of circa 1 wt-%, indicating growth in a highly differentiated residual melt.

A chemical analysis of a typical sample from 1 km SE of Bilovice nad Svitavou is given in Tab.1. The major element composition of this medium-grained, red, biotite-free muscovite-granite is peraluminous (A/CNK = 1.27). Low Sr, Zr and REE abundances together with a pronounced negative Eu anomaly are suggestive of a highly evolved, low-T magma. Nb and Ta contents are significantly elevated, probably as a result of passive enrichment during fractional crystallization.

U, Th and Pb contents in the accessory monazites were measured by electron microprobe analysis and used to constrain the formation age of the rock (for the method see MONTEL et al., 1995; FINGER et al., 1996). A weighted average of 24 analysis points in three monazite grains yielded a model age of 577±25 Ma, which corresponds perfectly to the intrusion ages of the Brno batholith granitoids (VAN BREEMEN et al., 1983; FINGER et al., 1996).

Considering this dating result, and their petrographic and geochemical features, the red granite pebbles of the Moravian Karst may be best interpreted as remnants of the former, widely fractionated roof facies of the Brno batholith. It seems very plausible that

these upper levels of the Brno batholith were extensively eroded and reworked to clastic sediments during the Early Palaeozoic.

However, the peraluminous, superficial S-type nature of many of the granite pebbles should not be taken as argument for the involvement of a S-type source in formation of the Brno batholith. The trace element systematics suggests rather that these rocks are strongly differentiated end members of the high-K I-type granite suite, which builds up the western half of the Brno batholith, west of the so-called basic zone (see FINGER et al., 1995).

The strongly negative  $\varepsilon$ Nd initial ratio, that has been determined for sample Fi-14/95 (Tab.1), argues against a derivation from the juvenile, isotopically primitive eastern domain of the Brno batholith within which the pebbles are now deposited.

	wt. %		ppm		ppm
SiO <sub>2</sub>	74.41	Cr	8	U	2.96*
TiO2	0.03	Sc	6	La	8.87*
Al <sub>2</sub> Ō <sub>3</sub>	14.90	Rb	217	Ce	17.36*
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> tot	1.23	Cs	1.45*	Nd	8.61*
MnO	0.02	Ba	231	Sm	1.69*
MgO	0.08	Sr	24	Eu	0.36*
CaO	0.39	Та	4.08*	Gd	4.62*
Na <sub>2</sub> O	3.89	Nb	44	Tb	0.95*
K₂Ō	4.28	Hf	1.58*	Yb	0.58*
$P_2O5$	0.05	Zr	34	Lu	0.07*
H <sub>2</sub> O	n.d.	Th	9.24*		
total	99.28		eNd(t	= 580)	-5.0

Tab. 1: Chemical analysis of sample Fi-14/95.

\*determined by INAA, the other elements by conventional XRF technique.

- FINGER, F. et al. (1995): Cadomian Plutonism in the Moravo-Silesian Basement.- in: DALLMEYER, R.D. et al.: Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe.- 604 p., Springer Heidelberg.
- FINGER, F. et al. (1996): Altersdatieren von Monaziten mit der Elektronen-mikrosonde Eine wichtige neue Methode in den Geowissenschaften.- Erweiterte Kurzfassungen, 6. Symposium Tektonik-Strukturgeologie-Kristallingeologie, Salzburg, 118–122, Facultas Univ.-Verlag, Wien.
- MONTEL, J.M. et al. (1995): A fast, reliable, inexpensive, in-situ dating technique: Electron microprobe ages on monazite. Chem. Geol. (submitted).
- ŠTELCL, J. (1969): Polymiktní slepenec z hádu u brna.. Folia Fac. Sci. Nat. Univ. Purk. Brun., X/6, 3-38, Brno.
- ŠTELCL, J. & CHROMY, S. (1963): Prehled petrografie devonskych sedimentu Moravského krasu. Folia Fac. Sci. Nat. Univ. Purk. Brun., <u>IV/3</u>, 45–88, Brno.
- VAN BREEMEN, O. et al. (1983): Geochronological studies of the Bohemian Massif, Czechoslovakia, and their significance in the evolution of Central Europe. - Trans. Roy. Soc. Edingburgh: Earth Sci. <u>73</u>, 89-108.

# ERIONIT AUS MONTECCHIO MAGGIORE (VICENZA), STRUKTURVERFEINERUNG UND CHEMISMUS

### GIESTER, G.\*, BRANDSTÄTTER, F.\*\* & SOVILLA, S.\*\*\*

\* Institut für Mineralogie und Kristallographie, Universität Wien, Althanstr. 14, A-1090 Wien

\*\* Naturhistorisches Museum, Mineralogisch-Petrographische Abteilung, Burgring 7, A-1010 Wien

\*\*\* Via Nicolo Boldrini 41, I-36100 Vicenza

Das Stadtgebiet von Montecchio Maggiore (ca. 12 km westlich von Vicenza gelegen) zählt zu den klassischen Zeolithfundstellen in Italien (BOSCARDIN & SOVILLA, 1988). Die Zeolithe treten dort vorwiegend in Blasenhohlräumen pyroklastischer Vulkanite auf, die im Oligozän abgelagert wurden. Einer der Autoren (S. S.) – ein profunder Kenner der Zeolithminerale von Montecchio Maggiore – fand beim Bearbeiten von Material dieser Fundstelle ein zunächst unbekanntes, in weißlichen Fasern auftretendes Mineral, das in seiner morphologischen Entwicklung keinem bislang aus Montecchio Maggiore beschriebenen Zeolithmineral (u. a. auch nicht Erionit) entsprach. Die aus Einkristall-Röntgenbeugungsexperimenten (Vierkreisdiffraktometer, Mo Kα-Strahlung, 14004 gemessene Reflexe bis max. 60° 20, 1303 unabhängige Reflexe, davon 945 mit  $F_0$  >  $4\sigma(F_0)$ ) ermittelten Daten (Raumgruppe P6<sub>3</sub>/mmc, a = 13.265(2) Å, c = 15.102(3) Å, V= 2301.3Å<sup>3</sup>) sowie die anschließende Kristallstrukturbestimmung belegten hingegen eindeutig das Vorliegen von Erionit. Ausgehend von bekannten Modellen des Gerüsts sowie der Kanalfüllungen (GARD & TATE, 1973; SCHLENKER et al, 1977) konnte die Atomanordung zufriedenstellend verfeinert werden (Programm: SHELXL-96; R1 = 0.046, wR2 = 0.15).

Zur chemischen Analyse (mittels EDS und EMS; siehe Tabelle 1). wurde zuerst ein Streupräparat (Anschliff) am Rasterelektronenmikroskop (REM) untersucht. REM-Aufnahmen im BSE-Modus ergaben, daß die ausgewählten Kristalle chemisch homogen und frei von Einschlüssen waren. Entsprechend der EMS-Analyse und unter der Annahme, daß der (auf 100%) fehlende Gewichtsanteil dem H<sub>2</sub>O Gehalt entspricht, erhält man die Pauschalformel (Na,K)<sub>5.9</sub>Ca<sub>1.0</sub>[Al<sub>9.0</sub>Si<sub>27.3</sub>O<sub>72</sub>].23.5H<sub>2</sub>O. Der aus der allgemeinen Zeolithformel abgeleitete »Fehler E%« in der Ladungsbilanz (GOTTARDI & GALLI, 1985) ergibt für die vorliegende Analyse den Wert E%= +13. Diese Abweichung könnte durch (1) analytisch nicht erfaßte Gehalte an Kationen und/oder (2) Verfälschung der EMS-Analyse durch teilweise Zersetzung der Probe während der Messung bedingt sein. Vergleicht man den Chemismus dieses Erionits von Montecchio Maggiore mit jenen von Erioniten anderer Lokalitäten (siehe z.B. in GOTTARDI & GALLI, 1985), so erkennt man zwei Besonderheiten. Der von uns untersuchte Erionit ist (1) praktisch Mg-frei und weist (2) hohe Alkali-Gehalte auf mit Na/K (atomar) ≈1.

Die Kristallstruktur des Erionits ist durch 6-er Ringe der Stapelfolge AABAAC gekennzeichnet (siehe GOTTARDI & GALLI, 1985; MEIER & OLSON, 1992) und weist drei Typen von Hohlräumen auf: Doppelsechserringe, Cancrinit- sowie Erionitkäfige. Die beiden Tetraederpositionen des Gerüstes (Tab. 2) besitzen mittlere T–O Bindungslängen von 1.634 und 1.635 Å auf ohne Hinweis auf eine Si/Al Ordnung. Die Kaliumatome befinden sich bevorzugt im Cancrinitkäfig, die Calcium- sowie Natriumatome sind auf mehrere, teilbesetzte Positionen innerhalb des Erionitkäfigs verteilt. Eine Reihe von peaks der abschließenden Differenzfouriersynthese lassen sich unter Berücksichtigung der lokalen Geometrie stark ungeordneten Wassermolekülen zuordnen. Der Wassergehalt (23.5 H<sub>2</sub>O pro Formeleinheit gemäß der EMS-Analyse) konnte aufgrund der geringen Probenmenge bislang nicht genau bestimmt werden.

	<b>a</b> .	b	С	K-O2(6x) K-O3(6x)	2.933(3) 3.382(3)	M-W1(2x) M-O5(3x)	2.42(2) 2.348(4)
SiO2	57.3	58.3	27.26		. ,	M-O6(3x)	2.885(5)
AI2O3	16.7	16.3	8.98				
FeO	<0.2	0.07	0.03	T1-O1	1.633(2)	T2-O1(2x)	1.642(2)
MgO	<0.2	0.03	0.02	T1-O2	1.640(1)	T2-05	1.637(2)
CaO	2.4	1.95	0.98	T1-O3	1.634(1)	T2-O6	1.622(1)
Na2O	3.2	3.2	2.91	T1-O4	1.628(1)		
K2O	5.4	5.1	3.04				
Summe	85.0	84.95	43.22	<t1-0></t1-0>	1.634	<t2-o></t2-o>	1.635

Tabelle 1:

Chemische Zusammensetzung des Erionits von Montecchio Maggiore (in Gew.-%). a) EDS-Analyse, normiert auf Gesamtsumme = 85 Gew.-%; b) EMS-Analyse, Durchschnitt von 4 Einzelmessungen ; c) Zahl der Kationen pro 72 Sauerstoffatome (EMS-Analyse). Tabelle2:

Ausgewählte interatomare Abstände [Å] im Erionit. Die K-Position ist vollständig besetzt, die M-Positionen (M = Na, Ca) nur partiell. Für die am besten belegte M-Punktlage (innerhalb des Sechser-rings zwischen den einzelnen Cancrinitkäfigen) sind die M–O Abstände angeführt.

- BOSCARDIN, M., SOVILLA, S. (1988): Il Giacimento mineralogico di S. Pietro in Montecchi Maggiore (Vicenza), 93 Seiten, Publikation d. Museo Civico »G. Zannato«.
- GARD, J. A., TATE, J. M. (1973): Proc. 3rd IZC, Recent Progress Reports. Leuven UP. 94.
- GOTTARDI, G, GALLI, E. (1985): Natural Zeolithes. Springer Verlag, Berlin Heidelberg New York Tokyo, 409 Seiten.
- MEIER, W. M., OLSON, D.H. (1992): Atlas of zeolite structure types. Butterworth-Heinemann Verlag, London Boston Singapore Sydney Toronto Wellington
- SCHLENKER, J. L., PLUTH, J. J., SMITH, J. V. (1977): Dehydrated natural erionite with stacking faults of the offretite type. Acta Cryst <u>B33</u>, 3265-3268.

## THE MOLDANUBIAN PLUTON STRUCTURE (THE LITSCHAU CZ/A FRONTIER PART) AS STUDIED BY THE GROUND MAGNETICS AND BY THE GAMMA-RAY SPECTROMETRY

## GNOJEK, I.\*, BREITER, K.\*\* & CHLUPAČOVA, M.\*\*\*

\* Marie Hübnerové 42, 62100 Bmo

\*\* Czech Geol. Survey, Geologická 6, 15200 Praha 5

\*\*\* Bohácova 886, 14900 Praha 4

The gamma-ray spectrometry, the magnetic suspectibility survey and the ground magnetics were systematically applied in the Litschau frontier CZ/A part of the Moldanubian Pluton on 420 km<sup>2</sup> of the lower Austrian and on 170 km<sup>2</sup> of the south Bohemian territories. More than 5200 observation points were measure in this Plutonic area of the total extent of 590 km<sup>2</sup>.

The in-situ magnetic susceptibility surfey proved very low (mostly .05 to .08x10<sup>-3</sup> SI) and monotonous data in the W and NW part of the area studied which is built by the Eisgarn granite. The SE corner of the area, on the contrary, showed higher and more variegated susceptibility data ranging mostly from .1 to .25x10<sup>-3</sup> SI. The rocks responsible for these susceptibility data are the Weinsberg and the Wolfsegg granites and small diorite to gabbro bodies.

The most significant object disclosed by the ground magnetics is the Reingers magnetic anomaly situated in the NE corner of the area under study. It arises from the minima of -30 nT in the S and W and from -60 nT in the N to the high of 170 nT in its positive top part. Its size is also remarquable reaching 15 km in diameter. The source body is interpreted as a vault dome structure pertaining to a light acid granite rock. The acid granite milieu is expected there because the detailed gravity map does not show any response of heavy (basic) rocks in the space of this magnetic anomaly. The top part of the source body is supposed to be in the depth of 300–500 m, the substantial part of the source rocks is expected in the depth interval from 500 to 2000 m. In accordance with studies by PISA et al. (1983) and by GÖD & KOLLER (1978) this object is evaluated as a promissing Mo- und W-bearing structure.

As for the other studied parts of the area, the NW Eisgarn granite realm is typical with the monotonous magnetic field while the SE corner built by the Wolfsegg and Weinsberg granites and small bodies of diorites and gabbros show more variegated magnetic field. Relatively high but short-wave anomalies pertain also to some remnants of gneiss-amphibolite paraseries.

The gamma-ray spectrometry was proved to be a very effective tool in geological studies of the Moldanubian Pluton. The Eisgarn granite, in general, was found to be the biggest carrier of the uranium in this part of the Pluton because all its subtypes are relatively rich in this element. The uranium concentrations frequently exceeding 7 ppm U pertain to the coarse-grained porphyric subtype called the Landstein granite in the Czech site which is followed with medium concentrations of the thorium. The uranium concentrations about 5–6 ppm U accompanied with low concentrations of the thorium (6–10 ppm Th) are typical for the fine-grained subtype of the Eisgarn granite. The bodies of this subtype can be perfectly distinguished by the low Th/K values and by the increased U/Th values in the mentioned ratio maps.

The highest uranium concentrations from 10 to 20 ppm U accompanied with extremely low (< 2 ppm) concentrations of the thorium and with medium concentrations of the potassium (about 3 % K) were detected in the albite-muscovite granite of the Homolka Hill in the NW comer of the area. This relatively rare type of the prominently differentiated granite is also rich in phosphorus, alkali elements and rare metals (BREITER & GNOJEK, 1996). The granite of the analogous features was disclosed by the gamma-ray spectrometry also around the Hoher Berg Hill 5–6 km to the SW from the town of Litschau, the body of which continues to the W to the Czech Republic. Relatively increased thorium concentrations (25–40 ppm Th) belong to the Weinsberg granite but the biggest thorium concentrations from 40 to 75 ppm Th pertain to the Wolfsegg granite. The both mentioned granites appear in the SE part of the area. The boundary line separating the uranium rich part from the thorium rich one as well as the magneticaly monotonous part from the variegated on elies on the line connecting to towns of Gmünd (SW), of Heidenreichstein and of Kautzen (NE).

#### Explanations to the interpretation scheme enclosed:

#### The Reingers magnetic anomaly:

- 1 the upper.ost part of the source with outcropping altered rocks and very high magnetic susceptibilities
- 2 the rest top part of the magnetic body in the depth about 500 m
- 3 the remaining part of the magnetic body mostly in the depth of 1-2 km
- 4 the marginal part of the magnetic body exertec by tectonic influences
- 5 mostly outcropping or near-surface non-granite source rocks
- 6 presumed deeper-seated magnetic rocks
- 7 outcropping dyke-rocks identified by high susceptibility values
- 8 presumed hidden dyke-rocks or altered rocks

#### The radiogeochemical features

- 9 areas with the U/Th ratio-values from .5 to 1.9 (predominance of the uranium)
- 10 areas with the U/Th ratio-values higher than 2 (expressive predominance of uranium), the Homolka stock and the vicinity of the Hoher Berg SW of Litschau
- 11 areas with the U/Th ratio-values lower than .2 (predominance of thorium)

#### The boundary lines

- 12 the main magnetic susceptibility boundary lines a) the weaker one
- 13 axis of the SW NE elongated magnetic field minima
- 14 magnetic field NW SE discontinuities, acis of the magnetic field minima
- 15 the main boundary line separating the rocks of different magnetic and radiogeochemical properties: NW of it, there are the very low magnetic and the uranium rich granite rocks, SE of it, there are the slightly magnetic and uranium pour (thorium rich) granite rocks. A tectonic significance of this boundary is not excluded
- 16 some important geological boundaries.



- BREITER, K., GNOJEK, I. (1996): Radioactivity of the Homolka granite on the western margin of the Moldanubian Pluton. - Bull.Czech Geol.Survey <u>71</u>, 2.
- GÖD, R., KOLLER, F. (1987): Molybdän-führende Greisen in der südlichen Böhmischen Masse. Mitt. Österr. Miner. Ges. <u>132</u>, 87-101.
- PISA, M., CESKOVA, L., DRABEK, M. (1983): Prospective areas of the molybdenum mineralization in the Bohemian Massif. - Manuscript in Czech, Czech Geol. Survey, Praha.

## ZUR MINERALOGIE UND GEOCHEMIE EINES THORIUM-REICHEN GRANIT-KÖRPERS IM SÜDBÖHMISCHEN PLUTON / GUTAU/OÖ

## GÖD, R.\* OBERLERCHER, G.\*\* & BRANDSTÄTTER, F.\*\*\*

- \* BFPZ Arsenal, Geotechnisches Institut; Wien
- \*\* Geol.BA,Wien, Fachabteilung Geophysik;
- \*\*\* Naturhist. Museum.Wien, Min. Abtlg.

Knapp 5km SE GUTAU/ÖK 34 PERG wurde im Verlaufe der »Hubschraubergeophysik« eine auffallende, NW–SE streichende radiometrische Thoriumanomalie aufgefunden (SEIBERL & HEINZ, 1988). Sie erstreckt sich über eine streichende Länge von rund 3km, bedeckt annähernd eine Fläche von 2 km<sup>2</sup> und fällt räumlich mit einem NW–SE verlaufenden, spornförmigen Körper von »Mauthausner Granit i.w.S.« sensu FUCHS & THIELE, 1987 zusammen (Abb.1). Die Anomalie wird nicht von entsprechend erhöhten Uranwerten begleitet und ist die einzige bis dato bekanntgewordene ihrer Art innerhalb des Südböhmischen Plutons. Bodenproben des gegenständlichen Bereiches (n= 9, Fraktion < 2mm) geben einen durchschnittlichen (arithm. Mittel) Th-Gehalt von 60 ppm bei einem Maximum von 92 ppm, die korrespondierenden Urangehalte liegen um 3 ppm.



Abb. 1: Lage der aeroradiometrischen Thoriumanomalie; Geologie nach Fuchs und Thiele, 1987, vereinfacht.

Der die Thoriumanomalie verursachende Granitkörper weist bereits im Handstück ein vom »Normaltyp« des Mauthausener Granites abweichendes Erscheinungsbild auf. In einer feinkörnigen, durch den hohen Biotitgehalt eher dunklen Grundmasse treten Idioblasten von etwa halb-Zentimeter bis Zentimeter-großen getrübten Kalifeldspäten auf, die dem Gestein ein porphyrisches und gleichzeitig alteriertes Aussehen verleihen. Abweichend vom gewohnten mikroskopischen Bild eines granitischen Gesteines sind folgende Beobachtungen hervorzuheben: (i) der Muskovit ist häufig mit Biotit verwachsen und stellt eine späte Bildung dar; (ii) der Biotit tritt clusterförmig auf und weist zahlreichen Einschlüsse akzessorischer Gemengteile auf, deren geringe Größe eine optische Bestimmung häufig ausschließt und (iii) das gehäufte Auftreten von Ilmenit. In Bezug auf den Chemismus (Tab. 1) sind vor allem die Thoriumgehalte von rund 120 ppm sowie die hohen Fluorgehalte von 2680 bzw. 3880 ppm hervorzuheben. Als Thoriumträger wurde Monazit bestimmt, wobei die einzelnen Individuen im Schnitt Korngrößen von 20  $\mu$  bis 30  $\mu$  aufwiesen; der Durchmesser des größten beobachteten Körnchens betrug ca. 50  $\mu$ . Die meisten Monazitkörner finden sich als winzige Einschlüsse in Biotit, selten in Apatit und häufig angewachsen an Apatit und/oder Zirkon. Der Thoriumgehalt der analysierten Monazite (es wurden 7 Körner, jeweils an verschiedenen Stellen, gemessen) schwankt zwischen 8,2% ThO<sub>2</sub> und 13,1%ThO<sub>2</sub>. Es scheint, daß der Thoriumgehalt der im Biotit auftretenden Monazite bei 8% ThO<sub>2</sub> liegt, jener der an Apatit und/oder Zirkon angewachsenen Körner um 10-12% ThO<sub>2</sub>.

PRN	3406	3409	PRN	3406	3409
SiO2	67, 16	66,45	F F	2690	3880
TiO2	0,83	0,93	Rb	232	236
AI2O3	15,87	16,76	Ba	1025	938
Fe2O3	3,79	4,03	Sr	157	179
MnO	1,19	1,39	Zr	290	285
CaO	1,69	1,9	Th	124	119
Na2O	2,97	3,03	U	5,3	14
K2O	5,25	5,36	K/Rb	188	188
P2O5	0,33	0.39	Rb/Sr	1,47	1,31
SUMME	98,73	98,86	K/Na`	1,98	1,98

Tab.1:

Haupt - und Spurenchemismus des Th-Granites; Hauptelemente %; Spurenelemente ppm, Analytik: P. Spindler & A. Hamid; BFPZ Arsenal, Wien

In zwei der untersuchten Monazitkörner fanden sich, die  $\mu$ - Größe kaum übersteigend, Einschlüsse von Thorianit, ThO<sub>2</sub>. Die Thorium - und Urangehalte von Apatit, Zirkon und Biotit liegen unterhalb der Erfassungsgrenze der Mikrosonde.

- FUCHS, W. und THIELE,O. (1987): Geologische Karte der Republik Österreich, 1:50 000; Blatt 34 Perg; - Geol. BA Wien
- SEIBERL, W. und HEINZ, H. (1988): Aerogeophysikalische Vermessung im Raume Kefermarkt; Projekt OC-li/86; Geol. BA Wien

## ALPIDISCHE METAMORPHOSEENTWICKLUNG IM SÜDLICHEN KORALPEN-KRISTALLIN

## GREGUREK, D., ABART, R. & HOINKES, G.

Institut für Mineralogie-Kristallographie und Petrologie, Universitätsplatz 2, A-8010 Graz

Das Koralpenkristallin ist ein Teil des Ostalpinen »Altkristallins«. Dieses besteht aus präkambrischen und kambrischen Sedimenten und untergeordnet basischen bis sauren Magmatiten und wird in zwei lithologisch und petrographisch unterschiedliche Einheiten, die Plankogelserie im S und das Koralpenkristallin i.e.S. (K.K.i.e.S.) nördlich davon, gegliedert. Bisherige Untersuchungen ergaben ein bis zwei voralpidische und eine alpidische Metamorphose (KLEINSCHMIDT, 1979, FRANK, et. al., 1983, THÖNI & JAGOUTZ, 1992).

Die Plankogelserie besteht hauptsächlich aus Metapeliten, Metabasiten, Marmoren und Kalksilikaten und unterscheidet sich von den K.K.i.e.S. durch das Fehlen von Eklogiten und das Auftreten von Metaultrabasiten und Manganquarziten.

Die alpidische Paragenese in den Metapeliten der Plankogelserie unterscheidet sich von der im K.K.i.e.S. durch das Vorkommen von Chloritoid, Chlorit und Paragonit im KNFMASH-System neben Granat, Staurolith, Kyanit, Muskovit und Quarz. Dagegen treten Biotit und Plagioklas im CKFMASH-System häufig im K.K.i.e.S. neben Granat, Staurolith, Muskovit, Quarz auf. Granat ist im K.K.i.e.S. in sehr vielen Proben durch Biotit, entsprechend der Reaktion Granat + Muskovit = Biotit + Kyanit (SGAM-Reaktion), verdrängt. Die Granate der Plankogelserie sind zweiphasig und zeigen einen diskontinuierlichen chemischen Zonarbau. Die Granate des K.K.i.e.S. dagegen treten meistens in zwei texturell und chemisch unterschiedlichen Generationen auf. Die Amphibolite enthalten in beiden Einheiten CKFMASH-Paragenese Amphibol, Plagioklas, Quarz, Epidot/Zoisit, ±Granat, ±Biotit. Die CNFMASH-Gleichgewichtsparagenese der Eklogite enthält Granat, Klinopyroxen (Omphacit), Quarz, Zoisit/Klinozoisit, ±Amphibol, ±Phengit und entspricht der von MILLER (1990) beschrieben. Durch die amphibolitfazielle Überprägung sind Klinopyroxene (Omphacite) und Amphibole in ein Symplektitgemenge bestehend aus Plagioklas, Klinopyroxen (Diopsid) und öfters Amphibol, umgewandelt.

Die thermobarometrischen Untersuchungen mit Hilfe der konventionellen Geothermobarometrie sowie unter Verwendung des TWEEQU- (BERMAN, 1991) und VER-TEX-Programmes (CONNOLLY, 1990) ergeben in den Metapeliten der Plankogelserie P-betonte amphibolitfazielle Bedingungen von 11 kbar bei Temperaturen zwischen 550°–600° ( $a_{H2O} = 0.75$ ). Die Metapelite des K.K. i.e.S., zeigen hingegen um ca. 50°C höhere Temperaturen von 600°–700°C, bei einem Druck von 7–11 kbar. Das reliktisch erhaltene eklogitfazielle Metamorphoseereignis fand bei Temperaturen von 700°–750°C und einem Mindestdruck von 15–16 kbar statt. Diese hohen Temperaturen unterscheiden sich signifikant von anderen Resultaten (HERITSCH, 1973, MILLER, 1990). Für die beiden Einheiten konnte mit Hilfe dieser Ergebnisse ein alpidischer P-T-Pfad abgeleitet werden (Abb. 1). Hinweise für eine ältere, voralpidische Metamorphose sind in vielen Proben in Form von verschiedenen Mineralgenerationen zu sehen, die P-T Bedingungen (vermutlich T-betont) sind aber nicht quantifizierbar.

Die Erhaltung der eklogitfaziellen Paragenesen spricht für eine relativ schnelle Hebung bzw. Exhumierung der Gesteine des K.K.i.e.S. nach dem Druckhöhepunkt. Da in der Plankogelserie kein Eklogitereignis nachweisbar ist, kann eine späte tektonische Platznahme der Plankogelserie im Zuge der Hebung während der alpidischen Orogenese angenommen werden.





P-T-Pfade für die Gesteine der Plankogelserie und des Koralpenkristallins i.e.S. (K.K.i.e.S.).

- BERMAN, R.G. (1991): Thermobarometry using multi equilibrium calculations: A new technique, with petrological applications. - Can. Mineral., <u>29</u>, 833-855.
- CONNOLLY, J.A.D. (1990): Multvariable Phase diagrams; an algorithm based on generalized thermodynamics. - Am. J. Sci. 290, 666-718.
- FRANK, W., ESTERLUS, M., FREY, I., JUNG, G., KROHE, A., WEBER, J. (1983): Die Entwicklungsgeschichte von Stub- und Koralpenkristallin und die Beziehung zum Grazer Paläozoikum. - Jber. Hochschulschwerpunkt. <u>15</u>, 263-293.
- HERITSCH, H. (1973): Die Bildungsbedingungen von alpinotypem Eklogit-amphibolit und Metagabbro, erläutert an Gesteinen der Koralpe, Steiermark. - Tschermaks Min. Petr. Mitt. <u>19</u>, 213-271.
- KLEINSCHMIDT, G. (1979): Die Verteilung von Chloritoid in den südlichen Muralpen (Gurktaler Alpen, Saualpe, Koralpe) und ihre geologische Bedeutung. - Clausth. Geol. Abh. <u>30</u>, 74-94.
- MILLER, Ch, (1990): Petrology of type locality eclogites from the Koralpe and Saualpe (Eastern Alps), Austria, - SMPM <u>70</u>, 287-300.
- 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, southeastern Austria). - Geochim. Cosmochim. Acta <u>56</u>, 347-368.

## **OXIDMINERALOGIE IN DEN PLATEAUBASALTEN DES FRANZ-JOSEPHS-LANDES**

## GREGUREK, D., MELCHER, F. & STUMPFL, E. F.

Institut für Geowissenschaften, Montanuniversität Leoben, Peter Tunner-Straße 5, A-8700 Leoben

Die hier vorgestellten, vorläufigen Ergebnisse sind im Rahmen eines von Prof. W. Richter, Universität Wien, initiierten und geleiteten Projektes zur Mineralogie, Petrologie und Geochemie der Franz-Josephs-Land Plateaubasalte erarbeitet worden. Der Franz-Joseph-Land Archipel besteht aus 187 Inseln, die zwischen 44° 50' und 65° 20' Länge und 79° 55' und 81° 51' N Breite liegen. Die Inselgruppe stellt einen Teil des breiten, dem Sibirischen Festland vorgelagerten Schelfbereiches dar. Sie besteht aus einer mächtigen Sequenz von mesozoischen Sedimenten und zahlreichen Basaltdecken (kontinentale Plateaubasalte) mit einer Gesamtmächtigkeit von bis zu 400 m (RICHTER pers. Mitt.). Untergeordnet treten intrusive Lagergänge von Doleriten auf. Die Plateaubasalte zeigen geochemische Signaturen eines primitiven Mantels und unterscheiden sich von anderen Plateaubasalte durch die mangelnde Kontamination durch lithosphärisches Material (NTAFLOS et al. 1996). Aufgrund petrographischer und chemischer Beobachtungen konnten drei Gesteinstypen unterschieden werden:

1) hypokristalline Basalte und Dolerite mit einem SiO<sub>2</sub>-Gehalt von <52 Gew% und porphyrischem bis aphyrischem z.T. auch sub- bis ophitischem (Dolerite) Gefüge mit Frühkristallisaten von Feldspat  $\pm$  Olivin und Klinopyroxen. Intersertal findet sich eine völlig entglaste FeO-reiche Restschmelze mit Spätkristallisaten (zweite Klinopyroxen- und Plagioklasgeneration), sowie Ti-Magnetit und Ilmenit.

2) basaltische Andesite mit einem SiO<sub>2</sub>-Gehalt von >52 Gew% und mit einem porphyrischen Gefüge bestehend aus Einsprenglingen (Phänokristallen) von Plagioklas und Klinopyroxen und krypto- bis mikrokristalliner Matrix (Plagioklas und Klinopyroxen). Ti-Magnetit und Ilmenit, aber auch Hämatit, sind die häufigsten opaken Phasen in diesen Gesteinen.

3) Dacitische Gesteine mit einem SiO<sub>2</sub>-Gehalt von ca. 67 Gew% und porphyrischem bis aphyrischem Gefüge sind sehr selten. Sie enthalten Quarz, Alkali-Feldspat (Na-Sanidin), Plagioklas (Andesin), Biotit (stark alteriert), Amphibole und Ti-Magnetit.

In diesen drei Gesteinstypen sind drei Formen der Oxidbildung zu unterscheiden: 1) skelettförmige sub- bis euhedrale Ti-Magnetit- (Ti-Magnetit I, bis 25 Gew% TiO<sub>2</sub>) und Ilmenit- Spätkristallisate in den Doleriten und hypokristallinen Basalten, die sich aus der Restschmelze rasch ausscheiden und die Silikate einschließen und überwachsen, bevor die Restschmelze eutektische Temperaturen erreichte. Der anhedrale Ti-Magnetit Il enthält niedrigere TiO<sub>2</sub>-Gehalte (9–18 Gew%). Die Ti-Magnetite sind z.T. zu Ilmenit entmischt. Die Ilmenit-Lamellen im Ti-Magnetit bilden gitterartige Netze (»trellis«) parallel zu (111) des Ti-Magnetites, und »sandwiches«. In den Doleriten konnten öfters Verdrängungstexturen (Pseudomorphosen) von Ilmenit und Klinopyroxen nach Magnetit beobachtet wurden. Untergeordnet treten in diesen Gesteinen auch Sulfide (Chalkopyrit, Bornit und Pyrrhotin) auf. 2) basaltische Andesite führen sub- bis anhedrale Ti-Magnetite und Ilmenite (Spätkristallisate) und euhedrale Ti-Magnetite und Ilmenite (Matrix) mit intakten Grenzen zu Silikaten;

3) in den Daciten tritt zonierter Ti-Magnetit modal stark zurück (max. bis 5 Vol%). Die Magnetite sind stark alteriert.

Die Berechnungen von log  $fO_2$  und Temperatur mit Hilfe des Magnetit-Ilmenit Geothermobarometers zeigen je nach der Kalibrierung (SPENCER & LINDSLEY, 1981, GHIORSO & SACK, 1991) Temperaturen zwischen 500° und 800°C bei einem log  $fO_2$ zwischen -15 bis -30 (Abb. 1).



Abb. 1. Log fO<sub>2</sub> versus T Plot für die Magnetit-Ilmenit Paare.

Die starke Streuung der P-T-Ergebnisse wurde vermutlich durch die rasche Abkühlung bzw. Reequilibrierung der Magnetite und Ilmenite bei gleichzeitig relativ rascher Diffusion verursacht. Die im Vergleich zur Silikat-Geothermometrie (Zwei-Pyroxen Temperaturen von ca. 1000° bis 1150° C) niedrigeren Temperaturen die das Magnetit-Ilmenit Thermometer liefert, sind mit den petrographischen Beobachtungen gut korrelierbar.

Wir danken für die finanzielle Unterstüzung durch die Österreichische IGCP-Kommission im Rahmen des IGCP-Projektes 336 (Intraplate Magmatism).

SPENCER, J.K., LINDSLEY H.D., (1981): A solution model for coexisting iron-titanium oxides. - Am. Mineral., <u>66</u>, 1189-1201.

GHIORSO, S.M., SACK, O.R., (1991): Fe-Ti oxide geothermometry: thermodynamic formulation and the estimation of intensive variables in silicic magmas. - Contrib. Mineral. Petrol., <u>108</u>, 485-510.

NTAFLOS, TH., RICHTER, W., THÖNI, M., HOFMANN, W.A., PUMHÖSL, H., (1996): The early Cretaceous continental flood basalts from Franz Josef Land, Arctic Russia. - J. Conf. Abstr. 1, 438.AIV

## AL<sup>VI</sup> IN BIOTIT – EIN NEUES GEOTHERMOMETER FÜR PERALUMISCHE KRI-STALLINGESTEINE?

## GROCHAU, B.

Institut für Mineralogie, Universität Hannover, Welfengarten I, 30167 Hannover

Biotit ist das am häufigsten vorkommende mafische Mineral in granitischen Gesteinen. Bei zunehmend peralumischem (S-Typ) Charakter dieser Gesteine ist es in der Regel zunächst Biotit, der das im Bezug auf den Na<sub>2</sub>O-, K<sub>2</sub>O- und CaO-Gehalt überschüssige Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (die normative Korundkomponente des Systems) aufnimmt. Erst wenn beim Biotit eine Sättigungskonzentration an normativer Korundkomponente erreicht ist, treten weitere peralumische Phasen wie Muskovit, Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub>-Polymorphe, Granat, Cordierit, etc. auf.

Das zusätzliche, d.h. über einen Gehalt von zwei Atomen AI pro Formeleinheit (F.E., auf Basis von 22 Sauerstoffatomen), enthaltene Aluminium wird in Biotit sowohl in tetraedrischer als auch in oktaedrischer Koordination eingebaut. Es ist daher üblich, den AI-Einbau in Biotit zunächst mit der »Tschermak-Substitution«  $(Mg^{2+}, Fe^{2+})^{VI} + (Si^{4+})^{IV} \rightarrow (Al^{3+})^{VI} + (Al^{3+})^{VI}$  zu beschreiben (GUIDOTTI, 1984).

Experimentelle Ergebnisse (PATINO DOUCE ET AL., 1993) belegen jedoch, daß der Al<sup>VI</sup>-Gehalt in Biotit unabhängig vom Al<sup>IV</sup>-Gehalt durch eine »MuskovitSubstitution«  $3(Mg^{2+},Fe^{2+})^{VI} \rightarrow 2(Al^{3+})^{VI} + (\Box)^{VI}$  variieren läßt. GROCHAU & JOHANNES (1993, 1996) führten Experimente bei 2–5 kbar und 780–1040°C im System NK-MASH durch und zeigten, daß der Al<sup>VI</sup>-Gehalt in mit einer peralumischen granitischen Schmelze koexistierendem Phlogopit mit zunehmender Temperatur abnimmt, während der Al<sup>IV</sup>-Gehalt konstant bleibt.

Experimentelle Ergebnisse in Fe-haltigen Systemen (NKFMASH ± Ca, Mn, Ti) bei 5 kbar und 750-850°C (GROCHAU, 1996) belegen, daß die in NKMASH-System beobachtete thermische Abhängigkeit des AlVI-Gehaltes in Phlogopit in gleichem Maße auch für Fe-haltigen Biotit zutrifft. Zunehmender Titangehalt in Biotit führt ebenfalls zu einer Abnahme des Al<sup>VI</sup>-Gehaltes, während der Al<sup>IV</sup>-Gehalt konstant bleibt. Bei Zunahme des Druckes von 4 auf 15 kbar nimmt der Al<sup>VI</sup>-Gehalt des Biotites zu, während der Al<sup>IV</sup>-Gehalt abnimmt. Zunehmendes Mg/Mg+Fe-Verhältnis in Biotit hat keine Auswirkung auf den A<sup>VI</sup>-Gehalt, reduziert aber den Al<sup>IV</sup>-Gehalt. Die bisher vorliegenden experimentellen Daten zum AlVI-Gehalt des Biotits können quantitativ mit der Beziehung Al<sup>VI</sup>bt (a.p.f.u.) = -0.00263 \* T (°C) + 0.034 \* P (kbar)- Ti (a.p.f.u) beschrieben werden (a.p.f.u. = Atome pro Formeleinheit auf der Basis von 22 O und 8 Atomen (Si + Al) in der Tetraederposition). Sofern der AlVI-Gehalt des Biotits nicht durch weitere kompositionelle Parameter (fH20, fO2, Cl-, F-, Li-, Zn-Konzentration etc.) des Systems beeinflußt wird, besteht die Möglichkeit die AVI-Konzentration in Biotit zur Bestimmung der Bildungstemperatur peralumischer magmatischer und metamorpher Gesteine, in denen mindestens eine weitere peralumische Phase auftritt, zu benutzen.

GROCHAU, B. (1996): Unveröff. Dissertation. Univ. Hannover. 130 pp.

GROCHAU, B. & JOHANNES, W. (1993): Beiheft zum European Journal of Mineralogy Vol. 5, 69.

GROCHAU, B. & JOHANNES, W. (1996): - Contrib. Mineral. Petrol. in press.

GUIDOTTI, C.V. (1984) in BAILEY, S.W. (ed.) (1984): Micas. - Reviews in Mineralogy Vol. 13. Mineralogical Society of America. pp. 357-467.

PATINO DOUVE, A.E., JOHNSTON, A.D. and RICE, J.M. (1993) Am. Min. 78, 113-131

## INDUSTRIAL WASTE STABILIZATION IN CERAMICS

## **GUSCIONI, N.**

Institute of Mineralogy and Petrography, University of Fribourg, Pérolles, 1700 Fribourg (Switzerland)

The poster presents the first results of a dissertation. The theme of this work results of a collaboration between the Institute of Mineralogy and Petrography and the »Hochwald Ton GmbH« in Germany.

The basic clay (Lower Rotliegendes, Lower Permian) arises from the quarry of the »Hochwald Ton GmbH« situated about 50 km to the North of Saarbrücken. The first industrial waste is a filter dust (gas cleaning) from a company working on Al and Mg melts. The second one is a galvanic mud containing  $Cr^{3+}$ .

The main objective of this research is to stabilize these two different industrial wastes by ceramic pyroplastic binding. The »quality« of the ceramics obtained depends on the application of this product, and there are, in each case, some specific norms to respect.

The research's methodology is the following: first, it is necessary to characterize the three basic compounds. In a second part, the thermal evolution of these compounds alone is studied. Finally, the ceramic obtained by mixing the clay with each waste, must be analyzed and then compared with specific norms. The main preparations and analytical techniques used so far are: XRD, XRF, SEM-EDS, porosimetry, chemical dilution (water and acid solutions), carbon measurement (LECO), burning and L.O.I. calculation, coulometry, simplified compression test, optical and polarizing microscopy, DTA-DTG-MS, ICP.

Here is a summary of some actual results (XRD). The clay contains the following phases: quartz, kaolinite, mica (illite and muscovite), dolomite, K-feldspar, siderite and may be some plagioclase and goethite. The clay fraction (<2 $\mu$ ) contains about 47 weight% kaolinite and 53 weight% illite. The filter dust contains halite, sylvite, portlandite, aluminium, calcite, quartz, corundum, spinel, fluorite (and one or two sulphur compounds), with small unidentified peaks. The galvanic mud with Cr<sup>3+</sup> shows essentially the spectrum of a bad developed apatite structure and the presence of gypsum. The ceramic material (1000°C), without waste, contains quartz, mica (muscovite), hematite, K-feldspar and may be some spinel and plagioclase. The main new phases obtained by thermal treatment (1000°C) of the filter dust without clay are mayenite and apatite (not yet characterized), associated with the clay (in the ceramic) the new phases are pyroxene and hauyne. Finally, the main new phases obtained by thermal treatment (1000°C) of the galvanic mud without clay are apatite (not yet characterized) and anhydrite, associated with the clay (in the ceramic) the new phase is apatite.

The amount of waste in the ceramic is a determinant factor for all the results obtained. The future prognostic for an application of such a »stabilization« needs more re-

search to be completed, but it seems positive with about 5 weight% of the galvanic mud with  $Cr^{3+}$  and the new phase obtained: apatite. The filter dust seems to be an interesting additive to clay ceramics because of its Ca contribution.

The following methods will be applied: leaching tests of the ceramics, specific study of the new phases obtained after firing and especially apatite using CL (cathodoluminescence), SEM, BSE and EDS, Rietveld refinement and quantitative analysis of the XRD spectra compared with XRF chemical analysis of the ceramics.

## NEUE ERGEBNISSE ÜBER ALPINE KLÜFTE IM ÖSTLICHEN TAUERNFENSTER (ZUSAMMENHANG VON PARAGENESEN, NEBENGESTEIN UND KLUFTRICH-TUNG UND MIKROTHERMOMETRISCHEN DATEN AUS KLUFTQUARZEN)

## HASENBERGER, K.\*, KANDUTSCH, G.\*, HÖCK, V.\*\* & KIRCHNER, E.CH.\*

\* Institut für Mineralogie, Universität Salzburg, Austria

\*\* Institut für Geologie & Paäontologie, Universität Salzburg, Austria

In den penninischen Anteilen Kärntens, Salzburgs und Osttirols wurden strukturgeologische Messungen durchgeführt und alpine Zerrklüfte in ihrer Lage zum Gebirgskörper dargestellt. Alle Messungen beziehen sich dabei auf Zerrklüfte im engeren Sinn.

Die Messungen des Streichen und Fallens erfolgen mittels Clar-Kompass und werden in Neugrad angegeben. Die Streichrichtung der Klüfte liegt dabei senkrecht zur eingemessenen Fläche (+ 100 Neugrad). Klüfte mit starken Krümmungen werden mittels Strahlstock (180 cm) gemittelt, der Berührungspunkt des Strahlstockes mit einer einzumessenden Kluftfäche ergibt dabei den Wert. Bei Kluftscharen wurden nur wenige Daten angegeben, wobei ein rasches Einnorden die gleichbleibende Kluftrichtung bestätigte.

Bereits bei ersten Geländebeobachtungen fällt die größere Streuung der Werte in stark verformten Gesteinen (Prasiniten, Glimmerschiefern) und im unmittelbaren Übergangsbereich von kompetenten zu inkompetenteren Gesteinen auf. Dabei ist oft auf die Tatsache zu achten, daß man für gewöhnlich nur einen Teil eines dreidimensionalen Hohlraumkörpers antrifft. Wenn eine Kluftwand einen verschiedenen Richtungsverlauf im Kluftvorderteil und dem Kluftende aufweist, werden keine signifikanten Werte erhalten. Durch Beobachtungen an einem nahezu vollständigen Kluftkörper ist diese Fehlerquelle zu erkennen.

Die erarbeiteten Messwerte werden in Tabellen und Diagrammen dargestellt. Diese Einteilung beruht auf einer signifikant sichtbaren einheitlichen Kluftrichtung aller gemessenen Bereiche. Osttirol konnte dabei (von den wenigen Messungen unweit der Felberstraße abgesehen) noch nicht beprobt werden. Ein Messpunkt entspricht etwa 10 Klüften in einem kleinen Zerrbereich.

Unterschiedliche Zerrkluftareale lassen sich wie folgt gliedern:

- Goldberggruppe: Vom Schareck über die Fleißtäler zur Zirknitz; vom Ritterkopf über den Sonnblick in die Wurten; östliche Begrenzung ist etwa die Verbindung Schwanenspitze – Geisselspitze
- 2. Umgebung Mallnitz: Von der Romate über die Gamskarlspitze zum Ankogel; vom Seebachtal über das Dössental zum Kaponiggraben
- 3. Reißeckgruppe, Hafnergruppe und Lungau:
- 4. Osttirol

Aus den eingemessenen Kluftrichtungen können folgende Hauptkluftrichtungen abgeleitet werden: Für den Bereich 1 (Sonnblickgruppe) herrscht ein NO-SW gerichteter Verlauf der Zerrklüfte vor. Nahezu senkrecht zu dieser Richtung verlaufen die Zerrklüfte der Umgebung von Mallnitz (Bereich 2). Ihr Verlauf gibt die Richtung OSO-WNW an. Der Bereich 3 zeigt wiederum die bereits in der Goldberggruppe beobachteten Werte. Die wenigen Werte aus Osttirol können dabei keiner der genannten Kluftrichtungen zugeordnet werden.

Flüssigkeitseinschlüsse in alpinen Kluftquarzen der Glockner-, Venediger-, Sonnblickund Reißeckgruppe wurden mittels Mikrothermometrie auf die Zusammensetzung der Fluide und die Homogenisierungstemperaturen untersucht.

Aus den bisher durchgeführten Messungen ergaben sich folgende Ergebnisse:

- 1. Die untersuchten prismatischen Quarzen enthalten Einschlüsse mit wässrigen Lösungen, während alle spitzrhomboedrischen Quarze CO<sub>2</sub> -führend sind.
- 2. Bei den Messungen an einem Kristall konnte keine zonare Änderung der Zusammensetzung der Fluide und/oder der TH- Werte von der Basis zur Spitze bzw. von innen nach außen festgestellt werden.
- 3. Ausgehend von einem PT Minimum von 400 bis 450°C und einem Druck von >5 kb bzw. einem Maximum von 480 bis 530°C bei rund 6 kb (Grünschiefer- bis Amphibolitfazies) könnten alle Kristalle, unabhängig von der Zusammensetzung der Einschlüsse, in einem PT- Bereich von 400 bis 500°C bei einem Druck von 2.5 bis 5 kb entstanden sein.

Die bisher vorliegenden Werte zeigen, daß die Form, also der Habitus der Kristalle vom Inhalt der Fluide, also ihrer Zusammensetzung zur Zeit der Kristallisation abhängt.

Daraus läßt sich ein P/T Diagramm ableiten, mit dem ein möglicher Abkühlungspfad konstruiert werden kann.

(Dem Fond zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung sei Dank gesagt für die Genehmigung des Projektes und die finanzielle Unterstützung.)

# FLY ASHES FROM CELLULOSE INDUSTRIES AS SECONDARY RAW MATERIALS IN AUTOCLAVED AERATED CONCRETE

## HAUSER, A.

Mineralogisch-Petrographisches Institut, Universität Bern, Baltzerstrasse 1, CH-3012 Bern.

Cellulose industries produce several thousand tons of fly ashes by waste combustion which have to be disposed. They contain considerable amounts of free lime and sulphate, two components which are needed in the production of autoclaved, aerated concrete (AAC). Based on detailed investigations on composition and properties of the fly ashes, experiments in laboratory scale were carried out using fly ashes as a substitute for primary raw materials in AAC mixtures. Mineralogical as well as mechanical properties of the autoclaved samples were determined.

(1) Lime-sulphate-ashes are composed mainly of free CaO and anhydrite while (2) Albearing ashes contain less lime and anhydrite but considerable amounts of low reactive calcium silicates and highly reactive calcium aluminates. Other compounds are low crystalline calcite, portlandite, quartz and hydroxyl-ellestadite. Due to coated surfaces, elevated contents of sulphate and alkalis, the reactivity of CaO in the ashes against water is significantly lower compared to commercial lime as it is used for AAC (HAUSER, 1995).

In laboratory scale, a series of reference mixtures composed of quartz sand, lime, cement and sulphate with variable lime/sand-ratio was produced. Analogous mixtures were obtained by replacing lime and sulphate with ashes. After addition of water and Alpowder as pore forming agent, the pastes were autoclaved in saturated steam atmosphere at 200°C for 6 hours.

Mineralogical investigations of the autoclaved samples were performed by X-ray diffraction (XRD). Additionally, the method of dissolving SiO<sub>2</sub> in hot and cold HCI was applied to quantify the crystallinity of CSH phases (SOCIETY OF CHEMICAL INDU-STRY, 1964; FLORENTIN, 1926). For the reference series both methods indicate increasing proportions of well crystallised tobermorite with increasing lime/sand-ratio of the mixture. Minor amounts of xonotlite and portlandite occur in the lime rich mixture. The opposite behaviour can be observed in series with lime-sulphate-ashes. The proportion of semi-crystalline CSH increases with increasing ash/sand-ratio, indicating a retarding effect on the formation of well crystallised tobermorite from semicrystalline CSH. XRD patterns of samples with Al-bearing ashes display strongly increasing peak intensities for basal reflections of tobermorite while SiO<sub>2</sub> solubilities imply lower crystallinities with increasing ash contents. These apparently contradicting results indicate that different degrees of crystallisation are developed with respect to different crystallographic directions (CRENNAN et al., 1972; DYCZEK & TAY-LOR, 1971; STADE & WIEKER, 1982). The uptake of Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> in the lattice of CSH produces high XRD intensities parallel to the c-axis. Furthermore, retarding effects on the condensation of the silicate structures within the ab-plane are expected. The occurrence of scawtite was only observed in mixtures with high ash contents. Low crystalline calcite is considered to be the source of CO<sub>2</sub>.

The compressive strength of AAC is related to the content and kind of CSH phases. With increasing lime/sand- and ash/sand-ratio, respectively, increasing amounts of CSH phases are formed which correlates with increasing compressive strength. At highest lime/sand-ratios of the reference series the formation of xonotlite affects compressive strength negatively while in series with ashes at high ash/sand-ratios the lower crystal-linity of the silicate structure of the CSH seems to control the drop in compressive strength.

#### Acknowledgements

This study is funded by the KWF (Komission zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung), the participating industrial partners (ZZ Ziegeleien, Hard AG, Keller AG Ziegeleien, Tonwarenfabrik Laufen AG), and the Studiengesellschaft für die Nutzbarmachung schweizerischer Lagerstätten mineralischer Rohstoffe.

- CRENNAN, J.M, DYCZEK, J.R.L. & TAYLOR, H.F.W. (1972): Quantitative phase composition of autoclaved cement-quartz cubes. Cem. Concr. Res., <u>2</u>, 277–289.
- DYCZEK, J. R. L. & TAYLOR, H. W. F. (1971): X-ray determination of tobermorite, quartz and a-dicalcium silicate hydrate in autoclaved calcium silicate materials. - Cem. Concr. Res., <u>1</u>, 589–605
- FLORENTIN, D. (1926): Dosage de la silice soluble dans les ciments, les mortiers et les bétons, et son application à l'évaluation de la teneur en ciment d'un mortier ou d'un beton. - Annal. chimie analyt. appliq., <u>B</u>, 321-324.
- HAUSER, A. (1995): Characterisation of low crystalline calcium silicate and calcium aluminate in fly ashes from cellulose industries and their behaviour in autoclaved building products. - Berichte der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft, Beih. z. Eur. J. Mineral., <u>7</u>, 99.
- SOCIETY OF CHEMICAL INDUSTRY (1964): Analysis of calcareous materials. London, 18, 63
- STADE, H. & WIEKER, W. (1982): Einbau von Al3+-Ionen in C-S-H(Di, Poly) und Bildung eines instabilen 11 Å-Tobermorits. - Z. anorg. allg. Chem., <u>494</u>, 179-188.

## GRANULITE FACIES METAMORPHISM IN CRYSTALLINE BASEMENT AND ULTRA-MAFIC ROCKS IN THE SIERRAS PAMPEANAS RANGE, PROVINCE OF SAN LUIS, ARGENTINA

HAUZENBERGER, C.A. \*, MOGESSIE, A. \*, HOINKES, G. \*, FELFERNIG, A. \*, BJERG, E.A. \*\* & KOSTADINOFF, J.\*\*

\* Universität Graz, Institut für Mineralogie - Kristallographie und Petrologie, Graz, Austria

\*\* Universidad Nacional del Sur, Departamento de Geología, Bahia Blanca, Argentina

The Sierras Pampeanas, located in the Province of San Luis, Argentina, trends NNE–SSW from latitude 32° to 34° south. The area comprises of a Precambrian to Lower – Middle Paleozoic high grade metamorphic basement (granulite facies metapelites, migmatites and orthogneisses), phyllites, including matic and ultramafic units and pegmatites.

The stongly deformed quartzo-feldspathic metapelites make up the main lithological unit. Mafic and ultramfic units are found as lenticular concordant bodies of up to several 100 meters in length. Recent gravimetric and magnetometric measurements as well as field work have shown that under the crystalline basement the extension of the ultramafic rocks covers a wide area. Orthogneisses and pegmatites are younger in age in respect to the crystalline basement but form mostly concordant bodies. Phyllites are separated from the basement by brittle faults.

Phase petrological observations as well as geothermobarometric calculations indicate granulite facies metamorphism with a subsequent strong retrograde equilibration in the crystalline basement as well as in the ultramafic rocks. Metapelites can be divided into two groups, depending on the grade of reequilibration. The granulite facies mineral assemblage is characterized by garnet - sillimanite - biotite - k-feldspar - plagiclase - quartz ± cordierite. Calculations of the PT conditions of the assemblage garnet - cordierite - biotite - sillimanite with the BERMAN 1988 database and using garnet thermometry and garnet - sillimanite - plagioclase - guartz barometry, gives values of  $750^{\circ} \pm 50^{\circ}$  C and  $5 \pm 1$  kbar. The reequilibrated mineral assemblage consists of garnet - muscovite - biotite - plagioclase - guartz ± staurolite. Temperature and pressure, using garnet thermometry and garnet - sillimanite - plagioclase guartz barometry, calculated for this mineral assemblage ranges from 500° to 600° C and 4 to 5 kbar. Garnets of both mineral assemblages do not show any zonation pattern but rims towards biotite are slightly enriched in iron. Mixed CO<sub>2</sub> and H<sub>2</sub>O fluid inclusions in quartz indicate for the granulite facies metamorphism an activity of  $H_2O$ which is significantly lower than 1.

The ultramafic rocks comprise mainly of 1) orthopyroxene – amphibol – plagioclase  $\pm$  clinopyroxene  $\pm$  biotite  $\pm$  chromite  $\pm$  sulfides and 2) olivine + chromite + sulfides. Orthopyroxene – clinopyroxene thermometry yields two different groups of temperatures, depending on rim or core compositions used for the calculations and the grade of reequilibration of the rock. The highest temperatures of about 750° to 850°
C (calibration of LINDSLEY 1983) are found in fresh rocks using core compositions. Rim compositions as well as core compositions of orthopyroxenes which were slightly altered to amphibole along cleavages and along the rims give temperatures of 600° to 650°C.

Based on field observations and the similarity in metamorphism in metapelites and ultramafic rocks we conclude that both units underwent the same granulite facies metamorphism with a subsequent equilibration to amphibolite facies. Homogeneous mineral compositions (with the exception of retrogressive effects of the outermost rims) and the lack of disequilibrium textures indicate that this area suffered only a single metamorphic cycle of granulite to amphibolite facies conditions.

LINDSLEY, D. 1983: Pyroxene thermometry. Am. Min. 68.

BERMAN, R.G. 1988: Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system Na<sub>2</sub>O - K<sub>2</sub>O - CaO - MgO - FeO - Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - SiO<sub>2</sub> - TiO<sub>2</sub> - H<sub>2</sub>O - CO<sub>2</sub>. J Petrol. <u>29</u>: 445 - 522.

#### THE SUBSTRUCTURE OF CLINOTOBERMORITE

#### HOFFMANN, CH. & ARMBRUSTER, TH.

Laboratorium für chemische und mineralogische Kristallographie, Universität Bern, Freiestr. 3, CH-3012 Bern

The tobermorite group minerals comprises tobermorite and clinotobermorite  $(Ca_5Si_6O_{16}(OH)_2.6H_2O),$  $(Ca_5Si_6O_{16}(OH)_2.xH_2O),$ plombierite riversideite  $(Ca_5Si_6O_{16}(OH)_2.2H_2O)$ , okenite  $(Ca_{10}Si_{18}O_{46}.18H_2O)$ , nekoite  $(Ca_3Si_6O_{15}.7H_2O)$ , oyelite (Ca10B2Si8O29.12H2O), and tacharanite (Ca12Al2Si18O33(OH)36). This group is defined (STRUNZ, 1970) as being composed of Ca(O,OH)<sub>6</sub> octahedra forming sheets together with wollastonite related Si<sub>3</sub>O<sub>9</sub> chains (Dreiereinfachketten) with a periodicity of ca. 7.3 Å. The structure of nekoite (MAMEDOV & BELOV, 1956) consists of tetrahedral sheets and that of okenite (MERLINO, 1983) of sheets and chains, thus at least okenite should only be considered related to the tobermorite group. The structure of tobermorite is strongly disordered, thus only a substructure with a/2 and b/2 could be refined (HAMID, 1981). TAYLOR (1992) provides strong arguments that also jennite  $(Ca_8(Si_6O_{16}(OH)_2)(OH)_8Ca_6H_2O)$  should be considered a member of the tobermorite group. Most of these minerals are known to form during the cement process but also occur in nature as hydrothermal alteration products. The major distinction of the tobermorite phases are the varying water contents lengthening or shortening the interlayer distances and therefore the c-axis of the orthogonal unit cell.

HENMI & KUSACHI (1992) described clinotobermorite from Fuka, Japan as a new mineral, associated with tobermorite, plombierite, apophyllite, calcite.

A sample of natural clinotobermorite,  $Ca_5Si_6(O,OH)_{18}$ .5H<sub>2</sub>O, from the Wessels mine, South Africa, provided by R. Dixon, was investigated. It occurs in yellowish-colorless intergrown (001) plates.

The surface structure of the plates was investigated by AFM methods; and the chemical composition was determined by electron microprobe analysis.

Rotation photographs recorded with b as rotation axis indicate that h, k = even, I layers are sharp whereas h, k = odd, I layers are diffuse but still structured with broadened reflection maxima. Subsequently, X-ray single-crystal data were collected on a Siemens P4R diffractometer for structural solution. Only the sharp reflections characteristic of the substructure were considered leading to an I-centered unit cell of a = 5.593(6), b = 3.645(4), c = 22.46(3) Å,  $\beta = 96.97(5)^\circ$ , V = 454.42 Å<sup>3</sup>. Thus the complete structure has a and b doubled leading to a = 11.186, b = 7.290 Å.

For the substructure determination 11246 sharp reflections up to  $q = 50^{\circ}$  were collected, followed by data reduction and empirical absorption correction. The substructure was solved and refined from 2598 unique reflections in space group I2/m, converging at R = 8.17% and wR = 6.49%.

The average structure is built by superimposed tetrahedral »Dreiereinfachketten« running along the b-axis (see Fig.). The chains are either connected by Ca layers or loosely linked by disordered Ca and H<sub>2</sub>O. As these calcium- water- layers are only partly occupied they allow the tetrahedral chains to develop four different stacking varieties. If the sub- cell structures of tobermorite (HAMID, 1981) and clinotobermorite are compared, there is a difference in stoichiometry. The orthorhombic variant has the composition  $Ca_9(Si_{12}O_{30}(OH)_6.4H_2O$ , while the monoclinic variety has  $Ca_{10}(Si_{12}O_{32}(OH)_4.5H_2O$ . Thus these two structures should not be regarded polymorphs.



Fig. Four possibilities of chain arrangements observed as superimposed in the substructure.

- HAMID, S.A. (1981): The crystal structure of the 11 Å natural tobermorite Ca<sub>2.25</sub>[Si<sub>3</sub>O<sub>7.5</sub>(OH)<sub>1.5</sub>].1H<sub>2</sub>O. - Z. Krist., <u>154</u>, 189–198.
- HENMI, C., Kusachi, I. (1992): Clinotobermorite, Ca<sub>5</sub>[Si<sub>3</sub>O<sub>6</sub>(O, OH)<sub>18</sub>].<sub>5</sub>H<sub>2</sub>O, a new mineral from Fuka, Okayama Prefecture, Japan. - Mineral. Mag., <u>56</u>, 353–358.
- MAMEDOV, K.S., BELOV, N.V. (1958): Crystal structure of mica-like hydrous calcium silicates: okenite, nekoite, truscotite and gyrolite. New silicate radical Si<sub>6</sub>O<sub>15</sub>. Dokl. Akad. Nauk SSSR, <u>121</u>, 713–716.
- MERLINO, S. (1983): Okenite, Ca<sub>10</sub>Si<sub>18</sub>O<sub>46</sub>.18H<sub>2</sub>O: the first example of a chain and sheet silicate. -Am. Mineral., <u>68</u>, 614-622.
- STRUNZ, H. (1977): Mineralogische Tabellen. Akademische Verlags-gesellschaft, Geest & Portig K.-G., Leipzig, 422–425.
- TAYLOR, H.F.W. (1992): Tobermorite, jennite, and cement gel. Z. Krist., 202, 41-50.

# Ca RE<sub>2</sub>(CO<sub>3</sub>)<sub>4</sub>, EIN NEUES MINERAL AUS DER STEIERMARK, ÖSTERREICH

### HOLLERER, CH.\*, ETTINGER, K.\*, TAUCHER, J.\*\* & WALTER, F.\*

- \* Institut für Mineralogie-Kristallographie und Petrologie, Karl-Franzens-Universität Graz, Universitätsplatz 2, A-8010 Graz
- \*\* Referat für Mineralogie, Landesmuseum Joanneum, Raubergasse 10, A-8010 Graz

Im Zuge der Bauarbeiten für den Galgenbergtunnel zwischen Leoben und St. Michael, Steiermark wurden auf Klüften von Albit-Chloritschiefern der Grauwackenzone Karbonatparagenesen gefunden (TAUCHER et al., 1994). Auffallend waren dünntafelige farblose Kristalle in meist rosettenartiger Anordnung. Begleitminerale sind Calcit, Siderit, Pyrit und ein Mineral der Kaolinitgruppe.

Mikrosondenanalysen der dünntafeligen Kristalle ergaben folgende Element-Gew.%: Ca 6.8, Ce 25.6, La 10.0, Nd 12.0, Pr 2.5, C und O, deren direkte Quantifizierung zu ungenau war, ergeben den Rest auf 100.

Aus dem Einkristall-FTIR-Spektrum sind auch die charakteristischen Karbonatschwingungen mit einer breiten aufgespaltenen Bande bei 1553 cm<sup>-1</sup> und 1418 cm<sup>-1</sup>, bzw. einer scharfen Bande bei 866 cm<sup>-1</sup> belegt. Eine schwache Schulter bei 1606 cm<sup>-1</sup> weist auf wahrscheinlich vorhandenes Kristallwasser hin.

Über die Pulverdiffraktometeraufnahme konnte keine Zuordnung zu einem bekannten SE- Karbonat getroffen werden.

Mittels Einkristallmethoden (Weißenbergkamera und Vierkreisdiffraktometer) wurden für einen 0.15 x 0.11 x 0.04 mm großen Kristall eine trikline Elementarzelle mit a = 6.397 Å, b = 6.403 Å, c = 12.395 Å, a = 96.58°, b = 100.91°, g = 100.43°, V = 484.4 Å<sup>3</sup> und die Raumgruppe P-1 bestimmt.

Die idiomorph entwickelten Kristalle wurden mittels Reflexionsgoniometer vermessen und zeigen einen tafeligen Habitus nach {001} mit schmalen Pinakoiden {100} und {010}. Die gute Spaltbarkeit parallel (001) ist auch in der Röntgenpulveraufnahme über bevorzugte Orientierung der Reflexe {00I} ersichtlich.

Die Kristallstrukturbestimmung lieferte über direkte Methoden die allgemeinen Punktlagen für 1 Ca und 2 SE (als gemeinsamer Streufaktor für SE wurde Ce verwendet). Schrittweise wurden über Fourier- bzw. Differenzfourieranalysen 4 allgemeine Punktlagen für C und 12 allgemeine Punktlagen für O erhalten. Bei einem vorläufigen R-Wert von 0.076 mit 1541 beobachteten Reflexen konnten keine weiteren signifikanten Elektronendichten für eine aus dem IR-Spektrum vermutete H<sub>2</sub>O-Position gefunden werden.

In der Struktur werden Ca in 8-Koordination und zwei SE in jeweils 9-Koordination mit den Sauerstoffen der CO<sub>3</sub>-Gruppen zu einem 3-dimensionalen Gerüst verknüpft.

Auffallend ist die parallel (001) lagenartige Anordnung von jeweils 2 symmetrie-unabhängigen Karbonatgruppen, deren Orientierung zueinander unterschiedlich ist. Auch die Ca- und SE-Positionen befinden sich in diesen Lagen, die auch die Ebene der morphologischen Spaltbarkeit darstellen.

Die mittleren Abstände betragen für Ca–O 2.513 Å, die beiden SE–O 2.544 Å bzw. 2.581 Å und für C–O jeweils 1.312, 1.271, 1.299 und 1.296 Å mit O–C–O Winkeln zwischen 115° und 124°.

Die aus der obigen Mikrosondenanalyse berechneten Kationenverhältnisse mit der Basis Ca=1 ergibt folgende Mineralformel: Ca (Ce<sub>1.1</sub> La<sub>0.4</sub> Nd<sub>0.5</sub> Pr<sub>0.1</sub>)<sub>2.1</sub> (CO<sub>3</sub>)<sub>4</sub>, die auch mit der Strukturbestimmung gut übereinstimmt. Vorläufig kann für dieses wahrscheinlich wasserfreie SE-Karbonat CaRE<sub>2</sub>(CO<sub>3</sub>)<sub>4</sub> als idealisierte Formel angegeben werden. Eine Überprüfung auf den H<sub>2</sub>O- Gehalt wird mit neuem Probenmaterial vorgenommen werden.

Wegen der geringen Probenmenge wurde bisher keine Dichtebestimmung durchgeführt. Unter Annahme, daß vergleichbare SE-Karbonate Dichten um 4.3 g.cm<sup>-3</sup> aufweisen, konnte über die Mineralformel und Z=2 eine Dichte von 4.02 g.cm<sup>-3</sup> berechnet werden.

Dieselben Kationenproportionen besitzt das wasserfreie SE-Karbonat Sahamalit (Mg,Fe)RE<sub>2</sub>(CO<sub>3</sub>)<sub>4</sub>, dessen Struktur aus zu einem Gerüst veknüpften REO<sub>9</sub>-Polyedern und (Mg,Fe)-Oktaedern besteht (PERTLIK & PREISINGER, 1983). Dieses Mineral ist monoklin und hat wegen der oktaedrisch koordinierten Position (Mg,Fe) eine andersartige Vernetzung zum dreidimensionalen Gerüst als das oben beschriebene Mineral mit CaO<sub>8</sub>-Polyedern.

Kimurait,  $CaY_2(CO_3)_4.6H_2O$  (NAGASHIMA et al., 1986), ist rhombisch und zu wasserreich für eine idente Struktur, wie aus einem IR-Spektrenvergleich mit dem untersuchten SE-Karbonat hervorgeht.

Eine weitere mit dem neuen SE-Karbonat aus der Steiermark vergleichbare Struktur mit vernetzten Schichten aus  $CO_3$ -Gruppen,  $YO_9$ - und  $CaO_8$ -Polyedern parallel (001) wurde für Kamphaugit-(Y) bestimmt (RØMMING et al., 1993). Dieses Mineral ist tetragonal und weist mit CaY( $CO_3$ )<sub>2</sub>OH.H<sub>2</sub>O aber ein anderes Kationenverhältnis auf.

- NAGASHIMA, K., MIYAWAKI, R., TAKASE, J., NAKAI, I, SAKURAI, K.-I., MATSUBARA, S., KATO, A., IWANO, S. (1986): Kimuraite, CaY<sub>2</sub>(CO<sub>3</sub>)<sub>4</sub> 6H<sub>2</sub>O, a new mineral from fissures in an alkali olivine basalt from Saga Prefecture, Japan, and new data on lokkaite. - Am.Mineral. <u>71</u>, 1028–1033.
- PERTLIK, F., PREISINGER, A. (1983): Crystal Structure of Sahamalite (Mg,Fe) RE<sub>2</sub> (CO<sub>3</sub>)<sub>4</sub>, TMPM, 31, 39-46
- RØMMING, Ch., KOCHARIAN, A.K., RAADE, G. (1993): The crystal structure of kamphaugite-(Y). Eur.J.Mineral 5, 685-690.
- TAUCHER, J., POSTL, W., MOSER, B. (1994): Minerale aus dem Eisenbahntunnel Galgenberg, Jassing, Leoben, Steiermark – ein Vorbericht. - Matrixx <u>3</u>, 63-68.

# THE OCCURRENCE AND NATURE OF ALLANITE AND ASSOCIATED Y, REE, (TH)-BEARING MINERALS IN THE GRANITIC ROCKS, EASTERN DESERT, EGYPT.

#### ISTRATE, G., SHALABY, B. & ALTHAUS, E.

Institut für Mineralogie, Universität Karlsruhe

Allanite,  $(Ca,Ln)_2(AI,Fe,Mg)_3Si_3O_{12}(OH)$ , is present as an accessory mineral in granites, monzonites, syenites and their volcanic equivalents as well as in granulites, schists and pegmatites, in skarns and hornfels, etc. In the Eastern Desert of Egypt some occurrences of allanite in Precambrian pegmatite dikes have been described in detail by GINDY (1961). We report the allanite occurrence in hydrothermally altered granitic rocks, locally traversed by lamprophyres, from Wadi Umm Selalieb, Bir El Sayala region (33°57'E; 26°04'N).

Typically, allanite forms very small, microscopic, sub/euhedral crystals, twinned and zoned, rimmed by ferriferous epidote and clinozoizite. Allanite grains are altered to some extent or completely into an yellow-brownish-rusty material, mainly bastnaesite and other REE fluorocarbonates, and subordinate iron oxides and clay-like phases. The rims and some interme-diate zones of allanite are partially transformed to a metamict phase. The destruction of the crystalline structure is considered due to the bombardment by alpha particles, and is obviously controlled by the concentric zonal structure of allanite. The mineral preserves fresh, unchanged domains in the core along with isotropized and leached rim zones displaying no pleochroism and birefringence.

Subsequent hydrothermal alteration of allanite is evidenced by the formation of bastnaesite, yttrocerite and other Y, REE fluorocarbonate minerals, that along with fluorite, apatite, alumina and iron oxides are present as pseudomorphs. This observation reflects the grain chemical heterogeneity with large deviations of the altered zones from the original composition. Chemical data indicate the loss of Fe, Mg, Ca, Al and Si, and the enrichment in REE, Y, Th along with reversed ratios of the REE (Ce/La; Ce/Y), from core to rim.

The occurrence and spatial distribution of various secondary minerals such as albite, epidote, clinozoizite, chlorite, apatite, calcite, fluorite, sphene and (Y, REE)-minerals indicate the pathway for fluid circulation causing leaching and removal of chemical constituents during a low temperature hydrothermal stage.

GINDY, A.R. (1961): Allanite from Wadi El Gemal area, Eastern Desert of Egypt, and its radioactivity. -American Mineralogist, <u>46</u>, 985-993.

#### MIKROTHERMOMETRISCHE UND RAMANSPEKTROSKOPISCHE UNTERSU-CHUNGEN AN FLÜSSIGKEITSEINSCHLÜSSEN IM OSTALPINEN KRISTALLIN

#### KAINDL, R.\*, HOINKES, G.\*, KNOLL, P.\*\*

- \* Institut für Mineralogie-Kristallographie und Petrologie der Karl-Franzens Universität Graz, Universitätsplatz 2, A-8010 Graz, Österreich.
- \*\* Institut für Experimentalphysik der Karl-Franzens Universität Graz, Universitätsplatz 5, A-8010 Graz, Österreich.

Im Ostalpinen Kristallin finden sich einfach und polymetamorphe Einheiten sowohl westlich als auch östlich des Tauernfensters, die sich vor allem lithologisch sehr ähnlich sind (z.B. Schneeberger Zug und Ötztal-Stubai Kristallin im Westen bzw. Radentheiner und Millstätter Serie im Osten). Im Rahmen eines vom FWF geförderten Projektes werden Mikrothermometrie und Ramanspektroskopie in diesen Kristallineinheiten durchgeführt, um die Hypothese einer gemeinsamen Entwicklung westlich und östlich des Tauernfensters zu klären.

Raman-spektroskopische Untersuchungen der  $CO_2$ - $CH_4$ - $N_2$  - Einschlüsse sollen am Institut für Experimentalphysik der Karl-Franzens Universität Graz durchgeführt werden. Es wird eine neuartige Meßmethode verwendet, bei der nicht wie sonst üblich mit Gasstandards bekannter Zusammensetzung kalibriert wird. Vielmehr dienen die Spektren von Reingasen bei 1 bar als Referenz, mit der Einschlüsse unbekannter Zusammensetzung verglichen werden. Dadurch fällt der sog. »instrumental calibration factor« weg (VAN DEN KERKHOF & KISCH, 1993), welcher instrumentelle Unterschiede der verschiedenen Ramanapparaturen berücksichtigen soll. Weiters bietet dieses Verfahren den Vorteil, mit den von verschiedenen Gruppen (SCHRÖTTER & KLÖCKNER, 1979) bestimmten Streuquerschnitten der Reingasspektren vergleichen zu können. Mit dieser Methode konnten bereits Kalibrierungsstandards (VAN DEN KERKHOF, 1988) die schon von 14 europäischen Ramanlabors gemessen wurden, mit einer Genauigkeit von  $\pm5\%$  reproduziert werden.

Erste mikrothermometrische Ergebnisse von Flüssigkeitseinschlüssen in Quarz und Granat in einfach metamorphen, amphibolitfaziellen Glimmerschiefern aus dem Schneeberger Zug weisen auf ein wässriges, Na-betontes Fluid von relativ geringer Salinität und mittlerer bis hoher Dichte. Texturell können mindestens zwei Generationen von Einschlüssen, die beide der alpidischen Metamorphose zuzuordnen sind, unterschieden werden: 1.) Einzeleinschlüsse in einem Quarzkorn, welches wiederum in einem Granat eingeschlossen ist, homogenisieren bei 250°C, sind sehr gering salinar und könnten im prograden Bereich der Metamorphose gebildet worden sein. 2.) Trails und Cluster in Quarz mit höheren Salinitäten und geringerer Dichte. Im Vergleich dazu ist das Fluidregime im nordwestlichen Teil des polymetamorphen Ötztal-Stubai Kristallins durch ein komplexeres Fluid mit weiteren gelösten Kationen wie Ca, Fe und Mg gekennzeichnet. Die verschiedenen Einschlußpopulationen lassen sich deutlich dem variszischen und alpidischen Metamorphoseereignis zuordnen (KAINDL & HOINKES, 1995a).

- KAINDL, R., HOINKES, G. (1995a): The preservation of fluid inclusions associated to different metamorphic events in the Eastern Alps (Austroalpine Oetztal Basement). - Terra abstracts - Abstract supplement N°1 to Terra nova, <u>7</u>, 312.
- SCHRÖTTER, H.W., KLÖCKNER, H.W. (1979): Raman Scattering Cross-Sections in Gases and Liquids. - Raman Spectroscopy of Gases and Liquids. Edited by A. Weber, 123-166.
- VAN DEN KERKHOF, A.M., KISCH, H.J. (1993): CH<sub>4</sub>-rich inclusions from quartz veins in the Valley-and-Ridge province and the anthracite fields of the Pennsylvania Appalachians - Reply. - American Mineralogist, <u>78</u>, 220-224.
- VAN DEN KERKHOF, A.M. (1988): The system CO<sub>2</sub>-CH<sub>4</sub>-N<sub>2</sub> in fluid inclusions: Theoretical modelling and geological applications. - Ph.D. thesis, Free University Amsterdam.

# WIE WANDELT SICH OLIVIN IN SUBDUKTIONSZONEN ZU WADSLEYIT UND RINGWOODIT UM?

#### KERSCHHOFER, L., RUBIE, D. C., SHARP, T. G. & SEIFERT, F.

Bayerisches Geoinstitut, Universität Bayreuth, D- 95440 Bayreuth, Deutschland

Die Kinetik der polymorphen Hochdrucktransformationen von Olivin ( $\alpha$ -Phase) zu Wadsleyit ( $\beta$ -Phase) und Ringwoodit ( $\gamma$ -Phase) war in den letzten Jahren Thema zahlreicher Untersuchungen aufgrund ihrer großen Bedeutung im Erdmantel und aufgrund einer möglichen Hemmung dieser Transformationen in Subduktionszonen (SZ), die bedeutende Konsequenzen für Rheologie und Spannungszustand des subduzierten Materials und Entstehung tiefer Erdbeben hätte. Die meisten Studien wurden an Olivinen mit analoger chemischer Zusammensetzung (z.B. Mg<sub>2</sub>GeO<sub>4</sub>) durchgeführt, die zwar experimentell leichter zu handhaben sind, aber nur bedingt Schlüsse auf Prozesse im Erdinneren zulassen. Im Gegensatz dazu wurden in der vorliegenden experimentellen Arbeit die Mechanismen der  $\alpha$ - $\beta$ - $\gamma$ -Transformationen und ihre Kinetik an natürlichem San Carlos Olivin (Mg<sub>1.8</sub>Fe<sub>0.2</sub>SiO<sub>4</sub>) untersucht.

Für die Experimente wurde jeweils ein parallel den kristallographischen Hauptachsen quaderförmig geschnittener Olivin-Einkristall (700 x 600 x 500 µm) in eine feinkörnige Matrix (Korngrößen =15 µm) aus 96 Gew% Olivin und 4 Gew% Enstatit eingebettet. In einer Vielstempelpresse (multianvil press) wurden die Proben dann bei Drücken von 17 bis 20 GPa, Temperaturen von 800° bis 1400°C und Reaktionszeiten von 20 bis 1500 min teilweise transformiert, um die Abhängigkeit der Transformation von der Zeit und die Keimbildungsmechanismen zu untersuchen.

Die Transformation findet durch zwei verschiedene Prozesse statt: Die Olivinguader weisen einen Reaktionssaum auf, der durch Bildung inkohärenter Keime an den Olivinkorngrenzen und Wachstum derselben entstanden ist. Die Wachstumsgeschwindigkeit dieser Säume ist nicht konstant, sondern nimmt mit der Zeit ab. Die feinkörnige Matrix rund um den Olivinguader transformiert ebenfalls durch inkohärente Keimbildung und Wachstum, Einen zweiten Transformationsmechanismus findet man im Inneren des Olivinguaders, jedoch nicht in den kleinen Olivinkristallen der Matrix. Optisch sichtbar sind Wadsleyit-Linsen im Olivin, die parallel zu den {101}<sub>OI</sub>-Ebenen liegen. Untersuchungen mit dem Transmissionselektronenmikroskop (TEM) zeigten weiters, daß sich im Olivin eine große Anzahl von feinen Ringwoodit-Lamellen (10 bis 20 nm breit) mit der kristallographischen Orientierungsbeziehung von {100}<sub>OI</sub> parallel {111}<sub>Sn</sub> gebildet hat. Nach POIRIER (1981) kann diese Orientierungsbeziehung durch eine Schertransformation entstehen, bei der Ringwoodit durch die kontinuierliche Bildung von (100)OI-Stapelfehlern (Scherung) gekoppelt mit einer simultan auftretenden Kationendiffusion in der Struktur (Synchroscherung) erzeugt wird. Hochauflösende TEM-Untersuchungen zeigten, daß die Transformation in unseren Experimenten zwar mit der Bildung von (100)or-Stapelfehlern beginnt, sich dann aber durch Grenzflächen-kontrolliertes Breitenwachstum der Lamellen fortsetzt. Die Wadsleyit-Linsen treten immer in Kontakt mit den Ringwoodit-Lamellen auf, was darauf hindeutet, daß sich inkohärenter Wadsleyit als Rücktransformationsprodukt am Ringwoodit bildet.

Ein Schermechanismus nach POIRIER (1981) wurde bisher nur in sehr begrenzter Menge bei Experimenten mit unrealistisch hohen Scherspannungen für SZ ( $\sigma$ 1- $\sigma$ 3  $\geq$  1 GPa) und/oder an Olivinen mit analoger chemischer Zusammensetzung (z.B. Mg<sub>2</sub>GeO<sub>4</sub>, BURNLEY, 1990) beobachtet. Daher wurde in kinetischen Modellen von SZ bisher nur Transformation durch inkohärente Keimbildung an Korngrenzen und Wachstum berücksichtigt. Die große Menge an kohärenter, intrakristalliner Keimbildung in den Olivinquadern dieser Studie, das Absinken der Wachstumsgeschwindigkeiten für Korngrenzentransformation und die niedrigen Scherspannungen in unseren Experimenten deuten jedoch darauf hin, daß sich die mm-großen Olivinkristalle in SZ hauptsächlich durch intrakristalline Keimbildung und Wachstum umwandeln.

- BURNLEY, P. C. (1990): The effect of nonhydrostatic stress on the olivine-spinel transformation in Mg<sub>2</sub>GeO<sub>4</sub>. Thesis, Univ. California, Davies, 187pp.
- POIRIER, J. P. (1981): Martensitic olivine-spinel transformation and plasticity of the mantle transition zone. - AGU Geodynamics Series, <u>4</u>, 113-117.

#### IMMISCIBLE LIQUIDS IN CaO – SiO<sub>2</sub> – TiO<sub>2</sub>

#### KIRSCHEN, M. & DECAPITANI, C.

Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität Basel, Bernoullistrasse 30, CH-4056 Basel, Switzerland

The computation of equilibrium phase diagrams of silicate systems requires a model of the Gibbs free energy of the melt. While in binary silicate systems non-ideal contributions to the free energy are often modelled by equations with few interaction parameters (e.g. BERMAN & BROWN, 1984), extrapolation in higher order systems remains unclear. The method of extrapolation strongly affects the shape of the excess free energy surface. Since compositions of coexisting liquids depend only on the topology of the free energy surface of the melt, they represent an excellent tool to test possible methods of extrapolation.

In order to determine miscibility gaps in silicate melts, a high temperature furnace has been constructed. Coexisting liquids in the silicate system  $CaO-SiO_2-TiO_2$  at T = 1600°C, p = 1bar have been quenched to glasses and their compositions have been determined by electron microprobe analysis. Measured compositions of the quenched liquid phases correspond more or less to the miscibility gap proposed by DEVRIES ET AL. (1955) at T = 1600°C. In contrast to their observations, the SiO<sub>2</sub>-rich phase contains less than 1 wt% CaO.

Some extrapolation models from binaries into the ternary system (see HILLERT, 1980 and CHOU, 1987 for a review) have been tested with the observed miscibility gap using the Gibbs free energy minimizing algorithm »Theriak« (DECAPITANI, 1994). Formulations proposed by KOHLER, MUGGIANU, and COLINET permit extrapolation without fitting a specific ternary parameter. While the composition of the SiO<sub>2</sub>-rich phase is correctly predicted, the calculated SiO<sub>2</sub> content of the TiO<sub>2</sub>-rich liquid phase is in general too low. To reproduce the experimentally determined miscibility gap, we propose a generalization of an extrapolation formula of KOHLER (1960):

$$G^{xs} = \sum_{i,m} W_{(i1 \ i2 \ \dots \ im)} \frac{x_{i1} \ x_{i2} \ \dots \ x_{im}}{(S)^{k}}$$

where S = sum of the components  $x_i$  of the polynomial  $x_{i1} x_{i2} \dots x_{im}$ , and W = W(p,T) are Margules interaction parameters indexed as by BERMAN & BROWN (1984). In KOHLER's original formula, the exponent k is fixed to the degree m of the binary Margules polynomial: k=m-2. k used as a variable parameter controls the expansion of nonideal binary contributions to the Gibbs free energy of the ternary. To calculate the miscibility gap in CaO-SiO<sub>2</sub>-TiO<sub>2</sub> we used KOHLER's formula for SiO<sub>2</sub>-TiO<sub>2</sub> and CaO-SiO<sub>2</sub> binaries and k=1.62 for CaO-TiO<sub>2</sub> (see diagram). The proposed method represents a flexible extrapolation scheme for computing equilibrium phase diagrams of higher order silicate systems from the corresponding subsystems.



experimentally determined (filled circles) and calculated tie-lines of coexisting liquids in CaO-SiO<sub>2</sub>-TiO<sub>2</sub> at  $T = 1600^{\circ}$ C, p = 1bar.

- BERMAN, R.G., BROWN, T.H. (1984): A thermodynamic model for multicomponent melts with application to the system CaO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>. - Geochim. Cosmochim. Acta <u>48</u>, 661–678.
- CHOU, K.C. (1987): A new solution model for predicting ternary thermodynamic properties. Calphad <u>11</u>, 293–300.
- DECAPITANI, C. (1994): Gleichgewichtsphasendiagramme: Theorie und Software. Beih. z. Europ. J. Min. <u>6</u>, 48.
- DEVRIES, R.C., ROY, R., OSBORN, E.F. (1955): Phase equilibria in the system CaO-TiO<sub>2</sub>-SiO<sub>2</sub>. J. Amer. Ceram. Soc. <u>38</u>, 158-171.
- HillLERT, M. (1980): Empirical methods of predicting and representing thermodynamic properties of ternary solution phases. - Calphad <u>4</u>, 1–12.
- KOHLER, F. (1960): Zur Berechnung der thermodynamischen Daten eines ternären Systems aus den zugehörigen binären Systemen. - Monatshefte Chemie <u>91</u>, 738–740.

# MAGMATIC VERSUS METAMORPHIC U/TH/PB-ZIRCON AGES: IMPLICATIONS FROM U/TH-RATIOS AND ZIRCON EVAPORATION

# KLÖTZLI, U. S.

Laboratory for Geochronology, University of Vienna, Franz Grill-Straße 9, A-1030 Vienna, Austria

When studying the geological evolution of mono- or polymetamorphic rock series the knowledge of the time of formation of the meta-igneous parts of the series is of utmost importance for palaeogeographic reconstructions, geochemical evolution, etc. U/Th/Pb-dating of zircons is often the only applicable geochronological method to establish sound age information for protolith formation and subsequent metamorphic overprinting of such meta-igneous rocks. But beside the well known problems posed on zircon dating by more or less complex U/Th/Pb inheritance, it is often difficult to distinguish between true magmatic ages and ages representing recrystallisation events during high-grade metamorphic overprinting.

When combining single zircon dating, zircon typology, cathode-luminescence, and electron-microprobe studies the problem of inheritance can partly be overcome and reliable age data for »geological events« can be provided. The single zircon evaporation analysis has proven to be a very useful tool to establish the geochronology of polymetamorphic rock series, especially of acidic to intermediate orthogneisses. But although most of the analysed zircons in such rocks exhibit »magmatic« typologies, the interpretation whether the determined <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb ages represent magmatic or metamorphic ages is not always straight forward.

Fortunately, the existence of spatial variations in the <sup>208</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb-ratios compared to <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb provide some means to decipher the internal structure of the analysed zircon and thus allow some conclusions about magmatic versus metamorphic origin: Zircons normally reveal two distinct chemical zonation patterns. 1) An oscillatory zoning parallel the major prism faces (100, 110), and pyramidal faces (101, 211), respectively, either ordered, disordered or a combination thereof. This zonation is usually interpreted as representing a magmatic growth zonation characterised by changing relative proportions of Hf, U, Th, Y, HREE, Pb, ..., in the crystal lattice; 2) nebulitic, patchy zircon domains, usually interpreted as representing some sort of recrystallisation and redistribution of elements, most probable during metamorphic overprinting.

A fundamental prerequisite of absolute age determination is the assumption of closed system behaviour of mother and daughter elements and the absence of any internal isotope fractionation since the time of closure in respect to diffusion of the elements under consideration. Thus, if one assumes that no spatial fractionation between U, Th, and Pb has taken place in the crystal lattice since the time of closure the <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb-ratio can directly be recalculated to an apparent age and the <sup>208</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb-ratio is directly proportional to the U/Th-ratio.

Theoretically, evaporation, i.e. mobilisation of  $SiO_2$ , U, Th, Pb, HREE, and Hf, of zircons normally proceeds shell like from the rim to the core of the crystal. So, with time,

the evaporation process mobilises elements from more internal parts of the crystal. Therefore temporal variations in the <sup>208</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb-ratio should correspond directly to spatial changes in the U/Th-ratios in different domains of the zircon lattice. Thus a complete evaporation analysis provides us with a spatial depth-profile of the apparent <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb-age and the corresponding U/Th-ratio.

Constant <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb over a certain amount of time or evaporation steps are normally interpreted as representing intact U/Pb systematics with no unsupported U or Pb present in the analysed parts of the zircon crystal. If this is true variations in <sup>208</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb must directly reflect primary variations in U/Th as stated above. Evaporation analyses of a large number of magmatic zircons from granitoids of the Bohemian Massif have revealed, that variations in <sup>208</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb at constant <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb are almost always present. The magnitude of the variations in <sup>208</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb can directly be correlated with the magnitude of variations in the U and Th concentrations within the zircon crystal. This is further corroborated by ion-microprobe analyses and partial dissolution experiments. Therefore, the observed variations in <sup>208</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb at constant <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb are interpreted as representing the magmatic growth zonation and directly support the model of shell like element mobilisation during evaporation. Constant <sup>208</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb at constant <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb is then interpreted as representing homogeneous domains, in respect to U/Th, or as representing recrystallised zircon domains where complete Pb homogenisation, and probably also U and Th homogenisation has occurred. Using this argumentation, evaporation ages from zircons of unknown provenience exhibiting large variations in <sup>208</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb at constant <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb can be interpreted as probably representing magmatic ages and not metamorphic recrystallisation ages. Vice versa, evaporation ages from zircons showing no or only very little variations in <sup>208</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb can tentatively be interpreted as probably representing metamorphic recrystallisation ages. Also the method even allows, in certain cases, to distinguish between inherited zircon cores of magmatic or metamorphic origin.

### DATING ANATECTIC EVENTS USING ZIRCON U-PB AND PB-PB EVAPORATION ANALYSIS: THE WINNEBACH MIGMATITE/ÖTZTAL CRYSTALLINE BASEMENT (AUSTRIA).

# KLÖTZLI-CHOWANETZ, E., KLÖTZLI, U. & KOLLER, F.

Institut für Petrologie der Universität Wien, Althanstr. 14, A - 1090 Wien, Österreich

The Ötztal crystalline complex represents a polymetamorphic basement of the Eastern Alps/Austria. Throughout the dominating paragneisses partial anatexis has locally occurred. From one of these migmatite areas, the "Winnebach" near Längenfeld/Ötztal, a Rb-Sr white mica minimum cooling age of the migmatisation of 461  $\pm$  4 Ma has been established previously (CHOWANETZ 1991). To further constrain the exact time of anatexis, the migmatite and its surrounding have been investigated by single zircon Pb–Pb evaporation and conventional U–Pb zircon analysis. In order to distinguish the anatectic event from at least two additional pre-Hercynian metamorphic events, the zircon populations of the migmatite were compared to those of the adjacent paragneiss. Except for one zircon type all other populations exhibit polyphase growth and do not show any specific occurrence. Single zircon evaporation measurements document three metamorphic events with mean ages of 484  $\pm$  6 Ma, around 560 Ma and 635 Ma. Since these data reveal no different pattern between migmatite and paragneiss, none of these ages can be directly assigned to the migmatisation.

Nevertheless one population of roundish, clear and colourless zircon specimens free of cores is found to be characteristic for the migmatite. These anatectically grown zircons were not measurable by means of single zircon evaporation but yielded with the conventional U-Pb analysis a concordant age of  $490 \pm 9$  Ma (KLÖTZLI-CHOWANETZ et al., in prep). This is in good agreement with the regional magmatic and HT-metamorphic event in the Ötztal crystalline basement during the Early Ordovician (SCHMIDT et al., 1967) especially documented in the Kaunertal area (HOINKES et al., 1994; BERNHARD et al., 1996).

The minimum age for some of the inherited zircon cores can be established at 2440 Ma with both methods providing some evidence for the reworking of rocks originally derived from lowermost Proterozoic crust. Additionally conventional U–Pb data suggest an incorporation of Pb components within the paragneisses older than 3600 Ma.

- BERNHARD, F., KLÖTZLI, U., THÖNI, M. & HOINKES, G. (1996): Age origin and geodynamic significance of a polymetamorphic felsic intrusion in the Ötztal crystalline basement, Tirol, Austria. - Mineral Petrol. in press.
- CHOWANETZ, E. (1991): Strukturelle und geochronologische Argumente für eine altpaläozoische Anatexis im Winnebachmigmatit (Ötztal/Tirol, Österreich). - Mitt.Ges.Geol.-Bergbaustud.Ö., <u>37</u>, 15-35.
- HOINKES, G., THÖNI, M., BERNHARD, F., KAINDL, R., LICHEM, Ch., TROPPER, P. (1994): Prealpine magmatic and metamorphic evolution of the Austroalpine Ötztal basement in the Kaunertal Area. - Mitt.Österr.Min.Ges., <u>139</u>, 59.

- KLÖTZLI-CHOWANETZ E., KLÖTZLI U. & KOLLER F. (1996): Linking anatectic events with zircon morphology: An example from the Ötztal crystalline basement/Austria using U-Pb and Pb-Pb evaporation dating. - in prep.
- SCHMIDT, K., JÄGER, E., GRÜNENFELDER, M. & GRÖGLER, N. (1967): Rb-Sr- und U-Pb-Altersbestimmungen an Proben des Ötztalkristallins und des Schneeberger Zuges. - Eclogae Geol.Helv., <u>60/2</u>, 529-536.

#### **EXPERIMENTELLE KALIBRIERUNG DES NA-IN-CORDIERIT-THERMOMETERS**

### KNOP, E.

Institut für Mineralogie und Petrographie der Leopold-Franzens- Universität Innsbruck, Innrain 52, 6020 Innsbruck

1986 stellte MIRWALD unter dem Titel » Ist Cordierit ein Geothermometer?« vorläufige experimentelle Ergebnisse zur Temperaturabhängigkeit des Na-Einbaus in die Strukturkanäle des Cordierits vor. Inzwischen konnten einige Piston-Zylinder-Versuche durchgeführt werden, um diese Frage zu beantworten. Die positiven Ergebnisse erlauben die Kalibrierung des Na-in-Cordierit-Geothermometers im System Na<sub>2</sub>O-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>2</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O. Dieses System stellt das einfachste Modellsystem zum Na-Einbau in Cordierit dar, H<sub>2</sub>O transportiert die Alkaliionen und wird selbst als zweite Kanalspezies eingebaut. Die Versuche wurden in modifizierten NaCl-Zellen (MIRWALD et al., 1975) bei 0,4 und 0,8 GPa im Temperaturbereich zwischen 500° und 850°C durchgeführt. Synthetischer hexagonaler Hochcordierit ( $\Delta = 0^{\circ} 2\Theta$ ) wurde zusammen mit 1M NaOH-Lösung bzw. Albit-Glas + H<sub>2</sub>O in Goldkapseln eingeschweißt, beide Kapseln wurden anschließend gemeinsam in eine Salzzelle eingebaut. EMS- und XRD-Analysen nach Beendigung der Versuche bestätigen die aus den Voruntersuchungen bekannte negative Temperaturkorrelation des Na-Einbaus in Cordierit, mit T als unabhängiger Variablen ergibt sich  $T[^{\circ}C] = 866 - 2606x$  mit x = Na in Cordierit [moles pfu]. Aufgrund der relativ großen Fehler bei der Na-Messung muß die Unsicherheit des Thermometers vorerst noch mit ± 50°K angegeben werden.

Sowohl die innerhalb, als auch die außerhalb des Stabilitätsfeldes von Mg-Cordierit zu Tief-Cordierit ( $\Delta = 0,18^{\circ}-0,22^{\circ} 2\Theta$ ) umgewandelten Proben zeigen identisches Na-Einbau-Verhalten. Es konnte ebenfalls gezeigt werden, daß die Art der Na-Phase (NaOH oder Albit) keinen Einfluß auf den Na-Einbau hat. Außerdem ist die Na-Inkorporation bei mehr als 5 Gew% H<sub>2</sub>O von der H<sub>2</sub>O-Menge unabhängig, dies ergaben einige wenige Versuche mit unterschiedlicher Menge an Start-H<sub>2</sub>O. Ein Druckeffekt ist – jedenfalls im untersuchten P-Bereich – nicht festzustellen. Zusätzlich werden erste kinetische Ergebnisse gezeigt.

Obwohl weitere Experimente zum Na-in-Cordierit-Einbau in FeO-CaO-CO<sub>2</sub>-führenden Systemen noch ausstehen, läßt sich das Na-in-Cordierit-Thermometer aufgrund dieser Kalibrierung nunmehr zumindest auf CO<sub>2</sub>- und Fe-arme Metapelite anwenden, petrologische Anwendungsbeispiele werden präsentiert.

MIRWALD, P. W. (1986) Ist Cordierit ein Geothermometer? - Fortschritte der Mineralogie, <u>64</u> Bh 1, 119. MIRWALD, P. W. GETTING, I. C., KENNEDY, G. C. (1975) Low-Friction Cell for Piston-Cylinder High-Pressure Apparatus, - Journal of Geophysical Research, 80, 1519-1525.

#### SPURENELEMENTBESTIMMUNG IN FLUORITEN DES METAMORPHEN MESO-ZOIKUMS, ÖSTERREICH, MITTELS ICP-MS.

# KOSS, ST. & GÖTZINGER, M. A.

Institut für Mineralogie und Kristallographie, Universität Wien - Geozentrum, A-1090 Wien, Althanstr. 14

In Karbonatgesteinen des metamorphen Mesozoikums, Unterostalpin, treten im Raum Krimml (Krimmler Trias), beim Gnadenfall, auf der Steirischen Kalkspitze und im Bereich Weißeck (Radstädter Trias) nahezu monomineralische Fluorit-mineralisationen auf (GÖTZINGER & SEEMANN, 1990; NIEDERMAYR, 1990). Die Fluorite bilden Würfel mit parkettierten Flächen, die Farben reichen von violett, hellgrün, hellblau bis nahezu farblos. Quarz, Calcit und selten Baryt sind Begleitminerale. Die Galenit-Tetraedrit-Mineralisation am Weißeck steht möglicherweise in keinem genetischen Zusammenhang mit der Fluoritmineralisation.

Mikrothermometrische Untersuchungen an Einschlüssen (FI) Krimmler Fluorite ergeben eine geringe Salinität (4.5 bis 6.3 Gew.% NaCl<sub>äquiv.</sub>) und Homogenisierungstemperaturen zwischen 139 und 128°C bzw. zwischen 118 und 104°C (sekundäre FI). Da die Druckkomponente vernachlässigbar ist, können Bildungstemperaturen von etwa 140°C angenommen werden. FTIR-spektroskopische Untersuchungen an Fluoriten vom Weißeck ergeben ebenfalls Hinweise auf geringe Salinitäten der eingeschlossenen Lösungen.

Um genetische Aussagen treffen zu können, ist die Analyse der in den Fluoriten enthaltenen Spurenelemente essentiell. Hierfür bietet sich neben der Instrumen-tellen Neutronenaktivierungsanalyse (INAA) besonders die Analyse mittels Induktiv-gekoppelter Plasma-Emissions-Massenspektroskopie (ICP-MS) an. Bei der Analyse von Spurenelementen, insbesondere der Seltenerd-Elemente (SEE) in Fluoriten vom Weißeck, Sbg., zeigte sich im Vergleich mit INAA-Messungen, daß die ICP-MS-Methodik einerseits wesentlich genauere Ergebnisse liefert, andererseits die »Konstanz« der Meßdaten über viele Meßdurchgänge hinweg besser ist. Darüber hinaus erlaubt ICP-MS die Messung von Pr, Ho und Er, Mg, Al, Cu, Y und Pb.

In einer Versuchsreihe (Standard-Additionsreihe) konnte gezeigt werden, daß bei ICP-MS-Messungen der SEE in Fluoriten in Konzentrationen unter 20 ppm (»Leichte« SEE), bzw. unter 10 ppm (»Schwere« SEE) keine Matrixeffekte auftreten, und daß der Signalfluß bei zunehmenden Elementkonzentrationen (im oben angeführten Bereich) linear ansteigt. Durch die Qualität der ICP-MS-Meßergebnisse ist die Methode gut geeignet zur Analyse der SEE in Fluoriten.

Bei den Messungen (sowohl mittels INAA, als auch mittels ICP-MS) wurde darauf geachtet, unterschiedlich gefärbte Fluorite und vermeintliche »Generationen« getrennt zu analysieren (vgl. Abb. 1). Derartige Verteilungsmuster sind für alle bisher gemessenen Fluorite vom Weißeck (n=24) charakteristisch. Bei Normierung der SEE-Analysedaten auf Durchschnittswerte der Kontinentalen Kruste ist keine relative Anreicherung der »leichten« SEE mehr zu verzeichnen. Bei solcher Normierung wird die Gleichverteilung der SEE in Fluoriten vom Weißeck noch deutlicher. Die Weißeck-Fluorite fallen im Tb/Ca-Tb/La-Diagramm (nach MÖLLER et. al., 1976) eindeutig in das hydrothermale Feld (vgl. Abb. 2).



Abb. 1:

Chondrit-normierte SEE-Verteilungsmuster von Fluoriten (Weißeck)







GÖTZINGER, M. A. & SEEMANN, R. (1990): Exkursion E3: Fluoritvorkommen Vorderkrimml, Pinzgau, Salzburg. - Mitt. Österr. Min. Ges. <u>135</u>, 119–128.

MÖLLER, P., PAREKH, P. P. & SCHNEIDER, H. J. (1976): The application of Tb/Ca-Tb/La abundance ratios to problems of fluorspar genesis. - Min. Deposita <u>11</u>, 111–116

NIEDERMAYR, G. (1990): Fluorit in Österreich. - Emser Hefte 11/3, 12-34

#### Danksagung:

Alle ICP-MS-Messungen wurden am Bundesforschungs- und Prüfzentrum Arsenal in Wien, Abteilung für Analytische Geochemie durchge-führt, Herrn Dr. P. SPINDLER danken wir für seine Hilfe.

### DIE THERMISCHE STABILITÄT VON MODIFIZIERTEM VPI-5

#### LENGAUER, C.L.\*, BAERLOCHER, CH.\*\* & McCUSKER, L.B.\*\*

\* Institut für Mineralogie und Kristallographie, Universität Wien - Geozentrum, Althanstr.14, A-1090 Wien

\*\* Laboratorium für Kristallographie, ETH Zentrum, Sonneggstraße 5, CH-8092 Zürich

Der synthetische Zeolith VPI-5 (Al<sub>3</sub>P<sub>3</sub>O<sub>12</sub> · 7 H<sub>2</sub>O, Z = 6) wurde zum ersten Mal von DAVIS et al. (1988) beschrieben und durch Sorptionsmessungen als ein »large-pore« Zeolith mit einem dynamischen Durchmesser von ca. 11 Å charakterisiert. Strukturverfeinerungen bestätigten die Annahme, daß Kanäle aufgebaut aus Ringen von 18 T-Atomen vorliegen. Wie bei allen Alumophosphaten sind auch bei den Zeolithen mit einem 1-dimensionalen Porensystem (AIPO<sub>4</sub>-11: 10er Ring, AIPO<sub>4</sub>-5: 12er Ring, AIPO<sub>4</sub>-8: 14er Ring) die T-Positionen alternierend mit Al und P besetzt, wodurch polare Gerüststrukturen ermöglicht werden (AIPO<sub>4</sub>-11: Ic2m, AIPO<sub>4</sub>-5: P6cc, AIPO<sub>4</sub>-8: Cmc21, VPI-5: P6<sub>3</sub>). Azentrische Strukturen sind eine Voraussetzung um physikalische Eigenschaften im Bereich der nichtlinearen Optik zu erzielen. Im Gegensatz zu den Zeolithen aus der Gruppe der Alumosilikate besitzen reine AIPO<sub>4</sub>-Vertreter neutrale Gerüstladungen, an den mit Al besetzten T-Positionen treten jedoch starke positive Partialladungen auf (Lewis-Säure). Im Falle von VPI-5 befindet sich eine mit Al besetzte T-Position der Kanalwandung (Al(1)) in einer exponierten Lage, zu der zwei Sauerstoff-atome ( $O_w1$ ,  $O_w2$ ) der reinen H<sub>2</sub>O-Kanalfüllung eine Al–O Bindung eingehen. Daraus resultiert eine verzerrte oktaedrische Koordination mit Al(1)-(20w,40T)6, (MCCUSKER et al. 1991, CHEETHAM & HARDING 1996).

Die thermische Stabilität des Tetraedergerüsts ist neben der Dimension des dynamischen Porendurchmessers ein wichtiges Kriterium für eine mögliche Anwendbarkeit von zeo-lithischem Material. Diesbezüglich weist VPI–5, im Gegensatz zu dem bereits erfolgreich untersuchten AIPO<sub>4</sub>–5 (Marlow et al. 1993), lediglich unter normalen Raumbedingungen eine ausreichende Stabilität auf. Im Temperaturbereich von  $30^{\circ}-90$  °C findet ein Phasen-übergang zu AIPO<sub>4</sub>–8 statt, bei dem der oktaedrischen Koordinierung von Al(1) eine Schlüsselrolle zukommt. Ziel der Untersuchung war, mit einem gezielten Austausch von O<sub>W</sub>1 bzw. O<sub>W</sub>2 durch andere organische, hochpolare Gastmoleküle, eine Veränderung in der thermischen Stabilität von VPI–5 zu erreichen.

VPI-5 in Pulverform wurde in modifizierter Form nach den Angaben von McCUS-KER et al. (1991) in Teflon ausgekleideten Autoklaven unter autogenem Druck bei einer Temperatur von 135°C synthetisiert. Das VPI-5 Produkt wurde in einem zweiten Schritt, wiederum unter autogenem Druck bei 125°C, jeweils fünf organischen Lösungen ausgesetzt. Die Auswahl des organischen Gastmoleküls folgte der Tatsache, daß Moleküle mit einem »Formamid-Komplex« (**O=CH**–NH<sub>2</sub>) besonders gute Austauschergebnisse erwarten lassen. Alle Zwischen- und Endprodukte wurden mit Röntgendiffraktion und Thermogravimetrie (TG) geprüft. Die ausgetauschten VPI-5 Produkte wurden in einer geschlossenen Glaskapillare (STOE HT-STADIP) und als offener Dünnfilm (HUBER HT-Guinier) im Bereich 25°–350 °C untersucht.

		Chem.Formel (TG)	T <sub>max</sub> Kapillare	T <sub>max</sub> Film
VPI-5	synth.	Al <sub>18</sub> P <sub>18</sub> O <sub>72</sub> ◊ 42.0H <sub>2</sub> O	140.0	70.0
FOR	O=CH-NH <sub>2</sub>	Al <sub>18</sub> P <sub>18</sub> O <sub>72</sub> 0 28.7H <sub>2</sub> O 0 6.1	1FOR 180.0	70.0
DMF	O=CH-N-(CH <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>	AI <sub>18</sub> P <sub>18</sub> O <sub>72</sub> ◊ 10.7H <sub>2</sub> O ◊ 6.5	3DMF 180.0	90.0
EF	$O=CH-NH-CH_2CH_3$	AI <sub>18</sub> P <sub>18</sub> O <sub>72</sub> 0 7.1H <sub>2</sub> O 0 7.5	EF 160.0	110.0
FP	$O=CH-C_5H_{10}N$	Al <sub>18</sub> P <sub>18</sub> O <sub>72</sub> 0 7.6H <sub>2</sub> O 0 4.5	FP 240.0	210.0
FM	O=CHC4H8NO	AI <sub>18</sub> P <sub>18</sub> O <sub>72</sub> 0 10.2H <sub>2</sub> O 0 4.5	3FM 260.0	230.0

Wie die Ergebnisse der obigen Tabelle zeigen, weisen alle modifizierten VPI–5 Substanzen eine erhöhte thermische Beständigkeit in Bezug auf das unveränderte Ausgangsprodukt auf, wobei alle verwendeten organischen Lösungen ein ca. doppelt so hohes Dipolmoment wie Wasser besitzen. Dies unterstützt die Annahme, daß die Stabilität von VPI–5 vorwiegend durch die Bindungsenergie zwischen Al(1) und den eingetauschten Äquivalenten von O<sub>w</sub>1 bzw. O<sub>w</sub>2, i.e. Aufrechterhaltung der oktaedrischen Koordinierung von Al(1), kontrolliert ist. Eine Verstärkung des organischen Dampfdruckes (geschlos-senes Kapillarsystem) oder der Einbau großer, starrer Moleküle (FP, FM) bewirken zu-sätzlich eine Verschiebung zu höheren Temperaturstabilitäten. Der kristallographische Austausch von O<sub>w</sub>1 bzw. O<sub>w</sub>2 wird auch durch Veränderungen der Zellparameter bestätigt. Oberhalb von T<sub>max</sub> kommt es in allen Proben zu einer Umwandlung in AIPO<sub>4</sub>–8.

CHEETHAM, G. & HARDING, M.M. (1996) Zeolites, 16, 245.

DAVIS, M.E., SALDARRIAGA, C., MONTES, C., GARCES, J. & CROWDER, C. (1988) Nature, <u>331</u>, 698. MARLOW, F., CARO, J., WERNER, L. & KORNATOWSKI, J. (1993) J.Phys.Chem., <u>97</u>, 11286. McCUSKER, L.B., BAERLOCHER, CH., JAHN, E. & BÜLOW, M. (1991) Zeolites, <u>11</u>, 308.

#### ORDER-DISORDER PHASE TRANSITIONS IN LAWSONITE AND HEMIMORPHITE

# LIBOWITZKY, E.

Institut für Mineralogie und Kristallograpie, Universität Wien - Geozentrum, Althanstr. 14, A-1090 Wien, Austria

Single-crystals of lawsonite and hemimorphite were investigated by infrared (IR) spectroscopy, optics, X-ray diffraction (lawsonite), and neutron diffraction (hemimorphite) at temperatures between 20° and 500°K. Both minerals show phase transitions at low temperatures which are related to order-disorder in the proton positions (in the form of OH groups and H<sub>2</sub>O molecules). The driving force for the phase transitions is found in reduced thermal vibration at low temperatures which leads to the formation of cooperative hydrogen bonds across the structure.

Lawsonite,  $CaAl_2[Si_2O_7](OH)_2 \cdot H_2O$ , shows reversible phase transitions at 273° and 155°K which are characterized by lowering in space group symmetry (from ambient to low temperatures) from *Cmcm* via *Pmcn* to *P2*<sub>1</sub>*cn*. Whereas the silicate frame work behaves rigidly, the water molecules rotate off their highly symmetric positions. In addition, the hydroxide groups rotate into two different positions which leads to reduced symmetry in two steps. The phase transitions can be monitored by sudden changes of certain X-ray intensities, by non-linearities in the lattice parameters, and by discontinuities in the birefringence curves of lawsonite.

In contrast, single-crystal IR spectra between 82° and 325° K do not show sudden changes at all. They constantly exhibit four OH stretching modes which are assigned to two different OH groups and to two OH vectors of the water molecule. It is interesting that the frequencies of the low-energy bands shift up to 150 cm<sup>-1</sup> in the temperature range between 82° and 325°K. The shift to lower frequencies at low temperatures is in good agreement with the observed shortening of hydrogen bonds in the structure. However, agreement between IR frequencies and O-H…O distances is only found at lower temperatures, whereas differences between IR data and distances from X-ray refinements exist at room temperature.

These observations suggest a structure with dynamically disordered hydrogen positions at room temperature. The long time scale of X-ray experiments results in intermediate proton positions which lead to the apparently high space group symmetry at room temperature. The extremely short time scale of IR spectroscopy reveals the single, disordered hydrogen sites of the dynamic disorder. These results are also confirmed by preliminary data from neutron diffraction and proton-NMR. Similar phase transitions (even though at higher temperatures) were also observed in the isotypic mineral hennomartinite,  $SrMn_2[Si_2O_7](OH)_2.H_2O$ , which shows an additional monoclinic distortion and twinning in its room-temperature structure.

Hemimorphite,  $Zn_4[Si_2O_7](OH)_2$ .H<sub>2</sub>O, belongs to space group *Imm2*. The polar framework contains structural channels running parallel to c which are occupied by the water molecules and the hydroxide groups. Hemimorphite shows a reversible phase tran-

sition at 98°K which is indicated by a discontinuity in birefringence curves. As in case of lawsonite, the phase transition is not directly visible in single-crystal IR spectra. However, strong temperature- dependent shifts in the band positions of the OH stretching modes also indicate an order-disorder relation of the protons. Additional IR bands are assigned to a twisting motion of the water molecule, but also suggest an additional OH position which cannot be derived from the room-temperature structure. The OH stretching bands are generally observed at higher frequencies than those in lawsonite. This is in agreement with the weaker (and longer) hydrogen bonds in hemimorphite.

Single-crystal neutron diffraction experiments at 20°K (using the »Time-Of-Flight« method at the »Intense Pulsed Neutron Source« at Argonne National Laboratory, IL, USA) showed the appearance of additional super-reflections which lead to a doubling in the *b* and *c* lattice parameters. An additional test at 120°K showed that these super-reflections disappear above the transition temperature. The low-temperature super-structure has space group *Cc*, but it can be described more conveniently in a superposition of space groups *Ac* and *Ad* which retains the orthogonal metric. During the phase transition, the silicate framework behaves quite rigid, whereas ordering of protons (i.e. of hydroxide groups and water molecules) in the channels leads to the formation of a super-structure. Cooperative hydrogen bonds form an ordered arrangement of OH groups and H<sub>2</sub>O molecules which results in doubling of the c lattice parameter. Ordering of the channels across the structure results in a doubled b lattice parameter.

As in case of lawsonite, the long time scale of previous room-temperature X-ray and neutron experiments lead to intermediate, highly symmetric atom positions which represented only diffuse centers of dynamically disordered atom positions. The short time scale of IR spectroscopy, however, revealed the individual positions of the disorder. After the transition to an ordered arrangement at low temperatures, the individual positions could be accessed and refined by neutron diffraction.

An additional investigation of dehydrated hemimorphite showed statistically disordered proton positions in the channels of the framework. Neither optics, nor X-ray, nor IR experiments indicated a phase transition between 82° and 500°K. These observations are explained by the missing water molecule and missing hydrogen bonds. The two refined, disordered proton positions in the channels are in good agreement with electrostatic and crystal chemical considerations.

#### SINGLE-CRYSTAL IR SPECTROSCOPY OF MeO(OH) MINERALS (Me = AI, Fe, Mn)

#### LIBOWITZKY, E.

Institut für Mineralogie und Kristallograpie, Universität Wien - Geozentrum, Althanstr. 14, A-1090 Wien, Austria

Single-crystals of diaspore, AlO(OH), goethite, FeO(OH), and manganite, MnO(OH), as well as polycrystalline groutite, MnO(OH), were investigated by Fourier transform infrared spectroscopy (FTIR). Whereas goethite and groutite crystallize in the diaspore structure, manganite builds up a structure similar to that of rutile. The positions of the OH groups are, however, similar and facilitate direct comparison of the results. Measurements were performed on a Nicolet 60SX FTIR spectrometer, using polarized radiation and oriented sample sections. Extremely small sample fragments were investigated on a Nic-Plan FTIR microscope. Low-temperature data were collected in a commercial vacuum cryo-cell at 82°K. Because of the high water contents of the samples (10 to 15 wt-% H<sub>2</sub>O), crystal sections had to be polished extremely thin. Using diamond films, sample thicknesses between 2 and 6  $\mu$ m were obtained. Samples were glued to a carrier only during preparation. After the polishing process they were dissolved from the carrier and measured as unsupported platelets on a metal aperture.

The spectra (e.g. goethite, Fig. 1) show the following general features (the detailed peak positions are, of course, different in the various minerals). The OH stretching frequency is observed at ~ 3100 cm. According to the orientation of the OH vectors in the structure, the band is most intense parallel to *a*, and weaker parallel to *b*. The *c* direction only shows interference fringes from the extremely thin (2.5 µm), doubly polished platelet. Even though the sample is so thin, the band in the a spectrum is slightly truncated. The bending modes of the OH groups appear in the region between 800 and 1000 cm<sup>-1</sup>. Components of the »in-plane« bending mode occurs in the *c* spectrum. The two weak bands at approximately 1650–1800 cm<sup>-1</sup> are the first overtones of the OH deformation modes enhanced by resonance with the OH stretching modes. Whereas the spectra of the three diaspore-type minerals are very similar, the spectrum of manganite shows a stronger component of the »in-plane« bending modes in the powder spectrum.

Comparison of the spectra shows the following features. The frequencies of the OH stretching modes are in good agreement with the respective O-H…O distances of the hydrogen bonds (NOVAK, 1974). The O-H…O distances decrease from ~ 2.70 Å (goethite) via ~ 2.65 Å (diaspore) to ~ 1.58–1.60 Å (manganite and groutite) which correlates with a frequency shift from ~ 3100, via ~ 2950, to 2650–2700 cm<sup>-1</sup>. The decrease of the stretching frequencies is also correlated with an increase of the frequencies of the deformation modes. This behavior is also confirmed at low temperatures. With decreasing temperatures the stretching frequencies are shifted to lower values, those of the bending modes to higher values. The intensities of the first over-

tones of the deformation modes deserve also some attention. Whereas they are weak in goethite, they increase up to manganite and groutite (where they are almost as strong as the stretching mode) with decreasing OH stretching frequency. This is explained by an increasing anharmonicity of the vibration with increasing strength of the hydrogen bond, which results in an increased resonance interaction between the bending overtone and the stretching vibration.



Fig. 1: Polarized single-crystal IR spectra of goethite. Spectra are vertically offset.

NOVAK, A. (1974): Hydrogen bonding in solids. Correlation of spectroscopic and crystallographic data. - Struct. Bond., 18, 177-216.

# GEOCHRONOLOGICAL STUDIES ON ECLOGITES OF THE SILVRETTA NAPPE/CENTRAL ALPS

#### LIEBETRAU, V.\*, POLLER, U.\*\*, TODT, W.\*\* & MAGGETTI, M.\*

\* Inst. f. Mineralogie & Petrographie, Universität Freiburg, Pérolles, CH-1700 Freiburg

\*\* Max-Planck-Institut f. Chemie, Abt. Geochemie, Postfach 3060, D-55020 Mainz

The Silvretta nappe, one of the upper Austroalpine units, is situated in the eastern part of Switzerland and covers also Austrian regions of Tirol and Vorarlberg. The dominant crystalline complex of the nappe consists mainly of metabasites, paragneisses and a large variety of orthogneisses.

Eclogites are outcropping in the easternmost part of the nappe near the Engadin window. MAGGETTI & FLISCH (1993) suggested a dominating Precambrian HP-event (HP I) for their formation.

The orthogneisses are divided into two groups, the so-called »Older Orthogneisses« and the »Younger Orthogneisses« (also known as »Flüelagranitic Association«). For the »Mönchalpgneiss«, one of the »Older Orthogneisses«, MAGGETTI (1986) described HP-relicts what he interpreted as a second HP-event (HP II) and used as a relative age control for the petrogenetic succession. The Mönchalpgneiss bears xenoliths of well preserved gabbros and older deformed paragneisses, as well as eclogites. This xenolith association was interpreted as uptaken wallrocks during the primary emplacement of these anatactic granitoids, suggesting an earlier eclogite formation event (HP I) of probable Precambrian age.

Absolut age determinations of both postulated HP events are lacking.

The S-type dominated granitic »Older« orthogneiss varieties provide a maximum age for the HP II-event. The age variation is well defined with the CLC (»Cathodolumines-cence Controlled«) single zircon dating method of POLLER, LIEBETRAU & TODT (1996).

Concordant Cambrian ages define the first anatectic processes producing the granitoid protolith of the Mönchalpgneiss ( $527 \pm 4$  Ma) and of the augengneiss type Tschuggen ( $550 \pm 4.5$  Ma).

A major Ordovician overprint is constrained by a concordant CLC dated single zircon  $(461 \pm 4 \text{ Ma})$  of the Mönchalpgneiss. This age correlates with multi grain discordia lines of the same rock and with single grain data of adjacent gabbros (POLLER et al. 1996, 460-470 Ma). The gabbro intrusions and the related strong thermal overprint of the Mönchalpgneisses were followed by a major anatectic phase which produced the widespread protolith of the HP-lacking »Flüelagranitic Association«. Their youngest concordant crystallisation ages are scattering between  $422 \pm 2 \text{ Ma}$  and  $431 \pm 3 \text{ Ma}$  defining a minimum age of the HP II-event.

The eclogites were sampled as boudins in large amphibolitic bodies. The recently obtained U-Pb zircon data of these samples seem to be related to the thermal overprint due to the intrusions around 460 Ma. Their Pb isotope ratios correlate with measurements of rutiles and indicate an Ordovician age of these minerals. Current investigations are aimed to verify if this age represents an eclogitisation process or only a partial reset by exchange and uptake of common lead components, corresponding to the growth of the detected Ordovician zircons.

If this is the primary age of the rutiles, it would represent the maximum age of the major eclogitisation process because of their existence as inclusions in the eclogite garnets.

It is therefore questionable if the petrographic model of two HP-events can be supported by absolute age determination techniques.

The comparison of U–Pb zircon ages with current Sm-Nd investigations of garnet, clinopyroxenes and whole rock samples will also be presented in order to check the stability and correspondence of the applied isotopic systems and further to constrain the minimum age of the major eclogitisation event.

One highlight of the U–Pb investigations was the seperation and dating of small and very rare idiomorphic and obviously pure metamorphic zircons (taken from the grain size fraction <70  $\mu$ m) which gave a concordant multi grain age of 301 ± 3 Ma for the Variscan amphibolitic metamorphism of the Silvretta nappe.

This result supports the Pb–Pb ( $308 \pm 28$  Ma) and U-Pb ( $306 \pm 8$  Ma,  $304 \pm 6$  Ma) leaching data from Frei et al. (1995) for staurolite of a Silvretta metapelite. FREI et al. (1995) interpreted these ages as the dating of a prograde part of a Variscan pressuretemperature path.

- MAGGETTI, M. (1986): Petrographische Kriterien zur Altersstellung des Hochdruckereignisses in der Silvrettamasse. - Fortschr. Mineral. Beih., <u>64</u>, 103.
- MAGGETTI, M. & FLISCH, M. (1993): Evolution of the Silvretta Nappe.- in: »Pre-mesozoic Geology in the Alps«, J.v.Raumer & F.Neugebauer (eds.), Springer Verlag Berlin, Heidelberg, 469–484.
- FREI, R., BIINO, G.G. & PROSPERT, C. (1995): Dating a Variscan pressure-temperature loop with staurolite. - Geology, <u>12</u>, 1095–1098.
- POLLER, U., LIEBETRAU, V. & TODT, W. (1996): Cathodoluminescence and Conventional U–Pb Single Zircon Dating on the Same Grain Applied to S-Type Granitoids. - J. Conf. Abstr., <u>1</u>, 478.

### 15 YEARS OF SILVRETTA RESEARCH: THE STATE OF THE QUESTION

#### MAGGETTI, M. & BIINO,G.G.

Inst. for Mineralogy and Petrography, Pérolles, CH-1700 Fribourg, Switzerland

Mafic and ultramafic magmatism: Major and trace element chemistry of the Silvretta metabasites (amphibolites, eclogites) is consistent with a MORB signature. This may suggest that they are remnants of an ensialic back-arc basin, witness of a true oceanic crust or the transition between an active margin and the oceanic crust with ridge related magmatism. Unluckily, geological constraints are not enough to define the paleotectonic environment. A precise dating of this basic magmatism is lacking. Ultramafic rocks are very rare but their oceanic nature is surely established and were emplaced in the metasedimentary sequences during convergent tectonics.

Sedimentation: The Silvretta metasedimentary basement is mainly made up of paragneiss with minor semipelite and pelite. Quartzite, calc-silicate fels and marble are very subordinate. The absolute age for the deposition of these sediments is poorly constrained. U-Pb ages of detrital zircons (ca 1500 Ma) indicate an origin from a Precambrian parent rock and sedimentation during Late Proterozoic or Early Paleozoic according to most authors. Based on major and trace element discriminatory treatment the metasedimentary rocks should be related to an active continental magmatic arc with important detritus from a mature continental source, but geochemical discrimination of tectonic setting must be done with caution.

Late Proterozoic to Ordovician magmatism: The presence of an active margin is evidenced by the characteristic chemical signature of the plutonism (»Older orthogneisses«). The intrusion age of these different magmatic pulses are constrained in the time span 600–500 Ma by U-Pb evaporation and U–Pb zircon ages, giving a Late-Proterozoic minimum age of the sedimentation as well as for this subduction. The protoliths of the granitic »Younger orthogneisses« have S-type and inherited collisional signature and their Rb/Sr total rock isochrone as well as the U-Pb zircon ages clearly indicate an Ordovician (ca 460 Ma) to Silurian age . This magmatism can be described by a thermal event related to an asthenospheric mantle uplift, fast exhumation of the orogenic wedge or active margin.

Postcarboniferous magmatism: Diabase dikes have a continental, strongly differentiated tholeiitic chemistry. Isotopic evidences point to an extensive contamination by crustal materials but give no precise intrusion age. During Late Paleozoic, extensional tectonics formed graben and horst structures with contemporaneous acid volcanism.

HP event(s): The metamorphic history of the Silvretta is complex and not fully understood. It is evident that the metasedimentary pile and the embedded metabasites were metamorphosed first to amphibolite and then to HP conditions. This path is most probably related to the same subduction-collisional cycle. The main problem is if there are two or only one collisional HP events. Eclogites are found as enclaves in the »Older orthogneisses«. This finding can be interpreted as evidence for an old pre-intrusion HP event. The »Older orthogneisses« too show clear evidences of a HP-overprinting, which is lacking for the » Younger orthogneisses«. These Ordovician granitoids produced a contact metamorphism in eclogite rocks giving the minimum age of this HP event. Pseudomorphic structures in the country rocks of the »Older orthogneisses« are made up of garnet + kyanite + plagioclase + micas and can also be intrepreted as a HP polymetamorphic pseudomorph after contact metamorphic cordierite by the intrusion of the »Older orthogneisses«. If this is correct, the two intrusive contact metamorphisms define the maximum and minimum age for the high pressure metamorphism (in the case of only one HP event). If two events are postulated, than this would correspond to the HP II event, the HP I event being older than the »Older orthogneisses«.

Carboniferous metamorphism: After exhumation, the basement underwent a new, but short (ca 310 Ma) living cycle during Carboniferous. This metamorphism under amphibolite facies conditions is characterised by a counterclockwise path and is probably responsible for the partial reset of isotopic systems (e.g. Rb–Sr, Nd–Sm) that yields Devonian mixed ages. In the past 15 years, modern structural research has only be undertaken on a local scale.

Alpine history: A weak metamorphic overprint of questionable Alpine age was followed by a differential uplift and the detachment of the Silvretta nappe. At this time (ca 75 Ma?) pseudotachylites formed. The overtrhrust of the Silvretta nappe onto the Penninic foreland occurred about 60–55 Ma ago. Since 35 Ma, the Silvretta was uplifted relatively homogeneously.

#### ZWEIPHASIGE GRANATE DURCH EINPHASIGE METAMORPHOSE? UNGE-WÖHNLICH ZONIERTE ANDRADIT-GROSSULARKRISTALLE IN KONTAKTMETA-MORPHEN EINSCHLÜSSEN

#### MAIR, V.\* & BAUMGARTEN, B.\*\*

- \* Institut für Mineralogie & Petrologie, Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck, Austria
- \*\* Naturmuseum Südtirol, Spitalgasse 6, I-39100 Bozen, Italy

In andesitischen, etwa 32 Ma alten, undeformierten und bis zu 6 m mächtigen Gängen, welche die Intrusion des Königspitzplutons (Königspitze, Vinschgau, Südtirol) begleiten, finden sich Einschlüsse von Nebengestein: Quarzphyllite, triassische Dolomite, Serpentinite, Grünschiefer etc. Alle Einschlüsse zeigen eine starke kontaktmetamorphe Überprägung.

Besonders auffällig sind Marmoreinschlüsse mit bis zu 25 cm Durchmesser. Sie zeigen eine deutliche Zonierung in einen weniger metamorphen, weiß-grauen Kernbereich, dessen Schieferung und/oder Lagenbau durch Agglomerationen von Granaten markiert wird und einen bis zu 4 cm breiten grünen Kontaktsaum.

Grossular ist ist vor allem im Kernbereich die einzige Neukristallisation, winzige Tremolitstengel und wenige Quarzkörner in der stark von Lösungen alterierten Calcitmatrix sind möglicherweise Relikte. Die meisten farblosen bis gelbgrünen Granate sind nicht oder nur leicht zoniert, zeigen jedoch starke Anisotropieerscheinungen mit Sektorteilung. Ihre Zusammensetzung schwankt zwischen Gross<sub>70</sub>–And<sub>28</sub> und Gross<sub>85</sub>–And<sub>10</sub>. Einige Granate zeigen optisch und chemisch einen »leichten« Zonarbau, der durch einen Fe<sup>3+</sup>–Al<sup>VI</sup> - Austausch bedingt ist. Mn, Mg und Ti zeigen ebenfalls eine zonare Verteilung. Si und Ca bleiben konstant. Bei // Nicols wird der Zonarbau durch hellere und intensiver gelbe, konzentrische Streifen markiert, wobei dunklere Zonen Feund Mg-reicheren Partien entsprechen. Bei X Nicols erscheint der Kern isotrop, die Ränder sind anisotrop (siehe Abb. 1a).

Ein bis zu 4 cm dicker Rand aus gelben und braunen, bis zu 0.5 cm großen Granaten in einer grünen Matrix trennt die unregelmäßig begrenzten Einschlüsse vom Ganggestein. Chlorit bildet die feinkristalline bis kryptokristalline Matrix, in der große Blasten von Granat wachsen. Nicht selten tritt Chlorit auch in radialstrahligen Aggregaten auf. Die Paragenese besteht aus Granat + Vesuvian + Chlorit + Calcit + Laumontit + Skapolith ± Amphibol ± Epidot + Erzminerale. Quarz und Feldspat fehlen. Radialstrahliger Laumontit, Skapolith und Calcit füllen die Zwickel und Hohlräume des Gesteins und umsäumen die Granate. Die Zeolithe sind Restkristallisate aus einer »hydrothermalen« Lösung.

Die Granate sind idiomorph und zeigen eine Trennung in helle Kerne und dunkle Ränder. Bei // Nicols sind Kernbereich, ein schmaler, deutlich abgegrenzter, dunklerer Mittelstreifen und ein breiter dunkler Rand unterscheidbar. Bei X Nicols zeigen Kern und Mittelstreifen anomale Doppelbrechung mit Sektorteilung, Sanduhrstruktur und engständigen, konzentrisch angeordneten hellen und dunklen Streifen. Der breite Rand ist isotrop, zeigt aber randliche Aufhellung, manchmal auch einen deutlich abgegrenzten, hellen Saum. Der optische Zonarbau der Granate wird durch ihre Chemie bestätigt und erklärt: der Kern besteht aus fast reinem Grossular (Gross<sub>77</sub>–And<sub>16</sub>), der Rand ist ein reiner Andradit (Gross<sub>0</sub>–And<sub>96</sub>). Der Mittelstreifen nimmt eine Zwischenstellung ein (Gross<sub>30</sub>–And<sub>65</sub>). In einem Bereich von wenigen µm erfolgt vollständiger Austausch von Al<sup>VI</sup> durch Fe<sup>3+</sup> in der Tetraederposition. Die übrigen Elemente werden durch diesen Austausch nicht beeinflußt (Abb. 1b).

Die Gesamtgesteinschemie der beiden Extrembereiche Kern und Rand der Einschlüsse zeigt deutlich, daß das Wachstum der kontaktmetamorphen Minerale und vor allem der Granate durch die Zufuhr von Si, Al, Fe<sup>3+</sup>, Mg, K und O<sub>2</sub>-reichen Lösungen aus der umgebenden Schmelze kontrolliert wird (Tab.1). Während am Rand der Einschlüsse der Einfluß dieser O<sub>2</sub>-reichen Lösungen sehr groß ist, daher die Andraditkomponente vorherrscht, nimmt der Einfluß zum Kern hin kontinuierlich ab – die Granate sind kaum zonierte Grossulare. Der Zonarbau zeigt, daß das Wachstum der Granatkerne noch überwiegend in der CO<sub>2</sub>-reichen, Fearmen »Atmosphäre« der karbonatischen Einschlüsse erfolgte, die Ränder während der starken Infiltration von Lösungen aus der umgebenden Schmelze kristallisierten.

Der diskontiniuerliche Zonarbau der Granate – eigentlich sind es zwei eigenständige Phasen, die auch diffraktometrisch als solche nachweisbar sind – kann nach JAMTVEIT (1991), HATCH & GRIFFEN (1989), ENGI & WERSIN, (1987), HUCKENHOLZ & FEHR (1982) durch Mischungslücken in der Grossular-Andradit-Mischreihe erklärt werden. Diese Mischungslücken liegen nach obzitierten Autoren zwischen 0.1 <  $X_{Gro}$  < 0.35 und 0.65 <  $X_{Gro}$  < 0.80. Während die erste Mischungslücke am andraditreichen Ende der Mischreihe beobachtet wird, läßt sich die zweite Mischungslücke im grossularreichen Drittel nicht nachvollziehen. Im Gegenteil, alle Granatkerne liegen im Bereich zwischen  $X_{Gro}$  70 und  $X_{Gro}$ 85.; wobei eine kontinuierliche Zonierung bis  $X_{Gro}$ 30 zu beobachten ist (siehe Abb.1b).

Der kontinuierliche Zonarbau von  $X_{Gro}$  70 zu  $X_{Gro}$ 30, läßt vermuten, daß diese Granate durch eine einphasige kontinuierliche Zufuhr von Lösungen mit mehr oder weniger konstantem Chemismus entstanden sind. Dafür spricht auch, daß Vesuvian, der mit Grossular eng verwachsen vorkommt und zugleich gewachsen sein dürfte, unzoniert ist und auch andere Minerale (Chlorit, Tremolit) kaum oder nicht zoniert sind. Der abrupte Sprung von  $X_{Gro}$  30 zu  $X_{Gro}$  0 scheint daher ausschließlich durch die Mischungslücke in der Grossular-Andradit-Mischreihe bedingt zu sein.

Diese Arbeit entstand im Rahmen des Projektes »Chemisch-mineralogisch-genetische Charakterisierung der Granate aller historischen und neuen Fundstelllen Südtirols«, finanziert vom Naturmuseum Südtirol.

- ENGI, M. & WERSIN, P. (1987): Derivation and application of a solution model for calcic gamet. SMPM, 67, 53–73.
- HATCH, D. M. & GRIFFEN, D. T. (1989): Phase transitions in the grandite gamets. Am. Min., 74, 151-159.
- HUCKENHOLZ, H. G. & FEHR, K. T. (1982): Stability relationships of grossular + quartz + wollastonite + anorthite II. The effect of grandite-hydrograndite solid solution. - N. Jb. Min. Abh., <u>145</u>, 1–33.
- JAMTVEIT, J. (1991): Oscillatory zonation patterns in hydrothermal grossular-andradite garnet: Nonlinear dynamics in regions of immiscibility. - Am. Min., <u>76</u>, 1319–1327.



#### Abb. 1:

- a) typische Zonierung von Grossular aus dem Kern von Einschlüssen
  b) kontinuierliche Zonierung von reinern Grossular bis zu Kristallen der Zusammensetzung Gross<sub>30</sub>–And<sub>65</sub>, dann Sprung zu reinem Andradit (Gross<sub>0</sub>–And<sub>96)</sub>.

Probe	M1	G1	G3
SiO <sub>2</sub>	4.20	37.14	20.41
TiO <sub>2</sub>	0.04	0.16	0.21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.85	4.52	9.36
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	2.02	15.24
MnO	0.03	0.37	1.33
MgO	0.36	0.92	3.35
CaO	51.71	34.19	27.02
Na <sub>2</sub> O	0.15	0.06	0.06
K <sub>2</sub> O	0.28	0.05	0.21
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.01	0.10	0.10
LOI	42.32	20.70	23.15
Summe	99.95	100.23	100.23

Tab.1:

Gesamtgesteinsanalysen: M1 wahrscheinliches Ausgangsgestein (Marmor), G1 Einschluß Kern, G3 Einschluß Rand.

# AGE OF INTRUSION-RELATED CU(-FE) MINERALIZATION IN THE PUNTA DEL COBRE DISTRICT, NORTHERN CHILE

# MARSCHIK, R., SINGER, B.S. & FONTBOTÉ, L.

Département de Minéralogie, Rue des Maraîchers 13, 1211 Genève 4, Switzerland

The Cu(-Fe) district of Punta del Cobre is located south of Copiapó, northern Chile (Fig. 1). Copper ore is mined from breccia bodies, veins, stockworks, and concordant lens-shaped bodies hosted by the largely volcanic pre-upper Valanginian Punta del Cobre Formation. The hypogene mineralization consists of chalcopyrite, pyrite, magnetite, and hematite. Average ore grades are 1.1 to 2 % Cu, 0.2 to 0.6 g/t Au, and 2 to 8 g/t Ag. Massive magnetite occurs as veins and irregularly shaped bodies. The ore is spatially associated with alkali metasomatism and in particular with potassic alteration. Ore formation temperatures of 400° to 500°C were estimated by HOPF (1990) based on paragenetic relationships.





The present investigation shows that the mineralization is related to the earlier emplacement stages of the middle Cretaceous Coastal Batholith exposed about 3–4 km west of the Punta del Cobre district.

An  ${}^{40}$ Ar/ ${}^{39}$ Ar incremental-heating experiment on hydrothermal biotite, considered to be formed synchronous with the Cu(-Fe) mineralization, yielded an inverse isochron age of 114.9±0.5 Ma (Fig. 2 and 3). This is consistent with a Rb-Sr isochron of 116.8±1.4 Ma, which also represents the age of potassic alteration that accompanies mineralization (MARSCHIK et al., 1996). Available ages for the middle Cretaceous batholith near the





Age spectzra obtained from 40 Ar/39Ar incremental heating analyses and corresponding inverse isochron correlation diagrams for samples PC 938 and PC 920 ( $\pm 1 \sigma$  errors).



Fig. 3:

Schematic representation of the Cretaceous to Paleocene thermal and metasomatic history of Punta del Cobre district.

Punta del Cobre district are between 119 and 97 Ma (FARRAR et al., 1970; ARÉVA-LO, 1994, 1995; Fig. 3). The biotite age spectrum (Fig. 2) indicates that during contact metamorphic overprint produced by the later stages of batholith emplacement, the Punta del Cobre district, east of the Copiapó river, was not affected by temperatures above ~300°-350°C, the closure temperature for argon in biotite (McDOUGALL & HARRISON, 1988; Fig. 3).

This study further showed that the area cooled to about 200°–150°C, the argon closure temperature of the K-feldspar dominated whole-rock samples, at ~90 Ma due to regional uplift. Three  ${}^{40}$ Ar/ ${}^{39}$ Ar age spectra suggest that the area was reheated at ~70–60 Ma. This is consistent with a K–Ar hornblende age of 69 Ma for a granodiorite intruding the middle Cretaceous batholith (ARÉVALO, 1994) and an Early Paleocene magmatic period recognized in northern Chile (FARRAR et al., 1970).

- ARÉVALO, C. (1994): Mapa Geológico del cuadrángolo Los Loros. Sernageomin, Documentos de Trabajo, 6.
- ARÉVALO, C. (1995): Mapa Geológico de la Hoja Copiapó (1: 100.000): Regi<sup>°</sup>n de Atacama. Semageomin, Documentos de Trabajo, 8.
- FERRAR, E., CLARK, A. H., HAYNES, S. J. QUIRT, G. S., CONN, H. & ZENTILLI, M. (1970): K-Ar evidence for the post-Paleozoic migration of granitic intrusion foci in the andes of northern Chile. - EPSL, 10, 60–66.
- HOPF, S. (1990): The Angusta Mine, a volcanic-hosted copper deposit in northern Chile. In: Fontboté, L., Amstutz, G. C., Cardozo, M., Cedillo, E., Frutos, J. eds. Stratabound ore deposits in the Andes. - Springer, 421–434.
- MARSCHIK, R., SINGER, B. S., MUNIZAGA, F., TASSINARI, C. & FONBOTÉ, L. (1996): Age of Cu(-Fe) mineralization and Cretaceous to Paleocene thermal evolution of the Punta del Cobre District, Northern Chile. - 39th Brazilean geol. Congr. Abstracts.
- McDOUGALL, I. & HARRISON, T. M. (1988): Geochronology and thermochronology by the <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar method. Oxford University Press, 212p.

# YOUNG AND FAST: THE HIGH-PRESSURE METAMORPHISM IN THE MIDDLE ADULA NAPPE (CENTRAL ALPS, SWITZERLAND)

#### MEYRE, C.\*, PARTZSCH, J. H.\*, DE CAPITANI, C.\*, FREY, M.\* & SCHMID, S. M.\*\*

\* Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität Basel

\*\* Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Basel

The Adula nappe belongs to the lower Penninic basement within the Lepontine area and is marked by relics of HP-metamorphism. HEINRICH (1986) reported increasing PT-conditions for this HP-event from 10–13 kbar at 450–550 °C in the north to 15–35 kbar at 600-900 °C in the south. This HP-metamorphism predates Barrovian-type regional metamorphism and is only preserved within eclogite boudins in the upper part of the Adula nappe. Within the underlying Simano nappe, no indications for HP-metamorphism have been reported until now. Regarding the overlying Tambo nappe, elevated but significantly lower pressures are reported by the Si-content of phengites (i.e. 10–13 kbar at 550 °C; BAUDIN & MARQUER 1993). Therefore, a pressure gap of ca. 10 kbar exists between Adula and Tambo nappes.

New PT constraints for the eclogite facies conditions in the middle Adula nappe are based on calculations of stable assemblages with the computer program DOMINO (DE CAPITANI, 1994). The non-ideal solution models for clinopyroxene (MEYRE et al., in prep.), garnet (BERMAN, 1990) and feldspar (FUHRMAN & LINDSLEY, 1988) were considered by using the updated database of Berman (1988). These calculations reveal minimum pressures of 22–23 kbar at 650–700 °C for the high-pressure climax and 19–21 kbar at 650°–700 °C for a re-equilibration event during decompression under still ecolgite facies conditions. The pressure-climax assemblage (Omp + Grt + Ky + Qtz + H<sub>2</sub>O) is then overprinted by the assemblage Omp + Grt + Am + Qtz  $\pm$  Ky  $\pm$  Pg + H<sub>2</sub>O. The sequence of retrograde assemblages due to the decompression of the Adula nappe can be modelled by calculated equilibrium phase diagrams. Geochronological data (GEBAUER, 1996; BECKER, 1993) as well as the geological context (PARTZSCH et al., ms) indicate an Eocene age for the high-pressure metamorphism.

- BAUDIN, T. & MARQUER, D. (1993): Métamorphisme et déformation dans la nappe de Tambo (Alpes centrales suisses): évolution de la substitution phengitique au cours de la déformation alpine.
   SMPM, <u>73</u>(2), 285–299.
- BECKER, H. (1993): Garnet peridotite and eclogite Sm-Nd mineral ages from the Lepontine dome (Swiss Alps): New evidence for Eocene high-pressure metamorphism in the central Alps. Geology, <u>21</u>, 599–602.

BERMAN, R. G. (1988): Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system Na<sub>2</sub>O-K<sub>2</sub>O-CaO-MgO-FeO-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-TiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>. - Journal of Petrology, <u>29</u>(2), 445–522.

BERMAN, R. G. (1990):. Mixing properties of Ca-Mg-Fe-Mn garnets. Am. Min., 75, 328-344.

DE CAPITANI, C. (1994): Gleichgewichts-Phasendiagramme: Theorie und Software. In: Beihefte zum European Journal of Mineralogy, <u>6</u>, 48–72.
- FUHRMAN, M. L. & LINDSLEY, D. H. (1988): Ternary feldspar modeling and thermometry. Am. Min., 73, 201–215.
- GEBAUER, D. (1996): A P-T-t Path for an (Ultra?-) High-Pressure Ultramafic/Mafic Rock-Association and its Felsic Country-Rocks Based on SHRIMP-Dating of Magmatic and Metamorphic Zircon Domains. Example: Alpe Arami (Central Swiss Alps). In: Earth Processes: Reading the Isotopic Code Geophysical Monograph 95, pp. 307–329, American Geophysical Union.
- HEINRICH, C. A. (1986): Eclogite Facies Regional Metamorphism of Hydrous Mafic Rocks in the Central Alpine Adula Nappe. Journal of Petrology, <u>27</u>(1), 123-154.

# ANISOTROPE KOMPRESSION JAHN-TELLER-VERZERRTER Mn<sup>3+</sup>O<sub>6</sub> POLYEDER IN BRAUNIT – WELCHE ROLLE SPIELT DIE STRUKTURELLE TOPOLOGIE?

# MILETICH, R.

Bayerisches Geoinstitut, Universität Bayreuth, D-95440 Bayreuth, Germany

Die unvollständige Besetzung der  $e_g$  Orbitale hat die als Jahn-Teller (JT) Effekt bekannte spontane Verzerrung regelmäßiger Koordinationen von high-spin d<sup>4</sup> bzw. d<sup>9</sup> konfigurierten Übergangsmetallkationen zur Folge. Eine solche JT Verzerrung erhöht die energetische Stabilität der entsprechenden d-Elektronensysteme. Zur Untersuchung der druckinduzierten Kompression JT-verzerrter Koordinationen von Mn<sup>3+</sup> wurden in-situ Hochdruck (HP) Strukturuntersuchungen mittels Röntgen-Einkristalldiffraktion an synthetischem Braunit, Mn<sup>2+</sup>Mn<sup>3+</sup><sub>6</sub>O<sub>8</sub>SiO<sub>4</sub>, durchgeführt. Die in-situ HP Experimente wurden an einem Einkristall in einer für Einkristalldiffraktion am Vierkreisdiffraktometer konzipierten Diamantstempelzelle (ALLAN, MILETICH & ANGEL, 1996) im Druckbereich 0.0001 bis 6.4 GPa durchgeführt.

Die Kompression von Braunit (RG I4<sub>1</sub>/acd, Z=4,  $a_0$ = 9.4226(5) Å,  $c_0$ = 18.6952(7) Å, Koordinationen: 1 x Mn(II)<sup>[4+4]</sup>, 3 x Mn(III)<sup>[4+2]</sup>, 1 x Si<sup>[4]</sup>, 4 x O<sup>[4]</sup>) zeichnet sich durch eine niedrige Gesamtkompressibilität aus: V<sub>0</sub>= 1661.12(9) Å<sup>3</sup>, K<sub>0</sub>= 181.5(1.6) GPa, K' = 6.2(0.6) – entsprechend der Birch-Murnaghan Zustandsgleichung 3. Ordnung (ANGEL & ROSS, 1996). Die allgemein niedrige Kompressibilität ist auf die häufige Verknüpfung der Koordinationspolyeder über gemeinsame Kanten zurückzuführen: 2/3 bzw. 1/2 aller Polyederkanten der Mn<sup>2+</sup>O<sub>8</sub> bzw. Mn<sup>3+</sup>O<sub>6</sub> Polyeder sind gemeinsame Kanten zu anderen Polyedern. Die strukturelle Kompression, bezogen auf die tetragonale Symmetrie, ist geringfügig anisotrop:  $a_0$ = 9.4264(4), K(a)<sub>0</sub>= 501(6) GPa, K(a)'= 18.8(1.9);  $c_0$ = 18.6962(6), K(c)<sub>0</sub>= 662(9) GPa, K(c)'= 13.9(3.1).

Die JT Verzerrung der drei MnO<sub>6</sub> Polyeder spiegelt sich in der typisch einachsigen Elongation zu einer [4+2]-verzerrten Koordination wider: je zwei (Mn–O''') der insgesamt 6 Mn–O Bindungen sind um ~20% länger als die verbleibenden vier kurzen Bindungen (Mn–O' und Mn–O''). Alle drei Mn<sup>3+</sup>O<sub>6</sub> Polyeder zeigen für linear approximiertes  $-dV_{POLY}/dP$  mit Kompressionsmodulen von  $K_{POLY} = 175\pm20$  bis 205 $\pm20$  GPa ein etwa gleiches Kompressionsverhalten bezogen auf ihre Volumina. Die druckinduzierten Änderungen -dD/dP der einzelnen Mn–O Bindungslängen D sind jedoch individuell verschieden (Tab.1) und lassen zwei verschiedene Verzerrungstypen erkennen: Typ I (Mn2) – eine quasi-isotrope, allseitig gleichmäßige Kompression aller Mn–O Bindungsabstände; Typ II (Mn3, Mn4) – die anisotrope Kompression mit  $-dD(Mn–O')/dP \approx -dD(Mn–O''')/dP > -dD(Mn–O'')/dP$ . Für Typ II ergibt sich daher eine zusätzliche Verzerrung innerhalb der ideal quadratisch-planaren Konfiguration der vier kurzen Bindungen.

Die Aufhebung der Entartung der  $d_{xz}$  und  $d_{yz}$  Niveaus (und damit eine Verzerrung inner-halb der quadratisch-planaren Konfiguration) ist für Stabilisierung des 3d<sup>4</sup>-Elektronensystemes selbst nicht zu erwarten. Für die anisotrope Polyederkompression vom Typ II müssen daher abgesehen von den JT Kräften zusätzlich strukturspezifische Kriterien eine Rolle spielen, z.B. die unterschiedliche Koordination der einzelnen Sauerstoff-Liganden selbst: O1+O2: 3Mn<sup>3+</sup>+1<u>Mn<sup>2+</sup>;</u> O3: 3Mn<sup>3+</sup>+1<u>Si</u>. Tatsächlich sind unterschiedliche Sauerstoff-Konfigurationen mit O3=O" (Mn2) und O3=O" (Mn3+Mn4) mit den beiden Verzerrungstypen I und II korrelierbar. Anhand simpler Bindungsstärkenmodelle kann gezeigt werden, daß die anisotrope Verzerrung vom Typ II durch die Verknüpfung mit dem Mn<sup>2+</sup>O8 Polyeder gesteuert wird, welches aufgrund seiner verzerrten [4+4] Koordination selbst einer starken anisotropen Kompression unterliegt.

	Mn2	Mn3	Mn4
Punktsymmetrie	-1	2	. 2 .
-dD(MnæO')/dP	0.0035	0.0037	0.0050
-dD(MnæO")/dP	0.0038	0.0005	0.0025
-dD(MnæO''')/dP	0.0045	0.0035	0.0058

Tab. 1:

Individuelle -dD/dP (Å/GPa) Änderungen der einzelnen Mn–O Bindungen innerhalb der Mn<sup>3</sup>+O<sub>6</sub> Polyeder (Mn–O'  $\leq$  Mn–O" < Mn–O").

ALLAN, D.R., MILETICH, R. & ANGEL, R.J. (1996): A diamond-anvil cell for single-crystal X-ray diffraction studies to pressures in excess of 10 GPa. Rev. - Sci. Instrum., <u>67</u>, 840-842

ANGEL, R.J. & ROSS, N.L. (1996): Compression mechanisms and equation of state. - Phil. Trans. R. Soc. Lond., A <u>354</u>, 1-11

#### MIOCENE ULTRAPOTASSIC VOLCANIC ROCKS FROM SOUTHWESTERN TIBET

# MILLER, CH.\*, SCHUSTER, R.\*\*, KLÖTZLI, U.\*\*, MAIR, V.\*, FRANK, W.\*\* & PURTSCHELLER, F.\*

\* Institut für Mineralogie und Petrographie, Innrain 52, A-6020 Innsbruck

\*\* Institut für Geologie, Althanstraße 14/2B447, A-1090 Wien

Ultrapotassic volcanic rocks were discovered during a reconnaissance study of the Bongba-Xungba-Jarga igneous province about 70 to 100 km to the N and NE of the Indus Tsangpo Suture Zone and Mt. Kailas. Massive flows up to 20 m thick, pyroclastic rocks and cross-cutting dikes form small volcanic edifices and cinder cones. The volcanic rocks are underlain by shallow marine and terrigenous sediments of the Cretaceous Takena Formation and by rhyolitic volcanic rocks of the Linzizong Formation. The ultrapotassic rock suite has have been dated by the <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar method as early Miocene (16.3–23.8 Ma). In central Asia other post-collisional ultrapotassic volcanic rocks have been reported from the northern Karakorum (POGNANTE, 1990) and from NW Tibet (PEARCE & MEI, 1988).

In general, the eruptive rocks are markedly porphyritic, with phenocrysts of phlogopite, diopsidic clinopyroxene,  $\pm$  olivine,  $\pm$  orthopyroxene set in a groundmass assemblage of clinopyroxene, sanidine,  $\pm$  olivine,  $\pm$  orthopyroxene,  $\pm$  phlogopite, apatite, titanomagnetite and residual glass. In addition, in most samples, olivine megacrysts are present. Their deformational features and somewhat higher Mg and Ni contents relative to olivine phenocrysts suggest an origin as mantle xenocrysts.

In order to obtain constraints on the magma source region, attention was restricted to the less evolved samples. These are characterized by elevated SiO<sub>2</sub> contents (53.5-57.4 wt%), high mg numbers (65-75), relatively high Ni (87-358 ppm) and Cr (295-528 ppm), moderate Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, low CaO and TiO<sub>2</sub>. They are relatively primitive ultrapotassic rocks with major element characteristics that are transitional between groups I (lamproitic) and III (orogenic) according to the definition by FOLEY et al. (1987). All samples are selectively enriched in incompatible trace elements. They have high Ba/La, low Ce/Pb ratios and REE patterns with negative Eu anomalies, consistent with a modification of the magma source region by a crustal-derived component. Their incompatible element distribution patterns (Fig.1) are strikingly similar to those of the phlogopite lamproites from southeast Spain (VENTURELLI et al., 1984). The presence of relative Nb, Ta and Ti depletions may indicate that subduction processes were important in their genesis. An alternative explanation of these anomalies requires a residual Ti-rich phase (e.g. rutile) in the mantle source region. Unfortunately, there is no a priori way to separate the geochemical features that are characteristic of active subduction processes from those of ancient subduction events which have modified the mantle composition.

The ultrapotassic rocks from SW Tibet have highly radiogenic initial  $^{67}$ Sr/ $^{86}$ Sr ratios (0.7172–0.7220) and unradiogenic initial  $^{143}$ Nd/ $^{144}$ Nd corresponding to  $\epsilon$ Nd(CHUR)

values between -11.8 to -14.4. These isotopic compositions are like those of the lamproites from southeastern Spain (NIXON et al., 1984; NELSON et al., 1986) and the leucite lamproites from the West Kimberley region of Western Australia (McCULLOCH et al., 1983). The initial Pb isotopic compositions are within the range <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb of 18.40 to 18.52, <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb of 15.68 to 15.73 and <sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb of 39.42–39.75. A distinctive feature of the Pb compositions is their position to the left of the Stacey Kramers (1975) geochron. These unusual Pb isotopic compositions require a complex multi-stage evolution.

The isotopic compositions indicate that the ultrapotassic volcanic rocks have tapped an EM2 domain that may be located within the subcontinental lithosphere. Partial melting of this source may have been initiated by a number of processes (decompressional melting, resulting from uplift, thermally induced melting following the cessation of subduction, introduction of volatiles), their details, however, are poorly understood.



#### Fig.1:

Geochemical patterns for Miocene ultrapotassic volcanic rocks from southwest Tibet. The data are normalized to chondritic abundances, except for Rb, K and P which are normalized to primitive mantle values (THOMPSON, 1982). Note the remarkable similarity with lamproites from southeast Spain. Data sources: VENTURELLI et al., 1984, NIXON et al., 1984; NELSON et al., 1986.

- FOLEY, S.F., VENTURELLI, G., GREEN, D.H. & TOSCANI, L. (1987): The ultrapotassic rocks: characteristics, classification and constraints for petrogenetic models. - Earth Science Reviews, 24, 81–134.
- MCCULLOCH, M.T., JAQUES, A.L., NELSON, D. R. & LEWIS, J.D., (1983): Nd and Sr isotopes in kimberlites and lamproites from Western Australia: an enriched mantle origin. - Nature, <u>302</u>, 400–403.
- NELSON, D. R., MCCULLOCH, M.T. AND SUN, S. S. (1986): The origins of ultrapotassic rocks as inferred from Sr, Nd and Pb isotopes. - Geochimica et Cosmochimica Acta, <u>50</u>, 231–245.

- NIXON, P.H., THIRWALL, M.F., BUCKLEY, F. & DAVIES, C.J. (1984): Spanish and Western Australian lamproites: aspects of whole rock geochemistry, in Kornprobst, J., ed., Kimberlites I: Kimberlites and Related Rocks: Amsterdam. - Elsevier, 285–286
- PEARCE, J.A. & MEI (1988): Volcanic rocks, in The geological evolution of Tibet: Philosophical Transactions of the Royal Society of London, A <u>327</u>, 169–201.
- POGNANTE, U. (1990): Shoshonitic and ultrapotassic post-collisional dykes from northern Karakorum (Sinkiang, China). Lithos, <u>26</u>, 305–316.
- STACEY, J. S. & KRAMERS, J. D. (1975): Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a twostage model. - Earth and Planetary Science Letters, <u>26</u>, 207–221.
- THOMPSON, R.N. (1982): Magmatism of the British Tertiary volcanic province: Scottish Journal of Geology, <u>18</u>, 49–107.
- VENTURELLI, G., CAPEDRI, S., DI BATTESTINI, G., CRAWFORD, A., KOGARKO, L. N. & CELESTI-NI, S. (1984): The ultrapotassic rocks from southeastern Spain. - Lithos, <u>17</u>, 37–54.

# STONE MATERIALS AS SENSORS FOR ENVIRONMENTAL MONITORING – RESULTS OF A FIELD EXPOSURE STUDY

# MIRWALD, P.W.\*, FIMMEL, R.\* & BRÜGGERHOFF, ST.\*\*

\* Institut f. Mineralogie, Univ. Innsbruck

\*\* Zollern Institut beim Deutschen Bergbau-Museum, Bochum

#### 1. Introduction

The need of protection and conservation of objects, such as buildings, technical constructions, historical monuments etc., has resulted in an increasing demand for monitoring environmental influences. So far metals and glasses have been proved to be useful short term sensors (VDI-Richtlinie 3955). In contrast to these dense products, porous materials, such as stone, offer considerably longer exposure durations (months to years) – provided a good property spectrum is given. The selection of appropriate stone materials may be achieved by field exposure experiments. Baumberg Calcareous Sandstone (BCS) which is known to be particularly susceptible for SO<sub>2</sub> and »dust components« as well as Obernkirchener Sandstone (OKS) which is of similar porosity and hygric behavior but chemically an almost inert material, seem possible candidates.

This note is concerned with an exposure study under »dry condition« to study the degradation processes of these two materials and to elucidate their possible use as sensor for environmental influences.

#### 2. Experimental

Exposure experiments were conducted on four sites in Germany (Duisburg (D), Eifel (Ei), München (M), Kempten (Ke)) for five years and two in the Tyrolian Alps (Innsbruck (lbk) and Obergurgl (Og)) for two years. All sites are characterized by different climate and anthropogene environment conditions. Contineously monitored meteorological parameters and pollution data were available for most sites. Stone slabs (50 x 50 x 5 mm) were mounted on Mank's carroussels for exposure.

Baumberg calcareous sandstone (BCS) is a biomicritic sandstone (Germany); porosity 19 vol%, spec. surface 10.5 m<sup>2</sup>/g, w-value 2.5 kg/m<sup>2</sup>h<sup>0.5</sup>. Obernkirchener Sandstone (OKS) is a slightly quarcitic silt-sandstone; porosity 19 vol%, spec. surface 2,7 m<sup>2</sup>/g, w-value 2.24 kg/m<sup>2</sup>h<sup>0.5</sup>.

#### 3. Results and discussion

Fig. 1 to 3 give data of sample mass changes and corresponding sulfate contents. The BCS-samples exposed in Germany and Innsbruck exhibit all a typical tendency: the sulfate contents exceed the sample mass increases. An exception is Obergurgl where small sulfate contents contrast with dramatic mass losses to be attributed to severe frost/thaw events. Data on OKS are only available from the German sites so far (fig. 2). Similarly, the mass gains are exceeded by the mass of sulfates. However, in contrast to BCS the mass increases are continuous over the entire exposure duration. Despite the different exposure durations between the German and Tyrolian sites the results allow first principal conclusions:

• The inspection of mass change data shows that BCS is subjected to a higher deposition than OKS.

• Usually, sulfate found in stone is inferred to be a reaction product of SO<sub>2</sub>-immission with carbonate components. In contrast to BCS, OKS is free of carbonate which leads to the conclusion this sulfate is from »exogenic sulfate sources«. This implies that sulfate of BCS is partially also exogenic.

• Data show that sulfate content exceeds mass changes. This indicates that the degradation process is accompanied by considerable grain losses of the stone material.

• On the basis of the available data it is possible to distinguish a number of partial processes characterizing the bulk process of stone degradation:

i) formation of autigenic sulfate (gypsum), ii) deposition of exogenic sulfate (gypsum?), iii) mechanically induced grain loss and iiii) dust deposition. Fig. 4 shows the partial processes for the dry exposed BCS. The only site of a really low pollution situation is Obergurgl/Tyrol; the so-called »clean air areas« of Kempten and Eifel have to be rather grouped among the medium polluted areas such as Munich and Innsbruck. The results of this study suggest that the two stones may be used as environmental sensor materials enabling to specify various environmental load sources at simultaneous exposure.

VDI-Richtlinie 3955, Part 1 and 2: Assessment of effects on materials. Part 1 (1996): Exposure of steel sheets (Mank's carroussel); Part 2 (1993): Exposure of glass sensors; Kommission Reinhaltung der Luft im VDI und DIN.





Mass changes and sulfate content of »dry exposed « BCS slabs in a period of five years (Germany) versus  $SO_2$ -presentation. Abbrev. of site names: see text.





Mass changes and sulfate content of »dry exposed« BCS slabs in a period of two years (Tyrol) versus  $SO_2$ -presentation. Abbrev. of site names: see text.



# Fig. 3:

Mass changes and sulfate content of »dry exposed « OKS slabs in a period of five years (Germany) versus  $SO_2$ -presentation. S = summer, W = winter. Abbrev. of site names: see text.





Partial processes at »dry weathering« of BCS determined for six sites in Germany and Tyrol. Abbrev. of site names: see text.

# PLATINUM GROUP MINERALS FROM THE LAS AGUILAS ULTRAMAFIC UNIT, SAN LUIS PROVINCE, ARGENTINA

MOGESSIE, A.\*, HAUZENBERGER, CH.\*, HOINKES, G.\*, FELFERNIG, A.\*, STUMPFL, E. F.\*\*, BJERG, E.\*\*\* & KOSTADINOFF, J.\*\*\*

\* Institut für Mineralogie-Kristallographie und Petrologie, Univ. Graz, 8010

\*\* Institut für Geowissenschaften, Montanuniversität, 8700 Leoben

\*\*\* Universidad Nacional del Sur, Departmento de Geologia, San Juan, Bahia Blanca, Argentina

The Sierras Pampeanas consist of a crystalline basement of Upper Precambrian to Lower-Middle Paleozoic age, and comprise metamorphic rocks (gneisses, schists, phyllites, amphibolites, migmatites and granulites), including granites, pegmatites as well as mafic and ultramafic rocks.

The mafic-ultramafic units are mainly enclosed within a granulitic complex of Precambrian age trending NNE-SSW over a distance of 100 kms (MALVICINI & BRO-GIONI 1992, GERVILLA et al.1993, MOGESSIE et al.,1995). There are lenticular gabbros, norites, pyroxenites and differentiated ultramafics. Recent field work and geophysical measurements have indicated the presence of a large body of ultramafic rocks below the enclosing basement rocks measuring up to 3000km<sup>2</sup>.

Although all the ultramafic units have been sampled, platinum group minerals were found only in the ultramafic rocks from the Las Aguilas drill holes. Three types of PGMs and modes of occurrences are documented so far:

1. Palladium bismuthotellurides, 2. Platinum arsenides and 3. Iridium-rhodium sulpharsenides.

Palladium bismuthotellurides (merenskyite) and platinum arsenide (sperryllite) are found in a sulphide and spinel rich norite zone mainly at depths of 90 to 120 meters in drill cores 5/2 and 5/3. The characteristic mineral association for this zone are orthopyroxene + plagioclase + phlogopite + BMS (chalcopyrite+pyrrhotite+pentlandite) + spinel. Palladium bismuthotellurides occur also in serpentinized dunite containing abundant base metal sulphides and spinel.

The iridium-rhodium phases are documented in drill cores 4/2 and 5/5 at depths of 36 and 148 meters respectively. These phases are associated with serpentinised olivine, base metal sulphides and Ni-rich cobalt sulpharsenides. molybdenite ( $MoS_2$ ) as well as palladium bismuthotellurides are in some cases associated with the Ir-Rh phases.

Scanning electronmicroscope (with attached Link Oxford analytical system) analyses show a variation in the composition of the palladium bismuthotellurides in different samples (At% Pd from 15.89 to 27.68, At% Bi 2.8–17.38 and At% Te 46.48–61.81), the same is the case with the Ir-Rh phases (At% Ir 4.15–14.82 and At% Rh 4.75–17.52). The only phase with constant composition is sperryllite with a formula  $Pt_{33.3}$  As<sub>66.7</sub>.

As mentioned above the PGM-bearing zone in the orthopyroxene as well as olivine rich rocks contains mainly homogeneous spinel. However, the composition of spinel varies in different samples depending on the bulk chemistry. This variation is from Mg# (Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>)) of 0.20 to 0.48 and Cr# (Cr/(Cr+Al+Fe<sup>3+</sup>)) values of 0.33 to 0.60 with a decrease in Mg# due to Fe-enrichment with increasing Cr#. In a plot of Cr# vs. Mg# the data occupy a field to the right side of spinels from ophiolites and outside the field of spinels from layered intrusions (Fig. 1c). A plot of these data and comparison with mantle spinels occurring in continent-ocean transect indicates that the position they occupy is that of abyssal fracture zones (Fig. 1b).

The average PGE (platinum group element) data of two drill cores from Las Aguilas (5/2 and W6) is plotted on a PGE rock/PGE Chondrite vs. PGE diagram Fig.1a). For comparison data from ultramafic rocks of known tectonic regimes are also included. The plot shows that the chondrite normalised PGE trend of the samples from Las Aguilas is similar to those of stratified or layered intrusions.

Based on the textural features, some of the phases especially the Pd-Bi-Te of group 1 PGM seem to have formed by crystal fractionation of mafic melts, whereas the association of Ir-Rh phases with sulpharsenides and molybdenite in serpentinised olivine may suggest that the mineralisation in the Las Aguilas ultramafic unit was formed as a result of remobilisation of PGM, transport and deposition by hydrothermal fluids and volatiles.



Fig. 1a, 1b, 1c

- GERVILLA, F., SABALUA, J. C., CARILLO, R., FENOLL, P. & ACEVEDO, R. D. (1992): Mineralogy and mineral chemistry of the Las Aguilas Ni-Cu deposit, Province of San Luis, Argentina. in FENOLL HOCH-ALI, TORRES-RUIZ & GERVILLA, F. (eds): Current Research in Geology Applied to Ore Deposits, p.461–464.
- MALVICINI, L. & BROGLONI, N. (1992): El yacimiento hidrotermal de niquel, cobre y metales del »Grupo del Platino«, Las Aguilas Este, Prov. de San Luis, Argentina. Americano de geologia economica. Acta Cordoba, p. 93–102.
- MOGESSIE, A., HOINKES, G., STUMPFL, E. F., BJERG, E. & KOSTADINOFF, J. (1995): Occurrence of platinum group minerals in the Las Aguilas ultramafic unit within a granulite basement, San Luis Province, central Argentina. in Pasava, J., Kribek, B & Zak, K (eds.): Mineral Deposits: From their origin to their environmental impacts. p. 897–900.

# WACHSTUMSKONTROLLIERTER ALUMINIUMEINBAU IN KLUFTQUARZEN DER ZENTRALALPEN

#### MULLIS, J.\* & RAMSEYER, K.\*\*

- \* Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität Basel, Bernoullistr. 30, CH 4450 Basel
- \*\* Geologisches Instiut der Universität Bern, Baltzerstr. 1, CH 3012 Bern

Der Gehalt an Aluminium wurde in verschiedenen Quarztypen der Zentralalpen mit der Elektronen-Mikrosonde (Detektionsgrenze = 110 Al/10<sup>6</sup> Si) untersucht und mit dem Fluidmilieu und der Wachstumsdynamik der Quarzkristalle verglichen. Die Morphologie der Quarzkristalle umfasst gewöhnliche Quarze, Lamellenquarz, Zepterquarz und »Split growth«-Quarz. Sie kristallisierten im PT-Bereich zwischen 150° und 450°C sowie zwischen 0.5 und 4 kbar. Die Fluidzusammensetzung bestand entweder aus einer wässrigen Salzlösung oder aus einem HKW- (höhere Kohlenwasserstoffe), CH<sub>4</sub>- oder CO<sub>2</sub>-reichen Fluid.

Unabhängig von Druck, Temperatur und Art der dominanten fluiden Phase weisen die unterschiedlichen Quarztypen folgende Aluminiumgehalte pro 10<sup>6</sup> Siliziumatome auf:

Gewöhnlicher Quarz:	<100–600
Lamellenquarz:	200–4000
Zepterquarz:	<100–400
Übergang: gewöhnlicher Quarz und	
Lamellenquarz zu Zepterquarz	3000–12000
»Split growth«-Quarz	200–9000

Bezüglich der Wachstumsdynamik liegen die Aluminiumgehalte in ruhigem Wachstumsmilieu bei < 600 Al pro 10<sup>6</sup> Si, in tektonisch leicht beeinflusstem Wachstumsmilieu bei < 4000, in tektonisch stark beeinflußtem Wachstumsmilieu bis 9000, und zu Beginn der Fluidentmischung betragen sie generell 3000 bis 12000. Der Einbau von Aluminium unterscheidet sich ebenfalls nach den Wachstumsflächen. Allgemein gilt: m<sub>r</sub> < m<sub>z</sub> < r < z.

Mehrere Faktoren beinflussen den Einbau von Aluminium in die Struktur des Quarzes:

1. Die Wachstumsdynamik, namentlich die Volumen und Temperatur bedingte Veränderung von Druck und Fluidzusammensetzung führt allgemein zu schnellerem Kristallwachstum und damit zu erhöhtem Aluminium-Einbau in die Struktur des Quarzes.

2. Die unterschiedliche Wachstumsgeschwindigkeit der einzelnen Flächen führt innerhalb der gleichen Wachstumszone zu unterschiedlichem Aluminium-Einbau in die Struktur des Quarzes. Schneller wachsende Flächen innerhalb derselben Wachstumszone bauen mehr Aluminium ein. 3. Ladungskompensierende lonen wie Li+ und H+ erhöhen den strukturellen Einbau von Aluminium.

4. Fluidentmischung führt zu einer Entgasung des CO<sub>2</sub>-Anteils innerhalb der wässerigen Salzlösung und erhöht den pH der Mutterlösung. Ein pH-Anstieg führt in den vorliegenden PT-Bereichen zu einer Veränderung der Aluminium-Koordination innerhalb der wässerigen Lösung, von oktaedrisch koordiniertem zu tetraedrisch koordiniertem Aluminium [Al(OH)<sup>4-</sup>]. Diese pH-Änderung dürfte den Einbau von Aluminium in die Struktur des Quarzes begünstigen (MERINO et al., 1989).

MERINO, E., HARVEY, C., MURRAY H.H. (1989): - Clays and Clay Minerals, <u>37</u>/2, 135–142.

# A LATE VARISCAN DUCTILE MYLONITE ZONE IN THE SOUTHERN KREUZECK MOUNTAINS, AUSTRIA

#### NEUBAUER, F.

Inst. of Geology and Paleontology, University of Salzburg, Hellbrunner Str. 34, A-5020 Salzburg, Austria

Upper structural levels within basement sequences of the southern Kreuzeck Mountains comprise a ductile mylonite zone that separates, in the present tectonic position, a quartzitic phyllitic micaschist unit in the footwall from a micaschist unit in the hangigwall (both belong to the Strieden tectonic unit as defined by HOKE, 1990). The mylonite zone is parallel to a variable thick, boudinaged epidote amphibolite layer that is associated with quartizte and dark phyllite. The mylonitic foliation generally dips towards N and a mineral (amphibole) respectively stretching lineation gently plunges towards WSW. Structures related to deformation are boudinage, shear bands and (-type asymmetric clasts. Furthermore, asymmetric quartz c-axis patterns combined with all above described shear criteria consistently indicate a top to the WSW noncoaxial rock flow of hanging wall tectonic units using present tectonic position. All rock-forming minerals are throughout recrystallized under syndeformational peak metamorphic conditions, so that these represent conditions of mylonite formation. Peak P-T conditions are estimated to have occurred within epidote amphibolite facies conditions (c. 450-500°C, 4-6 Kb). Furthermore, bell-shaped element zonation (e.g., MnO) within synmetamorphic rotated garnets is interpreted to represent progressive metamorphic conditions during burial of the sequence. Consequently, the mylonite zone is interpreted to represent a zone of synmetamorphic thrusting.

The subvertically oriented Permian to Triassic sedimentary cover units on these basement rocks are separated by a major brittle fault (Drau valley fault) from the basement that gently dips towards N so that apparent structural relationships suggest tectonic inversion. Therefore, the present exposure relationships do not allow decision whether the mylonite zone is overturned during Alpine tectonic processes or not.

This new example of a late Variscan mylonite zone is in line with previous reports on late Variscan structures within the Austroalpine and Southalpine basement units that all indicate a top WSW to S ductile shear within present-day geographic coordinates (NEUBAUER, 1989; RING and RICHTER, 1993).

HOKE, L. (1990): - Jb. Geol. Bundesanst., <u>133</u>: 5–87. NEUBAUER, F. (1989): - N. Jb. Geol. Paläont., 1989/<u>7</u>: 425–432. RING, U. and RICHTER, C. (1994): - J. Geol. Soc. London, 151.

### VERGLEICH DES LANGZEITVERHALTENS RADIOAKTIVER CÄSIUMISOTOPEN UND DEREN BINDUNG AN TONMINERALE IN BÖDEN DES ALPENVORLANDES SOWIE DES ALPINBEREICHS IM BUNDESLAND SALZBURG.

### NEUMAYR, E. & KIRCHNER, E.

Institut für Mineralogie, Universität Salzburg, Salzburg, Österreich.

Die durch den Reaktorunfall in Tschernobyl im April 1986 freigesetzten, radioaktiven Spaltprodukte bewirkten eine von geografischer Lage bzw. von der Niederschlagsmenge abhängige, unterschiedlich starke Kontamination der Böden Österreichs. In den darauffolgenden Jahren kam es bedingt durch die PHWZ, die Bodenbearbeitung und Bewirtschaftung zu einer Verminderung der Belastung, welche jedoch in einigen Gebirgsregionen (z.B. Felbertal, Naßfeld bei Gastein), wie Untersuchungen zeigten, sehr gering war: Die Strahlungsintensität in der Region Naßfeld bei Sportgastein ist bis heute wesentlich höher, als zum Beispiel in vergleichbaren Regionen des Alpenbereichs, sowie im Alpenvorland. Im Rahmen einer Untersuchung sollte das Problem der geringen Abnahme der Cäsiumaktivitäten in der Region Naßfeld/Gastein in Zusammenarbeit mit dem Insitut für Botanik, sowie dem Institut für Biophysik geklärt werden. In der vorliegenden Studie wurde die Rolle der Tonminerale beim Langzeitverhalten von Cäsium in Böden untersucht.

Um einen Vergleich zwischen Alpinregion und Alpenvorland anstellen zu können, wurden zwei Probengebiete ausgewählt: Naßfeld bei Gastein und Ursprung bei Elixhausen, beide im Bundesland Salzburg. In den Probengebieten wurden insgesamt fünf etwa 10m<sup>2</sup> große Flächen ausgewählt (vier im Naßfeld und eine in Ursprung), wovon jeweils vier Probenpunkte beprobt wurden. Zur genauen Erfassung der Tiefenabstufungen wurden die Proben in drei jeweils drei Zentimeter dicke Schichten unterteilt (0–3cm, 3–6cm, 6–9cm). Weiters wurden von jedem Probepunkt, sowie von jeder Probentiefe folgende Proben untersucht: eine Gesamtprobe (Wurzel und Erde im natürlichen Verband), eine Erdprobe (Wurzeln durch Aussieben entfernt) und eine Wurzelprobe (ausgesiebte Wurzeln ohne Erde). Weiters wurden der Mineralgehalt (Röntgendiffraktometrie), die Cäsiumaktivitäten (Gammaspektrometrie), sowie der Boden-pH bestimmt.

Dabei ergab sich folgende Verteilung von Cäsium im System Boden-Pflanze: der Großteil ist an die Pflanzenwurzel gebunden, gefolgt von der oberirdischen Vegetation, den Gesamtproben (Erde + Wurzeln), sowie den ausgesiebten Erdproben. Von jenen Tonmineralen, welche der Literatur zufolge Cäsium binden können, wurden Mixed-Layer-Minerale, Smectit, Vermiculit, Glimmer/Illit und in Spuren Kaolinit nachgewiesen. Die pH-Werte bedingen eine Einstufung der Naßfeld- und Ursprungböden als sehr stark sauer bis mäßig sauer.

Zwischen hohen Mineralgehalten und einem hohen Grad an Cäsiumfixierung in der ausgesiebten Erde konnte keine Korrelation festgestellt werden. Ein hoher Gehalt an Tonmineralen bedingt daher kein hohes Ausmaß an Cäsiumfixierung. Dagegen ist eine klare Beziehung zwischen den Cäsiumaktivitäten der Vegetation und dem Gehalt an bestimmten Mineralen (Illit, Vermiculit, Smectit etc.) erkennbar. Dort, wo viele Tonminerale vorliegen, sind die Cäsiumaktivitäten in der Vegetation geringer. Weiters besteht zwischen dem Transferfaktor 1 (Cs-137-Aktivität in der Wurzel : Cs-137-Aktivität in der Erde) und dem Boden-pH eine deutliche Korrelation. Daraus folgt, daß bei niedrigerem Boden-pH, mehr Cäsium für die Wurzel verfügbar ist.

Die mangelnde Fixierung von Cäsium im Boden und die daher hohe Mobilität bzw. hohe Pflanzenverfügbarkeit in den Proben des Alpinbereichs sind auf eine pH-abhängige Senkung der Austauschkapazität (= Kationenbelag des Austauschers) der Tonminerale zurückzuführen, welche im Naßfeld durch die niedrigen pHs bedingt, besonders stark ist. Dabei werden die variablen Ladungen der funktionellen Gruppen der Tonminerale durch H+-lonen abgesättigt, wodurch die übrigen Kationen (auch Cäsium) von diesen potentiellen Bindungsstellen verdrängt werden und in die Bodenlösung übergehen, das heißt die Mobilität und die Pflanzenverfügbarkeit steigen. Ein weiterer Grund für die unterschiedlich starken Aktivitätsabnahmen liegt in der Art der Bodenbearbeitung bzw. Bewirtschaftung: In intensiv bewirtschafteten Böden (Ursprung) erfolgt die Mobilisierung und damit der Abtransport bzw. die Verlagerung von Radionukliden in tiefere Bodenschichten in größerem Ausmaß als in halbnatürlichen (Almböden in Naßfeld) und naturbelassenen Böden des Alpinbereichs.

# METAMORPHIC EVOLUTION OF TWO PANAFRICAN METAMORPHIC CORE COMPLEXES IN THE EASTERN DESERT OF EGYPT: TECTONIC IMPLICATIONS

# NEUMAYR, P., HOINKES G., PUHL, J. & MOGESSIE, A.

Institute of Mineralogy-Crystallography and Petrology, Karl-Franzens University Graz, Austria

It is widely accepted that crustal consolidation of NE-Africa has largely been achieved by late Proterozoic accretion of island arcs without major crustal thickening. However, the existence and importance of metamorphic basement domes, exposed beneath Panafrican ophiolite and island arc volcanic rock sequences in the Central Eastern Desert (CED), has long been ignored. This study presents data on the P-T-t evolution of the Meatiq and the Hafafit basement domes, two metamorphic core complexes in the CED of Egypt, and the implications of the P-T data on the tectonic evolution of the area.

The Meatiq basement is composed of orthogneisses hosting amphibolite lenses in the structurally lowest parts, overlain by a metasedimentary sequence. Three regional metamorphic events have affected the Meatiq basement rocks, whereas only the last one affected both the basement and cover sequences. During the M1 event amphibolite lenses have been migmatized. Minimum temperatures for this event are estimated to be >750°C based on published experimental data. The migmatization of the mafic lenses probably belongs to an early tectonic cycle prior to the emplacement of the orthogneisses and the covering metasedimentary rocks.

Typical M2 metamorphic assemblages, best observed in the metasedimentary sequences, are Grt–Zn-rich Spl–Ms–Qtz–Bt and Grt–Ms–Sil–Plag–Qtz and locally Ky. M2 gamet hosts complexly folded ilmenite trails, but the core is chemically uniform, which indicates a high temperature (T > 640°C) diffusional gamet growth or equilibration. Only the gamet rim is characterized by lower FeO and higher CaO values indicating a retrograde growth or equilibration of the rim. Peak M2 temperatures are determined using Bt inclusions in Grt and range from 620° to 690°C. This is supported by a retrograde divariant reaction of Sil and Grt forming Fe–St in Grt rims implying T > 600°C and P > 4kbar. Peak M2 pressures, calculated using the GASP, GRIPS and GRAIL barometers, are 6–8 kbar. The retrograde phase of the M2 metamorphic event is constrained to T of 530°–590°C by Grt–Bt and Grt–St thermometry.

Microthermometric data of fluid inclusions in Qtz included in high metamorphic grade Grt indicate a low salinity  $H_2O$ - $CO_2$  fluid for the M2 event with peak metamorphic  $H_2O$  rich fluids and retrograde  $CO_2$  rich fluids. The slopes of the isochores of the different fluid inclusion generations indicate a clockwise M2 P-T path. This is supported by the stability of Ky in the peak M2 and Sil in the retrograde M2 assemblage.

During the M3 metamorphic event M2 mineral assemblages have been retrograded to ChI and Bt mainly at the southern margin of the basement complex (PUHL et al., 1995). The assemblage Grt–ChI in the metasedimentary sequence of the basement limits T to 460°C to 550°C. In the structurally lower parts of the basement, M3 is evident by the growth of ChI in

extension fractures in Grt. M3 assemblages in the basement cover comprise Atg–Trem–Tlc which constrain T to < 540 C.

In the Hafafit basement, amphibolites, serpentinites and migmatites of ortho- and paragneisses are overlain by mylonitic gneisses. The migmatites have been intruded by trondhjemites and tonalites which range in age between 677 Ma and 700 ma (single zircon U/Pb evaporation technique, KRÖNER et al., 1994). The basement is covered by ophiolitic nappes. In contrast to the Meatiq metamorphic evolution, in the Hafafit basement only one highgrade metamorphic event could be observed until now and indications of a later low-metamorphic grade event are only locally developed.

Peak metamorphic mineral assemblages in the Hafafit basement comprise Grt–Plag-Hbl and Ky–Grt–Plag–Kfs–Bt in the migmatites. Kyanite is replaced by Sil, which forms the most abundant  $Al_2SiO_5$ -polymorph in the rock matrix, during slightly retrograde metamorphic conditions. Zn-rich spinel is present as accessory phase in the migmatites. Peak metamorphic temperatures, determined using TWEEQU thermobarometry on Grt and Plag cores and Hbl within migmatites, range from 700° to 780°C and pressures from 9 kbar to 11 kbar. Retrograde metamorphic conditions, calculated using the compositions of the rims of Grt, Plag and Hbl, range from 690° to 750°C and 7.4 kbar to 7.8 kbar. Conventional thermobarometry using Hbl-Grt thermometry and Grt-Hbl-Plag barometry confirm the TWEEQU results. The late-stage, low-grade metamorphic overprint is typically indicated in brittle deformation of plagioclase in strike-slip shear zones along the margin of the Hafafit basement and in late-stage chloritization of Bt.

The M1 metamorphic event in the Meatiq basement occurred probably in an extensional tectonic environment prior to the intrusion of the Um Ba'anib granitoid at approximately 780 Ma. The M2 metamorphic event is explained as having formed during ongoing extension between 780 Ma and 650 Ma. Peak metamorphic conditions indicate that the Hafafit basement may represent marginally deeper crustal sections than the Meatiq basement, although isotopic dating is necessary to determine whether the high-grade metamorphic event in the Hafafit basement was contemporaneous with, or occurred prior to the M2 metamorphic event in the Meatiq basement. The M3 metamorphic event in the Meatiq basement occurred during stacking of the Panafrican ophiolite and island arc volcanic nappes on the basement along subhorizontal thrust planes; and, the N–S directed extension along E–W striking low angle normal faults at the N and S margin of the basement dome during uplift.

 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  mineral ages from newly formed muscovite within late strike-slip and extensional fault zones related to the uplift of the metamorphic dome are reported as 595 ± 0.5 and 588 ± 0.3Ma (FRITZ et al., in press) and document a late Panafrican age for the dome uplift. Metamorphic and structural evidence suggest a possible pre-Panafrican or early Panafrican high temperature metamorphic event (M1), a subsequent high temperature event (M2) and a late Panafrican low temperature event (M3), which was associated with uplift and exhumation of the basement dome.

FRITZ, H., WALLBRECHER, E., KHUDEIR, A.A., ABU EL ELA, F., DALLMEYER, D.R. (in press): Formation of Neoproterozoic metamorphic core complexes during oblique convergence - Eastern Desert (Egypt). - Journal of African Earth Sciences. KRÖNER, A., KRÜGER, J., RASHWAN, A.A.A. (1994): Age and tectonic setting of granitoid gneisses in the Eastern Desert of Egypt and south-west Sinai. - Geologische Rundschau, 83, 502-513.

PUHL, J. NEUMAYR, P. HOINKES, G., MOGESSIE, A. (1995): Tectonic implications of different metamorphic evolution histories in the basement and the cover series in the Meatiq complex, Central Eastern Desert, Egypt. - Journal of the Czech Geological Society, 40/3, 37-38.

# ORTHORHOMBIC JAHN-TELLER DISTORTION AND SI-OH IN MOZARTITE CaMn<sup>3+</sup>O[SiO<sub>3</sub>OH] DUE TO TOPOLOGICAL STRESS: A STRUCTURE MODELING, SINGLE CRYSTAL X-RAY, AND IR STUDY

# NYFELER, D.\*, HOFFMANN, CH.\*, ARMBRUSTER, TH.\*, KUNZ, M.\*\* & LIBOWITZKY, E.\*\*\*

- \* Laboratorium für chemische und mineralogische Kristallographie, Universität Bern, Freiestrasse 3, CH-3012 Bern
- \*\* High Pressure Group, ESRF, BP 220, Avenue des Martyrs, F-38043 Grenoble Cedex
- \*\*\* Division of Geological and Planetary Sciences, 170-25, Caltech, Pasadena, CA 91125

Mozartite (described by BASSO et al., 1993) is tailor-made to elucidate how lattice stress can cause changes in the electronic properties of atoms. It is isostructral to vuagnatite, CaAl(OH)SiO<sub>4</sub>, (McNEAR et al., 1976) and four members of the adelite group. All these minerals are orthorhombic and consist of a linear chain of edge-sharing octahedra with attached single tetrahedra developed along a two-fold screw axis.

Three sets of single-crystal X-ray data were collected at 100°, 300°, and 500°K. Network calculations (program STRUMO, (BROWN, 1992)), allow a comparison of observed and calculated interatomic distances. Both powder and single-crystal FTIR absorption spectra were recorded.

The  $Mn^3+O_6$  octahedron in mozartite shows distorted Mn–O distances but at a first glance it is not obvious whether an elongated or a compressed Jahn-Teller distortion has to be assumed. One diagonal is elongated, one is intermediate, and one is compressed. One could argue that such an unusual distortion is caused by static or dynamic disorder of differently oriented tetragonally compressed or elongated directions. However, such a disorder should lead to substantial electronic »smearing« which is not observed in mozartite, thus ruling out Jahn-Teller disorder. The same trend of elongated and compressed directions as observed in mozartite can also be seen in vuagnatite (M = AI). However, the elongated and compressed directions in vuagnatite are not as pronounced. If we compare the increase of the three O-M-O diagonals from vuagnatite to mozartite, the long and the intermediate diagonal increase in length by 0.22 Å or more whereas the short one increases only by 0.07 Å. It indicates that in mozartite the compressed Jahn-Teller variety is present but distorted due to structural stress. This stress is mainly caused by two interacting reasons, namely cation-cation repulsion and valence sum requirements. This is an example where the orientation of the electronic effect (Jahn-Teller distortion) follows the topologically induced distortion and enhances it. An octahedral geometry with two short, two intermediate. and two long M-O bonds as observed in mozartite is known for several Cu<sup>2+</sup> compounds. Such orthorhombic distortions may occur as a consequence of the plasticity properties of the Cu<sup>2+</sup> coordination sphere combined with the stabilization properties of the crystal lattice (HITCHMAN, 1994). Octahedral Mn<sup>3+</sup> and Cu<sup>2+</sup> have similar electronic properties, therefore, stable orthorhombic octahedral geometry can also be expected for compounds like mozartite.

The structure of mozartite produces an additional change of the atomic characteristics in comparison to the isostructural minerals; in the original publication (BASSO et al., 1993) we detected unreasonable valence sums for O atoms coordinating Si and Mn. The original geometry is characterized by the distances O5-H = 1.05, and H...O2 = 1.45 Å, O5 connects two Mn<sup>3+</sup>O<sub>6</sub> octahedra and bonds to one Ca and O<sub>2</sub> is part of a SiO<sub>4</sub> tetrahedron and bonds to two Ca. According to the bond valence concept of BROWN & ALTERMATT (1985) this arrangement would result in the following valence sums (excluding H): 1.376 v.u. for O2 and 1.878 v.u. for O5. For this reason the probability that the OH group is at position O2 rather than at O5 is considerably higher, thus forming a Si-OH group. Both the network calculations and the X-ray data confirm this suspicion. Two network calculations were performed, one based on the atomic setting as proposed by BASSO et al. (1993) a second in accord with our results. The calculated and observed interatomic distances are in a closer agreement for the second setting with the H assigned to the SiO<sub>4</sub> tetrahedron. Furthermore, H was located from difference Fourier maps and subsequently refined. The FTIR spectrum shows a broad peak at 1300-1700 cm<sup>-1</sup> which agrees with a short O-H...O distance of 2.501 Å (300°K).

BASSO, R., LUCCHETTI, G., ZEFIRO, L. (1993): Mozartite, CaMn(OH)SiO<sub>4</sub>, a new mineral species from the Cerchiara mine, Northern Apennines, Italy. - Can. Min., <u>31</u>, 331–336.

BROWN, I.D. (1992): Chemical and steric constraints in inorganic solids. - Acta Cryst., B <u>48</u>, 553–572. BROWN, I.D., ALTERMATT, D. (1985): Bond-valence parameters obtained from a systematic analysis

of the Inorganic Crystal Structure Database. - Acta Cryst., B 41, 244-247.

HITCHMAN, M.J. (1994): The influence of vibronic coupling on the spectroscopic properties and stereochemistry of simple 4- and 6-coordinate copper(II) complexes. - Comm. Inorg. Chem., <u>15</u>, 197–254.

McNEAR, E., VINCENT, M.G., PARTHÉ, E. (1976): The crystal structure of vuagnatite. - Am. Min., <u>61</u>, 831–838.

# ERGEBNISSE DER GEOLOGISCHEN NEUKARTIERUNG IM VORDEREN PITZTAL UND KAUNERTAL (ÖTZTALER ALPEN)

# PERGHER, L., REINELT, A. & ZANGERL, CH.

Institut für Mineralogie und Petrographie, Universität Innsbruck, A-6020 Innsbruck, Österreich

Die letzte geologische Karte des gesamten Gebietes stammt von HAMMER aus dem Jahre 1918. Jüngere Kartierungsarbeiten wurden von SCHMIDEGG 1959 und ROCKENSCHAUB 1982 durchgeführt, beschränkten sich allerdings auf den Bereich des Venetberges (Landecker Quarzphyllit).

Das Gebiet umfaßt den Nordwestteil des Ötztal-Stubai-Kristallins und einen Teil des angrenzenden Landecker Quarzphyllites. Die Schieferung der Gesteine streicht im wesentlichen E–W und wird der variskischen Hauptdeformation zugeschrieben. Einfallswinkel und Einfallsrichtung variieren aufgrund des Faltenbaus des Kristallins in diesem Bereich. Im nördlichen Teil des Pitztales wird das Ötztaler Altkristallin durch eine alpidische Störungszone, der sogenannten »Leiner Glimmerschieferzone«, parallel zur Pitze vom Landecker Quarzphyllit begrenzt. Im östlichen Teil herrschen Paragneise vor. In diesem Bereich ist auch eine Serie von Glimmerschiefer, Augengneisen, Amphiboliten, Quarziten, Granitgneisen und eine Wechselserie von Paragneisen-Amphiboliten aufgeschlossen. Die variskische Hauptdeformation ist zwischen Sechszeiger und Hochzeiger in Form einer nach Westen abtauchenden großen Synklinale gut ersichtlich. Der Westteil wird hauptsächlich vom Landecker Quarzphyllit und Glimmerschiefer aufgebaut, wobei zwischen den beiden Gesteinen ein Metamorphosesprung vorliegt. Im Norden wird der Landecker Quarzphyllit vom Alpinen Verrucano bzw. vom Hauptdolomit begrenzt.

Im Süden anschließend liegt ein Zug von Amphiboliten, Granitgneisen und Paragneisen vor. Von der westlich der Aifenspitze liegenden Grenze zum Engadiner Fenster zieht ein mächtiger Augengneiskomplex bis an die östliche Gebietsgrenze (Lehnerjochhütte). Dieser Komplex bildet eine Mulde mit einer 20° nach SW abtauchenden Achse, in deren Kern sich eine mächtige Abfolge aus Amphiboliten, Paragneisen und Quarzit befindet. Die Achse der Mulde stimmt mit den meisten eingemessenen Faltenachsen überein. Östlich der Pitze treten neben der erwähnten Achsenrichtung auch Falten auf, deren Achsen mit 30–40° nach N abtauchen, was auf eine mehrphasige variskische Faltung mit jeweils unterschiedlichen Kompressionsrichtungen schließen läßt. Im Bereich vom Zollberg und bei Ritzenried liegen mehrere Störungszonen mit NW–SE-Streichen vor. Sie repräsentieren die letzte Deformationsphase (alpin) und weisen einen dextralen Versatz auf, der allerdings aufgrund des Faltenbaus nur ein scheinbarer sein könnte.

Am Piller wird der von Hammer bezeichnete Phyllitgneis durch eine Mylonitzone vom Altkristallin abgegrenzt. Jüngere NE–SW streichende sinistrale Blattverschiebungen versetzen die jeweils östliche Scholle nach Norden. Weiter östlich konnte aber bei gleicher tektonischer Situation ein dextraler Versatz erkannt werden. Im Bereich des Köpfles und des Vorderen Stupfarris liegen junge kataklastische NE–SW streichende Störungen vor. Weiter südlich folgt eine aus Paragneis bestehende Synklinale mit flach nach Westen abtauchender Faltenachse. Bei der variskischen Deformation wird die Synklinale nach oben herausgequetscht und vom restlichen Paragneis abgeschert. Dieser wird vom Augengneis des Stallkogels überschoben.

- GOOL, J. VAN, KEMME, M. & SCHREURS, G. (1987): Structural Investigations along an E-W Cross-Section in the southern Ötztal Alps. - In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 214–225.
- GREGNANIN, A., BARATTIERI, M., CORONA, P. & VALLE, M. (1995): Deformation and metamorphism in the Austroalpine Ötztal-Stubai Complex (Part I): The basement. - Boll. Soc. Geol. It., <u>114</u>, 373–392.
- HAMMER, W. (1918): Die Phyllitzone von Landeck, Jb.d.Geol.B.A., S.205–258.
- HOERNES, S. & PURTSCHELLER, F. (1970): Petrographische Neueinstufung des Landecker Quarzphyllites. - Ber. med.-natwiss. Ver. Innsbruck, <u>58</u>, 483–488.
- ROCKENSCHAUB, M., THEINER, U. & FRANK, W. (1983):Die Struktur von Phyllit- und Phyllitglimmergneiszone bei Landeck. - Jber.1982 Hochschulschwerpkt. S15, 223–227.
- SCHMIDEGG, O. (1959): Jb. Geologische Ergebnisse beim Bau des Wasserkraftwerkes Prutz-Imst der Tiwag (Tirol). - geol.B.A.,<u>102</u>, 353–406.
- SCHWEIGL, J. (1995): Neue geochronologische und isotopengeologische Daten zur voralpidischen Entwicklungsgeschichte im Ötztalkristalin (Ostalpen). - Jb. Geol. B.-A., Band <u>138</u>/1, 131–149.



### HIGH PRESSURE MAFIC AND ULTRAMAFIC BODIES ASSOCIATED WITH CALC-SILICATE ROCKS – A FORMER OCEAN FLOOR SEQUENCE AND ITS EVOLUTION IN THE NORTHERN CIMA-LUNGA UNIT, CENTRAL ALPS

#### PFIFFNER, M.

Institut für Mineralogie und Petrographie, Sonneggstrasse 5, CH-8092 Zürich, Schweiz

The Cima-Lunga unit corresponds tectonically to the middle Penninic Adula nappe and is situated in the Lepontine gneiss dome of the Central Alps. In the region of Cima di Gagnone it consists mainly of pelitic and semipelitic gneisses and micaschists interlayered by thin bands of amphibolites and orthogneisses. These gneisses contain a suite of mafic and ultramafic lenses, some of which preserve evidence of an Eocene highpressure subduction metamorphism (45 to 40 Ma: BECKER, 1993, GEBAUER, 1996). In the ultramafic lenses, lherzolitic and harzburgitic peridotites predominate, sometimes interlayered by dunites and, rarely, pyroxenites. Boudinaged olivine-tremolite-chlorite veins are common and sometimes show pseudomorphs of olivine and ilmenite after titanian-clinohumite. Commonly these peridotites are closely associated with metarodingites, eclogites, calcite marbles and sometimes very coarse-grained diopside calcsilicate rocks. The metarodingites normally occur as aligned boudins within the ultramafic lenses. The coarse-grained calcsilicates are sometimes discordant to primary structures in the peridotites, indicating pre-Alpine sedimentary or tectonic contacts. They often interconnect different ultramatic boudins, exhibit up to 1000 ppm Cr and 500 ppm Ni (bulk-rock analyses of diopside calcsilicates), and contain fragments of metarodingites. These rock associations are restricted mainly to a discrete zone of about 50-100 m thickness within the surrounding gneisses. The origin and pre-Alpine evolution of these rock associations is still unknown and a matter of debate.

The ultramatic lenses may represent former subcontinental or suboceanic mantle with relics of a primary mantle layering as indicated by dunite and rare pyroxenite layers.

Before subduction and Alpine deformation and metamorphism, the ultramafic rocks were probably exposed at the sea floor, where they were partially serpentinised. This can be demonstrated by the following field observations: 1) MOR-type basaltic dykes crosscut the layering at a low angle. 2) These dykes were rodingitised to different degrees during serpentinisation of the enclosing ultramafic rocks (EVANS et al., 1979). Boudinage of these rodingites could have taken place either during convergence within the partly serpentinised ultramafic rocks (anologous to the Erro-Tobbio unit, western Alps; SCAMBELLURI et al., 1995) or during subduction in recrystallised chlorite peridotites. 3) Coarse-grained diopside calcsilicate rocks containing fragments of basaltic dykes and showing elevated amounts of Cr and Ni may represent ophicarbonate breccias. These were deposited either as sediments on top of the exposed ultramafic rocks, or as fracture fillings along oceanic fracture zones. 4) Titanian-clinohumite often forms within olivine-diopside-chlorite-magnetite veins during prograde evolution of serpentinised ultramafic rocks (e.g. Erro-Tobbio, SCAMBELLURI et al., 1995; Malenco, TROMMS-DORFF & EVANS, 1980). These observations suggest that the mafic, ultramafic and calcsilicate rock association found in the northern Cima-Lunga unit represents a relict Tethyan ocean floor sequence.

During Tertiary convergence this oceanic floor sequence was subducted reaching peak metamorphic conditions of 20–25 kbar and 750–800 °C in Eocene (EVANS et al., 1979). Thereby peridotitic and eclogitic rocks were strongly deformed, resulting in the formation of a »tectonic mélange« (TROMMSDORFF, 1990). Subsequently, parts of this mélange were uplifted and incorporated into the Alpine nappe pile during continent-continent collision. They have been overprinted together with the surrounding gneisses by at least three different late-Alpine deformation phases (D1 to D3; GROND et al., 1995) and partly recrystallised under amphibolite facies conditions.

- BECKER, H. (1993): Gamet peridotite and eclogite Sm-Nd mineral ages from the Lepontine dome (Swiss Alps): New evidence for Eocene high-pressure metamorphism in the central Alps. Geology, <u>21</u>, 599–602.
- EVANS, B.W., TROMMSDORFF, V. & RICHTER, W. (1979): Petrology of an eclogite-metarodingite suite at Cirna di Gagnone, Ticino, Switzerland. - Am. Min., <u>64</u>, 15–31.
- GEBAUER, D. (1996): A P-T-t path for an (ultra ?-) High-pressure ultramafic/mafic rock association and its felsic-country rocks based on SHRIMP-dating of magmatic and metamorphic Zircon domains. Example: Alpe Arami (Central Swiss Alps). - In: Earth Processes: Reading the Isotopic Code. Geophys. Monograph, <u>95</u>, 307–329.
- GROND, R., WAHL, F. & PFIFFNER, M. (1995): Polyphase Alpine deformation and metamorphism in the northern Cima Lunga unit, Central Alps (Switzerland). - Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., <u>75</u>, 371–386.
- SCAMBELLURI, M., MÜNTENER, O., HERMANN, J., PICCARDO, G.B. & TROMMSDORFF, V. (1995): Subduction of water into the mantle: History of an Alpine peridotite. - Geology, <u>23</u>, 459–462.
- TROMMSDORFF, V. (1990): Metamorphism and Tectonics in the Central Alps: The Alpine Lithospheric Mélange of Cima Lunga and Adula. - Mem. Soc. Geol. It., <u>45</u>, 39–49.
- TROMMSDORFF, V. & EVANS, B.W. (1980): Titanian Hydroxyl-Clinohumite: Formation and Breakdown in Antigorite Rocks (Malenco, Italy). - Contrib. Mineral. Petrol., <u>72</u>, 229–242.

# OCEANIC METAMORPHISM AND ALPINE OVERPRINT OF FORMER OCEAN FLOOR SEQUENCES: CIMA LUNGA UNIT (CENTRAL ALPS) AND MALENCO-FORNO UNIT (AUSTROALPINE-PENNINIC BORDER REGION)

# PFIFFNER, M. & PUSCHNIG, A.R.

Institut für Mineralogie und Petrographie, ETH-Zentrum, CH-8092 Zürich, Schweiz

The Cima-Lunga unit (Val Verzasca, Ticino, Switzerland) is a middle Penninic nappe of the Central Alps. It consists mainly of pelitic and semipelitic schists interlayered by amphibolites and orthogneisses. These gneisses contain a suite of ultramafic lenses (mainly lherzolitic and harzburgitic peridotites), which are closely associated with mafic rocks (metarodingites and eclogites), calcite marbles and sometimes coarsegrained calcsilicates, the latter representing former ophicarbonates (PFIFFNER, this volume).

The Forno unit (Val Forno, Val Malenco/Switzerland, N-Italy) is formed by metabasaltic rocks and an overlying Mid-Late Jurassic to Cretaceous sedimentary sequence consisting of metaradiolarites, calcsilicates and marbles (interpreted as Calpionella or Aptychus Limestones), metapelites and metaarkoses. The Malenco ultramafic mass represents pre-rift subcontinental mantle of the Adriatic plate (TROMMS-DORFF et al., 1993). The Malenco-Forno nappe is part of the Austroalpine-Penninic border region of the Alps.

Field relations indicate an ocean floor sequence in both areas: (1) MOR basalts crosscut partly as dykes and partly as intrusive bodies the layering and pre-Alpine structures of the ultramafic rocks. (2) Ocean floor metamorphism leads to serpentinization of the ultramafic rocks and subsequent rodingitization of the mafic dykes and intrusive bodies. (3) Ophicarbonates have been deposited either as fracture fillings along oceanic fracture zones or as sediments on top of the ultramafic sea floor.

Chemical data from metarodingites from both areas indicate a MORB character. Despite this metasomatic process the MORB character is still preserved in most of the major, trace and rare earth element chemistry (EVANS et al., 1981; PUSCHNIG, this volume).

Macroscopic and microscopic observations indicate the preservation of two metasomatic processes in both areas: (1) Rodingitization (Ca-metasomatism) on the ocean floor with a fine-grained paragenesis of diopside + grossular  $\pm$  epidote/zoisite  $\pm$ titanite. (2) An Alpine overprint is represented by an irregular blackwall formation with the growth of chlorite + magnetite (dynamic overprint in the Malenco-Forno unit) and amphibole + chlorite  $\pm$  epidote (static overprint in the Cima-Lunga unit).

The former ocean floor sequences survived different Alpine metamorphic and deformational overprints. The Cima-Lunga unit was overprinted (1) by an Eocene highpressure subduction metamorphism (45 to 40 Ma; BECKER, 1993, GEBAUER, 1996) and associated deformation, (2) by the Lepontine regional amphibolite facies metamorphism and by a polyphase late-Alpine deformation history (GROND et al., 1995). The Forno unit was affected (1) by an Alpine regional metamorphism reaching upper greenschist facies conditions, (2) by a polyphase Alpine deformation history and (3) by the contact metamorphism of the Bergell intrusives.

- BECKER, H. (1993): Garnet peridotite and eclogite Sm-Nd mineral ages from the Lepontine dome (Swiss Alps): New evidence for Eocene high-pressure metamorphism in the central Alps. -Geology, <u>21</u>, 599–602.
- EVANS, B.W., TROMMSDORFF, V. & RICHTER, W. (1979): Petrology of an eclogite-metarodingite suite at Cima di Gagnone, Ticino, Switzerland. - Am. Mineral., <u>64</u>, 15–31.
- GEBAUER, D. (1996): A P-T-t path for an (ultra ?-) High-pressure ultramafic/mafic rock association and its felsic-country rocks based on SHRIMP-dating of magmatic and metamorphic Zircon domains. Example: Alpe Arami (Central Swiss Alps). - In: Earth Processes: Reading the Isotopic Code. Geophys. Monograph, <u>95</u>, 307–329.
- GROND, R., WAHL, F. & PFIFFNER, M. (1995): Polyphase Alpine deformation and metamorphism in the northern Cima Lunga unit, Central Alps (Switzerland). - Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., <u>75</u>, 371--386.
- PFIFFNER, M. (1996): High pressure matic and ultramatic bodies associated with calcsilicate rocks
  A former ocean floor sequence and its evolution in the northern Cima-Lunga unit, Central Alps. this volume.
- TROMMSDORFF, V., PICCARDO, G.B., MONTRASIO, A. (1993): From magmatism through metamorphism to sea floor emplacement of subcontinental Adria lithosphere during pre-Alpine rifting (Malenco, Italy). - Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. <u>73</u>, 191–203
- PUSCHNIG, A.R. (1996): MORB intrusion into denudated subcontinental mantle and subsequent rodingitization (Monte del Forno, Rhetic Alps). - this volume.

### GENESIS OF POLYMETALLIC QUARTZ-BARITE VEINS IN THE »MONTAGNE DE PORMENAZ«, AIGUILLES ROUGES MASSIF, FRANCE: STRUCTURAL, FLUID INCLUSION AND ISOTOPE (SR, S) CONSTRAINTS

#### POLLIAND, M. & MORITZ, R.

Département de Minéralogie, Université de Genève, 1211 Genève 4, Switzerland

The on-going study is essentially based on the »Mine des Baraques«, which comprises two subvertical polymetallic veins exploited 200 years ago for silver and other base metals at the »Montagne de Pormenaz«, 7 km to the NW of Chamonix. The »Montagne de Pormenaz« consists of the pre-Stephanian A Pormenaz porphyric monzonitic intrusion, which is covered by autochtonous and parautochtonous Upper Carboniferous and Triassic sedimentary rocks, and by the Morcles nappe. The late-Hercynian Pormenaz porphyric monzonite is part of the polymetamorphic basement of the Aiguilles Rouges Massif. The mineralized veins are hosted by the monzonite.

The monzonite host rock and the pre-mid Carboniferous rocks of the Pormenaz area probably underwent a late-Hercynian deformation. DOBMEIER & VON RAUMER (1995) attribute this to an intense shearing event during a mid-Carboniferous transpression. The positive flower structure of the Pormenaz area was induced by a sinistral transpression during the Alpine cycle and is rooted in the N-S oriented Pormenaz Fault (DOB-MEIER & VON RAUMER, 1995). Associated with the latter, we have observed several WSW to WNW-verging thrusts, and sinistral-reverse N–S oriented shear zones and slip faults, dipping to the E. The Pormenaz monzonite and the Westphalian D black shales are thrusted on the Upper Carboniferous conglomeratic sequence toward the WNW. The foliation within these thrusts and shear zones is obviously Alpine in age. However, it is difficult to attribute with certainty an Alpine or a Hercynian age to the foliation outside of the Alpine shear zones. This foliation could represent a superposition of both Alpine and Hercynian deformation.

Abundant subvertical extension fractures filled with drusic and milky quartz are associated with these WSW to WNW-verging thrusts and N–S oriented shear zones. These subvertical fractures have in general a NNW–SSE to WNW–ESE strike, and are related to the Alpine sinistral transpression. The orientation of the mineralized quartz-barite veins, particulary the ones of the »Mine des Baraques«, corresponds to the WNW–ESE strike of the Alpine extension fractures. This preferential direction of the mineralized veins is probably controlled by zones of weakness inherited from the mid-Carboniferous transpression. We conclude that the mineralized veins of the »Montagne de Pormenaz« have been controlled by Hercynian and Alpine structures, and emplaced during Alpine sinistral transpression as extension fractures fillings.

At the »Mine des Baraques«, two different mineralisation stages have been recognised. (a) The initial and main stage consists of quartz and barite, with in order of appearance pyrite, chalcopyrite, tetrahedrite, bournonite and galena. (b) A second stage is composed of quartz and stibnite. Microprobe analyses reveal that Ag is located in tetrahedrite and galena. An opaque mineral concentrate of the initial mineralization stage indicated a grade of 312 g/t of Ag and some traces of Au. Some Au is also associated with the stibnite-quartz stage.

The monzonite host rock underwent a regional sericitic alteration. The local hydrothermal alteration due to the emplacement of the »Mine des Baraques« veins is a significant enrichment of S, K and Rb over a one meter range in the immediate wallrock which is distinct with respect to the regional sericitic alteration.

The microthermometric fluid inclusion study was carried out on: (1) quartz and barite crystal intergrowths from the mineralized veins and intimately associated with the sulfides and sulfosalts, (2) quartz intimately associated with the stibnite mineralization, (3) barren regional quartz veins, unrelated to the mineralization, and (4) quartz from a WNW verging thrust. Fluid inclusions in the guartz-barite mineralized veins (1) are liquid-rich NaCl-H<sub>2</sub>O inclusions, with two phases at room temperature. They yield a constant salinity around 9 wt% NaCl equivalent and total homogenisation temperatures ranging from 240° to 180°C. This indicates that cooling was the main mechanism responsible for the formation of the mineralized veins. Barren regional guartz veins (3) and guartz from a WNW-verging thrust (4) also contain liquid-rich NaCl-H<sub>2</sub>O inclusions, however with a larger range of salinities and total homogenisation temperatures: 4.9 to 11.6 wt% NaCl equivalent and 156° to 243°C, respectively. These data suggest that following precipitation of the mineralized quartz-barite veins, the hydrothermal system was opened resulting in mixing of the saline, high temperature NaCl-H<sub>2</sub>O fluid with an in-coming dilute, low temperature fluid, possibly of meteoric origin. The quartz-stibnite veins (2) contain H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-NaCl fluid inclusions, with two phases at room temperature. Salinities based on clathrate melting temperatures range between 2.4 and 8.2 wt% NaCl equivalent, and total homogenisation temperatures fall between 210° and 300°C with a mode at 273°C. Late-stage dilute (0.7 to 3.8 wt% NaCl equivalent) secondary fluid inclusions with homogenisation temperature of 172° to 190°C crosscut the stibnite-bearing guartz. Thus, the hydrothermal fluid which formed the guartz-stibnite mineralization is different from the one responsible for the quartz-barite veins, and occured at late stages, just before the NaCl-H<sub>2</sub>O system ceased to function.

The  $\delta^{34}$ S values of barite samples range between 18.1 and 27.1‰, of galena samples between -0.2 and 1.8‰, and of chalcopyrite samples between 1.9 and 3‰. Thermometers based on fractionation of sulfur between sulfate and sulfide indicate a temperature of 260° to 320°C for the emplacement of the quartz-barite veins. Diagrams with  $\delta^{34}$ S values of pairs of sulfide and sulfate plotted against the corresponding  $\Delta_{sulfate-sulfide}$  values yield a  $\delta^{34}$ S of the ore-forming fluid of about 2.5‰. This indicates that the S in the mineralized veins was leached from a magmatic rock, most likely the monzonite host rock. Furthermore, the latter contains Ba-rich phenocrists of K-feldspar with up to 1.2 wt% Ba. Thus, the Ba in the barite veins was also derived from the host monzonite.

Barite is enriched in <sup>87</sup>Sr with respect to the weakly and moderately altered monzonite host rock and their included K-feldspars. <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr values of twelve barite samples fall between 0.71474 and 0.71510, of three little to moderately altered monzonite samples between 0.71259 and 0.71448, and of three very weakly altered K-feldspars from the

corresponding three monzonite samples between 0.71100 and 0.71196. Thus, Sr in the barite was at least partly derived from another source. Further isotope analyses are in progress to test whether the Upper Carboniferous conglomeratic and arenitic sequence overlying the Pormenaz monzonite, or more strongly altered monzonite host rocks may have provided Sr enriched in <sup>87</sup>Sr to the mineralization. We can rule out any derivation of Sr from overlying Triassic to Cretaceous carbonates (and evaporites?) since such Sr would be fairly non-radiogenic (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr between 0.707 and 0.708).

We conclude that the quartz-barite veins of the »Montagne de Pormenaz« have been controlled by Hercynian and Alpine structures, and have been emplaced during cooling of a moderately saline aqueous fluid between 320° and 260°C during the Alpine sinistral transpression event, as extension fractures filling. Ba and S were likely derived from the monzonite host rock. The source of Sr is still open to question and must be partly derived from a source other than the weakly altered monzonite host (its more altered sericitic counterparts or the Carboniferous cover?). The base metals are likely also derived from the same rocks. Quartz-stibnite veins were emplaced at late stages from a distinct  $CO_2$ -bearing  $H_2O$ -NaCl fluid.

DOBMEIER, C. & VON RAUMER, J.F. (1995): Eclogae geol. Helv., 66/2, 267-279.

# THE $\rm Al_2SiO_5$ VEINS AND SEGREGATIONS OF THE SILVRETTA THRUST SHEET: STRUCTURAL AND METAMORPHIC IMPLICATIONS FOR A CARBONIFEROUS HISTORY

#### PROSPERT, C. & BIINO, G. G.

Institut de Minéralogie et de Pétrographie, Pérolles, CH-1700 Fribourg, Suisse

Study of  $Al_2SiO_5$  veins and segregations in basement leads to several informations, concerning conditions of formation, (i. e. the interactions of tectonics, petrology and fluid infiltration), and evolution of the country rocks (recorded by quartz microstructures, alumino-silicates and fluid inclusions).

In the Silvretta thrust sheet (Autroalpine domain in the Eastern Alps), such veins and segregations occurred in metapelites and paragneiss. Structural and metamorphic study in the southern part of the thrust sheet indicate a polyphase evolution under amphibolite facies. D1 is evidenced by a penetrative schistosity S1, but poorly constrained by metamorphic and geochronological data. Intensity of the main deformation D2 varies across the Silvretta. In the Eastern part (Flüelapass area), D2 related to parasitic folds (open to tight), an axial plane schistosity S2, a mineral and stretching lineation L2 marked by plagioclase and micas. In the Western part (Pischa area), S2 is penetrative with a few isoclinal folds preserved and the mineral and stretching lineation L2 (indicated by staurolite, and alusite, plagioclase and micas) is always E-W. Following D2, foliation boudinage structures and extensional crenulation cleavage (D3 extensional structures) developed and stressed a strong E-W stretching direction. According to mineral phase relationships, an anticlockwise P-T-t path is associated to D2 and D3 phases (Tmax: 550°C, Pmax: 0.5-0.6 GPa; FREI et al., 1995). Direct dating of core, rim, and bulk staurolite fractions yielded, within error, identical single-mineral Pb-Pb and U-Pb ages of ca. 310±10 Ma (BIINO & PROSPERT, 1996). This age was interpreted as a staurolite formation age dating the prograde part of a Variscan path. The staurolite age is a few Ma older than white-mica Rb-Sr and K-Ar ages, it suggests that the whole evolution was fast (ca. 20 Ma). With respect to the tectonic evolution, quartz-andalusite (±kyanite) veins and segregations occur in 4 structural settings:

- (1) lenses and boudins concordant to S2 (in both areas)
- (2) aggregates within or connected to faults crosscutting S2 (in the Flüelapass area)
- (3) segregations in boudin necks (in the Pischa area)
- (4) vertical veins crosscutting S2 (in both areas)

In type 1 and 2 veins, andalusite is overgrown by fibrolitic sillimanite. Quartz grains show undulose extinction, deformation bands and deformation lamellae but only in type 1 veins, quartz underwent dynamic recrystallisation localised in high strain areas (e. g. boudin necks affected by D3 structures). These results imply two main veining episodes, the first one (1 and 2) is coeval to D2 and the second one (3 and 4) is related to D3 and/or post-dates the main deformations.

Fluid inclusion study (microthermometric data at CRPG-CNRS, Vandoeuvre-lès-Nancy, and at Mineralogisch-Petrographisches Institut, Bern; Raman Spectrometry analysis at CREGU, Vandoeuvre-lès-Nancy) combined with microstructural observation has been performed on the quartz from types 1, 3 and 4 quartz-andalusite (±kyanite) veins.

In the type 1 veins, two main generations of fluid inclusions can be distinguished: -  $CH_4-N_2$  (Vcn) fluid inclusions have variable size, are abundant, organised in clusters (Vcn1), and planes subparallel (Vcn2) and perpendicular (Vcn3) to S2. Vcn2 fluid inclusions planes crosscut quartz grains but are destroyed by recrystallisation illustrated by decrepitation textures. The temperature of homogenisation ranges considerably from -100.0 °C to -159.0 °C for approximately constant composition of  $CH_4 = 87-82$  % and  $N_2 = 18-13$  %. A variation of molar volume from 60 to 39 cm<sup>3</sup>/mol was calculated. According to re-equilibration textures (annular shape) and geometric relationships, the older fluid inclusions (Vcn1 and Vcn2) recorded an increase in pressure of ca. 0.2–0.3 GPa. Late Vcn3 fluid inclusions are located in quartz grains within fractured andalusite. They have the lowest density.

- saline water ( $L_{w-s}$ ) two phases fluid inclusions are small and trapped in late planes subperpendicular ( $L_{w-s1}$ ) or at 45° oblique ( $L_{w-s2}$ ) to S2. The ice melting temperature (Tm) varies between -17.4 and -31.0 °C. Gas phase is composed of 80 % CH<sub>4</sub> and 20% N<sub>2</sub>.

In type 3 segregations and type 4 veins, the same fluid inclusion generations have been recognized but aqueous fluid inclusions are too small to be measured.  $CH_4-N_2$  (Vcn) fluid inclusions contain a single phase and rarely less than 5% of a discrete aqueous phase. They have a constant composition (70–82%  $CH_4$  and 30-18%  $N_2$ ) and molar volumes between 55 and 62,5cm<sup>3</sup>/mol which indicate low density fluids.

Therefore, according to the  $CH_4-N_2$  fluid inclusions in all vein types, the second generation of veins and segregations do not record any burial. This conclusion provides important consequences on the host rock tectonic history. During D2, a first generation of quartz-andalusite (±kyanite) veins and segregations formed and recorded an increase of pressure of 0.2–0.3 GPa. Then, a rapid uplift occur and produce the second generation of veins and segregations. This evolution is in good agreement with the petrological results (BIINO & PROSPERT, this volume).

- FREI, R., BIINO, G. G. AND PROSPERT, C. (1995): Dating a Variscan pressure-temperature loop with staurolite. Geology, <u>23</u>, p. 1095–1098.
- PROSPERT, C. AND BIINO, G. G. (1996): Fast Variscan anticlockwise P-T-t path in the Eastern Alps: evidence from metasedimentary rocks and metamorphic veins of the Silvretta thrust sheet. Geodinamica Acta, in press.

#### KONTINENTALE DECKENBASALTE VON FRANZ JOSEPH LAND AM BEISPIEL DER INSEL SALISBURY

#### PUMHÖSL, H., NTAFLOS, T. & RICHTER, W.

Institut für Petrologie, Universität Wien, UZA-2;Althanstraße 14, A-1090 Wien

Kontinentale Deckenbasalte sind vulkanische Produkte einer Mantelschmelze, die in Form eines Mantleplumes adiabatisch in der Lithosphäre aufsteigt. Im Bereich kontinentaler Platten werden große Volumina dieser Basalte in relativ kurzer Zeit gefördert. Ziel ist es, mithilfe geochemischer Daten Information über direkte Förderung der Plumeschmelze, mögliche Interaktion zwischen Asthenosphäre und Lithosphäre während des Aufstiegs bzw. Assimilation der Schmelzen durch kontinentale Kruste in hohen Krustenniveaus zu erhalten.

Franz Joseph Land, ein Archipel bestehend aus 187 Inseln, liegt zwischen 44°50' und 65°20' östlicher Länge bzw. 79°55' und 81°51' nördlicher Breite. Die Inselgruppe befindet sich nördlich des Sibirischen Festlands im Bereich des Barentsee Schelfs.

Geologisch gesehen (KELLY,1988) bestehen die Inseln aus kretazischen kontinentalen Deckenbasalten. Das Liegende umfaßt eine mächtige Folge mesozoischer Sedimente, wobei die Trias durch kontinentale Ablagerungen geprägt ist (fluviatile Sande, Tone), im Jura jedoch marine Sande und fossilreiche Tone eine marine Entwicklung erkennen lassen. Ab der Unterkreide kommt es dann zu ausgedehnter vulkanischer Aktivität und in der Folge zur Ausbildung von Deckenbasalten (bis zu 400 m Gesamtmächtigkeit). Begleitet wird der Vulkanismus von doleritischen Lagergängen. Die bis zu 35 m mächtigen Basaltsäulen und die horizontale Lagerung der Basaltdecken prägen den Plateaucharakter der Inseln.

Petrographisch betrachtet können zwei Hauptgesteinstypen unterschieden werden: Tholeiitische Basalte und basaltische Andesite (untergeordnet finden sich Dazite – nur auf der Zieglerinsel aufgeschlossen). Sie enthalten Klinopyroxen, Plagioklas, Olivin und Erz in intergranularer bis subophitischer Textur (Kumulatbildung). Weiters sind porphyrische/aphyrische Proben und grobkörnige Dolerite bekannt. Bei basaltischen Andesiten zeigt Koronenbildung um Klinopyroxene ein Ungleichgewicht zwischen Frühkristallisat und Restschmelze.

Die tholeiitischen Basalte (mit bis zu 8 wt% MgO) und basaltischen Andesite (3.5 wt% MgO) sind Produkte hochdifferenzierter Schmelzen. Hauptelementchemismen der Plateaubasalte zeigen verstärkt Olivin Fraktionierung. Plagioklas tritt gegenüber Klinopyroxen Fraktionierung in den Hintergrund. Inkompatible Spurenelemente (normiert auf den primitiven Mantel) zeigen keine signifikante negative Nb-Ta Anomalie. Bezüglich des  $\varepsilon$ Nd (+3,8 bis +7,2 ) und der <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr Verhältnisse (0.7036 bis 0.7058) liegen die Proben im Bereich der OIB. Diese Tatsache und die niedrigen <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr Verhältnisse (ohne positive Korrelation mit SiO<sub>2</sub> Gehalten) sprechen gegen eine mögliche krustale Kontamination (NTAFLOS et al.,1996).
Wir beprobten zwei Profile auf der Insel Salisbury (im zentralen Bereich des Archipels) um die Frage der vertikalen Differenzierung dieser Basaltgruppe zu klären:

Mindestens drei Basaltstockwerke stellen zeitlich unterschiedliche Eruptionsereignisse dar. Sie werden durch Sedimenthorizonte getrennt. Die mittlere Lage zeigt gegenüber Top- und Basislage erhöhte MgO Werte (bis 7.5 wt% MgO gegenüber 5.7–6.0 wt% MgO in Top- und Basislage) und deutlich geringere Gehalte an inkompatiblen Elementen (z. B. La, Ba, K). Die Verhältnisse La/Sm (2.17) und Gd/Yb (1.08) sind ebenfalls im Mittelstockwerk geringer (vgl.Basis:La/Sm2.60; Gd/Yb 1.29). Inkompatible Elemente zeigen dieses mittlere Basaltstockwerk als eigene Magmensequenz – entstanden möglicherweise durch größere Aufschmelzraten. Trends innerhalb einer Lage bei konstantem SiO<sub>2</sub> (49–52 wt%) sind: Abnahme der Gehalte an kompatiblen Elementen (Mg, Ni) von Liegend zu Hangend (Ni 95–71ppm), Elemente wie Ti, P und Zr verhalten sich entgegengesetzt (Zr 143–172ppm).

So stellt Franz Joseph Land eine relativ kleine Floodbasalt-Provinz hochentwickelter Magmen dar. Im Gegensatz zu anderen kontinentalen Basalt-Provinzen gibt es hier keinen Hinweis auf Beteiligung der Lithosphäre während des Aufstiegs primitiver Mantelschmelzen (NTAFLOS et al., 1996). Zur Problematik der geochemisch unterschiedlichen Basaltstockwerke stellt sich die Frage, ob es a) zu einer Förderung der Magmen aus verschiedenen Magmenkammem kam, b) die Bildung der Schmelzen in einem Magmenreservoir mit Schmelznachschub stattfand, oder c) unterschiedliche Schmelzraten in einer Magmenkammer für die Bildung entscheidend sind.

 KELLY, S.R.A (1988):Jurassic through Cretaceous Stratigraphy of the Barents Shelf.-in Geological Evolution of the Barents Shelf Region, W.B.HARLAND & E.K.DOWDESWELL,109–130.
 NTAFLOS, TH., RICHTER, W., THÖNI, M., HOFMANN, W.A., PUMHÖSL, H.,(1996): The Early Cretaceous Continental Flood Basalts from Franz Joseph Land, Arctic Russia.- J.Conf.Abstr.<u>1</u>, 438.

# EXHUMATION HISTORY OF THE WESTERN LHASA BLOCK (SW-TIBET)

## PURTSCHELLER, F.\*, SCHUSTER, R.\*\*, MILLER, CH.\*, MAIR, V.\* & FRANK, W.\*\*

- \* Institut für Mineralogie und Petrographie, Innrain 52, A-6020 Innsbruck
- \*\* Institut für Geologie, Universität Wien, Althanstraße 14/2 B447, A-1090 Wien

Based on field observations and geochronological dating different exhumation paths were determined for the southern and the northern parts of the Lhasa Block for the time following the India-Asia collision.

The continental fragment of the Lhasa block collided with Eurasia in the middle to late Jurassic, forming the Banggong suture zone (DEWEY et al., 1988). During the NNE directed subduction of the Tethys ocean an Andean-type magmatic arc was formed at the southern margin of the Lhasa block. Radiometric data indicate the beginning of this magmatic activity at about 110 Ma and its continuation until about 40 Ma (SCHÄRER et al., 1984). The Linzizong formation encompasses the youngest volcanic rocks of this belt (60–48 Ma, e.g. COULON et al., 1986).

The unroofing history (Fig. 1a) of the batholith in the southern part of the Lhasa Block was determined from sample HF197/93, a hornblende granodiorite from the Transhimalaya Batholith at the base of Mt. Kailas. The data agree well with those of other samples from this area (AN YIN et al 1996) and are similar to those of the Gangdese Batholith in the vicinity of Lhasa (RICHTER et al., 1991; COPELAND et al., 1995). A crystallization age of 107±3 Ma was obtained by the U–Pb method on sphene for the Kailas pluton which was emplaced at a depth corresponding to a pressure of 2.7 kbar as inferred from the composition of igneous amphiboles using the geobarometer of SCHMIDT (1992). The cooling path indicated by Ar–Ar and Rb–Sr mineral data is characterized by slow cooling until 45 Ma, followed by relatively rapid erosion until ca. 27 Ma, when the rock reached the surface. Subsequently, this part of the batholith was again buried beneath at least 1500 m of Kailas molasse sediments. Data on the degree of coalification of plant fossils in the molasse indicate a maximum temperature of 154°C at about 20 Ma.

TE19/93 is a hornblende granodiorite pluton near Xungba (ca. 120 km north of the Indus Tsangpo suture zone) with a different cooling history (Fig 1b). There is no radiometric crystallization age available yet. Field observations, however, indicate an intrusion into the lower Cretaceous sediments of the Takena formation. Hornblende compositions and primary magmatic epidote suggest pressures of c. 6 kbar during crystallization of the plutons in the central Lhasa block. Ar–Ar and Rb–Sr ages of biotite indicate rapid cooling to 300°C at c. 92 Ma. The timing of uplift to the surface is unknown, but must have occurred prior to 25 Ma because volcanic rocks extruded at 17 to 25 Ma rest unconformably on top of the granite.

In the northern Lhasa block uplift and erosion started already in the Cretaceous. In contrast, slow cooling is recorded by the rocks of the southern part until the India-Asia collision at ca. 50 Ma. At that time the shallow marine to continental, coal bearing sediments of the Moincer formation suggest a low altitude.

From about 50 to 27 Ma the cooling history indicates a pronounced unroofing of the southern Lhasa block. The deltaic sediments of the Kailas molasse cover unconformably the top of the granitoids. Unionide bivalves suggest an upper Oligocene/lower Miocene age (ca.23 Ma) and a none-marine environment for this deposit.

From 25 to 17 Ma eruption of ultrapotassic, potassic and shoshonitic volcanic rocks is widespread in the western Lhasa block. These volcanic rocks were extruded over a relatively flat palaoesurface. TURNER et al. (1996) have proposed convective thinning of the lithosphere as the thermal trigger for this post-collision volcanism. This process could also have induced significant uplift of the plateau.

Continuing convergence lead to the activation of the north vergent Kailas thrust system (GANSSER, 1939) at about 13 Ma (AN YIN et al., 1996) juxtaposing a sequence of purple conglomerates and sandstones over the Kailas molasse sediments. The Transhimalaya was then uplifted for more than 1500 m relative to the plateau of the northern Lhasa block and erosion cut down again to the base of the Kailas molasse.



Fig. 1: Cooling paths of plutonic rocks of the southern and central Lhasa block.

AN YIN, MURPHY, M.A., HARRISON, M.T., RYERSON, F.J., CHEN ZHENGLE, WANG XIAO FENG & ZHOU QUIANG (1996): Miocene evolution of the thrust and Gurla Mandhata detachment foult, western Tibet: Implications for the displacement history of the Karakorum Fault System. - Abst. Volume 11th Himalaya Karakoram Tibet workshop 1996, 173–174.

- COULON, C., MALUSKI, H., BOLLINGER, C. & WANG, S. (1986): Mesozoic and Cenozoic volcanic rocks from centraland southern Tibet. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar dating, petrological characteristics and geodynamic significanc. - EPSL, <u>79</u>, 281-302.
- COPELAND, P., HARRISON, T.M., PAN YUN, KIDD, W.S.F., RODEN, M. & ZHANG YUQUAN (1985): Thermal evolution of the Gangdese batholith, southern Tibet: a history of episodic unroofing. - Tectonics, <u>14</u>, 223–236.
- DEWEY, J.F., CANDE, S., & PITMAN, W.C. (1989): Tectonic evolution of the India/Eurasia Collision Zone. - Eclogae geol. Helv., <u>82</u>/3, 717–734, Basel.
- GANSSER, A. (1939): From the Himalaya to the Transhimalaya (Tibet). [In] HAIM, A. & GANSSER, A.: Central Himalaya Geological Observations of the Swiss Expedition 1936. - Denkschriften der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft, <u>73</u>/1, 165–225, Zürich.
- RICHTER, F.M., LOVERA, O.M., HARRISON, T.M. & COPELAND, P. (1991): Tibetian tectonics from 40Ar/39Ar analysis of single K-feldspar sample. EPSL, <u>105</u>, 266–278.
- SCHÄRER, U., XU, R.H., ALLEGRE, C.J. (1984): U–Pb geochronology of the Gangdese (Transhimalayan) plutonism in the Lhasa-Xigase region, Tibet. - EPSL, <u>69</u>, 311–320.
- SCHMIDT, M.W. (1992): Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in hornblende-barometer. Cont. Min. Pet., <u>110</u>, 304–310.
- TURNER, S., ARNAUD, N., LIU, J., ROGERS, N., HAWKESWORTH, C.J., HARRIS, N., KELLY, S., VAN CALSTEREN, P. & DENG, W. (1996): Post-collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan Plateau: implication for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts. - Journal of Petrology, <u>37</u>, 45–71.

## MORB INTRUSION INTO DENUDATED SUBCONTINENTAL MANTLE AND SUB-SEQUENT RODINGITIZATION (MONTE DEL FORNO, RHETIC ALPS)

# PUSCHNIG, A.R.

Institut für Mineralogie und Petrographie, ETH-Zentrum, CH-8092 Zürich, Schweiz

The Forno ophiolite suite (Val Forno, Val Malenco/Switzerland, N-Italy) is formed by metabasaltic rocks and an overlying Mid-Late Jurassic to Cretaceous sedimentary sequence consisting of metaradiolarites, calcsilicates and marbles (interpreted as Calpionella or Aptychus Limestones), metapelites and metaarkoses. The Malenco ultramafics represent pre-rift subcontinental mantle of the Adriatic plate (TROMMSDORFF et al., 1993). The Malenco-Fomo nappe is a part of the Austroalpine-Penninic border region of the Alps and is partially cut by the Oligocene Bergell intrusion. The Forno unit was affected (1) by an Alpine regional metamorphism reaching upper greenschist facies conditions, (2) by a polyphase Alpine deformation history and (3) by the contact metamorphism of the Bergell intrusives. The Forno unit preserves most features of an ocean floor sequence with metapillows, metapillow breccias and oceanic mineralizations.

Mafic rocks of the Forno unit have MORB character (PERETTI & KÖPPEL, 1986). One MORB body of the suite (Cassandra) is entirely surrounded by ultramafic rocks and has no metasedimentary cover. The Forno MOR basalts crosscut partly as dykes, partly as intrusive bodies the layering and pre-Alpine structures of the ultramafic rocks. Ocean floor metamorphism leads to the serpentinization of the ultramafic rocks and accompagnied rodingitization of the mafic dykes and the MOR intrusives. Despite this metasomatic process the MORB character is still preserved in most of the major and trace element chemistry of the metarodingites. Good correlations among Ti, Zr and V indicate that these elements remained almost immobile, whereas Y shows little mobility as effect of rodingitization, regional and contact metamorphism or other alteration. The process of rodingitization was not accompagnied by significant REE mobility. Apart from a slight depletion of the LREE the REE remained immobile. These observations agree with those from high-grade metarodingites from the Central Alps (EVANS et al., 1981).

In metabasaltic rocks the following processes from a Jurassic oceanic stage to an Oligocene contact metamorphism are documented: (1) Rodingitization leads to a static crystallization of an equigranular paragenesis of diopside + grossular  $\pm$  epidote  $\pm$  titanite and two generations of crosscutting grossular veins (pre-Alpine metasomatism I, Ca-metasomatism). (2) An irregular blackwall formation during an Alpine deformational and metamorphic overprint (D<sub>1</sub>) is documented by boudinage and locally internal deformation of rodingitized dykes with their veins and synkinematic growth of chlorite + magnetite (Alpine metasomatism II, Mg-metasomatism). (3) The Bergell contact metamorphism is only documented by postkinematic overgrowth of pargasitic amphibole on the chlorite blackwall.

Pre-Alpine rifting leads to the denudation and emplacement of subcontinental mantle as floor of the opening Jurassic ocean (TROMMSDORFF et al., 1993) followed by ophi-

carbonate deposition (TROMMSDORFF et al., 1993; POZZORINI, 1996). Further opening of the Piemont-Liguria ocean was accompanied by Mid-Jurassic MORB intrusions into and extrusion on denudated subcontinental mantle. Ocean floor metamorphism leads to serpentinization and subsequent rodingitization of metabasaltic rocks that were in contact with the ultramafics.

- EVANS, B.W., TROMMSDORFF, V., GOLE, G.G. (1981): Geochemistry of high-grade Eclogites and Metarodingites from the Central Alps. - Contrib. Mineral. Petrol. <u>76</u>, 301–311.
- PERETTI, A., KÖPPEL, V. (1986): Geochemical and lead istope evidence for a mid-ocean ridge type mineralization within a polymetamorphic ophiolite complex (Monte del Forno, North Italy / Switzerland). Earth Planet. Sci. Lett. <u>80</u>, 252–264.
- POZZORINI, D. (1996): Stable isotope investigation of ophicarbonate rocks, Bergell aureole, Valmalenco: Constraints on fluid-rock interaction. - Unpubl. Ph.D. thesis ETH Zürich.
- TROMMSDORFF, V., PICCARDO, G.B., MONTRASIO, A. (1993): From magmatism through metamorphism to sea floor emplacement of subcontinental Adria lithosphere during pre-Alpine rifting (Malenco, Italy). - Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. <u>73</u>, 191–203.

# THE MAPPING OF A ZIRCON FISSION TRACK PARTIAL ANNEALING ZONE IN THE NORTHERN EXTERNAL SWISS ALPS

### RAHN, M. K.\*, MULLIS, J.\*\* & HURFORD, A. J.\*\*\*

- Institut f
  ür Mineralogie, Petrologie und Geochemie, Albert-Ludwigs-Universit
  ät Freiburg, Albertstrasse 23b, 79104 Freiburg, Germany
- \*\* Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität Basel, Bemoullistrasse 30, 4056 Basel, Switzerland
- \*\*\* London Fission Track Research Group, University and Birkbeck College, Gower Street, London WC1E 6BT, United Kingdom

Along several profiles in the Swiss Alps, ranging from the central massifs (Aar, Gotthard, Aiguilles Rouges massif) to the northern Alpine border, zircons were dated by the fission track technique. Within each sample an age from up to 40 grains was calculated using the external detector method and the zeta approach (HURFORD & GREEN, 1983). Data were completed by existing data from the central massifs (MICHALSKI & SOOM, 1990; SEWARD & MANCKTELOW, 1994), so that profiles cover an area that underwent Alpine overprint of diagenetic to greenschist facies conditions, i.e. a temperature range of 150° to 450°C. The temperature of the metamorphic overprint was controlled by illite crystallinity, fluid inclusion composition and homogenization temperatures, vitrinite reflectance, and mineral parageneses.

According to recent experimental studies, zircon fission tracks show, in correspondence to earlier findings with apatites, a partial annealing zone (PAZ), the temperature range of which is depending on the time span during which zircon crystals underwent critical temperatures (YAMADA et al., 1995). With the exception of the crystalline basement, sampled rocks only underwent late Alpine, i.e. Miocene, metamorphism; thus, the duration of metamorphism lies in the range of  $10^6-10^7$  a. For such a time span, experiments propose a PAZ of 190° to 390°C (fanning model, YAMADA et al. 1995), assuming an increase of duration from N to S.

Criteria for the incept of annealing is the occurrence of single grain ages that are younger than the depositional age or the shift of grain age populations with a well defined time span. Criteria for a total reset of the Alpine age is the lack of single grains with ages beyond the depositional age and a pass in the  $\chi^2$ -test.

Most samples from the Helvetics (mainly flysch sandstones) show a large scatter of single grain ages with several detectable populations that can be attributed to a) Hercynian cooling, b) extension-related Permian volcanism, c) Jurassic rifting and ocean floor metamorphism in the Tethys ocean, and d) Cretaceous early Alpine metamorphism in Austroalpine and Penninic units.

Partial annealing is demonstrated along a 2 km vertical profile at the Aiguilles Rouges massif, Western Swiss Alps. All central zircon ages from the basement pass the statistical test for a unimodal distribution, but show a shift toward older ages with increasing sample altitude. The data pattern is interpreted as the result of two processes, a) the former Hercynian cooling age within the massif, getting older with increasing altitude, and b) the increasing grade of annealing from top to bottom as the consequence of an estimated temperature difference of  $50-60^{\circ}$ C. It is, however, not possible to estimate the degree of contribution of the two processes without further arguments or assumptions.

Along most profiles, the total annealing of the zircons is found south of the northernmost outcrops of the crystalline massifs. Samples from the basement have narrow single grain age distributions, and lack of very old grains with strong a recoil damage. The total reset approximately is reached at temperatures of 320°C or lowermost greenschist facies conditions (first occurrence of Fe-rich chloritoid in shales).

The lower end of the PAZ is less obvious, but can be bracketed by some samples with good temperature estimates within the range of 180° to 230°C. Here, more data from localities with accurate temperature estimations are needed.

A comparison with the experimental findings (YAMADA et al., 1995) shows significant differences for the high temperature limit, while the lower temperature corresponds rather well to the predicted value. A possible explanation is based on the differences in the present grain populations: In the crystalline basement, zircons have been annealed at Hercynian time and therefore are exspected to need shorter time spans to anneal from Hercynian to Alpine ages, whereas most of the flysch units in the Helvetics contain a large amount of metamict grains with high track densities, suggesting a large number of 2nd or 3rd order recycled grains.

- HURFORD, A.J. & GREEN, P.F. (1983): The zeta age calibration of fission track dating. Isotope Geoscience, <u>1</u>, 285–317.
- MICHALSKI, I. & SOOM, M. (1990): The Alpine thermo-tectonic evolution of the Aar and Gotthard massifs, Central Switzerland: fission track ages on zircon and apatite and K/Ar mica ages. - SMPM, 70, 287–300.
- RAHN, M., MULLIS, J., ERDELBROCK, K. & FREY, M. (1994): Very low-grade metamorphism of the Taveyanne greywacke, Glarus Alps, Switzerland. J. met. Geol., <u>12</u>, 625–641.
- SEWARD, D. & MANCKTELOW, N. S. (1994): Neogene kinematics of the central and western Alps: evidence from fission track dating. - Geology, <u>22</u>, 803–806.
- YAMADA, R., TAGAMI, T, NISHIMURA, S. & ITO, H. (1995): Annealing kinetics of fission tracks in zircon: an experimental study. - Chem. Geol., <u>122</u>, 249–258.

# GEOCHEMISTRY OF CZECH PART OF THE SOUTH BOHEMIAN PLUTON

# RENÉ, M.

Institute of Rock Structure and Mechanics, Academy of Sciences of Czech Republic, V Holešovičkách 41, 182 09 Prague 8, Czech Republic

South Bohemian Pluton is southem part of the Moldanubian batholith. The Moldanubian batholith is the largest Hercynian granitoid complex of the Bohemian Massif (about 8000 km<sup>2</sup>). It is usually divided into the eastem (Bohemian) and west (Bavarian) branches which are joined in the Waldviertel area in Austria into the South Bohemian Pluton. The westem branch begins in the environs of Regensburg (Germany) and extends to the SE as a number of separate granitoid bodies. The eastem branch, called as the »Central Moldanubian Pluton« is more continuous and fills the core of N–S anticlinal zone cutting across the older (Proterozoic ?) metamorphic rocks of the Moldanubian zone.

The granitoids of the westem (Bavarian) branches build up several separate bodies cropping out in the central parts of the anticlinal structures in the Moldanubicum of the Šumava and the Bayerischer Wald Mts. In several cases their position is controlled by disjunctive tectonics but their inner structure is conformable with that of the adjacent crystalline complex. The granitoids of the Moldanubian batholith are classically divided into five groups on the basis of relatively age and composition (WALDMANN 1951, FUCHS and THIELE, 1968). Because of the essential predominance of the Eisgarn type in the Czech part of the Moldanubian batholith over the other magmatic groups, it is divided into several separate subtypes on the basis of grainsize, texture and mineral composition (the Mrákotín, Čīrńeř, Landštejn, Smí types).

FINGER and HÖCK (1987) proposed the division of granitoids of the South Bohemian Pluton into two large groups: the older, usually deformed series (Group 1) and the younger post-tectonic series (Group 2). Within the framework of the two groups, LIEW, FINGER and HÖCK (1989) established four subgroups of granitoids, in accord with the Chappell and White's genetic classification. The division of granitoids is supplemented and modified for Czech part of the Moldanubian batholith by KLEČKA and MATĖJKA (1992, 1995). The older granitoids (Group 1) which predominate in the South Bohemian Pluton originated during the thermal climax of the Hercynian metamorphism and are associated with various types of migmatites (pearl gneisses). The predominant granitoids of the Weinsberg type are mostly coarse-grained biotite granites to granodiorites containing abundant K-feldspar phenocrysts 2–8 cm in size. The granitoids of the Weinsberg type have I- or transitional I/S character and probably solidified at lower crustal levels.

Granitoid plutons of younger group (Group 2) intruded the uplifting and cooling metamorphic complex. Their contact are mostly sharp and discordant. Many of these magmatic bodies there totally undeformed except those in the proximity of some major shear zones where foliation is sometimes developed. Freistadt granite to granodiorite (subgroup 2B) is a fine- to medium-grained rock and consists of plagioclase (oligoclase–andesine), K-feldspar, biotite and secondary muscovite. The fine-grained groundmass encloses idiomorphic phenocrysts of biotite and quartz. Freistadt granite to granodiorite is a typical transitional I/S-granite.

The most common Eisgarn type (subgroup 2C after KLEČKA and MATĖJKA, 1992, 1995) is a coarse-grained to medium-grained sometimes porphyritic two-mica granite. Porphyritic K-feldspar phenocrysts are up to 2 cm large. Quartz, biotite, muscovite and plagioclase (albite–oligoclase) are other components. Biotite and muscovite amounts are almost equivalent. The character of the Eisgarn granite ranges from the I-type through the transitional to the S-type. Subtype Srní differentiated KODYM Jun. et al. (1961) as a special type of granite to granodiorite, which differs from the common Eisgarn type chiefly by the prevalence of biotite over muscovite. The Srní subtype can be grouped with the transitional I/S-types.

The Ba and Sr contents decrease from the oldest (Weinsberg) to the youngest (Eisgarn) granitoids. The granitoids of the Srní subtype exhibited a wide scatter of Ba and Sr amounts, which is obviously associated with the variable amount of biotite they contain. The Freistadt type proved to be characterized by a higher Sr content. The highest Sr contents were assessed in tonalite dykes, which belong to the diorite - tonalite - granodiorite series. A similar trend was observed in the distribution of Rb and Li. The Weinsberg and Freistadt types have the lowest contents of both these elements. The Eisgam type has shown the widest scatter of Rb and Li values and their highest average contents. The differential trend of the Eisgarn type from the Czech part of the South Bohemian Pluton is well seen also from the Sr-Ba-Rb diagram. Eisgarn type partly belongs in the group highly differentiated granite. Certain differences in the differentiation of the granitoid types of the Moldanubian batholith are also manifest in the changes of TiO<sub>2</sub> and Zr contents. The highest zirconium content was assessed in the Weinsberg type which is explainable by the preferred crystallization of zircon in the early phases of the Hercynian magmatism. The uranium content in the granitoids of the Moldanubian batholith is in general higher than in granitoids even in the upper continental crust, which is typical for the Hercynian granitoids of the European Hercynian fold belt. The widest scatter of U and Th values in the Eisgam type is in agreement with the previously established great scatter of these elements in the Hercynian muscovite-biotite granitoids of the Bohemian Massif. The gold content in the Moldanubian granitoids of the South Bohemian Pluton is higher than its content in granites and granitoids general. It is controlled particularly by the biotite content and is the lowest in the muscovite-biotite granite of the Eisgarn type.

- FINGER, F. & HÖCK, V. (1987): Zur magmatischen Entwicklung des Moldanubikums in Oberösterreich. - Jahrb. Geol. Bundesanst., <u>129</u>, 641–642.
- FUCHS, G. & THIELE, O. (1968): Erläuterungen zur Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald, Oberösterreich. Massstab 1:100 000. - Geol. Bundesanstalt.
- KLEČKA, M. & MATĖJKA, D. (1992): Moldanubian pluton as an example of the Late Variscan crustal magmatism in the Moldanubian Zone. - Abstracts of the 7thGeological Workshop. Kutná Hora. GLÚAV, 13–14.
- KLEČKA, M. & MATÌJKA, D. (1995): Moldanubian Batholith An Example of the Evolution of the Late Paleozoic Granitoid Magmatism in the Moldanubian Zone, Bohemian Massif (Central Europe).
   In: Magmatism in relation to diverse tectonic settings, 353–373.
- KODYM, O. Jr. et al.(1961): Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1: 200 000 M-33-XXVI Strakonice. Ústř.Úst.geol., 1–149.
- LiEW, T.C., FINGER, F. & HÖCK, V. (1989): The Moldanubian granitoid plutons of Austria: Chemical and isotopic studies bearing on their environmental setting. - Chem. Geol., <u>76</u>, 41–55.
- WALDMANN, L. (1951): Das ausseralpin Grundgebirge Österreichs. In: Geologie von Österreich, 303–328.

## TIMING OF FORMATION AND SUBDUCTION OF THE ZERMATT-SAAS OPHIOLITES (WESTERN ALPS): A COMBINED CATHODOLUMINESCENCE – SHRIMP STUDY USING ZIRCON

# RUBATTO, D. & GEBAUER, D.

Department of Earth Sciences, ETH, Sonneggstrasse 5, CH-8092 Zürich, Switzerland.

Although of fundamental importance for the understanding of the geodynamic evolution of the Alps, the timing of formation and metamorphism of the Alpine ophiolites is still poorly constrained. In order to test our hypothesis on Tertiary subduction events in the Pennine realm of the Central and Western Alps, zircons were separated from the following rocks of the Zermatt-Saas ophiolites: high-pressure (HP) metagabbros from Allalin and Täschalp as well as ultra-high-pressure (UHP) eclogites and deep-sea sediments from the area of Lago di Cignana.

An omphacite-garnet bearing olivin-gabbro, collected from a block of the Allalin glacier, gave an age of  $165.5 \pm 3.0$  Ma (95%c.l.). The zircons (U: 200-900 ppm) show oscillatory zoning and Th/U ratios (0.2-2.0) typical for magmatic rocks. The 165 Ma old zircons do not have any inherited cores, however the sample contains some inherited zircon grains. Interestingly, in a second metagabbro exclusively inherited Proterozoic and Archean grains were present. Thus, the existence of inherited zircons in these two gabbros and in other samples from Täsch Valley can be taken as an argument for the presence of continental crust at an early stage of oceanization, i.e. these gabbros would not have formed in a typical MORB-environment in the middle of a large ocean. At Täschalp (Mellichen), two cumulitic leucogabbros in eclogite facies yield the same age in the oscillatory zoned zircon domains, i.e.  $162.9 \pm 1.8$  Ma.

The upper Middle Jurassic ages of these gabbros are the most reliable and precise ages obtained for the formation of any Alpine ophiolite so far. They are in agreement with an Ar-Ar phlogopite age ( $160 \pm 8$  Ma) obtained from two pyroxenites within the Totalp serpentinite (Arosa Zone; PETERS ET AL., 1987) and with the age of Corsican ophiolitic albitites dated conventionally by the multi-grain zircon technique ( $161 \pm 3$  Ma, OHNENSTETTER ET AL., 1981). Indications for a Jurassic opening of the Tethys are also coming from zircon fission track data from the Northern Apennine (BIGAZZI ET AL., 1972). On the other hand, zircon and apatite fission track data for the Piemontese Zone (CARPENA & CABY, 1984) as well as K-Ar ages of ophiolites from the Flysch de Gets (BERTRAND & DELALOYE, 1976) give inconsistent older ages.

Within the Zermatt-Saas zone nearly all rocks show evidence of Alpine blueschist and/or eclogite metamorphism. According to geothermobarometric data this portion of oceanic crust was subducted to temperature of ca. 600°C and pressure of 17–20 Kb in the area of Täschalp (BARNICOAT & FRY, 1986) and 26–28 Kb at Lago di Cignana where coesite has been described (REINECKE, 1991). In this last locality, the age of the P-T-peak could be dated for eclogites and UHP deep-sea sediments. Both metamorphic and metamorphically reset crystal domains gave ages averaging  $44.2 \pm 1.4$  Ma. The youngest inherited zircon core of a garnet-phengite-quartz-schist yielded a concordant age of  $161 \pm 7$  Ma (3 data points) arguing for a Middle to Late Jurassic maximum sedimentation age of these deep-sea sediments. This age is also supported by biostratigraphic arguments that constrain the deposition of radiolarites to the Middle to Late Jurassic (e.g. BAUMGARTENER, 1987). The only known magmatic rocks of this age that could have supplied the detritus are the gabbros discussed above. Thus, in tune with the occurrence of inherited pre-gabbroic zircons of probably continental sources, these gabbros may have been emplaced into thinned continental crust and recycled into the just formed deep-sea environment.

The Middle Eocene metamorphic age is in line with a Rb/Sr phengite age of  $44.6 \pm 1$  Ma (BARNICOAT et al., 1995) and with a Sm–Nd age of  $52 \pm 18$  Ma (BOWTELL et al., 1994) obtained from an eclogitic metabasalt of the Täsch Valley. An Eocene age is also known from the Monviso ophiolite: Ar–Ar studies on 3 phengite from HP metagabbros gave plateau age between  $48.6 \pm 2.7$  Ma and  $51.4 \pm 1.2$  Ma. (MONIE & PHILLIPOT P., 1989). The slight age difference between the Zermatt-Saas unit and the Monviso unit could be ascribed to a real difference in subduction ages or to the presence of excess Ar, widely demonstrated to exist in HP-metamorphic terrains (e.g. KELLEY et al., 1994).

The data presented here favour a tectonic evolution of the Alps that conforms with recent geochronological studies and that contradicts the long standing hypothesis of a Cretaceous subduction within the Western and Central Alps. The first domain to be subducted in the Eastern Alps, was the Austroalpine domain where Permian gabbros at Kor- and Saualpe underwent eclogite-facies conditions in Mid-Cretaceous times (THÖNI & JAGOUTZ 1992 and GEBAUER & PAQUETTE unpubl. data). In the Western and Central Alps closure of oceanic basins and subduction of continental crust developed later. The continental crust of the Sesia Zone, probably of microcontinental origin, was subducted first, i.e. in the very Early Palaeocene (64.9 ± 1.2 Ma, RUBATTO et al., 1995). Then, going further N or NW, subduction started to consume the oceanic crust of the Piemontese-Ligurian basin that, as demonstrated here for the Zermatt-Saas ophiolites, reached the P-T peak in the Middle Eocene. After closure of this ocean, continental crust was subducted below the Adriatic margin and reached its P-T peak in the Late Eocene, around 35 Ma. Parts of the Dora Maira, the Monte Rosa and Adula-Cima Lunga nappe contain relics of this last subduction stage (GEBAUER, 1996 and RUBATTO & GEBAUER, unpubl. data).

The timing summed up above requires a partial revision of the traditional paleogeographical and geodynamic reconstruction of the Alps. As proposed by FROITZHEIM et al. (1996) the evolution of the Alpine area in Mesozoic and Tertiary times is controlled by the existence of distinct basins and continental blocks which close and underwent HP-conditions at different times. Thus, as has been proposed for the European Hercynides since 1982 (GEBAUER & GRÜNENFELDER, 1982), also the Alps show a series of subduction events that can best be explained with the successive docking of microcontinents of Gondwana derivation.

- BAUMGARTNER, P.O. (1987): Age and genesis of Tethyan Jurassic Radiolarites. Eclogae geol. Helv., <u>80</u>/3, 831–879.
- BARNICOAT, A.C. & FRY, N. (1986): High-pressure metamorphism of the Zermatt-Saas ophiolite zone, Switzerland. - J. Geol. Soc., London, <u>143</u>, 607–618.
- BARNICOAT, A.C., REX, D.C., GUISE, P.G. & CLIFF, R.A. (1995): The timing of and nature of greenschist facies deformation and metamorphism in the upper Pennine Alps. - Tectonics, <u>14</u>, 279–293
- BERTRAND, J. & DELALOYE, M. (1976): Datation par la méthode K-Ar de diverses ophiolites du flysch de Gets (Haute-Savoie, France). Eclogae geol. Helv., <u>69</u>, 335–342.
- BOWTELL, S.A., CLIFF, R.A. & BARNICOAT, A.C. (1994): Sm-Nd isotopic evidence on the age of eclogitisation in the Zermatt-Saas ophiolite. - J. Met. Geol., <u>12</u>, 187–196.
- FROITZHEIM, N., SCHMID, S. & FREY, M. (1996): Mesozoic paleogeography and the timing of eclogite-facies metamorphism in the Alps: A working hypothesis. - Eclogae geol. Helv., <u>89</u>/1, 81–110.
- GEBAUER, D. (1996): A P-T-t-Path for an (Ultra?-) High-Pressure Ultramafic/Mafic Rock-Association and its Felsic Country-Rocks Based on SHRIMP-Dating of Magmatic and Metamorphic Zircon Domains. Example: Alpe Arami (Central Swiss Alps). - Geophysical Monograph <u>95</u>, Am. Geoph. Union, 307–329.
- GEBAUER, D. & GRÜNENFELDER, M. (1982): Geological development of the Hercynian Belt of Europe based on age and origin of high-grade and high-pressure mafic and ultramafic rocks. - Abstract V Inter. Conf. Geochron. Cosmochron. - Isotope Geol., Japan, 111–112.
- KELLEY, S.P., ARNAUD, N.O. & OKAY, A.I. (1994) Anomalously old Ar-Ar ages in high pressure metamorphic terrains. - Min. Mag., <u>58A</u>, 468–469.
- MONIE, P. & PHILLIPOT, P. (1989): Mise en évidence de l'age éocène moyen du métamorphisme de haute-pression dans la nappe ophiolitique du Monviso (Alpes Occidentales) par la méthode 39Ar-40Ar. - C.R. Acad. Sci. Paris, <u>309</u>, 245–251.
- OHNENSTETTER, M., OHNENSTETTER, D., VIDAL, P., CORNICHET, J., HERMITTE, D. & MACE, J. (1981): Crystallization and age of zircon from Corsican ophiolitic albitites: consequences for oceanic expansion in Jurassic time. - EPSL, <u>54</u>, 397–408.
- PETERS, T.J. & STETTLER, A. (1987): Radiometric age, thermobarometry and mode of emplacement of the Total peridotite in the Eastern Swiss Alps. SMPM., <u>67</u>, 285–294.
- REINECKE, T. (1991): Very-high-pressure metamorphism and uplift of coesite-bearing metasediments from the Zermatt-Saas zone, Western Alps. Eur. J. Mineral., <u>3</u>, 7–17.
- RUBATTO, D., GEBAUER, D., COMPAGNONI, R. & SANCHEZ-RODRIGUEZ, L. (1995): A 65 Ma age for the eclogitization of continental crust at Monte Mucrone (Sesia-Lanzo Zone, Western Alps, Italy).
   Il Inter. Workshop on Orogenic Lherzolites and Mantle Processes, Granada, Abs. Vol., 56–57.
- 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, southeastern Austria). - Geoch. Cosmoch. Acta, <u>56</u>, 347–368.

# U-PB DATING OF MAFIC AND INTERMEDIATE ORTHOGNEISSES OF THE SILVRETTA NAPPE: A LATE PROTEROZOIC TO CAMBRIAN ISLAND ARC

## SCHALTEGGER, U.\*, CORFU, F.\*\* & MAGGETTI, M.\*\*\*

\* Isotopengeologie, ETH Zentrum, CH-8092 Zürich, Switzerland

- \*\* Geology Dept., Royal Ontario Museum, Toronto Ont. M5S 2C6, Canada
- \*\*\* Inst. für Mineralogie-Petrographie, Pérolles, CH 1700 Fribourg, Switzerland

Polymetamorphic gneisses of dioritic, tonalitic and gabbroic compositions occur in the southem part of the Austroalpine Silvretta nappe (Switzerland) and have traditionally been called »Older orthogneisses«. Previous geochemical studies revealed that the three gneiss types are genetically unrelated, but alltogether compatible with a formation in an island arc setting (MAGGETTI et al., 1990). The age information available so far was highly conflicting: a Rb-Sr whole-rock reference line of gabbros and tonalites by MAGGETTI & FLISCH (1993) defined an age of 895 Ma, whereas U–Pb and Pb–Pb evaporation ages of MÜLLER et al. (1995) for a tonalite and a granite ranged between 519 and 533 Ma.

New more detailed and precise U–Pb zircon ages presented in this paper, evidence the heterogeneous composition of the »Older Orthogneiss« group: Dioritic hornblendegneisses of the Val Lavinuoz constitute the oldest rocks of this suite; their protolithic magmas intruded at  $604 \pm 4$  Ma into an active margin environment. The association of these diorites with paragneisses, MORB-type amphibolites and eclogites of the Silvretta nappe suggests that these sedimentary and intrusive assemblages formed before 604 Ma. Tonalitic biotite-gneisses yielded an intrusion age of ca. 530 to 540 Ma and contain a minor inherited Pb component. They were closely fol-lowed at 522 to 517 Ma by the emplacement of coarse-grained gabbros with locally still preserved magmatic fabrics. These gabbros were subsequently deformed under high-pressure conditions to highly strained flasergab-bros. Gabbroic pegmatites contain an older generation of ca. 520 Ma zircon, overgrown by a pink high-U zircon phase ca. 470–480 Ma old. This younger zircon genera-tion is either metamorphic, or more likely, might indi-cate intrusion of a first generation of anatectic melts during an early phase of the »Caledonian« magmatic and meta-morphic cycle of the Silvretta.

The preliminary interpretation of these new results is the following: The isotopic ages confirm that the group of the »Older Orthogneisses« is not only heterogeneous in terms of geochemical composition, but also in age. The various rocks formed at different times in an oceanic island-arc environment that evolved at the northern margin of Gondwana during a phase of fragmentation into a number of microcontinents. The various slices of oceanic crust and ancient island arcs may have been accreted along an active oceanic margin and were subse-quently in-truded by gabbroic, tonalitic and granitoid melts ca. 520 Ma ago.

Is this the birth of the first Japan-type »European« continental crust?

MAGGETTI, M. & FLISCH, M. (1993), in: von Raumer J. & Neubauer F., Pre-Mesozoic Geology in the Alps. Springer, Berlin-Heidelberg, 469–484.

- MAGGETTI, M., GALETTI, G. & STOSCH, H.G. (1990) Geochemische Argumente zur Genese der Ȁlteren Orthogneise« der Silvretta. - SMPM. <u>70</u>, 103–107.
- MÜLLER, B., KLÖTZLI, U. & FLISCH, M. (1995) U-Pb and Pb-Pb dating of the older orthogneiss suite in the Silvretta nappe, eastern Alps: Cadomian magmatism in the upper Austro-Alpine realm.
   Geol. Rundschau, <u>84</u>, 457–465.

## GRANITE TYPES AND PLUTONIC EVOLUTION IN THE ÖTZTAL-STUBAI BASE-MENT COMPLEX – EVIDENCE FOR A SARDIC TECTONOTHERMAL PHASE IN THE ALPS?

### SCHINDLMAYR, A.\*, SCHERMAIER, A.\*\*, FINGER, F.\*\* & VON QUADT, A.\*\*\*

\* Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Salzburg, Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg

\*\* Institut für Mineralogie, Universität Salzburg, Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg

\*\*\* Institut für Isotopengeologie, ETH-Zentrum, CH-8092 Zürich

Based on earlier works of HAMMER (e.g. 1929), SCHMIDEGG (1964), HOINKES et al. (1996) and a large set of our own geological, mineralogical and geochemical data, four main groups of granitoid rocks can be distinguished in the polymetamorphic Austroalpine Ötztal-Stubai basement complex (ÖSC):

#### 1) migmatites.

- 2) coarse-grained, **biotite-rich**, **porphyritic granite gneisses** (S-type) with K-feldspar phenocrysts up to 8 cm long.
- 3) medium-grained, equigranular metatonalites and metagranodiorites (I-type).
- medium- to coarse-grained, two-mica granite gneisses (S-type), often leucocratic, mostly with K-feldspar phenocrysts up to several cm, and with variants of fine-grained, muscovite-rich granite gneisses.

Field evidence suggests that the migmatites (1) and the biotite-rich, porphyritic granites (2) formed mainly from melting of metasediments in a deep-seated crustal level under high T conditions. U–Pb monazite dating suggests that this phase of crustal melting occured in the first half of the Ordovician. Both the porphyritic granites and the migmatites were intruded later and crosscut by the I-type tonalites to granodiorites (3). The generally discordant, sharp contacts of the tonalite and granodiorite intrusions to their roof-rocks, and the development of a fine-grained, leucocratic rim facies indicate that these younger I-type granitoids intruded at a high level in the crust (fig. 1). This means that groups 1 and 2 had already cooled and exhumed to upper crustal levels by that time. Intrusive contacts between the two-mica granite gneisses (4) and the other granite types have not be found as yet. However, as this leucocratic granite type does not show any significant anatectic contacts with the country rocks, it seems that it intruded at a high crustal level also.

The granitoid plutonic rocks of the ÖSC are evidence for extreme thermal regimes in the crust during the Lower Ordovician, coupled with widespread melting. Thus, these rocks could be witnesses of a Sardic (?) tectonothermal event in the Alps.

HAMMER, W. (1929): - Jb. Geol. B.-A., <u>79</u>, 87–128.

- HOINKES, G., THÖNI, M., BERNHARD, F., KAINDL, R., LICHEM, Ch., SCHWEIGL, J., TROPPER, P. (1996): Preprint.
- SCHINDLMAYR, A., SCHERMAIER, A., FRASL, G., FINGER, F., FRIEDL, G., VON QUADT, A. (1996): - TSK 6 Salzburg, Abstract Band, 370–373.
- SCHMIDEGG, O. (1964): Verh. Geol. B.-A., H. 1, 24-47.



## Fig. 1:

Idealised SSW-NNE cross-sections through the Alpeiner Massif (Stubaier Alps), ca. 2 km west of Neue Regensburger Hütte, showing the relative intrusiv relations between the main granite types. Faults are not included. For more detailed descriptions of the granite types see in SCHINDLMAYR et al. (1996). Vertical scale as horizontal.

# WASSERHALTIGEN PHASEN IN EKLOGITEN: EXPERIMENTE UND AKKURATE THERMODYNAMISCHE PARAMETER.

## SCHMIDT, M.W.

CNRS-URA10, Magmas et Volcans, 5 rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand, France.

Die Berechnung von P–T-Bedingungen in Eklogiten erfolgt hauptsächlich durch Paragenesen an denen wasserhaltige Mineralien beteiligt sind.Unerlässlich fuer P-T-Bestimmungen sind thermodynamische Daten, die es erlauben, von Experimenten zu natürlichen Gesteinen zu extrapolieren.

Die Druck- und Temperaturstabilität von Lawsonit (SCHMIDT & POLI, 1994; Schmidt 1995) und Zoisit in einem synthetischen CaO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-System wurde anhand von ca. 120 Experimenten bestimmt. Die maximale Druckstabilität von Zoisit wird durch eine wasserabwesende Reaktion Zoisite = Lawsonite + Grossular + Disthen + Coesite die bei 52-70 kbar (700°-1030°C) liegt, bestimmt. Bei hoeheren Temperaturen tritt eine Dehydrierungsreaktion zu Gros+Dist+Coes+H<sub>2</sub>O auf, die in P-T subhorizontal liegt. Die Temperaturstabilität von Lawsonit (600°C, 21 kbar-1030°C, 70 kbar) wird bis 70 kbar durch eineDehydrierung zu Zo+Gros+Qz/Coes+H<sub>2</sub>O und oberhalb 70 kbar zu Gross+Dist+Coes/Stishovite+H<sub>2</sub>O definiert. Um thermodynamische Daten an Hand dieser Reaktionen zu bestimmen, müssen Kompressibilitäten (KT) und thermische Expansivitäten ( $\alpha$ ) der beteiligten Phasen bekannt sein. Dies nicht nur um realistische V-P-T-Daten (eine Murnaghan EoS wurde verwendet) zu erhalten, sondern auch um die C<sub>P</sub>-Funktion extrapolieren zu können. C<sub>P</sub> von Lawsonit wurde bis 327°C und von Zoisite bis 432 C gemessen PERKINS et al. (1980). Die kalorimetrischen Messungen wurden bei diesen Temperaturen beendet weil die Phasen sich zu zersetzen begannen. Es ist bekannt, daß C<sub>P</sub> bei hohen Temperaturen zu 3\*R\*n+ $\alpha^{2*}K_{T}*V_{T}*T$  konvergiert. Diese Beziehung erlaubt es, C<sub>P</sub>-Funktionen für Lawsonit und Zoisit (K<sub>T</sub>,  $\alpha$  von Law und Zo: COMODI & ZANAZZI, in press) so genau wie eben möglich zu berechnen. Anhand der Experimente, gemessener Expansivität und Kompressibilität sowie modifizierter C<sub>P</sub>-Funktion können (standard state -) Enthalpien und Entropien von Lawsonite und Zoisit bestimmt werden, die sowohl mit allen Hoch- als auch »Nieder«-druck Experimenten konsistent sind (Im Gegensatz zu 20-30 kbarAbweichung in HOLLAND et al. 1996).

Etwa 90 Experimente an basaltischen und intermediären Chemismen wurden bei Drücken von 10–150 kbar, Temperaturen von 550°–1200°C und Wassergehalten von 1–15% durchgeführt. Die Stabilitätsgrenzen von wasserhaltigen Phasen wie Chlorit (max. 600°C), Amphibol (max. 23–25 kbar), Epidot/Zoisit (max. 32 kbar), Lawsonit (max. 95 kbar), Paragonit (17–23 kbar), Chloritoid (max.650°C, 22–38 kbar), Staurolith (650–750 kbar, 23–35 kbar) und Phengit (max.100 kbar) wurden bestimmt und für die Konstruktion eines petrogenetischen Netzes für basaltische und intermediäre Eklogite verwendet. Diese petrogenetischen Netze können anhand von verbesserten thermodynamischen Daten reproduziert werden, beide gemeinsam sind direkt für die P–T Bestimmung an natürlichen Eklogiten verwendbar. Die meisten natürlichen Eklogite enthalten wasserhaltige Phasen als Akzessorien oder Nebengemengteile. Obwohl der Anteil der wasserhaltigen Phasen klein ist, spielen selbige eine geodynamisch wesentlich aktivere Rolle als die 80–98% Granat + Clinopyroxen. Eine trockene Granat + Cpx (+/- Qz/Coes, Disthen, Rutil) Paragenese kann weder dehydrieren noch bei realistischen Krusten/Manteltemperaturen schmelzen. Im Gegensatz dazu stehen wasserhaltige Phasen: Zwangsweise führt die Stabilität der wasserhaltigen Phasen zu einer Wasser-, oder allgemeiner, Fluid-Sättigung der Eklogite. Darauf folgt eine – mehr oder weniger kontinuierliche – Dehydratation und Metasomatose bis ca. 300 km Tiefe. Bei erhöhten Temperaturen sind es wasserhaltige Phasen, die zu eutektischen oder peritektischen Schmelzreaktionen führen und die damit auch den Chemismus der ersten Schmelzen bestimmen. Die geotektonische Bedeutung der wasserhaltigen Phasen in natürlichen Gesteinen wird an Hand von Lawsonit und Zoisit sowie von Phengit illustriert.

COMODI, P. & ZANAZZI, P. F. (1996): - Am.Min., <u>81</u>, in press. COMODI, P. & ZANAZZI, P. F. (1996): - Phys.Chem.Min., <u>24</u>, in press. HOLLAND, T. B. J., REDFERN, S. A. T., Pawley A.R. (1996): - Am.Min., <u>81</u>, 341–348. PERKINS, D., WESTRUM, E., ESSENE, E., (1980): - Geochim.Cosmochim.Acta, <u>44</u>, 61–84. SCHMIDT, M. W. & POLI, S. (1994): - EPSL, <u>124</u>, 105–118. SCHMIDT, M. W. (1995): - Am.Min., <u>80</u>, 1286–1292.

## OXYGEN COMPOSITION OF QUARTZ AND CALCITE IN AMYGDULES OF BASALTS AS EVIDENCE OF COMPLEX ALTERATION HISTORY DURING LOW TEMPERATURE-HYDROTHERMAL METAMORPHISM

## SCHMIDT, S. TH.\* & SHARP, Z. D.\*\*

\* Mineral.-Petrogr. Institut, Bernoullistr. 30, CH 4056 Basel

\*\* Institut de Minéralogie, Université de Lausanne, BFSH-2, CH 1015 Lausanne

The North Shore Volcanic Group in northern Minnesota, USA consists of an 8 km thick sequence of subaerial basaltic lava flows of Precambrian age and has experienced low temperature-hydrothermal metamorphism from a zeolite through prehnite-pumpellyite to beginning greenschist facies. Besides various Ca-Al-silicates, quartz and calcite are important alteration minerals and occur in amygdules mainly in the massive flow interiors.

Ten flows were selected within the various metamorphic zones and their quartz and calcite amygdules were analyzed for carbon and oxygen isotope composition using conventional and the in situ method. In addition, the least altered whole rock was analyzed.

The stable isotope values for oxygen (SMOW) in calcite in amygdules and veins obtained by conventional analysis range between 22.9‰ and 8.7‰. The values decrease with stratigraphic depth. Within a single flow, the differences vary depending on the regional metamorphic grade and the morphological flow unit. The  $\delta^{18}$ O values in the amygdaloidal flow top are lower than in the massive flow interior. In the zeolite zone, differences of up to 2‰ are observed between flow top and massive flow interior whereas in the lowermost beginning greenschist facies differences of up to 9‰ are observed. The oxygen isotope values for quartz as analyzed by the conventional method follow a similar trend becoming lighter with stratigraphic depth and are in the range from 22.5 to 15.3‰ and the D values from -83 to -73‰. The values for zeolites (mainly scolecite) are in the range between 22.4 and 26.3‰.

Eight quartz amygdules have been analyzed by the in situ method from different depth of burial. Various trends can be observed within the amygdules. 1) The  $\delta^{18}$ O value of quartz becomes lighter from the rim to the center of the amygdule which is consistent with an increase in temperature during formation. This quartz generation I only occurs in flows of lowest metamorphic grade. 2) A wide range of  $\delta^{18}$ O values is observed and no clear trend in composition between rim and core is evident. Flows with quartz type II are also located in the lowest metamorphic zones. 3) The  $\delta^{18}$ O values of quartz type III first decrease from the rim to the center and then increase again. This trend is shown by amygdules of flows of highest metamorphic grade or the prehnite-pumpellyite and beginning greenschist facies.

Figure 1 shows a possible scenario for the formation of quartz amygdules. Only the last quartz generations are considered. The precipitation process of quartz can vary great-

ly in the various amygdules within an individual lava flow. In the first stage of alteration of the zeolite zones, quartz precipitated from a meteoric fluid (quartz type I and II). In some amygdules, the composition developed according to a temperature increase due to burial metamorphism (quartz type I). Quartz characterized by oxygen patterns of type III can be explained by an increase in temperature during formation followed by a late input of mineral-derived water with a heavy oxygen isotope composition. This heavy meteoric water could have been derived from the breakdown of early formed OH-minerals such as smectites or zeolites which are not stable under the conditions of the beginning greenschist facies and will release their water content.



Fig. 1. shows a possible scenario for the formation of quartz amygdules.

## PETROLOGIE UND ALTERSABFOLGE DER NÜCKOPF-VERWANDTEN VULKA-NITE UND INTRUSIVA IN ZENTRAL-NAMIBIA

## SCHNEIDER, TH. & BORG, G.

Institut für Geologische Wissenschaften der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, Domstr. 5, D-06108 Halle, BRD

Die Zielsetzung des laufenden Forschungsvorhabens besteht in der Erfassung der Geologie, Geochemie und des Rohstoffpotentials im Gebiet westlich von Rehoboth, Namibia; zwischen Naukluftgebirge und Albertakomplex.

#### **Regionale Geologie:**

Zwischen dem archaischen Kongo-Kraton mit angrenzendem Damara-Massiv im Norden und dem archaischen Kapvaal-Kraton im Süden befindet sich eine Reihe spät-proterozoischer, intrakratonaler Becken mit mächtiger vulkano-sedimentärer Füllung. Diese Becken verlaufen im Streichen eines Großstörungssystems, welches sich von NE (N'Gami-See, Botswana) bis in das Gebiet von Klein Aub (Namibia) im SW erstreckt. Im Bereich von Sinclair biegt das Streichen der Beckenachse in Richtung SE nach Koras (Rep. Südafrika) um.

Nach früheren Untersuchungen liegt das Arbeitsgebiet im Bereich eines Tripelpunktes, zweier bekannter Riftstrukturen (NE bzw. SE streichend) und eines vermuteten Grabensystems (NW streichend) (BORG, 1988) oder im Bereich eines magmatischen Bogens (WATTERS, 1974). Es deutet sich an, daß für den unteren, magmatisch dominierten Teil der Sinclair Sequenz (Nückopf und Grauwater Formation) ein deutlich anderes geotektonisches Environment angenommen werden muß als für den oberen Teil der Sinclair Sequenz (Doornpoort und Klein Aub Formation).

#### Petrologie und Altersabfolge:

Im Untersuchungsgebiet bilden die Nückopf-Vulkanite zusammen mit Konglomeraten, Quarziten und Karbonatgesteinen die vulkano-sedimentären Füllung der Grabenstruktur. Die Vulkanite der Nückopf-Formation bestehen aus Si-reichen pyroklastischen Lavaströmen, Agglutinaten und Ignimbriten mit porphyrischem Quarz und Feldspat und stark wechselndem Bestand an mittelkörnigen bis grobkörnigen Porphyroklasten, Lithoklasten und scherbenartigen Glasfetzen. Das anisotrope Gefüge besteht aus einer glasigen oder partiell feinkörnig rekristallisierten Matrix aus Quarz und untergeordnet Feldspat. Der Mineralbestand ist bereichsweise serizitisiert, saussuritisiert und hämatitisiert, während die Quarz- und Feldspatporphyroklasten kaum alteriert sind aber randliche Korrosion und Kataklase zeigen. Sowohl die Porphyroklasten als auch der Intergranularraum enthalten größere Quantitäten disseminierter opaker Phasen.

Die Nückopf-Formation wird im Norden durch intrusive Kontakte der jüngeren Gamsberg Granit Suite begrenzt. Diese leukokraten Granitoide sind mittelkörnige bis grobkörnige porphyrische Biotitgranite mit bis zu 2 cm großen Kalifeldspateinsprenglingen in einem isotropen Mineralgefüge aus Quarz, Plagioklas, Kalifeldspat und Biotit. Die porphyrischen Feldspäte sind zoniert und zum Teil stark kaolinitisiert und epidotisiert. Akzessorisch tritt neben Apatit, Zirkon und Sphen ein hoher Anteil an opaken Phasen auf.

Im Süden der Nückopf-Vulkanite schließt sich die undifferenzierte Abfolge von dazitischen Sinclair-Vulkaniten (Grauwater Formation) und diskordant aufliegenden Post-Sinclair Einheiten an (Prä-Nama-Dolomit, Nama-Quarzit sowie der von Norden überschobene Naukluft-Deckenkomplex).

Die Gamsberg- und Nückopf-Magmatite werden von porphyrischen Rhyolithgängen durchzogen, während basaltische Gänge nur in der Nückopf- und Grauwater-Formation gefunden werden konnten (Förderkanäle der Doornpoort Basalte ?).

#### Lagerstättenpotential:

Im Untersuchungsgebiet ist eine Anreicherung wirtschaftlich bedeutender Elemente wie z.B. Kupfer, Gold, Blei und Zink zu erwarten (vermutete Riftsituation, Alteration der Gesteine und hohe Sedimentmächtigkeit).

Neuere Genesemodelle für proterozoische Bunt- und Edelmetallagerstätten, assoziiert mit felsischem Magmatismus, lassen das Arbeitsgebiet als sehr prospektiv erscheinen. Relikte alter Bergbautätigkeit (Gold- und Kupferabbau) im Untersuchungsgebiet sowie Hinweise auf erhöhte, jedoch bisher als subökonomisch betrachtete Cu-, Au-, Pb-, Zn- und Pt-Gehalte weisen auf die Existenz solcher mineralisierender Lagerstättensysteme hin.

- BORG, G. (1988): The Koras-Sinclair-Ghanzi Rift in southern Africa. Volcanism, sedimentation, age relationships and geophysical signature of a late middle Protorezoic rift system. - Precambrian Res. <u>38</u>, 75–90
- WATTERS, B.R. (1974): Stratigraphy, igneous petrology and evolution of the Sinclair Group in southern South West Africa. - Bull. Precambrian Res. Unit, Univ. Cape Town, <u>16</u>, 235 pp.

## UNTERSUCHUNGEN VON FLÜSSIGKEITSEINSCHLÜSSEN IN DIAMANTEN MIT-TELS INSTRUMENTELLER NEUTRONENAKTIVIERUNGSANALYSE

## SCHRAUDER, M.\*, \*\*, KOEBERL, C.\* & NAVON, O.\*\*

- \* Inst. f. Geochemie, Univ. Wien, Althanstr.14, A-1090, Austria
- \* Inst. of Earth Sci., Hebrew Univ., Jerusalem 91904, Israel

#### Einführung:

Füssigkeitseinschlüsse in Diamanten geben Aufschluß über die Bildungsbedingungen bei ihrer Entstehung und über die Zusammensetzung von »Fluiden« im Erdmantel (ROEDDER, 1984). Diamanten mit würfeligem Habitus und fibröser Textur beinhalten Mikroeinschlüsse, die mit Wasser, Karbonaten, Silikaten, Apatit und Kohlendioxid gefüllt sind (NAVON et al., 1988; SCHRAUDER & NAVON, 1994). Die Größe der Einschlüsse ist meist kleiner als 1 Micrometer und die eingeschlossene Flüssigkeit ist noch immer unter Hochdruck (~1.5-2 GPa; NAVON, 1991). Untersuchungen mittels Infrarotspektroskopie (IR) und Elektronenstrahlmikrosonde (EMS) haben gezeigt, daß die Zusammensetzung dieser Flüssigkeitseinschlüsse in verschiedenen Diamanten eine große Variationsbreite zeigt, wobei allerdings die Einschlüsse in einzelnen Kristallen eher eine homogene Zusammensetzung haben. »Fluide« in dem fibrösen Diamant-Typ variieren in der Zusammensetzung zwischen einem wasser- und silikatreichen und einem karbonatreichem Endglied (SCHRAUDER & NAVON, 1994). Die instrumentelle Neutronenaktivierungsanalyse (INAA) ist ein geeignetes analytisches Instrument um die Spurenelementzusammensetzung dieser »Fluide« zu ermitteln, da der Diamant selbst (das die Einschlüsse umgebende Medium) sozusagen »transparent« für Neutronen ist. Frühere Untersuchungen mittels INAA (FESQ et al., 1973; BIBBY, 1979) wurden oft an nur unpräzis beschriebenen Proben durchaeführt, wodurch es unmöglich ist festzustellen, ob Mineraleinschlüsse, Spaltenverunreinigungen oder andere Einschlüsse analysiert wurden. In dieser Studie (SCHRAUDER et al., in press.) werden die Ergebnisse an dreizehn »würfelig-fibrösen« Diamanten aus Jwaneng (Botswana), die vorher mit IR und EMS charakterisiert worden sind (SCHRAUDER & NAVON, 1994), dargestellt.

#### Experimentelles

Dreizehn Diamanten wurden in einem Aluminium-Metall Mörser zerbrochen. Stücke ohne Spalten und andere Verunreinigungen wurden ausgewählt und in einem Teflongefäß in einem Säuregemisch (HF+HNO<sub>3</sub>) gekocht. Die Proben (10–60 mg) wurden in dem Astra-Typ Reaktor in Seibersdorf (Österreich) bei einem Neutronenfluß von 6x10<sup>13</sup> n cm<sup>-2</sup>s<sup>-1</sup> ca. 5.5 Stunden bestrahlt. Die Auswertung erfolgte in drei Meßdurchgängen mittels eines hochreinem Ge-Detektors am Institut für Geochemie der Universität Wien. Als Standards und Flußmonitore wurden zwei Granite (ACE und G2) und ein Meteorit (Allende) verwendet (siehe KOEBERL, 1993).

#### Resultate

Die Gehalte folgender Elemente wurden ermittelt: Na, K, Sc, Cr, Fe, Co, Ni, Zn, As, Br, Rb, Sr, Zr, Sb, Cs, Ba, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Yb, Lu, Hf, Ta, Ir, Au, Th und U. Die absoluten Gehalte all dieser Elemente in den Diamantproben variieren zwischen

20-800 ppm. Da die Konzentrationen der Elemente im Diamant von der Häufigkeit der Einschlüsse abhängen, können die relativen Elementkonzentrationen in den »Fluiden« errechnet werden, indem wir ein Element (z.b. den Kalium-Wert) der NAA auf den Wert der EMS normieren. Es wird dadurch möglich die Konzentrationen einzelner Elemente in dem »Mantel-fluid« zu ermitteln. Alle Proben sind extrem reich an Kalium und anderen inkompatiblen Elementen (z.b. Br, Rb, Sr, Zr, Cs, Ba, Hf, Ta, Th, U, und den leichten Seltenen Erdelemeneten (SEE)) in Vergleich mit der Zusammensetzung des prim. Mantels (SUN, 1982). Die meisten Elementekonzentrationen zeigen eine negative Korrelation mit dem SiO<sub>2</sub>-Gehalt (wt%: EMS Daten aus SCHRAUDER & NAVON, 1994) des »Fluides«. Die karbonatreichen Fluide erweisen sich daher als die am meisten, an inkompatiblen Elementen, angereicherten Fluide. Die Anreicherung gegenüber den silikatreicheren »Fluiden« beträgt 2–5. Die »Fluide« selbst hingegen weisen eine Anreicherung um den Faktor 5-10 gegenüber Mantelmagmen wie Kimberlit oder Lamproit auf (MITCHELL, 1986; ROCK, 1991). Die »Fluide« zeigen steile chondritnormierte SEE-Verteilungsmuster, mit La,/Yb, Verhältnissen von 30-80, ähnlich denen von Kimberlit- oder Lamproitgesteinen (MITCHELL, 1986; ROCK, 1991).

#### Diskussion

Die Konzentrationen von inkompatiblen Elementen in den »Fluiden« ist höher als im prim. Mantel, oder anderen Mantelschmelzen (z.b. Kimberlit-der Schmelze die den Diamant an die Oberfläche befördert). Die karbonatreichen »Fluide« sind um den Faktor 2 reicher an imkompatiblen Elementen als die wasser- und silikatreichen »Fluide«, womit sich ihre Bedeutung als potentielles metasomatisches »Fluid« hervorhebt. Der Hauptelementchemismus der »Fluide« ist nicht von einem Kimberlit abzuleiten, wodurch es auszuschließen ist, daß sich dieser Diamant-Typ als »Phänokristall« im Kimberlit gebildet hat. Aufgrund der IR und EMS Untersuchungen von SCHRAUDER & NAVON (1994) wurden drei Modelle vorgeschlagen um die Hauptelementvariationen zu erklären:

(1) Partielle Aufschmelzung: Unter Verwendung experimentell bestimmter Verteilungskoeffizienten zwischen karbonatschmelze und peridotitischen Mineralen (SWEENEY et al., 1995) haben wir Mineralzusammensetzungen im Gleichgewicht mit den »Fluiden« berechnet, welche ergeben haben, daß die Gesteine aus denen sich die »Fluide« entwickelt haben, schon vorangereichert worden sein müssen. Daher wird eine Entwicklung aus gewöhnlichen Mantelgesteinen ausgeschlossen.

(2) Fraktionierte Kristallisation: Fraktionierung einer Kimberlit-ähnlichen Schmelze in einer Tiefe von 150 km könnte zur Bildung des karbonatreichen »Fluides« führen. Weitere Fraktionierung von Karbonat-, Rutil- und Apatitkristallen könnte die Abnahme der meisten Elemente vs. Silikat erklären. Als Problem ist lediglich die nicht-lineare Verteilung von Zr und Hf zu sehen.

(3) Mischung zweier »Fluide« mit Endgliedzusammensetzung: Durch das Mischen zweier »Fluide« könnten die linearen Verteilungsmuster gut erklärt werden.

Vergleiche zwischen den »Diamant-Fluiden« und Mantelschmelzen und Mantelgesteinen zeigen Ähnlichkeiten. Besonders eklogitische Klinopyroxene aus Diamanten lassen auf metasomatische »Fluide« schließen, die denen aus den fibrösen Diamanten ähnlich sind. Da würfelige Diamanten bis jetzt in situ nur aus Eklogiten beschrieben worden sind, scheint der Spurenelementchemismus der »Fluide« auch in Richtung Eklogit zu weisen. Die Untersuchungen unterstreichen die Bedeutung von karbonat- und wasserreichen »Fluiden« unter Drücken des Diamantstabiliätsfeldes und zeigen, daß beide »Fluide« potentielle Medien des Elementtransportes sind. Chemischen Unterschiede und das weltweite Auftreten dieser Fluide in einem speziellen Diamant-Typ werden dahingehend interpretiert, daß die Region im oberen Erdmantel, aus der die »Fluide« stammen, sehr heterogen ist.

Diese Arbeit wurde durch den Fond zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung (FWF), Projekt PO9521-GEO gefördert.

BIBBY, D.M. (1979): - Geochim. Cosmochim. Acta, <u>43</u>, 415–423.

- FESQ, H.W., BIBBY, D.M., SELLSCHOP, J.P.F., and WATTERSON, J.I.W. (1973): J. Radioanal. Chem., <u>17</u>, 195–215.
- KOEBERL, C. (1993): J. Radioanal. Nucl. Chem., 168, 47-60.
- MITCHELL, R.H. (1986): Plenum Press, New York, 442 pp.
- NAVON, O. (1991): Nature, 353, 746-748.
- NAVON, O., HUTCHEON, I.D., ROSSMAN, G.R., and WASSERBURG, G.J. (1988): Nature, <u>335</u>, 784–789.
- ROCK, N.M.S. (1991): Blackie, Glasgow and London, 285 pp.
- ROEDDER, E. (1984): Reviews in Mineralogy, 12, 1-664, Miner. Soc. of America, Washington.
- SCHRAUDER, M. and NAVON, O. (1994): Geochim. Cosmochim. Acta, 58, 761-771.
- SCHRAUDER, M., NAVON, O., and KOEBERL, C. (in press): Geochim. Cosmochim. Acta
- SUN, S. (1982): Geochim. Cosmochim. Acta, 46, 179-192.
- SWEENEY, R.J., PROZESKY, V., and PRZYBYLOWICZ, W. (1995): Geochim. Cosmochim. Acta, <u>59</u>, 3671–3683.

## GEOCHEMISCHE CHARAKTERISIERUNG DER »SCHWELLEN- UND LAGUNEN-FAZIES« IN BLEIBERG, JOSEFISCHOLLE: EIN VERSUCH ZUR ANWENDUNG DER MULTIVARIATETECHNIK.

## SCHROLL, E.\*, KÖPPEL, V.\*\*, CERNY, I.\*\*\*, SPINDLER, P.\* & VON QUADT, A.\*\*

\* Bundesversuchs- und Forschungsanstalt Arsenal, Geotechnisches Institut, 1030 Wien

\*\* Institut für Isotopengeologie und Mineralische Rohstoffe, ETH, 8092 Zürich

\*\*\* Bleiberger Bergwerks Union, 9530 Bad Bleiberg

Die geochemische Charakterisierung erfordert von jeder Probe möglichst viele Meßdaten. Das Analysenprogramm umfasst chemische Daten (Ca, Mg, Na, K, Al, Si, Sr, Ba, Fe, Mn, Y, SEE, Pb, Zn, S, Cl, P, u.a.) und Isotopendaten (C, O, Sr). Für diesen Pilotversuch wurden je 8 Proben ausgewählt, was für die Anwendung der multivariaten Auswertetechnik ausreicht (SCHROLL et al., 1996).

Ziel der Untersuchung war es, die mit der Pb-Zn Mineralisation verbundenen chemischen Veränderungen im Spurenbereich des Nebengesteins zu erfaßen. Dazu boten sich die mehr oder weniger stark von der Vererzung betroffenen Gesteinsproben aus dem Wettersteinkalk (Lagunenfazies) und dem Wettersteindolomit (Schwellenfazies) an, welche in der Josefischolle (6.Lauf Westschachtlauf) im Westen der Grube Antoni entnommen wurden. Die starke Zinkanreicherung in der Schwellenfazies wird als das Resultat diagenetischer Mobilisationsprozesse verbunden mit einer Dolomitisierung interpretiert (CERNY, 1989).

Die Analysendaten lassen Unterschiede erkennen. Die Wettersteindolomite sind reicher an Elementen der Tonkomponente (K, Al, Si) und weisen höhere Gehalte an Fe, Mn, Y und SEE auf. Ferner führen sie Quarz und Fluorit. Im Wettersteinkalk hingegen sind höhere Ba- und Sr-Gehalte nachweisbar. Die Na-Gehalte sind tendenziell höher in der Schwellenfazies, die Cl-Gehalte sind deutlich höher (90-475 ppm Cl, 2-20 ppm in der Lagunenfazies). Signifikante Unterschiede zeigen die  $\delta^{18}$ O-Werte: -6.3 bis -9.5 ‰ (PDB) im Wettersteinkalk und -3.0 bis -6.8 ‰ im Wettersteindolomit, während die  $\delta^{13}$ C-Werte (+2 bis +3.5 ‰) keine Unterschiede aufweisen. Die  $\delta^{18}$ O-Werte entsprechen jenen skalenoedrischen Gangartkalziten, bzw. entsprechen gewissen Zementen (ZEEH et al. 1995, SCHROLL, 1996). Korrigierte (t= 200 Ma) <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr Verhältnisse variieren nur wenig (0.7076–0.7979) und weisen auf eine höchstens minimale Zufuhr von radiogenem Sr.

Die Verteilungsmuster der SEE sind für Wettersteinkalke und -dolomite ähnlich. Die Dolomitisierung beeinflußte demnach die SEE der Tonkomponenten kaum. Einzig das La/Ce-Verhältnis ist in der dolomitischen Fazies höher als in der kalkigen Fazies, 2.1, resp. 1.4. Ein Beitrag des Fluorits zur SEE-Verteilung ist gemäß den Daten von HEIN (1986) zu vernachlässigen, denn die SSEE variieren lediglich zwischen 1–3 ppm und ihre Verteilungsmuster weichen von jenen des Nebengesteins nicht ab. Korrelationsmatrix und Faktoranalyse lassen für den Wettersteindolomit die Annahme zu, daß die SEE und Y vorzugsweise an die Tonkomponenten gebunden sind,

während für den Wettersteinkalk eine stärkere Bindung an die Karbonatmatrix abzuleiten ist.

Die Resultate weisen darauf hin, daß der Mineralisierungsprozeß diagenetischer Natur war, und daß die Zusammensetzung der metallführenden Lösungen, abgesehen von den Hauptelementen wie Pb, Zn, F und Ba, im wesentlichen von den Karbonatgesteinen beeinflußt war.

- CERNY, I. (1989): Die karbonatgebundenen Blei-Zink-Lagerstätten des alpinen und außeralpinen Mesozoikums. - Archiv f. Lagerstättenforschung GBA-Wien, <u>11</u>, 5–125.
- HEIN, U.F. (1996): Zur Geochemie des Fluors in Nebengesteinen und Spurenelementfraktionierung in Fluoriten kalkalpiner Pb-Zn-Lagerstätten. - Berliner Geowiss.Abh., <u>A/81</u>, 1–119.
- SCHROLL, E., KÜRZL, H., WEINZIRL, O. (1996): Geochemometrische Charakterisierung sedimentgebundener Blei-Zink-Vererzungen mittels multivariater Technik. - BMH, <u>141</u>, 158–164.
- SCHROLL, E. (1996) The Triassic carbonate hosted Pb-Zn mineralization in the Alps (Europe). Econ.Geol. (in press).
- ZEEH, S., BECHSTÄDT, T., McKENZIE, J., RICHTER, D.K. (1995) Diagenetic evolution of the Wettersteinplatforms of the Eastern Alps. - Sedimentology, <u>42</u>, 199–222.

## ZONIERTE GRANATE IN GLIMMERSCHIEFERN DES NÖRDLICHEN ÖTZTAL-STUBAI-KRISTALLINS (OSTALPEN) UND IHRE DEUTUNG MIT P-T-PFADEN VARISKISCHER METAMORPHOSE

## SCHULZ, B.

Institut für Mineralogie der TU Bergakademie, Brennhausgasse 14, D-09596 Freiberg/Sachsen

Im Ötztal-Stubaier Kristallin beobachtet man die Überprägung einer mehrphasigen präalpidischen Metamorphose durch ein alpidisches Ereignis (HOINKES & THÖNI, 1993). Glimmerschiefer der variskischen Sillimanit-Zone außerhalb der alpidischen Chloritoid-Zone und im Areal mit variskisch-alpidischen Glimmer-Mischaltern (VELTMAN & PURTSCHELLER, 1988) wurden im Sellraintal in den nördlichen Ötztaler Alpen beprobt. Die Proben von der Gleirsch-Alm (Mgl) und vom Grieskogel (Gri) liegen im Streichen mit 1.5 km horizontaler und 0.7 km vertikaler Distanz auseinander. In XZ-Schnitten parallel zur Lineation (L2-Lcr3) beider Proben umgibt die Hauptfoliation S2 große linsenförmige Mikrolithons mit Granat und reliktischem S<sub>1</sub>. Kyanit, Sillimanit, Plagioklas, Staurolith und Glimmer treten in mehreren Generationen prä-, syn- und post-S2 auf. Die Granate führen eine Internfoliation S<sub>2</sub>i mit Quarz, Erz, Glimmern und Staurolith. Meist steht  $S_1$ i winklig zum externen  $S_2$ . In beiden Proben kristallisierte Staurolith während des Granat-Wachstums. Die Foliationen  $S_1$ ,  $S_1$  i und  $S_2$  entstanden bei einer Deformation  $D_1 - D_2$ mit progressivem Charakter. In den Granaten sinkt Mn vom Kern zum Rand hin ab. Ein Trend 1 mit sinkenden Mg- und stark ansteigenden Ca-Gehalten in Granat-Kernen und dann ein Trend 2 mit absinkendem Ca und ansteigendem Mg hin zum Rand läßt sich in Probe Mgl beobachten. Trend 1 korrespondiert mit einer Entwicklung der Plagioklase von 29 % zu 19 % An. Trend 2 geht mit Zonierungen von 13 % bis 27 % An in syn- $S_2$ -Plagioklas einher. Biotit 1 in  $S_1$  und im Granat, wie auch Biotit 2 haben  $X_{Ma}$  zwischen 0.47 und 0.49. In Probe Gri zeigt Granat 1 im Kern ein leichtes Absinken von Ca und Mg und einen stark ansteigenden Mg-Gehalt bei leicht variabler Ca-Komponente in Richtung der Ränder. Granat 2 ist schwach zoniert mit der gleichen Zusammensetzung wie die Ränder von Granat 1. Im Granat eingeschlossener Plagioklas führt 15 % An. Caärmere Plagioklase mit 11–8 % An kommen in Mikrolithons und im Kontakt zum Rand von Granat 2 vor. Syn-S<sub>2</sub>-Plagioklas zeigt Zonierung von 8–14 % zu Ca-reicheren Rändern. Biotit 1 im Kern von Granat 1 hat XMg von 0.36, während Biotit im Granat-Rand XMg 0.38 oder in Granat 2 X<sub>Mg</sub> 0.47 aufweisen. Syn-S<sub>2</sub>-Biotite führen X<sub>Mg</sub> 0.38–0.43. Die systematischen Elementvariationen in Granat, Plagioklas und Glimmern werden auf kontinuierliche Reaktionen zurückgeführt. Mit Kationen-Austausch- und Net-Transfer-Geothermobarometrie an Ca-armen Granat-Kernen, S1-Biotiten und frühen Plagioklasen ergaben sich dann in Probe Mgl 540°C/4.5 kbar für ein syn-S1-Stadium der Metamorphose. Die Kombination von Ca-reichen und Mg-armen Granat-Partien mit eingeschlossenem Oligoklas und Biotit führte zu 450°C/8 kbar eines mittleren Metamorphose-Abschnitts. Für das Wachstum der Granat-Ränder konnten 560°C/6.5 kbar zusammen mit angrenzendem S2-Biotit und dem Ca-reichen Rand eines syn-S2 Plagioklases errechnet werden. Von der Probe Gri waren Bedingungen von 540°C/7 kbar für Mg-arme Granat-Kerne mit eingeschlossenen Plagioklasen und Biotiten zu ermitteln. Für den Mg-reichen Granat-Rand zusammen mit eingeschlossenen, angrenzenden und syn-S<sub>2</sub> gesproßten Biotiten sowie Ca-armen Plagioklasen ergaben sich 650-750°C/12 kbar. Demnach endete die Metamorphose-Aufzeichnung der Granate bei HP-HT-Bedingungen im Kyanit-Stabilitätsfeld. Fibrolithischer syn-S2-Sillimanit sproßte vermutlich bei der anschließenden Dekompression (SCHULZ, 1994). Damit haben die beiden Proben bei ähnlichen Mikrostrukturen und metapelitischen Zusammensetzungen zwei verschiedenartige metamorphe Ereignisse im Verlauf einer foliationsbildenden progressiven Deformation D<sub>1</sub>-D<sub>2</sub> aufgezeichnet. Zwei Interpretationen erscheinen möglich: (1) Gri und Mgl zeigen voneinander unabhängige prograde P-T-Pfade zweier tektonischer Einheiten, die während oder nach D1-D2 zusammengebracht wurden, oder (2) die beiden Proben zeichneten aufeinanderfolgende Abschnitte einer kontinuierlichen syndeformativen Metamorphose auf. Wegen einer fehlenden tektonischen Grenze zwischen Mgl und Gri wird die zweite Interpretation bevorzugt. Weiterhin kann man aus den sich überlappenden X<sub>Mo</sub>/X<sub>Ca</sub>-Entwicklungstrends der Granate ableiten, daß Probe Mgl einen früheren und Probe Gri einen späteren Abschnitt einer einzigen polyphasen Metamorphose im Zuge einer progressiven Deformation D<sub>1</sub>-D<sub>2</sub> wiedergeben. Es läßt sich folgern, daß Granate in Proben verschiedener Lokation und ähnlichen Mikrostrukturen und Einschlüssen nicht notwendigerweise den gleichen Abschnitt einer progressiven Metamorphose repräsentieren müssen, sondern zu unterschiedlichen Zeiten gewachsen sein können. Mit der mineralchemischen Analyse und S<sub>1</sub>–S<sub>1</sub>i–S<sub>2</sub> Mikrostrukturen progressiver Deformation lassen sich so zwar die relativen zeitlichen Verhältnisse des Porphyroblast-Wachstums für eine einzelne Probe aufklären. Die Mikrostrukturen liefern jedoch keine isochronen Zeitmarken für den Vergleich mehrerer Proben. Wenn man die parallelen linear-planaren Strukturen von D<sub>1</sub>-D<sub>2</sub> in den Metapeliten und zwischengelagerten ordovizisch intrudierten Granitoiden zusammen mit den spätvariskischen und variskisch-alpidischen Glimmer-Abkühlungsaltern (VELTMAN & PURTSCHELLER, 1988) berücksichtigt, kommt ein variskisches Alter der foliationsbildenden Deformation D<sub>1</sub>–D<sub>2</sub> und der dazu synchronen Metamorphose in Betracht. Zwar deuten radiochronologische Daten auf prä-variskische Alter der Hochdruck-Metamorphose von Eklogiten und der Hochtemperatur-Metamorphose der Winnebach-Migmatite im zentralen Ötztal hin. In den Metapeliten des Sellraintales wurden ähnliche Metamorphose-Bedingungen aber auch bei einer mehrphasigen variskischen Entwicklung erreicht.

HOINKES, G., THÖNI, M. (1993): Evolution of the Ötztal-Stubai, Scarl-Campo and Ulten basement units.
 In: VON RAUMER, J.F., NEUBAUER, F. (eds.): The pre-Mesozoic Geology in the Alps, 485–494; Heidelberg (Springer).

 SCHULZ, B. (1994): Polyphase Variscan P-T-deformation path from mica schists of the sillimanite zone in the Austroalpine Ötztal-Stubai basement (Eastern Alps). - N. Jb. Mineral. Abh., <u>169</u>, 47–65.
 VELTMAN, C.B., PURTSCHELLER, F. (1988): Rb/Sr ages on biotites from the northem Ötztal-Stubai

crystalline basement, Eastern Alps, Tyrol, Austria. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 15, 145–150.

## ARGUMENTS FOR A BASALTIC PROVENANCE AND A VARISCAN METAMORPHISM OF THE AMPHIBOLITIZED ECLOGITES IN THE AUSTROALPINE BASEMENT OF THE SCHOBERGRUPPE, EASTERN ALPS)

# SCHULZ, B.

Institut für Mineralogie der TU Bergakademie, Brennhausgasse 14, D-09596 Freiberg/Sachsen

Pressure-temperature-time (P-T-t) histories of eclogites in the Austroalpine basement of the Eastern Alps are the subject of recent research. Pre-Variscan, Variscan, as well as Eo-Alpine ages of the high-pressure stages have been advocated for the various occurrences. In the Austroalpine basement to the south of the Tauern Window, orthogneisses with Upper-Ordovician protolith ages are intercalated to metapsammopelites with Variscan (300 Ma) mica cooling ages. An increasing Alpine reworking of the northem basement parts is obvious from Variscan-Alpine »mixing ages« and from Eo-Alpine mica cooling ages (SCHULZ et al., 1993 and references therein). Sm-Nd isochrons from the Schobergruppe eclogites have been interpreted to date an Eo-Alpine high-pressure metamorphism in this basement (LINNER et al., 1996). This contrasts observations which point to a Variscan age of the eclogitic event and a subsequent amphibolite-facies overprinting (SCHULZ, 1993a). In the Prijakt area of the Schobergruppe (Eastern Tyrol), strongly foliated orthogneisses partly exceeding 10 m thickness, paragneisses and mica schists concordantly overlie, underlie and are intercalated with metabasites. Heterogeneous cm- to dm-scale banding is characteristic of the rare eclogites and abundant amphibole-eclogites, symplectitic garnet-amphibolites, garnet-amphibolites, amphibolites and zoisite-amphibolites. Planar and linear structures of the metabasites are parallel to the foliation and the lineation of the orthogneisses (former Upper-Ordovician granitoids), paragneisses and mica schists. These parallel structures were produced by a post-Upper-Ordovician deformation. As the linear fabric of the metabasites is defined by jadeitic clinopyroxene of the eclogitic stage and pargasitic amphiboles of the subsequent amphibolite-facies stage, this metamorphism is syndeformative and must be post-Upper-Ordovician. Geothermobarometry yielded 550-650°C/14-16 kbar for the eclogitic stage. Equivalent HP conditions and an amphibolite-facies overprinting have been obtained from a kyanite-staurolite-gamet mica schist below the metabasites (SCHULZ, 1993a). Gamets coexisted with albitic plagioclases in this sample. The gamet core-rim zonation trends show a marked decreaseincrease-redecrease of Ca at increasing Mg. Similar characteristic variations of Ca and Mg in gamet have been observed in several metapelitic samples from the Austroalpine to the southwest (SCHULZ, 1993b), where exclusively Variscan mica cooling ages have been reported. These ages date the cooling after the amphibolite-facies stage of metamorphism. The similarity of the garnet zonation trends and P-T-path shapes in the Prijakt area with Eo-Alpine reworking, and in the other Austroalpine regions with Variscan cooling ages, provide an argument for a Variscan age of the eclogite and amphibolite-facies metamorphism. In the Schobergruppe, the postdeformative crystallization of muscovite in mica schists at temperatures below 500°C presumably can be related to an Eo-Alpine rejuvenation (SCHULZ, 1993a). Systematic correlations of major, trace and rare earth elements in the tholeiitic metabasites are attributed to fractional crystallization processes only (SCHULZ, 1995). There is no systematic relationship between REE and modes of garnet, modes of epidote group minerals or the sum of these modes. A peculiar but regularly repeated four-stage »saw-tooth" like linear increase and decrease of REE, Hf, Ta, Th, Cs, Tb and Zr with decreasing mg-numbers is observed in Zr-REE coordinates. This may be explained by a discontinuous cyclic magmatic fractionation process. Chondrite normalized patterns are parallel and the degree of REE enrichment (15–50 times chondrite) is strictly correlated with the fractionation trend. A negative Eu anomaly, usually thought to reflect plagioclase fractionation during basaltic magma genesis, is preserved in all patterns. This provides an argument that the rocks crystallized from a basaltic liquid with plagioclase removed and do not represent former cumulates. In the Al<sub>2</sub>O<sub>2</sub>/TiO<sub>2</sub> screen for discriminating cumulates from liquids, all but the most primitive and evolved samples plot in the basalt liquid field. In addition, the TiO<sub>2</sub> contents (> 0.66 %) and the V contents (> 192 ppm) should exclude a gabbroic origin. Small grain sizes of the metabasites do not resemble former cumulates, even when a metamorphic recrystallization is considered. The LIL elements show an enrichment compared to N-MORB pattern. HREE follow the typical flat N-MORB pattern, but the LREE are slightly more enriched as the HREE. Ratios of (Ce/Yb)N are between 1.39 and 3.16, the ratio (La/Ce)N is < 1 for all samples. Both LIL and LRE elements enrichments reflect a »crustal component« during melt formation and the protoliths could be characterized as enriched N-MOR basalts. Metabasites with comparable geochemical characteristics and abundance in the pre-Alpine basement units of the Alps are seen in a context of lithospheric extension, as in continental rift zones. With (Tb/Ta)N from 0.93–3.31 and (Th/Ta)N between 1.38 and 2.50, the Prijakt metabasites show signs of back-arc basin basalts. Therefore the Prijakt amphibolitized eclogites represent a distinct suite among the other metabasites in the Austroalpine basement to the south of the Tauern Window (SCHULZ et al., 1993).

- LINNER, M., RICHTER, W. & THÖNI, M. (1996): Eo-Alpine eclogites in the Austroalpine basement S of the Tauern Window: geochemistry of eclogites and interlayered metasediments. - J. of Conference Abstracts, V.M. Goldschmidt Conference Heidelberg, <u>1</u> (1), 363.
- SCHULZ, B. (1993a): Mineral chemistry, geothermobarometry and pre-Alpine high-pressure metamorphism of eclogitic amphibolites and mica schists from the Schobergruppe, Austroalpine basement, Eastern Alps. - Min. Mag., <u>57</u>, 189–202.
- SCHULZ, B. (1993b): P-T-deformation paths of Variscan metamorphism in the Austroalpine basement: controls on geothermobarometry from microstructures in progressively deformed metapelites. - SMPM., <u>73</u>, 257–274.
- SCHULZ, B. (1995): Geochemistry and preserved REE magmatic fractionation patterns of the Prijakt amphibolitized eclogites of the Schobergruppe, Austroalpine basement (Eastern Alps). SMPM., <u>75</u>, 225–239.
- SCHULZ, B., NOLLAU, G., HEINISCH, H. & GODIZART, G. (1993): Austroalpine basement complex to the south of the Tauern Window. - In: VON RAUMER, J. F. & NEUBAUER, F. (eds): The pre-Mesozoic Geology of the Alps, 493–512. Springer Verlag (Heidelberg).

## STABILE ISOTOPE (8180), STOFFVERSCHIEBUNGEN UND P-T-PFAD BEI ALPI-DISCHER DEFORMATION EINES AMPHIBOLITS DER MESOZOISCHEN UNTEREN SCHIEFERHÜLLE IM TAUERNFENSTER (OSTALPEN)

## SCHULZ, B.\*, SHARP, Z.D.\*\* & PFEIFER, H.R.\*\*

\* Institut für Mineralogie, Brennhausgasse 14, D-09596 Freiberg/Sachsen

\*\* Institut de Minéralogie, UNIL-BFSH 2, CH-1015 Lausanne

Element-Mobilisierung, Stofftransport und Fluid-Durchsatz können bedeutende Veränderungen des Ausgangsgesteins bei der Gesteinsverformung in Scherzonen bewirken. Vergleichende Analysen an Gesteinen einer Scherzone liefern dann die Grundlagen für eine Quantifizierung und Modellierung der Stoffumsätze. In der mesozoischen Kaserer Serie (Untere Kreide) der Unteren Schieferhülle im westlichen Tauernfenster gibt es einen kilometerweit verfolgbaren Amphibolit-Horizont. HÖCK (1969) und FRISCH (1984) deuteten diesen Amphibolit als einen ehemaligen Dolerit-Gang. Linsenförmige Domänen 1 des Amphibolits enthalten ungeregelte oder leicht vorzugsorientierte  $(S_1)$  bis 5 mm große Amphibol-Kristalle in einer feinkörnigeren Matrix. Die mittel- bis feinkörnige foliierte (S<sub>2</sub>) Domäne 2 umgibt die Domäne 1. Eine durch eingeregelte Amphibole gebildete Minerallineation streicht W-E. Die Domäne 3 besteht aus mylonitisch feingebändertem (Smyl) Chloritschiefer, dessen Scherbandfoliation (S<sub>4</sub>) und Streckungslinear eine nach W gerichtete extensionale Bewegung des Hangenden anzeigen. In den Domänen 1 und 2 sind zwei Generationen von Amphibolen jeweils gleichermaßen kontinuierlich chemisch zoniert und weisen Kerne aus Aktinolith, breite Ränder aus Magnesio-Hornblende und Tschermakit sowie äußere Randsäume wieder mit Aktinolit auf. Geothermobarometrie mit Amphibol-Gleichgewichten ergab maximale Bedingungen von 600°C/7 kbar, die von einem vollständigen prograden-retrograden P-T-Pfad von der Grünschieferfazies zur Epidot-Amphibolit-Fazies und wieder zurück zur Grünschieferfazies durchlaufen wurden (SCHULZ et al., 1995). Damit existierten die Gefügedomänen 1 und 2 während der prograden und retrograden Metamorphose gleichzeitig nebeneinander. Allerdings dürfte während der retrograden Entwicklung die Deformation vor allem in der foliierten Domäne 2 abgelaufen sein, da sich hier entlang S2 die feinkörnige Kristallisation von Albit + Chlorit + Epidot + Quarz + Aktinolith findet. Eine Ausbildung der Gefügegedomäne 3 erfolgte dann am Ende der retrograden Entwicklung. Die Verformung verlagerte sich während der retrograden Metamorphose zunehmend auf die foliierten Domänen und führte dort zu immer kleineren Korngrößen von Amphibol, Epidot, Albit, Chlorit und Quarz. Die Sauerstoffisotopen-Daten  $\delta^{18}O_{VSMOW}$  von Einzelmineralen (Laser-Extraktion nach SHARP, 1992) sind an der Lokalität Valser Tal systematisch um 2-3 ‰ höher als an einer südlicher gelegenen Lokation am Brenner-Paß. Falls es sich hier nicht um einen primären Unterschied der Protolithen handelt, könnte dies mit einem Fluid-Fluß hin zu niedrigeren Temperaturen im N erklärt werden. In beiden Lokationen ist zudem bei Amphibol und Quarz jeweils eine Verschiebung um 1 ‰ hin zu schwereren Isotopenverhältnissen von Domäne 1 nach Domäne 2 zu beobachten. Auffällig ist eine besonders starke Anreicherung von <sup>18</sup>0 bei Quarz von Domäne 2 nach Domäne 3. Möglich wäre hier Austausch mit einem zunehmend an <sup>18</sup>O angereicherten Fluid. Eine starke Redukti-

on der Korngröße bei der Verformung und damit eine vergleichsweise Anreicherung durch die verorößerte Austauschfläche wäre auch denkbar. Beim Quarz kann insbesondere Rekristallisation zu solchen Anreicherungen führen (KIRSCHNER et al., 1995). Bei der geochemischen Bilanzierung (GRANT 1986) ergaben sich von Domäne 1 nach Domäne 2 ein geringer Zugewinn von CaO und leichte Verluste von Na<sub>2</sub>O und  $K_2O$ . Von Domäne 1 nach Domäne 3 sind dagegen starke Zugewinne von  $CO_2$ ,  $H_2O$ und K<sub>2</sub>O, leichter Zugewinn von MgO sowie weiterer Verlust von Na<sub>2</sub>O zu vermerken. TiO<sub>2</sub> wird von Domäne 1 nach Domäne 3 ebenfalls abgereichert. Die Elemente Y, Ni, Cr, V zeigen von Domäne 1 über Domäne 2 nach Domäne 3 kontinuierliche Entwicklungstrends, die immer entgegengesetzt zu einem basaltischen magmatischen Fraktionierungstrend (ausgedrückt in Zr-Gehalten) verlaufen. Die Gehalte an Ni und Cr steigen, während Zr, Y und V sinken. Es liegt also keine generelle Anreicherung von Spurenelementen vor, wie sie durch Volumenverlust oder starken Fluid-Durchsatz bei der Verformung zu erwarten wäre. Damit ist keine generelle Equilibrierung des Amphibol-Horizontes mit durchdringenden und vermutlich Ca- und CO<sub>2</sub>-reichen und an <sup>18</sup>O angereichertem Fluids zu beobachten. Vielmehr blieben bei absinkenden Metamorphosetemperaturen die bei noch höheren Temperaturen mit dem Fluid equilibrierten Domänen vom späteren Fluid-Fluß bei niedrigeren Temperaturen verschont. Aus den Element- und Sauerstoffisotopen-Verhältnissen ergeben sich auch keine Hinweise auf einen außergewöhnlich großen Fluid-Durchfluß (> als ca. 105 Mole H<sub>2</sub>O/cm<sup>2</sup>) oder eine »exotische« Zusammensetzung des Fluids. Die chemischen Veränderungen der Gesteine wurden durch eine domänenweise Aufteilung der Verformung räumlich kontrolliert. Womöglich war diese Aufteilung der Verformung bereits durch eine von fraktionierter Kristallisation bedingte primäre Zusammensetzung der magmatischen Eduktgesteine vorgegeben.

- FRISCH, W. (1984): Metamorphic history and geochemistry of a low-grade amphibolite in the Kaserer formation (marginal Bündner Schiefer of the western Tauern Window, the Eastern Alps). -SMPM., <u>64</u>, 193–214.
- GRANT, J.A. (1986): The isocon diagram a simple solution to Gresens' equation for metasomatic alteration. - Economic Geology, <u>81</u>, 1976–1982.
- HÖCK, V. (1969) Zur Geologie des Gebietes zwischen Tuxer Joch und Olperer (Zillertal, Tirol). Jb. Geol. B.-A., <u>112</u>, 163–195.
- KIRSCHNER, D.L., TEYSSIER, C., GREGORY, R.T. & SHARP, Z.D. (1995): Effect of deformation on oxygen isotope exchange in the Heavitree Quartzite, Ruby Gap duplex, central Australia. - J. Structural Geol., <u>17</u>, 1407–1423.
- SCHULZ, B., TRIBOULET C. & AUDREN, C. (1995): Microstructures and mineral chemistry in amphibolites from the western Tauern Window (Eastern Alps), and P-T-deformation paths of the Alpine greenschist-amphibolite facies metamorphism. - Min. Mag., <u>59</u>, 641–659.
- SHARP, Z.D. (1992): In situlaser microprobe techniques for stable isotope analysis. Chemical Geology (Isotope Geoscience Section), <u>101</u>, 3–19.

# ZUR GENESE DES STEIRISCHEN ERZBERGES

## SCHULZ, O. & VAVTAR, F.

Institut für Mineralogie & Petrographie, Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck, Austria

Nach tektonischen, lithostratigraphischen, mineralogisch-petrographischen und gefügekundlichen Untersuchungen aller Größenbereiche von Erz und Nebengestein ergeben sich für die genetische Bewertung der Sideritlagerstätte folgende Merkmale. Die Erzparagenese mit Siderit i.w.S., Ankerit, Fe-Dolomit, Dolomit, Calcit, Quarz und Pyrit, z.T. auch mit Hämatit, Sericit, Chlorit, Semigraphit, ist in ihrem heutigen Gepräge polygenetischen Zustands.

Die Erzkörper sind innerhalb einer bis zu 280 m mächtigen devonischen Kalksteinabfolge in der Liegend- und Hangendscholle überwiegend schichtig angeordnet. Relativ selten sind gang- und schlauchförmige Erzkörper bis zu einigen Zehnermetern transversal zur Schichtung entwickelt. Außerdem gibt es in der gesamten Abfolge auch zahlreiche kleinräumige, schichtdiskordante Zerrkluftmineralisationen.

Die synsedimentäre Anlagerung und Anreicherung von Fe-Karbonaten im kalkigen, z.T. detritisch beeinflußten marinen Ablagerungsmilieu ist durch sedimentäre Relikte wie Parallel- und Schrägschichtung, syndiagenetische Verformungen, polare und geopetale Gefüge nachgewiesen. Selten erhaltene mikritische Körnungen im Erz und Begleitsediment reichen herunter auf 4–8  $\mu$ m.

Sammelkristallisationen und metasomatischer Stofftausch veränderten das Gesteins- und Erzgefüge schon diagenetisch, vorallem aber während der Metamorphosestadien und verursachten Verlagerungen von Grenzkonturen zwischen Erz und Nebengestein. Im Rahmen von vier tektonischen Formungsakten wurden die bereits vorpermisch existenten Erzkörper gemeinsam mit dem Begleitgestein vielfältig von Faltungen und Verwerfungen betroffen. Daher weisen auch beide makrotektonisch und bis in den intragranularen Bereich das Gepräge von typischen Tektonitgefügen auf. Die Umgestaltungen verliefen während der variszischen und alpidischen Orogenesen und Metamorphosen meist wegsamkeitsbevorzugt nach mechanischen, mineralogischen und chemischen Inhomogenitäten. So entstanden Abbildungskristallisate der jeweiligen Vorgängergefüge. Das Komgefüge des weit überwiegenden kristallinen Erzlagenbaues erweist sich großenteils als tektonisch stark beansprucht, zu erkennen an intergranularen Zergleitungen, intragranularen Beschädigungen des Mineralgitters und Regelung des Komgefüges.

Die Erzbreccie über dem permischen Transgressionshorizont ist durch mechanische Umlagerung von Kalk- und Erzbruchstücken entstanden. Die Fe-Karbonate der Matrix, teilweise begleitet von Fe-Chlorit, sind aus Verwitterungslösungen gefällt und chemisch im Sediment angelagert worden. Umkristallisationen und Mobilisationen mit Neukristallisaten kennzeichnen auch diesen klastischen Horizont und bezeugen gemeinsam mit analogen jungen Kristallisaten in devonischen Karbonat- und Erzkörpern den alpidisch-metamorphosierenden Einfluß. Die aus dem Inkohlungsgrad des Phytodetritus in den Unterkarbon-Phylloniten ableitbare Temperatur von 360°C entspricht etwa den schon bisher vertretenen, grünschieferfaziellen Metamorphosebedingungen (Abb. 1).

Die Siderit-Lagerstätte Steirischer Erzberg mit ihren zahlreichen schichtgebundenen Fortsetzungen in der Umgebung kann somit als sedimentäre Fe-Anreicherung in verschiedenen stratigraphischen Niveaus erklärt werden. Die Beteiligung von Fe-Karbonat am lithostratigraphischen Aufbau der Schichtfolge des Steirischen Erzberges beginntbereits im Hangendbereich des oberordovizischen Übergangsporphyroids mit einer Siderit-führenden Quarzitbank als Vorbote der ab dem Unterdevon enthaltenen, bedeutenden Erzkörper der Lagerstätte. Diagenese und mehrere Gebirgsbildungen sowie Metamorphosen haben die Erzkörper in ihrer Lage, in ihrer Form und in ihrem Gefügeaufbau verändert.

Aus der Zusammenschau geologischer, mineralogisch-petrographischer und geochemischer Daten, aber auch im Zusammenhang mit tuffitischen Zwischenschichten in der Devonabfolge läßt sich die Herkunft des Eisens durch intrusiv- und extrusiv-hydrothermale Stoffbewegungen mit Fe-Transport aus dem bedeutenden Fe-Reservoire im regional weit verbreiteten, ordovizischen Porphyroidkomplex vermuten.

Unsere genetische Aussage bestätigt einige der bisher zahlreich vorliegenden Meinungen und Forschungsergebnisse



## Abb. 1:

Reflektogramm der mittleren Vitrinitreflexion (Rr%) von inkohltem Phytodetritus in den Eisenerzer Schichten (Karbon). Während Meta-Anthrazit in situ entstanden ist, handelt es sich beim Semigrafit um allochthonen Detritus.
## PERMIAN GARNETS: INDICATION FOR A REGIONAL PERMIAN META-MORPHISM IN THE SOUTHERN PART OF THE AUSTROALPINE BASEMENT UNITS

#### SCHUSTER, R. & THÖNI, M.

Institute for Geology, University Vienna, Geozentrum Althanstraße 14, 1090 Vienna, Austria

Permian magmatic rocks are common in the southern part of the Austroalpine basement units and along the Periadriatic Lineament. For example pegmatites occur in the Ortler-Campo-Unit (BOCKEMÜHL 1988), in the Wölz Complex (SCHARBERT unpublished data, JÄGER & METZ 1971) and in the Sau-Koralpe Complex, where also gabbros, the protoliths of the Alpine metamorphic eclogites (THÖNI & JAGOUTZ 1992) and the Wolfsberger granite (MORAUF 1980) are present. Now for the first time Permian garnets indicate a contemporary Permian metamorphic event in the polymetamorphic, metapelitic countryrock.

Sample material was collected in the Bretstein valley, close to the northern front of the Wölz Complex. They are gamet-micaschists with polyphase, idiomorphic garnet crystals up to 2 cm, occurring as an about 25 m thick concordant layer in micaschits and paragneisses with single phase Alpine garnets (SCHUSTER 1994). This special rock type was used because the Alpine overprint in this area reached only greenschist facies conditions and it is relatively easy to separate the up to 1cm large idiomorphic garnet cores from the rim.

Garnet separates Gr1 and Gr3 together with epidote inclusions of the core show an isochron age of  $269 \pm 3.5$ Ma. In spite of the used separation technique ruling out a contamination of the core separate by the rim, and the fact that the sampled area experienced only a greenschist facies Alpine overprint, clearly below the closure temperature for the Sm–Nd system in garnet (HENSEN & ZHOU 1995), the measured ages can be interpreted as formation ages of the garnet cores. The age of the garnet rim was determined by analysis of a garnet concentrate, inclusions of epidote of the rim and a matrix powder. The result of  $94 \pm 15$  Ma defines the age of the Alpine overprint.

A pegmatite, also from the Bretstein valley, was analysed to get more information about the time of the magmatic activity in this area. The primary magmatic minerals tourmaline and gamet together with the whole rock gave an age of  $264 \pm 38Ma$ . Individual calculations of the gamet with tourmaline and WR show ages of  $262 \pm 2$  and  $265 \pm 2Ma$  respectively.

Estimation of the P/T conditions during the growth of the Permian garnet are difficult because only inclusions inside the garnet cores can be used. Monomineralic inclusions of margarite-, paragonite- and muscovite-rich micas allow a qualitative estimation of the Permian metamorphic event in the Wölz Complex with low pressure and greenschist facies conditions.

Rocks with similar garnet cores as the ones just discussed are frequent in the vicinity of Unzmarkt, the south-eastern part of the Wölz Complex. There, also lithologies with pseudomorphs after and alusite occur and Permian pegmatites are abundant.

In Permian time crustal thinning can be expected for parts of the Austroalpine basement units (FRANK et al. 1987). In such a tectonic regime the formation of the garnets, andalusite-bearing assemblages and magmatic rocks during high temperature metamorphism is one possible scenario. Considering the distribution of Permian magmatism huge, parts of the southern Austroalpine basement units might have been affected by this event (SCHUSTER & FRANK, in prep.)



Fig. 1: Distribution of Permian ages in the eastern Austroalpine basement units.

Until now for the Sau-Koralpe Complex no clear geochronological data older than 300 Ma are available. The concept for this area after FRANK et al. (1983) postulates a polyphase pre-Alpine (Hercynian) and Alpine history. This concept is based on the study of thin sections and analogies to andalusite bearing units in the Sopron area (frank, pers. comm.). Following DRAGANITS (1996), who favoures a post-Hercynian formation of the andalusite bearing rocks, the eo-Alpine age of the high pressure event (THÖ-NI, M. & JAGOUTZ, E., 1992) and the zonation of the Alpine amphibolite facies regional metamorphism (LICHEM et al., 1996), the concept of WEISSENBACH (1975) who argued for a three-stage contineous Alpine metamorphic history gets very actual.

BOCKEMÜHL, C. (1988): Der Marteller Granit (Südtirol Italien). - Diss. Phil. Naturwiss. Fak. Univ. Basel, 143pp. DRAGANITS, E. (1996): - Kristallingeologische Neubearbeitung des südlichen Ödenburger Gebirges, Burgenland (Österreich). - Diplom. Arb. Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 120 pp.

FRANK, W., Esterlus, M., Frey, I., Jung, G., Krohe, A. & Weber, J. (1983): Argumente für ein neues Entwicklungsmodell des Ostalpins. Jber. 1982 Hochschulschwerpunkt, 4, 249--262.

- FRANK, W. (1987): Evolution of the Austroalpine Elements in Cretaceous. [In] FLÜGEL, H.W. & FAU-PEL P. (Editors): Geodynamics of the Eastern Alps, 379-406.
- HENSON, B.J. & ZHOU, B. (1995): Retention of isotopic memory in garnets partially broken down during an overprint granulite-facies metamorphism: Implications for the Sm-Nd closure temperature. - Geology, 23/3, 225–228.
- JÄGER, E. & METZ, K. (1971): Das Alter der Pegmatite des Raumes Bretstein-Pusterwald (Wölzer Tauern, Steiermark). - SMPM, <u>51</u>, 411–414.
- LICHEM Ch., GREGUREK, D. & HOINKES, G. (1996): Alpidische Metamorphosegradienten im Koralmkristallin. - 6th TSK Symposium Salzburg 1996, 253–254.
- MORAUF, W. (1980): Die permische Differentation und die alpidische Metamorphose des Granitgneises von Wolfsberg, Koralpe, SE-Ostalpen, mit Rb/Sr- und K/Ar-Isotopenbestimmungen. -TMPM, <u>27</u>, 169–185.
- SCHUSTER, R. (1994): Die Alpine Großüberschiebung an der Basis des Bundschuhkristallins (Steiermark/Kärnten/Salzburg). - Diplom. Arb. Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 120pp.
- 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, southeastern Austria). - Geochemica et Cosmochemica Acta, <u>56</u>, 347–368.
- WEISSENBACH, N. (1975): Kristallisation, Deformation und Polymetamorphose im Saualpenkristallin. - Clausthaler Geol. Abh., Sbd. <u>1</u>, 131–142.

# GEOCHEMICAL ASPECTS OF THE COUNTRY ROCKS TO THE PT-BEARING ZONED ULTRAMAFIC COMPLEX OF NIZHNY TAGIL, MIDDLE URALS

SEDLER, I. K.\*, BORG, G.\*, SHMELEV, V.\*\*, VOLCHENCO, J.\*\*, DEGEN, T. J.\*, ANIKINA, E.\*\* & SCHMIDT MUMM, A.\*

- \* Institut für Geologische Wissenschaften, Martin-Luther-Universität Halle, Germany
- \*\* Institute of Geology and Geochemistry. Urals Branch of Russian Academy of Sciences, Ekaterinburg, Russia

The suture zone between the European and Siberian plate is marked by Ordovician to Devonian volcanic-sedimentary rocks which contain ophiolitic and Alaskan-type maficultramafic complexes. The Pt-bearing Alaskan-type ultramafic bodies are situated at the western edge of the suture zone close to the Main Uralian Fault and run parallel to the trend of the ophiolitic complexes. The Alaskan-type Nizhny Tagil Complex (NTC) is situated in the Middle Urals, some 30 km SSW of Nizhny Tagil and consists of a dunite core surrounded by clinopyroxenite. The ultramafic rocks are enclosed in strongly foliated gabbroids with a decreasing intensity of foliation to the east.

Two types of gabbros can be distinguished within the suture zone of the Urals according to their Sr-content. Gabbros with low Sr-content (100–300 ppm) are associated with the ophiolitic ultramafic complexes, whereas high-Sr gabbros (400–1000 ppm) occur related to the Alaskan-type complexes of the Urals (EFIMOV et al., 1984). Both types of gabbroids occur as country rocks to the ultramafic core of the NTC. Low-Sr gabbroids (170–240 ppm) are situated east of the ultramafic rocks and high-Sr gabbroids (440–850 ppm) occur east of the low-Sr gabbroids as well as in smaller occurrences west of the ultramafic rocks.

The low-Sr gabbroids cluster within the MORB and N-type MORB fields of standard discrimination diagrams. The rocks are characterised by flat REE patterns (normalised to C1) with signatures diagnostic for MORBs (Fig. 1a).

The high-Sr gabbroids show a more scattered distribution clustering in the vicinity of the island-arc basalt, calc-alkaline basalt and volcanic-arc tholeiite fields, respectively, in different standard discrimination plots. However, the REE patterns are far more informative and suggest the distinction of two different types of non-MORB gabbroids (Fig. 1b). The first type is characterised by elevated LREE contents (Fig. 1b) closely resembling calc-alkaline island arc basalts. The second type shows less pronounced LREE-enrichment and thus an affinity to island arc tholeiitic basalts (Fig. 1b). However, both types of non-MORB gabbroids display similarly elevated levels of Ba, K, Sr and low abundances of Nb, Zr, Ti, and Y when normalised to N-type MORB (Fig. 1c). The trace element patterns of the Uralian gabbroids correspond closely to the pattern of calcalkaline island arc basalts as given by Sun (1980).

These preliminary geochemical results suggest that at least three different types of macroscopically similar gabbroids can be distinguished in the immediate vicinity of the

ultramafic rocks of the NTC. Affinities to both, MORB and island arc signatures occur in close spatial association. Forthcoming investigations will aim to distinguish whether an undisturbed primary magmatic setting can explain this unusual association. Alternatively it is envisaged that collisional tectonic processes, probably in a transpressional regime, have led to the emplacement of the ultramafic rocks and the surrounding gabbroic units.







- SUN, S.-S. (1980): Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. - Phil Trans R. Soc. Lond., <u>A297</u>, 409–445.
- EFIMOV, A.A., MAYEGOV, V.I., FLEROVA, K.V., YAKOVLEVA, O.M. (1984): Strontium in Ural gabbrohyperbasite complexes. - Geokhimiya, 7, 971–984 (English translation 1985).

#### Pb<sub>3</sub>Sb(OH)<sub>6</sub>(AsO<sub>4</sub>,SO<sub>4</sub>)<sub>2</sub>.3H<sub>2</sub>O, EIN NEUES MINERAL ISOTYP MIT FLEISCHERIT

## SIMA, I.\*, ETTINGER, K.\*, KOPPELHUBER-BITSCHNAU, B.\*\*, TAUCHER, J.\*\*\* & WALTER, F.\*

- \* Institut für Mineralogie-Kristallographie und Petrologie, Karl-Franzens-Universität Graz, Universitätsplatz 2, A-8010 Graz
- \*\* Institut für Physikalische und Theoretische Chemie, Technische Universität Graz, Technikerstraße 4, A-8010 Graz
- \*\*\* Referat für Mineralogie, Landesmuseum Joanneum, Raubergasse 10, A-8010 Graz

Auf den Halden der aufgelassenen Cu-Pb-Zn-Lagerstätte im Bereich des Mallestiger Mittagskogels, Finkenstein bei Villach, Kärnten, Österreich, wurden in den vergangenen Jahren eine Reihe von teils seltenen Mineralparagenesen beschrieben (MEIXNER, 1957, PUTTNER, 1994, 1995, NIEDERMAYR et al., 1995). Eine dieser Paragenesen zeigt neben Anglesit, Brochantit, Langit, Linarit und Schultenit langprismatische, hexagonale Kristalle, die morphologisch dem Quarz ähnlich sind. Als dominierende Tracht tritt die Kombination von hexagonalem Prisma und Dipyramide auf. Die bis zu 2 mm großen Kristalle sind farblos durchsichtig mit Diamantglanz und zeigen keine Spaltbarkeit.

Die Brechungsquotienten wurden aus Messungen am Spindeltisch (Wellenlänge-Temperaturvariationsmethode) ermittelt und ergaben für dieses Mineral optisch einachsig positiv mit n $\epsilon$  = 1.801 und n $\omega$  = 1.760 bei 589 nm und 20°C.

Erste Pulverdiffraktometeraufnahmen dieser Kristalle erbrachten keine Übereinstimmung mit Daten aus dem Mineral Powder Diffraction File. Nur eine Ähnlichkeit mit dem Mineral Fleischerit  $Pb_3Ge(OH)_6(SO_4)_2.3H_2O$ , wie auch die spätere Strukturbestimmung bestätigte, konnte festgestellt werden.

Mikrosondenanalysen lieferten folgende mittlere Elementgewichtsprozente: Pb 53.6, Sb 9.6, As 6.4, S 3.8, O 27.2. Weitere Elemente mit Z größer 6 waren nicht nachweisbar. Eine Wasserbestimmung konnte wegen der bisher geringen Probenmenge nicht durchgeführt werden. Das Infrarot-Spektrum im Bereich von 4000–800 cm<sup>-1</sup> (siehe Abb.1) liefert Banden bei 1118 cm<sup>-1</sup> und 964 cm<sup>-1</sup> für die Sulfatgruppe und Banden bei 800 cm<sup>-1</sup> für die Arsenatgruppe. Das Vorhandensein von OH und Kristallwasser belegen Banden bei 3198 cm<sup>-1</sup> und 1632 cm<sup>-1</sup>.

Auf Basis der Formelberechnung für Fleischerit (Pb + Ge = 4) können folgende Formelkoeffizienten angegeben werden: Pb 3.1, Sb 0.9, As 1.0, S 1.4, O 20. Berücksichtigt man den im Verhältnis zu den übrigen Elementen größeren Fehler in der Bestimmung von Sauerstoff, kann diese Zusammensetzung in der idealisierten Formel  $Pb_3Sb(OH)_6(AsO_4, SO_4)_2 3H_2O$  dargestellt werden.

Einkristallmessungen (Weißenberg und 4-Kreisdiffraktometer) ergaben als Raumgruppe  $P6_322$ . Aus Röntgenpulverdaten wurde die hexagonale Zelle mit a = 8.939(1) Å,

c = 11.102(1) Å, V = 768.3(1) Å<sup>3</sup> berechnet. Die drei stärksten Linien des Pulverdiagrammes liegen bei [d (Å), (hkl), I] : 3.655, (201), 100; 3.481, (112), 80; 2.675, (203), 62. Die berechnete Dichte beträgt 4.90 g/cm<sup>3</sup> auf Basis der idealisierten Formel mit Z = 2. Die entsprechende experimentielle Dichte liegt wegen Materialmangels noch nicht vor.

Vorläufige Ergebnisse der Strukturbestimmung für dieses Mineral bestätigen die Isotypie mit Fleischerit. Das Gerüst der Struktur bilden 2 in Richtung der c-Achse übereinanderliegende Sb(OH)<sub>6</sub>-Koordinationspolyeder, die über Pb<sup>2+</sup> miteinander verbunden sind. Pb besitzt die Koordinationszahl 9 (4 OH, 2 H<sub>2</sub>O und 3 O). S und As weisen eine 4-Koordination mit O auf und teilen sich eine 4-zählige Punktlage. Eine Verfeinerung der Besetzung ergibt ein Verhältnis S:As nahe 1:1, welches auch die chemische Analyse bestätigt. Die bei Fleischerit (OTTO, 1975) angenommene Fehlordnung des 4-koordinierten Schwefels zeigt sich auch in der Strukturverfeinerung für die Punktlage (S, As) des Minerals aus Finkenstein und wird noch näher untersucht.



Abb.1: IR-Spektrum des Minerals von Finkenstein.

- MEIXNER, H. (1957): Die Minerale K\u00e4mtens. Systematische \u00fcbersicht und Fundorte. Carinthia II, <u>21</u>. SH, 1–147.
  OTTO, H. H. (1975): Die Kristallstruktur von Fleischerit, Pb<sub>3</sub>Ge[(OH)<sub>6</sub> /(SO<sub>4</sub>)<sub>2</sub>]3H<sub>2</sub>O, sowie kristallchemische Untersuchungen an isotypen Verbindungen. N. Jb. Min. Abh., <u>123</u>, 160–190.
- PUTTNER, M. (1994): Der Bergbau auf die Tetraedrit-Vorkommen des Mallestiger Mittagskogels (Westkarawanken, Kärnten); seine Bergbaugeschichte und Mineralogie sowie der Neufund von Clarait und Theisit. - Aufschluß, 45, 1–10.
- PUTTNER, M. (1995): Neue Minerale vom Bergbau Neufinkenstein-Grabanz in Kärnten: Adamin, Anglesit, Bayldonit, Chalkophyllit, Fleischerit (?), Parnauit, Schultenit, Serpierit/Devillin, Strashimirit, Tirolit. - Mineralogische Rundschau, <u>2</u>, H.1, 17–22.
- NIEDERMAYR, G., BOJAR, H.-P., BRANDSTÄTTER, F., HAMMER, V. M. F., MOSER, B., POSTL, W. und TAUCHER, J. (1995): Neue Mineralfunde aus Österreich XIVL. Carinthia II, <u>185/105</u>, 145–168.

# DER SCHWAZER AUGENGNEIS: EIN ÖSTLICHER AUSLÄUFER DES ÖTZTAL KRISTALLINS?

#### STEYRER, H. P.\* & FINGER, F.\*\*

- \* Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Salzburg, Hellbrunner Straße 34, A-5020 Salzburg
- \*\* Institut für Mineralogie, Universität Salzburg, Hellbrunner Straße 34, A-5020 Salzburg

Der Schwazer Augengneis (SAG) ist schon aufgrund seiner tektonischen Position zwischen dem unterostalpinen Innsbrucker Quarzphyllit im Liegenden und der oberostalpinen Grauwackenzone im Hangenden seit langem Ziel geowissenschaftlicher Forschungen und Angelpunkt unterschiedlicher tektonischer Konzepte (z. B. TOLL-MANN, 1977; ROTH, 1983). Das Gestein tritt in Form mehrerer, bis zu 1000 m mächtiger, meist elongierter Gesteinskörper über eine Länge von 25 km zwischen Schwaz im W und ca. 15 km südöstlich Wörgl im E auf. Diese Gneislinsen sind im Liegenden durch eine bedeutende alpidische Bewegungsbahn gegen den Innsbrucker Quarzphyllit abgetrennt, eine vergleichbare alpidische tektonische Abgrenzung gegen die Grauwackenzone ist nicht sicher nachweisbar (STEYRER et al., 1996). Die amphibolitfazielle Deformation der Gneise ist bereits variszisch angelegt, wie Rb-Sr Phengitdatierungen klar gezeigt haben (SATIR & MORTEANI, 1978). In alpidischer Zeit wurden die Gesteine grünschieferfaziell überprägt und teilweise sogar in Ultramylonite umgeformt. Trotz der mehrphasigen Deformationsgeschichte blieben aber lokal noch einige geschonte Bereiche erhalten, wo die Orthogneis-Natur des Gesteins - die übrigens lange Zeit umstritten war - schon makroskopisch klar erkennbar ist.

Wie petrografische und geochemische Untersuchungen in solchen schwach deformierten Bereichen zeigen, war das Ausgangsmaterial des Schwazer Augengneises ein mittel- bis grobkörniger, saurer Biotit-Granodiorit (SiO<sub>2</sub>  $\approx$  68–75%) mit Kalifeldspateinsprenglingen bis über 2 cm und auffälligen groben magmatischen Quarzen bis 0.5 cm.

Die nur schwach peralumische Zusammensetzung (A/CNK  $\approx$  1–1.1) weist auf eine Zugehörigkeit zu einer I-Typ Granitsuite hin, ebenso das hohe Ba (durchwegs 500–700 ppm) und das nur moderate Rb (130–160 ppm).

Zwecks Berechnung von Modellaltern haben wir die Th, U, und Pb Gehalte von akzessorischen Monaziten und Thoriten aus dem SAG mittels EMS gemessen (zur Methode siehe MONTEL et al., 1996; FINGER et al., 1996). Zwei Thorite ergaben dabei Modellalter von 323 ± 49 und 353 ± 26 Ma, die offensichtlich der variszischen Regionalmetamorphose entsprechen. Die Monazite des SAG zeigen im BSE Bild zwar meist randliche Umwandlungserscheinungen in Apatit-Allanit-Epidot Koronen, ergaben aber in den Kernbereichen ein mittleres Th-U-Pb Modellalter von 468 ± 38 Ma.

Es wäre somit gut möglich, daß der SAG altersmäßig mit der altpaläozoischen Intrusivmasse des Ötztales zu parallelisieren ist, wie schon SATIR & MORTEANI (1978) vermutet haben. Vom chemischen Standpunkt korreliert der Gneis beispielsweise ganz gut mit einigen höherfraktionierten Varianten der Ötztaler Tonalit-Granodiorit Suite (SCHINDLMAYR et al., 1996), welche allerdings nur zum Teil porphyrischen Charakter aufweisen, wie etwa im Bereich des Gepatsch-Stausees (Schindlmayr, mündl. Mitt.).

- FINGER, F. et al. (1996): Altersdatieren von Monaziten mit der Elektronen-Mikrosonde eine wichtige neue Methode in den Geowissenschaften. - In: AMANN G. et al. (eds.): Erweiterte Kurzfassungen, 6. Symposium TSK Salzburg, 118-122, Facultas Verlag, Wien.
- MONTEL, J. M. et al. (1996): A fast, reliable, inexpensive, in-situ dating technique: Electron microprobe ages on monazite. Chem. Geol. (submitted).

TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich, Bd. 1: Die Zentralalpen. - Deuticke (Wien), 766 S.

- ROTH, R. (1984): Veränderungen im Stoff- und Mineralbestand während mehrphasiger Mylonitisierung der Kellerjoch-Gneise (Tirol). Geol. Rundschau <u>73</u>, 1, 69–89.
- SATIR, M. und MORTEANI, G. (1978): Kaledonische, herzynische und alpidische Ereignisse im Mitelostalpin nördlich der westlichen Hohen Tauern, abgeleitet aus petrographischen und geochronologischen Untersuchungen. - Geol. Rundschau, <u>68</u>, 1, 1–40.
- SCHINDLMAYR, A. et al. (1996): Das Orthogneisgebiet der Alpeiner Gruppe eine Schlüsselstelle zum Verständnis des Plutonismus im Ötztal-Stubai Kristallin. - In: AMANN G. et al. (eds.): Erweiterte Kurzfassungen, 6. Symposium TSK Salzburg, 370–373, Facultas Verlag, Wien.
- STEYRER, H. P. et al. (1996): Zur Struktur und Kinematik des Ostalpins nordwestlich des Tauernfensters: das Profil vom Innsbrucker Quarzphyllit zur Grauwackenzone. - In: AMANN G. et al. (eds.): Erweiterte Kurzfassungen, 6. Symposium TSK Salzburg, 407–408, Facultas Verlag, Wien

#### DER P-T-PFAD DER MILLSTÄTTER SERIE UND EIN VERGLEICH MIT DEM SÜD-LICHE ÖTZTAL-STUBAI-KRISTALLIN

#### TEIML, X. & HOINKES, G.

Institut für Mineralogie-Kristallographie und Petrologie, Universitätsplatz 2, A-8010 Graz.

Das ostalpine Altkristallin der Millstätter Serie (MS) östlich des Tauernfensters zeigt im Gegensatz zum auflagernden Wölzer Kristallin (Radentheiner Serie) einen polymetamorphen Charakter (SCHIMANA 1986, STRAUSS 1990). Die kaledonisch und variszisch überprägte Einheit wurden alpidisch von einer Hochdruckmetamorphose erfaßt, die im Süden bis zur Eklogit-Fazies reichte. Die Hauptmasse der Gesteine wird von Paragneisen und monotonen Zweiglimmerschiefern gebildet. In den Glimmerschiefern wird Granat durch die SGAM-Reaktion Granat + Muskovit = Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub> + Biotit + Quarz verdrängt, die daraus resultierenden Bedingungen sind 4.3-6.5 kbar und 550°-650°C. Allgemein ergaben die Berechnungen des alpidischen Metamorphosepfades in den Paragneisen 6 kbar bei 570°-620°C nach der TWEEQU-Methode. Einige Paragneise zeigen aber reliktisch ein höheres Metamorphoseereignis mit  $\approx$  8 kbar und Temperaturen von 640°-680°C. Die Drucke wurden mit dem Grt+Ms+Pl+Qtz-. Grt+Bt+Ms+Pl- und GASP-Barometer sowie mit der TWEEQU-Methode berechnet, die Temperaturen mit Kationenaustauschthermometern der Phasen Granat, Biotit und Staurolith, sowie mit dem Muskovit-Paragonit Solvusthermometer abgeleitet. Im Norden der MS treten reliktisch Paragonit-führende Amphiboliten auf. Aus Ca-Amphibol und Muskovit/Paragonit bilden sich Plagioklas-, Biotit-, Margaritund Chlorit-führende Symplektite, die als Druckentlastungsreaktionen interpretiert werden können. Berechnete P-T-Bedingungen für den T-Höhepunkt liegen zwischen 550°-570°C (Grt-Bt Thermometer) und 6-9 kbar (GRIPS-, GRAIL-, GASP-Barometer). Eklogite sind im Süden des Arbeitsgebietes, am Wollanigberg aufgeschlossen, die Hauptphasen des gebänderten Gesteins bilden zonierte Omphacite mit Jadeitkomoponenten bis zu 40 Mol%, Amphibol und Granat, sowie Symplektitbildungen die einen Zerfall von Omphacit (Jd<sub>40</sub>) zu Klinopyroxen (Jd<sub>20</sub>) und Albit darstellen. Weiters konnte die Reaktion Phengit zu Biotit und Albit als Zeichen der Druckentlastung beobachtet werden. In den Eklogiten konnten mit 12-14 kbar aus dem Ab-Jd-Qtz-Barometer bei 600°-630°C aus dem Grt-Cpx Thermometer, die höchsten Metamorphosebedingungen berechnet werden, die aufgrund des Fehlens von Plagioklas lediglich Mindestdrucke darstellen. Aus den zonierten Omphaciten kann eine Druckentlastung während des Eklogit-Stadiums zwischen 9-12 kbar und 560-600°C abgeleitet werden, das amphibolitfazielle Stadium ist schließlich in den Symplektiten der Eklogit-Amphibolite mit 6 kbar und 580°C rekonstruierbar (Ab-Jd-Qtz Barometer, Grt-Cpx Thermometer). Die MS wird im Drautal von mächtigen Marmorzügen beherrscht, die neben Calcit und Dolomit, Diopsid, Amphibol, Almandin/Grossular -reichem Granat, Alkalifeldspat, Phlogopit und Quarz führen. Diopsid stellt vermutlich ein variszisches Relikt dar und zerfällt während der alpidischen Metamorphose in Tremolit. Randliche Talkbildung am Tremolit können als alpidische Druckentlastungsphänomene gedeutet werden. Temperaturbestimmungen mit dem Cc-Dol Thermometer aus den Metakarbonaten der MS liegen zwischen 590°-630°C.

Die Ergebnisse aus der MS können direkt mit dem südlichen Ötztal-Stubai-Kristallin (ÖSK) und der Laaser Serie (LS) westlich des Tauernfensters verglichen werden: In den Eklogiten des südlichen ÖSK wurden Temperaturen von 500°–550°C und Mindestdrucken von 11–12 kbar abgeleitet, die Maximaltemperaturen für das posteklogitische Stadium liegen zwischen 600°–650°C (HOINKES et al. 1991). Die nördlich von den Eklogiten im Schneeberger Zug (SZ) auftretenden Paragonit-Amphibolite wurden bei Drucken von 8–10 kbar und Temperaturen von 550°–600C°C gebildet (KON-ZETT & HOINKES 1996). Die LS mit mächtigen Marmoren und Pegmatiten sowie der monometamorphe SZ sind sowohl lithologisch als auch in der metamorphen Überprägung mit der MS und der Radentheriner Serie zu korrelieren. Die wesentlichen Parallelen sind:

- a) Zunahme des Metamorphosegradienten von Norden nach Süden über die Epidot-Amphibolit Fazies (Paragonit-Amphibolite) bis zur Eklogit-Fazies, bei signifikant ähnlichen pT-Bedingungen.
- b) Auflagerung von einphasig alpidisch metamorphen Serien und Verfaltung mit polymetamorphem Altkristallin.

Diese Ähnlichkeiten sprechen für eine gemeinsame paläogeographische Herkunft und tektonische Trennung dieser Serien während der alpidischen Orogenese.

HOINKES, G., KOSTNER, A., THÖNI, M. (1991): Petrologic Constraints for Eoalpine Metamorphism in the Austroalpine Ötztal Basement. - Mineralogy and Petrology, <u>43</u>, 237–254.

KONZETT, J. (1990): - [Diplomarbeit], Leopold-Franzens Universität Innsbruck.

KONZETT, J., HOINKES G. (1996): Paragonite-hornblende assemblages and their petrological significance: an example from the Austroalpine Schneeberg Complex, Southern Tyrol, Italy. - Journal of metamorphic Geology <u>14</u>, 85–101.

SCHIMANA, R. (1986): Neue Ergebnisse zur Entwicklungsgeschichte des Kristallins um Radenthein (Kärnten, Österreich). Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.Österr.; 33: 221-232.

STRAUSS, H. (1990): Kristallisations-und Deformationsgeschichte des Altkristallins nordwestlich von Villach. - [Dissertation], Karl-Franzens Universität Graz.

#### CORUNDUM MATERIALS COR-1 TO COR-6: SIX NEW CANDIDATES FOR CHEMICAL CHARACTERIZATION AS »INDUSTRIAL-MINERALOGICAL« STANDARD REFERENCE MATERIALS

#### **TESSADRI, R.**

Institut für Mineralogie & Petrographie, Universität Innsbruck

»Aluminum oxide is by farthe most important single substance in the abrasive industry and is probably destined to hold that position through the forseeable future« (L. COES Jr).

Chemical analysis of corundum materials as an ongoing routinetool for product quality assurance and product quality enhancement in abrasive industry is still lacking of standard reference materials.

In cooperation with one of the world-wide biggest corundum producers (Treibacher Schleifmittel/Austria) and Europe's biggest abrasive product manufacturer (Tyrolit-Schleifmittelwerke/Austria) five synthetic corundum powders have been produced (COR-1 to COR-5) at the Institute of Mineralogy & Petrography/University of Innsbruck; additionally a sixth sample (COR-6) was manufactured, that is natural corundum material (a mixture of saphire and ruby).

All materials have been ground to give a fraction < 44 um; a total of 50 kg for each batch was produced; the material is bottled in 100 g-units in a six-pack (a detailed description of the production scheme, homogeneity testing etc. will be given in an international announcement 1997).

Table 1 presents preliminary data (except the natural material) for some major, minor and trace components. This raw dataset was achieved by using a combination of ICP-AES (LiBO<sub>2</sub>-flux-technique), WDXRFA (SemiQuant-Method) and EDXRFA (Fundamental Parameter Method) using powder pellets (Note: special care has to be taken when pressing powder pellets for XRF-analysis, since corundum is a strong abrasive material the pressing tool is easily attacked; the powder pellets are easily contaminated with the metals of the pressing tool! ).

Besides the chemical characterization of the samples it is also intended to characterize the materials for physical-mineralogical-crystallographical properties (grain size distribution, mineralogical minor/trace components, d-values, specific surface etc. etc.)

Concerning the chemical characterization especially the elements listed in the table are of interest, but also C, S, P, K, REE etc. are important elements;

Everyone who is interested to take part in an ongoing international collaborative work on these rather unusual (and possibly for chemical analysts challenging) reference materials will be provided with the six-pack of corundum materials free of charge, but with the condition to produce chemical and/or physical data of these materials.

	COR-1	COR-2	COR-3	COR-4	COR-5	COR-6
:	synthetic	synthetic	synthetic	synthetic	synthetic	natural
C	orundum	corundum	corundum	corundum	corundum	corundum
"F	recious-	"precious-	"precious-	"semi-	"normal"	"ruby/
	white"	pink"	pink spec."	precious"		saphire"
AlaOa	-	-	-	-	-	-
CaO	209	184	168	319	347	-
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	74	2270	1260	148	177	-
Cu	14	12	3	5	1	-
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	287	482	616	1480	1720	-
MgO	<sup>-</sup> 49	20	33	749	2100	-
MnO	12	9	17	143	150	-
Na <sub>2</sub> O	3410	1540	1200	372	175	-
Nb	3	4	2	3	3	-
NiO	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	-
Sc	1	1	1	35	32	-
SiO <sub>2</sub>	175	77	105	2920	4370	-
Sr	10	5	6	20	36	-
TiO <sub>2</sub>	22	< 5	2290	16200	25000	-
$V_2O_5$	10	3	18	33	48	-
$Y_2O_3$	36	3	1	67	65	-
Zn	19	12	14	4	3	-
ZrO <sub>2</sub>	1	1	1	1100	1100	-

The preliminary dead-line for submitting data for a first international report will be June/July 1998.

Table 1:

Preliminary data (except the natural material) for some major, minor and trace components.

#### VIVIANITE FROM THE ICEMAN OF THE HAUSLABJOCH (TYROL, AUSTRIA): PRELIMINARY RESULTS

## TESSADRI, R.\*, REUS, U.\*\*, BAUMGARTEN, B.\*\*\*, MAIR, V.\*, STINGL, V.\*\*\*\*, PLATZER, W.\*\*\*\*\* & MIRWALD, P. W. \*

- \* Institut für Mineralogie & Petrographie, Universität Innsbruck
- \*\* Institut für Physik, GKSS Forschungszentrum Geesthacht, Germany
- \*\*\* Naturmuseum für Naturkunde, Bozen
- \*\*\*\* Institut für Geologie & Paläontologie, Universität Innsbruck
- \*\*\*\*\* Institut für Anatomie, Universität Innsbruck

»The discovery in September 1991 of a Late Neolithic man in a glacial field between Austria and Italy offered uniquely preserved archaelogical samples (SEIDLER, 1992). Commonly known as the Iceman (or Ötzi, having been found in the Tyrolean Ötztaler Alps), the body is the oldest to be retrieved from an alpine glacier and is one of the best preserved mummified humans ever discovered« (EDWARDS et al., 1996).

An interesting mineralogical detail of the Iceman is the growth of the mineral Vivianite  $Fe_3(PO_4)_2$ .  $8H_2O$  on the skin in contact with the surrounding weathered rocks (Fig. 1).

Vivianite is not uncommon in connection with mummies from bogs (anaerobic, nonoxidizing conditions); in the case of the Iceman this seems to be the first report of vivianite from mummified humans in glacier enviroment. The formation conditions of vivianite at this low temperatures is an additionally interesting feature of this finding.

Although there are only very small quantities available (about 5 to 10 mg in strong intergrowth with the underlaying skin) some mineralogical-geochemical data could be extracted:

Powder X-ray diffraction shows clearly the strongestest reflection of vivianite at 6.78 Å. An ongoing TXRF-study on the sample (trace element analyis of 0.18 mg material !) gives a nearly stöchiometric composition (12.8% P, 27.4% Fe) and 159 ppm Ti, 176 ppm Cr, 299 ppm Mn, 87 ppm Zn and 19 ppm Sr and additionally a series of elements below detection limits; compared with other vivianites (Waldsassen/Germany, Hagendorf/Germany, Luax Mine/Colorado) Mn and Zn-contents of the samples are very low.

Fig.1: Vivianite on skin of the Hauslabjoch-mummyTyrol (»Ötzi«); length: about 5 mm (picture from Baumgarten, B., Naturmuseum Bozen; see next page).

EDWARDS, H.G.M., WILLIAMS, A. C. & BARRY, B. W.: Humanskin: a Fourier transform Raman spectroscopic study of the Iceman (1996): - Spectrscopy Europe, <u>8/1</u>, 10–18

SEIDLER, H., BERNHARD, M., TESCHLER-NICOLA, M., PLATZER, W., ZUR NEDDEN, D. OBERHAUSER, A. & SJØVOLD, T.(1992): - Science, <u>258</u>.



#### COMPUTERSIMULATION STUDIES OF ZEOLITES AND ALUMINOPHOSPHATES

#### **TSCHAUFESER, P. & PARKER, S.C.**

School of Chemistry, University of Bath, BATH BA2 7AY, UK

Lattice dynamic calculations were performed at elevated temperatures to evaluate the relative stability, crystal structure and thermodynamic properties of zeolites and aluminophosphates.

The approach is based on the Born model of solids in which the forces acting between the atoms are described by interatomic potentials. There have been two major developments in the modelling of these materials. One is the derivation of a reliable potential model for silica and the second is the inclusion of entropic effects in the calculation of free energies. The calculation of free energies enables us to predict crystal structures and hence thermodynamic properties at elevated temperatures unlike earlier simulations where only properties at zero Kelvin could be evaluated.

The atomistic simulation methods were used to calculate the relative stability of zeolites with an aim of understanding the factors which govern framework stability. They have been also used to calculate thermodynamic properties like heat capacity and thermal expansion. Especially the calculation of the thermal expansion behaviour has led to an interesting prediction in advance of experiments. Many zeolites and aluminophosphates show a negative coefficient of expansion, which means a contraction of their cell volumes on heating. All results show good agreement with available experimental data, showing the viability of using atomistic simulation to probe the structure and relative stability of zeolites and aluminophosphates.

#### WASSERTRANSPORT IN SUBDUKTIONSZONEN: DIE STABILITÄT VON SERPENTIN UND DICHTEN MAGNESIOHYDROSILIKATEN IN HARZBURGIT BIS 400 KM (15GPA)

#### ULMER, P. & TROMMSDORFF, V.

Institute für Mineralogie und Petrographie, ETH-Zentrum, CH-8092 Zürich, Schweiz

Die Hochdruckstabilität von Serpentinmineralien (Antigorit ist das Hochtemperatur-Polymorph der Serpentine) ist fundamental für das Verständnis von Speicherung, Transport und Rezyklierung von H<sub>2</sub>O während der Subduktion ozeanischer Lithosphäre. Antigorit enthält etwa 13 Gew.% H<sub>2</sub>O (28 mol%) und bildet häufig 90% des Mineralbestandes von hydratisierten abyssalen Peridotiten (Harzburgiten). Das Auftreten von Antigorit-Serpentiniten in ultramafischen Komplexen die unter Eklogitfazies metamorphisiert wurden (z. Bsp. Saas-Zermatt-Zone; Erro-Tobbio, Ligurien, Italien, (Scambelluri et al.,1995)) demonstriert, dass Antigorit bis über 600°C bei 25 kbar stabil sein kann.

Hochdruckexperimente zur Stabilität von Serpentin wurden mit verschiedenen Ausgangsmaterialien durchgeführt: KITAHARA et. al. (1966), sowie YAMAMOTO & AKIMOTO (1977) verwendeten synthetische Ausgangsmaterialien im System MgO -SiO<sub>2</sub> - H<sub>2</sub>O. EVANS et al. (1976) und WUNDER & SCHREYER (1994) verwendeten natürlichen Antigorit. Die Experimente mit synthetischem (MSH) Ausgangsmaterial ergaben eine sehr begrenzte Serpentinstabilität ( $\leq$  550°C bei 10–50 kbar). Bei hohen Drücken (> 30 kbar) resultierten jedoch sehr große Stabilitätsfelder für die »dense hydro-magnesian-silicate (DHMS)« Phasen A und D, sowie für die 10Å-Phase.

Die reversierten Experimente von EVANS et al. (1976) und WUNDER & SCHREYER (1994), die beide nahezu identischen natürlichen Antigorit (xMg = 0.98, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 1.28) aus dem Oberhalbstein (Schweiz) verwendeten, ergaben eine deutlich höhere Temperaturstabilität von Antigorit im Bereich bis 40 kbar ( $\geq 600^{\circ}$ C), jedoch eine rapide Abnahme der Stabilität oberhalb 40 kbar und die Produktparagenese Klinoenstatit + Brucit bei 50 kbar und 450°C.

In unserer Studie wurde natürlicher, gut charakterisierter Antigorit (keine Variation in der Periodizität, m = 17, MELLINI et. al. 1987, Zusammensetzung xMg = 0.96,  $Fe^{3+}/Fe^{tot} = 0.15$ ,  $Al_2O_3 = 1.30$ ) aus dem Malenco Ultramafitit als Ausgangsmaterial verwendet. Das separierte Probenmaterial besteht aus 90% Antigorit und 10% Bruzit. Das Ausgangsmaterial wurde aus 90% des Separates und 10% Hochtemperatur-Produktes (Forsterit - Enstatit) hergestellt. Diese Ausgangszusammensetzung garantiert die H<sub>2</sub>O-Sättigung während des Experiments, da Bruzit bei niedrigen Temperaturen mit Antigorit zu Forsterit reagiert.

Experimente bis 35 kbar wurden mit nicht endgeladenen (bis 22 kbar) und endgeladenen Stempel-Zylinder Pressen mit NaCl-Druckmedium durchgeführt. Experimente bei mehr als 35 kbar wurden mit einer Walker-Typ Multi-Anvil Apparatur durchgeführt. Die Dauer der Experimente variierte zwischen 12 Stunden bei hohen Drücken und 200 Stunden bei 15 kbar. Die Proben wurden mittels Pulverröntgendiffraktometrie und mit der Elektronenmikrosonde untersucht. Bruzit, der im Ausgangsmaterial vorhanden ist, wurde in den Produkten nie beobachtet, im Gegensatz zu Forsterit, der in den Produkten immer in größeren Mengen auftrat. Dies belegt, daß die Reaktion Antigorit + Brucit = Forsterit +  $H_2O$ immer komplett abgelaufen ist.

In dieser Studie resultiert, daß Antigorit bei 60 kbar bis über 600°C stabil ist und erst bei Drücken von mehr als 70 kbar durch die Paragenese DHMS-Phase A und Enstatit ersetzt wird. Zwischen 55 und 65 kbar tritt die Paragenese Forsterit + 10Å-Phase + H<sub>2</sub>O als breakdown-Paragenese des Antigorites auf. Unterhalb 20 kbar beobachtet man die breakdown-Reaktion Antigorit = Forsterit + Talk + H<sub>2</sub>O; bei höheren Drücken wird die Stabilität von Antigorit durch die Reaktion Antigorit = Forsterit + Enstatit + H<sub>2</sub>O begrenzt.

Die erhebliche Differenz in der Hochdruckstabilität von Antigorit zwischen den verschiedenen experimentellen Untersuchungen könnte durch folgende Faktoren bedingt sein: a) der strukturelle Zustand des Antigoritausgangsmaterials b) der H<sub>2</sub>O-Gehalt, die SiO<sub>2</sub> Löslichkeit und c) die H<sub>2</sub>O Aktivität welche eine Reduktion der Stabilität von Antigorit bewirken können.

Bei Drücken von mehr als 70 kbar und Temperaturen von 600°–800°C wird die Paragenese Phase A und Enstatit beobachtet. Erste Ergebnisse bei Drücken von 100–130 kbar zeigen, daß die Paragenese Phase A und Enstatit bis 130 kbar stabil bleibt. Bei über 130 kbar wandelt sich Forsterit in Wadsleyit ( $\beta$ -Mg<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub>) um, der große Mengen H<sub>2</sub>O (bis 5 Gew.%, (KOHLSTETT et al.,1996)) in seine Struktur einbauen kann. H<sub>2</sub>O kann also in Subduktionszonen mit niedrigen thermischen Gradienten durch Serpentin und seine Hochdruck-Breakdown-Produkte problemlos in die Mantelübergangszone (400–670 km) transportiert und dort gespeichert werden.

- EVANS, B.E., JOHANNES, W., OTERDOOM H. & TROMMSDORFF, V. (1976): Stability of chrysotile and antigorite in the serpentine multisystem. - Schweiz. Mineral. Petr. Mitt., <u>56</u>, 79–93.
- KITAHARA, S., TAKENOUCHI,S. & KENNEDY, G.C. (1966): Phase relations in the system MgO-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O at high temperatures and pressures. - Am. J. Sci., <u>264</u>, 223–233.
- MELLINI, M., TROMMSDORFF, V. & COMPAGNONI, R. (1987): Antigorite polysomatism: behaviour during progressive metamorphism. - Contrib. Mineral. Petrol., <u>97</u>, 147–155.
- SCAMBELLURI, M., MÜNTENER, O., HERMANN, J., PICCARDO, G. B. & TROMMSDORFF, V. (1995): Subduction of water into the mantle: History of an Alpine peridotite. - Geology, <u>23</u>, 459–462.
- WUNDER, B. & SCHREYER, W. (1994): Antigorit: PT-Stabilität und eine einfache Methode der Synthese. - Ber. Deutsch. Min. Ges. Beih. Eur. J. Mineral., <u>6</u>, 316.
- YAMAMOTO, K. & AKIMOTO, S.-I. (1977): The system MgO-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O at high pressures and temperatures – stability field for hydroxyl-chondrodite, hydroxyl-clinohumite and 10 A-phase. - Am. J. Sci., <u>277</u>, 288–312.

#### THE EVOLUTION OF THE PRE-MESOZOIC CRUST WITHIN THE ALPS: EXAMPLES FROM THE BERNINA MASSIF, THE TAUERN WINDOW, AND THE AUSTROALPINE BASEMENT OF STYRIA

#### VON QUADT, A\* & FINGER, F.\*\*

- \* Institut für Isotopengeologie und Mineralische Rohstoffe, ETH-Zürich, Sonneggstr.5, CH-8092 Zürich
- \*\* Institut für Mineralogie, Universität Salzburg, Hellbrunnerstr. 34, A-6020, Salzburg,

High-precise chronological methods, such as U–Pb dating of zircon and monazite, have been applied to detect pre-Mesozoic processes within the Alpine Orogen. The role of recycled crustal material was constrained by Pb-Sr-Nd isotope investigations.

The nature of the Variscan orogenic phase in the Alps has been discussed for many years, with several questions in mind: Does it represent a continous phase of compression, subduction, orogenic collapse and extension, or several short lived events? Where there early Variscan high-pressure events as in the extra-Alpine Variscides ? The existing data set of isotopic ages has produced no definite answers. We know still little about the position and timing of the intra-Alpine Variscides.

U–Pb zircon ages of about 340 Ma may reflect the starting point for the Variscan evolution. The end of the Variscan orogenic cycle may be represented by rhyolitic flows in upper Carboniferous time (285 Ma; von QUADT et al., 1994). More than 100 Sm–Nd isotope data are meanwhile available for the pre-Alpine basement rocks in the studied areas. No Archean crust material was as yet detectable, neither within the Variscan granitoids nor within their older roof rocks. T-DM Nd model ages are typically mid- to late Proterozoic.

In the Variscan granitoids we observe the trend that the  $\epsilon$ -Nd values increase with time, i.e. there are generally higher  $\epsilon$ -Nd values in the late-Carboniferous than in the early Carboniferous intrusions. A common interpretation for that would be to assume that a juvenile mantle component became increasingly involved in granite genesis (FINGER et al.1993). However, metagabbros associated with the granitoids show no depleted mantle signatures. They are either strongly contaminated with crustal material, or the mantle source for these rocks was already enriched. The latter interpretation appears more likely, because all  $\epsilon$ -Nd-T values for these mafic rocks cluster around zero, thus giving no evidence for a mixture of two isotopically distinct components.

Some granitoids displayed significantly higher  $\varepsilon$ -Nd-T values than these gabbros, around + 2. An interpretation of the Variscan plutonism in the Alps in terms of a simple AFC or mantle melt – crustal melt mixing model appears thus quite complicated. An alternative explanation for the negative t- $\varepsilon$ Nd trend in the intra-Alpine Variscan granitoids could be that increasingly primitive lower crustal sources such as meta-andesites and meta-basalts became subjected to partial melting in the late Carboniferous, maybe in response to late Variscan lower crustal heating through magmatic underplating.

- VON QUADT, A., GRÜNENFELDER, M. AND BÜCHI, H. J. (1993): U-Pb zircon ages from igneous rocks of the Bernina nappe system (Grison, Switzerland): SMPM. 74, 373–382.
- FINGER, F., FRASL, G., HAUNSCHMID, B., LETTNER, H., VON QUADT, A., SCHERMAIER, A., SCHINDLMAYR, A. O. & STEYRER, H. P. (1993): The Zentralgneise of the Hohe Tauern Window (Eastern Alps) insight into an intra-Alpine Variscan betholiths. In: Pre-Mesozoic Geology in the Alps, Eds: VON RAUMER, j. and NEUBAUER, F., Springer Verlag, p. 375–392.

## CRYSTAL CHEMISTRY OF TITANIAN-CLINOHUMITE: A REPOSITORY FOR HFSE IN ANTIGORITE SERPENTINITES

#### WEISS, M. & MÜNTENER, O.

Department of Earth Sciences, ETH Zentrum, CH-8092 Zürich Switzerland

The crystal chemistry of titanian clinohumite (ticl) is of considerable interest as it is a stable phase in ultramafic rocks from low pressure (TROMMSDORFF & EVANS, 1980) to (ultra)-high pressure (SCAMBELLURI et al. 1995; OKAI, 1994) conditions. In the Alps, titanian clinohumite has been known as a vein and/or accessory rockforming mineral in serpentinites from greenschist to eclogite and garnet peridotite facies conditions (Malenco, Saas-Zermatt, Erro-Tobbio, Cima Lunga). In the Malenco serpentinite ticl-bearing veins occur in several metamorphic generations concordant and discordant to the main Alpine schistosity. They consist of variable amounts of ticl, diopside, olivine, magnetite, chlorite, antigorite and calcite. Minor phases are perovskite, ilmenite and apatite. In almost undeformed parts of the Malenco ultramafic rocks northeast of Mte Braccia field relations show that ticl growth essentially occurs at or near the contacts between clinopyroxenite and dunite. The clinopyroxenite still contains relics of AI- and Ti- rich cpx, ilmenite and sometimes apatite. Along cracks and small veins an alpine paragenesis of olivine, ticl, diopside, antigorite and chlorite developed. Rarely, also ti-chondrodite has been found. With increasing deformation the clinopyroxenites are boudinaged and often discordant to the main foliation The magmatic assemblage of the clinopyroxenite has been replaced by diopside, olivine, antigorite, chlorite and ticl, giving rise to an apparent development of discordant ticl bearing veins. In this study, such discordant veins have been analysed.

Major element abundances and some trace elements (Ni, Cr, Co, Sc, V) were analyzed by XRF. REE and other trace elements were analyzed by inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS). Bulk rock analyses of ticl-bearing veins are extremely variable in major and trace elements and highly depend on modal amounts of the phases present. In many veins the modal amount of apatite can be as high as 5 percent. In these veins the P, Y, LREE and MREE are domina-ted by apatite. REE show a flat pattern with a slight depletion in the LREE. Apatite- and diopside- free veins show low REE contents with an increase in the HREE.

The composition of ticl is rather homogeneous in terms of major element composition (i.e.  $X_{Mg} = 0.87-0.90$ ,  $X_{Ti} = 0.456$ ,  $X_{OH} = 1$ ). Carefully handpicked ticl mineral separates from several veins from Val Malenco (purity > 99%) have been analysed by ICP-MS and in situ PIXE. The chondrite normalized REE abundance of ticl is relatively uniform. Ticl has low REE content (0.1 < REE/chondrite < 1) and they show a flat REE pattern with a strong increase in the HREE from Dy to Lu (Dy/Yb)<sub>n</sub>: 0.01-0.24). Furthermore both weak positive and negative Eu anomalies occur. In a normalized trace element abundance diagram ticl shows positive Zr, Hf and Nb, Ta anomalies. Nb, Ta abundance is unrelated to Zr, Hf and may vary almost two orders of magnitude (from less than 0.5 ppm to more than 25 ppm for Nb). In addition ticl is characterized by a distinct fractionation of U compared to Th (U/Th)n: 5–12.

These results indicate that ticl can be an important host not only for Ti, but also for other HFSE as Nb, Ta, Zr and Hf as well as for HREE. However field evidence, the highly variable HFSE content and the relatively homogeneous REE distribution strongly indicates that the chemical composition of Ticl (and ticl bearing veins) is most probably controlled by the host rock.

OKAI, A.I. (1994): Sapphirine and Ti-clinohumite in ultra-high-pressure garnet pyroxenite and eclogite from Dabie Shan, China. Contrib. - Mineral. Petrol. <u>116</u>, 145–155.

SCAMBELLURI, M., MÜNTENER, O., HERMANN, J., PICCARDO, G.B., TROMMSDORFF, V. (1995): Subduction of water into the mantle, history of an Alpine peridotite. - Geology 23, 459–462.

TROMMSDORFF, V. & EVANS, B.W. (1980): Titanian Hydroxyl-Clinohumite: Formation and breakdown in antigorite rocks (Malenco, Italy). - Contrib. Mineral. Petrol. <u>72</u>, 229–242.

# IR-SPEKTROSKOPISCHE CHARAKTERISIERUNG DES KRISTALLWASSERS IN SYNTHETISCHEN VERBINDUNGEN DER KIESERITGRUPPE, Me<sup>2+</sup>XO<sub>4</sub>·H<sub>2</sub>O (Me<sup>2+</sup> = Mn, Fe, Co, Ni, Zn; X = S, Se), MIT EINEM VERGLEICH VON EINKRISTALL-UND PULVERSPEKTREN

#### WILDNER, M. & BERAN, A.

Institut für Mineralogie und Kristallographie der Universität Wien, Geozentrum, Althanstraße 14, A-1090 Wien.

Im Zuge der Untersuchung von d-d Elektronenübergängen des Co<sup>2+</sup>-Ions in CoSO<sub>4</sub>·H<sub>2</sub>O und CoSeO<sub>4</sub>·H<sub>2</sub>O (Kieserittyp) mittels UV-VIS-NIR-Mikroskop-spektros-kopie (WILD-NER, 1997), konnten auch die Kombinations- und Oberschwingungen des H<sub>2</sub>O-Moleküls bei etwa 4700 cm<sup>-1</sup> bzw. 6400 cm<sup>-1</sup> gemessen werden. Die Wellenzahlen dieser Schwingungen liegen deutlich unter den für Hydrate üblicherweise erwarteten Werten von 5200 cm<sup>-1</sup> bzw. 7100 cm<sup>-1</sup>. Zur Erfassung der H<sub>2</sub>O-Grundschwingungen und einiger weiterer Vertreter der Kieseritgruppe an einem Perkin-Elmer 1760X FTIR-Spektrometer gemessen.

Die Messungen erfolgten bisher sowohl an unpräparierten, etwa 100 µm dicken Einkristallplättchen, als auch an gepulverten Proben in Form von KBr-Preßlingen, jeweils unter Verwendung eines Csl-beam-condensors. Von CoSeO<sub>4</sub>·H<sub>2</sub>O wurde weiters eine Vergleichsmessung einer Pulver-»Polyöl«-Suspension zwischen NaCl-Platten durchgeführt.

Abbildung 1 zeigt als Beispiel das Pulver- und Einkristallspektrum von  $CoSeO_4 \cdot H_2O$ . Neben der durch zwei Maxima (3395, 3180 cm<sup>-1</sup>) und zumindest eine Schulter (2965 cm<sup>-1</sup>) strukturierten Streckschwingung (v1, v3), können auch die Banden um 4700 cm<sup>-1</sup> und bei 5050 cm<sup>-1</sup> (Kombinationsschwingung), sowie die Banden bei 1720 und/oder 1505 cm<sup>-1</sup> (Knickschwingung v2) Schwingungen des Wassermoleküls zugeordnet werden. Der Vergleich von Einkristall- und Pulvermessungen zeigt – abgesehen von der auch in dünnen Einkristallplättchen zu hohen Intensität der H<sub>2</sub>O-Streckschwingung – einige signifikante Unterschiede. Besonders auffallend ist in den Pulverspektren das Auftreten der sehr scharfen, intensiven Bande bei 1500 cm<sup>-1</sup>, die in den Einkristallspektren (mit Ausnahme von FeSO<sub>4</sub>·H<sub>2</sub>O) gar nicht oder nur andeutungsweise zu erkennen ist. Beide Spektrentypen weisen deutliche Unterschiede zu älteren Literaturdaten auf (OSWALD, 1965).

Bei den bisher untersuchten Vertretern zeigt sich für die einzelnen Bandensysteme ein unterschiedliches Maß an Korrelation mit den Längen der Wasserstoffbrücken, die aus Einkristallstrukturuntersuchungen genau bekannt sind (WILDNER & GIESTER, 1991; GIESTER & WILDNER, 1992). Während diese Korrelation beim Bandensystem der Streckschwingung und – etwas weniger ausgeprägt – bei der niederenergetischen Komponente der Kombinationsschwingung (um  $\approx$  4700 cm<sup>-1</sup>) etwa den Erwartungen entspricht, treten bei den Banden um  $\approx$  5050 cm<sup>-1</sup> und speziell bei 1500 cm<sup>-1</sup> nur geringe bzw. praktisch keine Verschiebungen auf. Hingegen ist die Bande im Bereich zwi-

schen 1624 cm<sup>-1</sup> (MnSO<sub>4</sub>·H<sub>2</sub>O) und 1852 cm<sup>-1</sup> (NiSO<sub>4</sub>·H<sub>2</sub>O) sehr stark negativ mit der Wasserstoffbrückenlänge korreliert. Fraglich ist, ob die Bande bei 1500 cm<sup>-1</sup>, oder die mit der Brückenlänge variierende, höherenergetische Bande die Knickschwingung v<sub>2</sub> repräsentiert, oder ob es sich dabei um eine Aufspaltung handelt. OSWALD (1965), der die höherenergetische Bande nicht beobachtete, interpretiert die Bande bei 1500 cm<sup>-1</sup> als v<sub>2</sub> (H<sub>2</sub>O). Dieser Wert liegt aber deutlich unter dem Erwartungswert von etwa 1630 cm<sup>-1</sup>. Andererseits liegt die in den aktuellen FTIR-Messungen beobachtete höherenergetische Bande in den Co-, Zn- und Ni-Verbindungen wiederum deutlich über diesem Wert.

Die Bandenstrukturierungen und -aufspaltungen stehen im Widerspruch zur C<sub>2</sub>-Symmetrie des Wassermoleküls in den Strukturen des Kieserittyps, die neben den Grundschwingungen keine weiteren Aufspaltungen erwarten läßt. Im Bereich der Streckschwingung liegen die Aufspaltungen der beiden Absorptionsmaxima zwischen 180 cm<sup>-1</sup> (FeSO<sub>4</sub>·H<sub>2</sub>O) und 245 cm<sup>-1</sup> (CoSeO<sub>4</sub>·H<sub>2</sub>O), was eher gegen eine direkte Zuordnung zu v<sub>1</sub> bzw. v<sub>3</sub> spricht. Die offenen Fragen sollen durch Deuterierungsversuche geklärt werden.



Abb. 1: IR-Absorptionsspektren von CoSO<sub>4</sub>·H<sub>2</sub>O (Einkristall und Pulver).

- GIESTER, G., WILDNER, M. (1992): The crystal structures of kieserite-type compounds. II. Crystal structures of Me(II)SeO<sub>4</sub>·H<sub>2</sub>O (Me = Mg,Mn,Co,Ni,Zn). - N. Jb. Mineral. Mh., 135–144.
- OSWALD, H.R. (1965): Über die Bindung der Wassermolekel in den Verbindungen Me<sup>II</sup>SO<sub>4</sub>,1H<sub>2</sub>O und Me<sup>II</sup>SeO<sub>4</sub>.H<sub>2</sub>O: Infrarotspektrographische und kernmagnetische Resonanz-Untersuchungen. - Helvetica Chim. Acta, <u>48</u>, 600–608.
- WILDNER, M., GIESTER, G. (1991): The crystal structures of kieserite-type compounds. I. Crystal structures of Me(II)SO<sub>4</sub>·H<sub>2</sub>O (Me = Mn,Fe,Co,Ni,Zn). - N. Jb. Mineral. Mh., 296–306.
- WILDNER, M. (1997): Polarized electronic absorption spectra of Co2+ ions in the kieserite-type compounds CoSO<sub>4</sub>·H<sub>2</sub>O and CoSeO<sub>4</sub>·H<sub>2</sub>O. - Phys. Chem. Minerals [im Druck].

## FE - MG MIXING IN BIOTITE: PRELIMINARY EXPERIMENTAL RESULTS AT 800°C/2 KBAR

#### WIMMER, CH., DACHS, E. & BENISEK, A.

Institut für Mineralogie der Universität Salzburg, Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg

The reaction-displacement technique was applied to the end-member reaction annite = sanidine + magnetite +  $H_2$  in order to determine the activity of the annite component (a<sub>Ann</sub>) in Fe-Mg biotites. A similar study was performed by BENISEK et al. (1996) for Tschermak's substituted Fe-biotites at 700°C/2 kbar (more details of the experimental design used can be found there). Based on the simplified relation a<sub>Ann</sub> = f<sub>H2</sub>/f<sub>H2</sub>°  $(f_{H2}^{o}) = hydrogen fugacity of the end-member reaction at 800°C/2 kbar = 103.6, taken$ from DACHS, 1994), the assemblage Fe-Mg biotite + sanidine + magnetite +  $H_2O$  was exposed to lower  $f_{H2}$  conditions equivalent to the NNO buffer ( $f_{H2}$  = 8.58, calculated from the data of O'NEILL & POWNCEBY, 1993). As biotite starting composition, we used pure phlogopite in all runs. Several experiments having run durations of 3, 5, 8, 12 and 14 days yielded an identical final biotite composition of Ann<sub>49</sub>Phl<sub>51</sub> (determined by electron microprobe and XRD analysis), which can be interpreted as the equilibrium biotite composition at these P, T,  $f_{H2}$  conditions. The ideal annite activity for this composition is  $a_{Ann}^{id} = 0.118$ , whereas  $a_{Ann} = f_{H2}/f_{H2}^{o} = 0.083$ . Thus, our preliminary data would indicate that there is a slight negative deviation from ideality along the annite - phlogopite join at 800°C/2 kbar (WAnnPhi = - a few kJ mol-1). However, taking errors into account, which are in the order of  $\pm$  0.02 for mole fractions and activities, the data are equally well compatible with ideal Fe–Mg mixing in biotite. More experiments are being performed in order to constrain the a - X relation along the annite - phlogopite join for a broader set of biotite compositions.

- BENISEK, A., DACHS, E., REDHAMMER, G., TIPPELT, G., AMTHAUER G. (1996): Activity composition relationship in Tschermak's substituted Fe biotites at 700°C/2 kbar. - Contrib. Mineral. Petrol., in press.
- DACHS, E. (1994): Annite stability revised: 1. Hydrogen-sensor data for the reaction annite = sanidine + magnetite + H<sub>2</sub>. - Contrib. Mineral. Petrol., <u>117</u>, 229–240.
- O'NEILL, H.St.C., POWNCEBY, M.I. (1993): Thermodynamic data from redox reactions at high temperatures. I. An experimental and theoretical assessment of the electrochemical method using stabilized zirconia electrolytes, with revised values for the Fe-»FeO«, Co-CoO, Ni-NiO and Cu-Cu<sub>2</sub>O oxygen buffers, and new data for the W-WO<sub>2</sub> buffer. - Contrib. Mineral. Petrol., <u>114</u>, 296–314.

#### VARISCAN STRUCTURAL EVOLUTION IN THE CENTRAL PART OF THE AIGUILLES-ROUGES-MASSIF (VAL BÉRARD, WESTERN ALPS, FRANCE)

#### WIRSING, A.

Institut de Minéralogie et Pétrographie, CH-1700 Fribourg

The Aiguilles-Rouges-Massif forms part of the pre-Mesozoic basement of the Helvetic realm. The main tectonometamorphic event under high-grade conditions took place in the post-Visean to pre-Westphalian D (DOBMEIER 1996).

The studied area comprises metasedimentary rocks, amphibolites and different types of orthogneisses. These units form a N–S striking »banded« metamorphic sequence (SCHULZ & VON RAUMER 1993). The s<sub>1</sub>-foliation is preserved as relics of pure quartz-layers (VOLL 1960) folded by F<sub>2</sub>-fold generation into isoclinal folds. The pervasive foliation s<sub>2</sub> is subparallel to the s<sub>1</sub> as well as to the axial-planes of F<sub>2</sub>- folds. Both foliation is some parts seems to be contemporaneous with s<sub>2</sub>. The stretching lineations on s<sub>2</sub> and the mylonites plunge gently to subvertically to the N or to the S. Shear sense criteria indicate a relative dextral movement.

The first migmatitic event occured post- $D_1$  to syn- $D_2$  because in a Hbl-Bt-orthogneiss leucosomes also were deformed by  $D_2$  as the foliation planes contain the stretching lineation str<sub>2</sub> marked by hornblende. In the western part of the investigated area a high-temperature event between  $D_2$ - $D_3$  caused a second migmatization, e.g. with the formation of foliation-parallel leucosomes in a K-feldspar augengneiss or cross-cutting leucocratic, amphibole-bearing veins in the Hbl-Bt-orthogneiss.

Tight small-scale  $F_3$ -folds affected the above mentioned leucosomes and in less competent layers (micaschists) it resulted in a crenulation. These small-scale  $F_3$ -folds are associated with the large steeply dipping folds of the same generation in orthogneiss bodies.

In conclusion the observed structures and kinematics can be attained to a dextral transpressional regime with prevailing compression oriented E–W.

- DOBMEIER, C. (1996): Late-Variscan prograde-retrograde P-T-t-deformation paths deduced from amphibolites and metapelites of the western Aiguilles Rouges Massif (Western Alps). - SMPM., <u>76</u>, 116.
- SCHULZ, B. & VON RAUMER, J.F. (1993): Syndeformational Uplift of Variscan High-pressure Rocks (Col de Bérard, Aiguilles Rouges Massif, Western Alps). - Z. dt. geol. Ges., <u>144</u>, 104–120.
- VOLL, G. (1960): New work on petrofabrics.- Liverpool and Manchester Geol. J., 2, 503-567.

#### SPRÖDDEFORMATION UND FLUIDIMPREGNATION IN KAKIRITEN DES TAVETSCHER ZWISCHENMASSIVS (SEDRUN, SCHWEIZ): VORLÄUFIGE RESULTATE

#### WYDER, R. F.\*, MULLIS, J.\* & SCHMID, S. M.\*\*

- \* Mineralogisch-Petrographisches Institut Basel
- \*\* Geologisch-Palaontologisches Institut Basel

Im Rahmen der Neuen Alpentransversale (NEAT) wurden im Raum Sedrun (Graubünden) über dem geplanten Gotthard-Basistunnel drei Sondierbohrungen abgeteuft. Mit ihnen wurde erstmals ein, abgesehen von den Kernverlusten, durchgehender Aufschluß des nördlichen Tavetscher Zwischenmassivs vom Vorderrhein bis ins Aarmassiv gewonnen. Nahezu die gesamte Bohrstrecke ist kataklastisch überprägt und enthält einen großen Anteil (in Bohrung SB3 30%) an Kakiriten (= spröd überprägte, kohäsionslose Gesteine). Von zentraler Bedeutung bezüglich des geplanten Gotthard Basistunnels ist die Frage, ob Kakirite auf Tunnelniveau (= ca. 800 m unterhalb OKT) noch immer vorkommen. Keine der drei Sondierbohrungen erreichte die Trassetiefe, 300 m unter der tiefstreichenden Bohrung gelegen.

Petrographische, mikrostrukturelle und Fluideinschlusstudien zeigen, daß spröde Deformationsprozesse im Tavetsch unter teilweise fluidgesättigten Bedingungen abgelaufen und von Mineraineuwachstum begleitet sind. Bisher zeichnen sich folgende Prozesse ab:

Grünschieferfazielle Metamorphose der Gesteine im Stabilitätsfeld von Biotit. Dieses Ereignis könnte präalpinen Alters sein, ebenso die penetrative Hauptschieferung.

Mylonitisierung der Gesteine und Bildung oder Reaktivierung (falls präalpin bereits vorhanden) der Hauptschieferung unter retrograden grünschieferfaziellen Bedingungen. Biotit wird sukzessive durch Chlorit ersetzt. Glimmer und Feldspäte, sowie Turmalin und Apatit reagieren spröd, der Quarz bleibt plastisch. Risse in spröd deformierten Kristallen (z. T. Porphyroklasten) werden durch neugebildeten Quarz, Calcit, Albit und Chlorit verheilt. Vergleiche mit Gesteinen aus dem angrenzenden Aarmassiv lassen den Schluss zu, dass diese Strukturen während der Aufschiebung des »Gotthardmassivs« auf das Tavetscher Zwischenmassiv und das Aarmassiv entstanden.

Ältere Kataklase mit spröd reagierendem Quarz. Während dieser Kataklase wird der Quarz intensiv zerbrochen. Verheilte Brüche liegen heute als dichtes Netz von Einschlußbahnen vor. Durch die hohe Einschlußdichte erhält der Quarz eine bräunliche Färbung. Breitere Risse und Kavernen sind mit idiomorphem Quarz und Calcit verfüllt. Der Calcit zeigt Druckzwillinge.

Mittlere Kataklase mit spröd reagierendem Quarz und Calcit. Das mylonitische und porphyroklastische Gefüge der Gesteine wird zunächst überprägt und dann zerstört. Zerbrochener Calcit ist zum Teil mit neuem Calcit ohne Druckzwilinge zementiert. Eine zweite Generation von idiomorphem Quarz wird gebildet, allerdings ohne Ausfällung von Calcit in den Zwickeln. Dadurch entsteht ein markantes sperriges »Leistengefüge« mit leeren eckigen Zwischenräumen (Porosität). In diesem Stadium verlieren die Gesteine ihre Kohäsion und erreichen damit das Kakiritstadium.

Jüngste Kataklase mit Bildung von »gouge« (= feinkörniger, kohäsionsloser tektonischer Gesteinsbrei mit Mineral- und Gesteinsklasten und hoher Mikroporosität). Dieses Ereignis wird von Smektitbildung (17A) begleitet. Ob dieser Smektit aus dem Zerfall von Schichtsilikaten (Muskovit, Chlorit) entsteht oder direkt aus einer fluiden Phase ausgefällt wird, ist unter anderem Gegenstand weiterer Untersuchungen.

Regional äußert sich der Kohäsionsverlust der Tavetscher Gesteine in der Geomorphologie des Rheintales: Der Rhein erodiert nicht die sedimentären Grenzzonen zum Aar - bzw. »Gotthardmassiv« (Disentiser- bzw. Urseren - Garvera - Zone), sondern die kakiritisierten kristallinen Gesteine des Tavetsch.

#### PROVENANCE AND TECHNOLOGY OF GALLOROMAN TERRA SIGILLATA IMITATIONS FROM WESTERN SWITZERLAND: PRELIMINARY RESULTS.

#### ZANCO, A.

Institute of Mineralogy and Petrography, University of Fribourg, Pérolles, 1700 Fribourg (Switzerland)

In this work about one hundred sherds of Galloroman Terra Sigillata Imitations (TSI) (1<sup>st</sup>–3<sup>rd</sup> C. AD) from three different sites of Western Switzerland (Lausanne, Yverdon, Avenches) have been analyzed to investigate their provenance and technology. Preliminary results are presented here.

The material is being studied with the collaboration of the Archeologists interested to solve the question if the TSI-potters, which names are stamped under the base of the sherds, produced each one in his own, distinct pottery workshop or if the potters worked at different places, using different clays. Another purpose of this work is to know if there is any chemical and technological time-depending evolution of the pottery manufacturing at different sites. The sherds have been studied by Optical Microscopy, X-Ray Diffraction (XRD) and Chemical Analysis (XRF) of major and trace elements.

Petrographical observations on the Lausanne samples allow to distinguish the use of two kinds of clays, the first one rich in coarse-grained temper with a siliceous matrix and the second poor in fine-grained temper with a carbonatic-siliceous matrix. XRD show the presence of primary minerals such as Quartz, Illite and of firing ones such as K-feldspar, Gehlenite, Pyroxene and Hematite. Wairakite and Calcite are secondary phases. The firing temperatures are estimated between 850°–950° resp. > 950°C.

Samples from Yverdon are chemically very homogeneous with high CaO (mean 12 wt%), and a fine-grained temper-poor matrix. Aboundant secondary Calcite is present in pores. The firing temperatures, deduced from the phase analyses, were probably for one group about 850°C, for the second between  $850^{\circ}-950^{\circ}C$ , and for the third >  $950^{\circ}C$ .

Ceramics excavated at Avenches are chemically homogeneous, and the sherd matrix is fine-grained, with few temper fragments, and a lot of clay pellets and secondary calcite. Five sherds show a siliceous and temper rich matrix. Their CaO content is lower (< 5% wt) than the major group, and the firing temperature is estimated to > 950°C. In addition other two samples of this group show an abnormal behaviour in their chemical and petrographical composition, indicating therefore a probable foreign origin.

JOURNET, A. (1982): Unpublished PhD Thesis. MAGGETTI, M. (1980): Cahier d'archéologie romande <u>20</u>, 81–95. MAGGETTI, M. (1981): British Museum Occasional Paper <u>19</u>, 33–49. MAGGETTI, M. (1982): Archaelogical Ceramics, 121–133. MAGGETTI, M., WESTLEY, H. & OLIN, J. (1984): ACS Advances in Chemistry Series <u>205</u>, 151–191. MAGGETTI, M. (1994): 1<sup>st</sup> European Workshop on arch. ceramics, 23–35.

#### ORDOVICIAN ORTHOGNEISSES IN THE ALPS: FOREARC GRANITOIDS IN PERI-GONDWANAN SUBDUCTION-ACCRETION COMPLEXES

#### **ZURBRIGGEN, R.**

Geol. Institut, Uni. Bern, Baltzerstr. 1, CH-3012 BERN

Ordovician metagranitoids are abundant in pre-Mesozoic basement units of the Central-, Eastern-, and Southern Alps. The main occurrences are listed below.

Tectonic unit	Inclusion-rich S-types	Main types
Gotthard massif	Paradis gneiss	Streifen gneiss
Silvretta nappe	Mönchalp granite	Flüelagranitic gneiss
Oetztal-Stubai complex	Winnebach migmatite	ortho-, augen-, granitic gneisses
Strona-Ceneri zone (SCZ)	Ceneri gneiss	orthogneisses / metagranitoids

The main characteristics of these Ordovician plutonic suites are:

- Large volumes (e.g. ca. 20 area% of the SCZ consist of metagranitoids).
- Sheet-like concordant bodies (typical for syntectonic plutons!).
- Mainly granitic to granodioritic compositions (potassium-dominated suites).
- Extremly poor in mafic end members such as diorites and gabbros.
- Association with purely sedimentary-derived granitoids (inclusion-rich S-types). These are strongly peraluminous, have paragneiss-like bulk compositions, and are rich in meta-greywacke xenoliths, calc-silicate resisters, and quartz lumps.
- Crustal-derived granitoids dominate (e.g. more than 85% of the metagranitoids of the SCZ have a dominant crustal component).
- The Ordovician metagranitoids are mainly peraluminous ALCAF- and ALUM-series (after the non-genetic granite classification of DEBON & LE FORT, 1988).

The whole list of characteristics of the Ordovician metagranitoids, their association with metaturbidites (metapelites and metagreywackes), and meta-ophiolites (amphibolites with MORB-characteristics), and the generally steep structures suggest a geodynamic setting similar to that found in a forearc accretionary complex.

BARKER et al. (1992) give a case study (Gulf of Alaska) of such an accretionary prism and the forearc granitoids occuring therein. They show that melting of flyschoid sediments, and especially greywackes which are fertile in granitoid melts, is a major process in the generation of so-called forearc granitoids. Such granitoids reflect compositions and isotopic signatures of their sedimentary source rocks, which themselves have inherited compositions and signatures of the hinterland they are derived from. Therefore, common tectonic-discrimination diagrams for granitic rocks may misinterpret forearc granitoids, in that they interpret their source rocks rather than the tectonic setting of the magmatism (BARKER et al., 1992). Depending on the composition of the sedimentary protoliths and the degree of partial melting, the resulting peraluminous melts can range from nearly eutectic leucogranitoids to mesocratic biotite granodiorites or tonalites. The Ceneri gneiss, Winnebach migmatite, Mönchalp granite, and Paradis gneiss are interpreted to be of a pure anatectic origin and represent, therefore, end member S-type granitoids. Together with the associated metapegmatites and migmatites they represent possible crustal components. Simultaneously, the accretionary complex becomes intruded by subduction-related mantle-derived and fractionating melts. Interaction of crustal and mantle-derived magmas can form hybrid granitoids (H-types after CASTRO et al., 1991).

Lateral accretion, tectonic underplating, and associated strike-slip tectonics can cause a progressive steepening of the main structures with increasing distance from the trench. Such steep structures provide an ideal framework for a syntectonic intrusion of the huge amounts of magmas to higher crustal levels, or even their extrusion as porphyroids. Thereby the whole accretionary complex is reorganised (so-called: »crustal overturn« or »inversion of the crust«) and subsequently stabilised as cratonic continental crust.

As a whole, the orthogneiss areas of the Alps can be regarded as fragments of an ancient subduction-accretion complex at the periphery of Gondwanaland. Together with similar Early Paleozoic peri-Gondwanan orogens like the Lachlan Fold Belt (ZUR-BRIGGEN, 1995) or the Transantarctic mountains it appears that recycling of Gondwana-derived detritus in such subduction-accretion complexes was a major process to produce stable continental crust at that time.

- BARKER, F., FARMER, G.L., AYUSO, R.A., PLAFKER, G., LULL, J.S. (1992): The 50 Ma granodiorite of the eastern Gulf of Alaska: melting in an accretionary prism in the forearc. - Journal of Geophysical Research, <u>97</u>, B5, 6757–6778.
- CASTRO, A., MORENO-VENTAS, I., DE LA ROSA, J.D. (1991): H-type (hybrid) granitoids: a proposed revision of the granite-type classification and nomenclature. Earth Science Reviews, <u>31</u>, 237–253.
- DEBON F., LE FORT, P. (1988): A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations: principles, method, applications. Bulletin de minéralogie, <u>111</u>, 493–510.
- ZURBRIGGEN, R. (1995): Cenerian orogeny (Ordovician) in the Strona-Ceneri zone (S-Alps) and analogies to the Lachlan Fold Belt (SE-Australia). SMPM., <u>76</u>, 112–113.

## MinPet '96

## Exkursionen

### Excursions



#### **EXKURSION A: KRAFTWERKSGRUPPE SELLRAIN-SILZ**

#### TENTSCHERT, E.

Tiroler Wasserkraftwerke AG (TIWAG)

#### Exkursionsroute:

Anreise über Schwaz-Innsbruck-Sellraintal nach Kühtai, kurzer Überblick Gesamtprojekt und Staudamm Längental; Mittagessen auf Einladung der TIWAG. Befahrung Schachtkraftwerk Kühtai - Diaschau, Auffahrt zum Staudamm Finstertal. (Je nach Zeitrahmen und Interesse: Abfahrt zum Inntal über Krafthaus Silz).

#### **Geologischer Rahmen:**

Das Projektsgebiet liegt im Nordabschnitt des Ötztal-Stubaier Altkristallins. Der Gesteinsinhalt setzt sich zusammen aus: Schiefergneisen (Biotit-Plagioklas-Gneise), Biotit- und Muskowit-Granitgneise, (Granodioritgneise), Alumosilikatreiche Glimmerschiefer, Hornblendegneise, Amphibolite.

Die Kraftwerksgruppe Sellrain-Silz wurde von der Tiroler Wasserkraftwerke AG (TIWAG) in den Jahren 1977–1981 errichtet. Über ein Beileitungssystem von knapp 30 km Länge wird ein Einzugsgebiet von 140 km<sup>2</sup> erschlossen, dem Zwischenspeicher Längental bzw. durch Pumpen auch dem Jahresspeicher Finstertal zugeführt und auf relativ kurzem Weg ins Inntal abgearbeitet.

Die KW-Gruppe profitiert dabei vor allem von den großen Höhenunterschieden: die vordersten Kühtaier Berge: Rietzer Grießkogel (2884 m) und Pirchkogel (2828 m) gehören zu den höchsten Bergen der Ostalpen (2200 m rel. Höhe: das Inntal liegt auf 640 m). Die Kraftwerksgruppe kann somit einen Höhenunterschied von max. 1678 m auf nur 8 km Horizontaldistanz nutzen.

#### Die Staudämme:

	Längental (Erddamm)	Finstertal (Felsschüttdamm)
Höhe ges./Höhe Dichtung	42 m/45 m (Dichtungswand)	150 m / 96 m (Felsschwelle)
Kronenlänge/Breite	380 m/5 m	652 m / 6 m
Basisbreite	114 m	396 m
Aushub Überlagerung/Fels	80,000 m <sup>3</sup> /200 m <sup>3</sup>	200,000 m <sup>3</sup> /35,000 m <sup>3</sup>
Dammschüttung	440,000 m <sup>3</sup>	4.52 Mio m <sup>3</sup>
Stauziel/Absenkziel	1901 m / 1882 m	2322 m/2220 m
Nutzinhalt	3.1 Mio m <sup>3</sup>	60.9 Mio m <sup>3</sup>
max. Seeoberfläche	0.21 km <sup>2</sup>	1.045 km <sup>2</sup>

#### Staudamm Finstertal:

Speicherraum ist ein gletschergeformter Trog, dessen 2 Teiltröge je einen natürlichen See enthielten. Das N–S- verlaufende Tal quert E–W-streichende, steilgestellte Abfolgen von Schiefergneisen mit Einschaltungen von Glimmerquarziten, Hornblendegneisen und Granodioritgneis. Auf der nördlichen Felsschwelle aus glimmeramem, quarzitischen Schiefergneis ist der Damm aufgesetzt, der Härtlingsriegel aus Granodioritgneis zwischen den ehemaligen Seen wurde als Steinbruch abgebaut. Die glaziale Übertiefung betrug im vorderen See ca. 30 m.

Geologische Voruntersuchungen begannen im Jahre 1967, insgesamt wurden bis Baubeginn ca. 800 lfm Bohrungen, 3 km seismische Profile und zahlreiche Schürfe ausgeführt.

Der Materialbedarf für den Steinschüttdamm aus dem Steinbruch im Speicherraum (geringe Umweltbeeinflussung, Vergrößerung des Speicherraumes) stammte aus dem Granodioritgneis (3.27 Mio m<sup>3</sup>), die überlagernde Moräne (ca. 1.2 Mio m<sup>3</sup>) wurde großteils ebenfalls eingebaut. Der Zuschlagsstoff für den schräg innenliegenden Asphaltbetonkern stammt wie die Drainagezonen aus aufbereitetem Steinbruchmaterial.

Mehr als 2/3 der Aufstandsfläche konnten unmittelbar bzw. nach Abräumen einer dünnen Humusschichte auf Fels gegründet werden. Ca. 20% sind auf dicht gelagerter Grundmoräne gegründet, der Rest auf schmalen Zonen von Hangschutt.

Die am ostseitigen Widerlager auftretenden gletschergeschliffenen Felsflächen wurden zur Verbesserung der Reibungsverhältnisse durch ca. 0.7 m tiefe eingesprengte Kerben aufgerauht. Für die Abdichtung des Untergrundes wurden die Bohrrichtungen und -Abstände an die maßgebenden Gefügeelemente angepaßt. Insgesamt wurden für den max. 60 m tiefen Injektionsschirm 6000 Ifm Bohrungen sowie 830 Ifm Kontrollbohrungen abgeteuft. Für die Abdichtung der unmittelbaren Umgebung des Kontrollganges (Ausbruch als Felskünette) folgten 6300 Ifm Bohrungen.

Der natürliche Zufluß reicht für die Füllung des Speichers bei weitem nicht aus, der Speicher wird daher weitgehend durch Pumpbetrieb (Vorwiegend in den Sommermonaten) gefüllt.

#### Staudamm Längental:

Das bis zu 16 m glazial übertiefte Längentaler Becken wird im W von einer Muskowit-Granitgneis-Schwelle begrenzt. An der Sperrenstelle stand der Fels größtenteils an. Der Gneis ist als Augengneis ausgebildet und im Dezimeter bis Meter-Bereich gebankt.

Dammschüttmaterial ist vor allem Stollenausbruch aus dem Beileitungsstollen Melach (Amphibolite und Gneise), Alluvionen und Granitgneis aus einem kleinen Steinbruch im Speicherbecken. Der Untergrund der Herdmauer (= Anschlußelement der Asphalt-Oberflächendichtung an den Fels) wurde vor allem im Verwitterungsbereich mit 2800 lfm Injerktionsbohrungen vergütet.

Im Speicher Längental werden die Wässer des Beileitungssystems gesammelt und entweder zum Speicher Finstertal hochgepumpt oder direkt zum Krafthaus Silz abgearbeitet.

#### Die Krafthäuser:

	Schacht-KW Kühtai	Kraftwerk Silz
Nutzfallhöhe	max. 434 m	max. 1257.5 m
Wassermenge	max. 80 m <sup>3</sup> /sec	max. 48,6 m <sup>3</sup> /sec
Generatorleistung	max. 289 MW	max. 500 MW
Pumpleistung	max. 250 MW (67.6 m <sup>3</sup> /sec)	
Turbinen	2 reversible Francis-Turbinen	

#### Schachtkraftwerk Kühtai:

Das Schachtkraftwerk ist wegen des erforderlichen Gegendruckes der Pumpturbinen (48 m unter Absenkziel Längental) mit 30 m Durchmesser 84 m tief ausgebrochen worden. Nach Sondierbohrungen und seismischen Untersuchungen wurde ein 90 m tiefer Sondierschacht ausgebrochen (die obersten 20 m in Moräne und Hangschutt), der später auch zum Materialabtransport diente. Im Bereich des Schachtfußes wurden umfangreiche felsmechanische Untersuchungen durchgeführt.

Der Schachtbereich umfaßt eine Wechsellagerung von vorwiegend Gneisen und Glimmerschiefern mit Amphibolit-Linsen von 3–7 m Mächtigkeit, die intensiv verfaltet und weitgehend standfest waren.

#### Krafthaus Silz:

Freistehendes Stahlbetonbauwerk auf künstlich verdichteten alluvialen Kiesen des Inntals.

	Druchschacht	Druckstollen	Druckschacht
	Oberstufe	Unterstufe	Unterstufe
Länge/Neigung	1.8 km/max 30°	4.6 km/ 0,2° (3‰)	1.9 km/40°
Ausbruchsdurchm.	max. 4.8 m	3.9 m	3.2 m
Innen-Durchm.	3–4 m	3.3 m	2.2–2.7 m
Auskleidung	vorgespannter Beton,	vorgespannter Beton,	Stahlpanzerung,
	tw. m.Dichtfolie,	tw. m.Dichtfolie	z.T. mit innerem.
	300 m Stahl	Betondruckring	Betondruckring
Gesteine	Schiefergneis	Schiefergneis, GliSchiefer	Schiefergneis,
	GlimmerSchiefer,	GlimmerSchiefer	GlimmerSchiefer
	Amphibolit,	Amphibolit, Granitgneis	Granitgneis

#### Triebwasserwege:

- BONAPACE, B. (1983): Tests and Measures for the Pressure Tunnels and Shafts of the Sellrain-Silz Hydropower Scheme with extremely high Head. - Ber. 5. Int. Congr. f. Felsmechanik, ISRM-Melbourne.
- JACOBS, S. & TENTSCHERT, E. (1986): Gefügemessungen in gefrästen Stollen. Mitt. Ges.Geol & Bergbaustud. Österr. <u>33</u>, pp. 47–56. (Festschrift E.H.Weiss).
- PIRCHER, W. (1980): Erfahrungen im Fräsvortrieb bei der Kraftwerksgruppe Sellrain-Silz. Rock Mechanics Suppl. <u>10</u>.
- PURTSCHELLER, F. (1978): Ötztaler und Stubaier Alpen. Sammlung geolog. Führer, H. 53, Bomtraeger Verl. Stuttgart, 2. Aufl.
- ROSTEK, R. (1977): Der Scherwiderstand von Lockergestein auf Felsuntergrund. Mitt. Inst. Boden-Felsmechanik & Grundbau H.1, Techn. Fak. Uni Innsbruck.
- SCHIECHTL, H.M. (1990): 35 Jahre naturnahes Bauen beim Wasserkraftwerkebau in Tirol. Öst. Wasserwirtschaft. Jg.42, H.11/12.
- SCHWAB, H. & PIRCHER, W. (1979): Roughening of Smooth ans Steeply Sloping Rock Surfaces in the Foundation of Finstertal Rockfill Dam. - 12th Congr. on Large Dams, ICOLD New Delhi, Q 48–R22.
- SCHWAB, H. & PIRCHER, W. (1980): Aufrauhung des Felsuntergrundes für den Felsschüttdamm Finstertal. Schr.Reihe »Die Talsperren Österreichs«, H. <u>25.</u>
- TENTSCHERT, E. (1974): Petrographische und geochemische Untersuchungen am Granit- bis Granodioritgneis Acherkogel/Sellrain und der Engelswand. - Unveröff. Diss. Innsbruck.
- TENTSCHERT, E. (1980): Kraftwerksgruppe Sellrain-Silz Kluftwasserhaushalt der Druckschächte. -Geol.Pal.Mitt. Ibk., Bd. <u>10/5</u>.
- TENTSCHERT, E. (1983): Die Baugeologie im Wasserkraftbau Tirols. Geol.Pal.Mitt. Ibk., Bd. <u>12/11</u>.
- TENTSCHERT, E. (1988): Prognose und Quantifizierbarkeit baugeologischer Daten. Mitt. f. Baugeologie u. Geomechanik, TU Wien, 131–144 (Festschr. G. Horninger, Baugeol. Tage Hüttenberg 1985)
- WIDERHOFER, R. (1982): Felsmechanik beim Schachtkraftwerk Kühtai. Veröff. Inst. Bodenmechanik, Felsmechanik u. Grundbau, TU Graz, H.6 (Festschrift. 75 Jahre Prof. Veder).
- WIDMANN, R. (Ed. 1991): Dams in Austria. Öst. Nat.Komitee für Talsperren, Wien.








Abb. 3: Querschnitt Staudamm Finstertal



Abb. 4: Richtungsermittlung Injektionsbohrungen

Mineralanalysen und geotechnische Kennwerte (Mineralanalysen: Mitttelwerte; bei geotechnischen Werten starke Richtungsanisotropien !)					
	MuskGranitgneis	Biot-Granitgneis	Granodioritgn.	Aplitgneis	Schiefergneis
Quarz	36	30	23	38	41
Su. Feldspäte	45	45	28	59	29
Su. Glimmer	16	23	15	2	27
Hornblende /Epi	dot -	-	22	-	-
Granat/Staurolith	n -	Sp.	3	-	1.5
Erz, Titanit, Apat	it etc. 3	2	4	0.5	1.5
Schleißschärfe bez.					
auf Quarz = 100	51	43	50	55	48
Dichte	2.75	2.73	2.85	2.67	2.83
1-ax. Druckfest.	90–170	60-170	80-120	n.b.	50-120
E-Modul Gesteir	1 20-40 Tsd	20-40 Tsd	15-30 Tsd	n.b.	15-25 Tsd
E-Modul Gebirge	e 15–25 Tsd	15–22 Tsd	22–50 Tsd	n.b.	8–20 Tsd
Reibungswinkel	(°) 50–65	50–60	60	50- 60	45–55

Mineralanalysen und geotechnische Kennwerte (Mineralanalysen: Mitttelwerte; bei geotechnischen Werten starke Richtungsanisotropien !)					
C	Glimmerschiefer	Glimmerquarzit	Amphibolit	HomblGneis	Diabas
Quarz	28	47	1	5	0
Su. Feldspäte	22	24	5	15	35
Su. Glimmer	42	29	8	15	22
Hornblende /Epido	ot -	•	70	45	35
Granat/Staurolith	4	-	-	-	-
Erz, Titanit, Apatit	etc. 1.5	0.3	6	4	7.5
Schleißschärfe be	Z.				
auf Quarz = 100	37	57	52	50	38
Dichte	2.85	2.7	3.1	2.9	2.95
1-ax. Druckfest.	12-50	100	n.b.	60-150	n.b.
E-Modul Gestein	8-15 Tsd	n.b.	10-30 Tsd	80–180 Tsd	n.b.
E-Modul Gebirge	5-10 Tsd	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
Reibungswinkel (°	) 3 <b>8-4</b> 5	n.b.	5 <b>5-</b> 63	50-60	n.b.

# Tabelle 1: Mineralanalysen und geotechnische Kennwerte

# **EXKURSION B: DER BERGBAU SCHWAZ**

# **GSTREIN, P.**

Arnt der Tiroler Landesregierung, Abteilung VI/h-Landesgeologie, 6010 Innsbruck

## Einleitende Bemerkungen

Die nachfolgenden angeführten Orte, die von der Befahrung berührt werden, können u.U. betriebsbedingt – es handelt sich um einen aktiven Bergbau – in einer anderen Reihenfolge notwendig werden bzw. es kann aus sicherheitstechnischen Gründen sein, daß nicht alle geplanten Punkte errreicht werden können.

## Kurzinformation über den Bergbau Falkenstein/Schwaz

#### Geologie

Die Fahlerze des Bergbaues Falkenstein (»Schwazite«) brechen in einem devonischen Karbonatgestein – dem Schwazer Dolomit – ein. Dabei handelt es sich, vereinfacht gesehen, um eine monomineralische Mineralisation, die als »Typus Schwaz« in der Literatur anzutreffen ist. Die Lagerstätte wird im Hangenden von permoskytischen Sedimenten begleitet, das Liegende stellen Gesteine der Serie der Wildschönauer Schiefer im weiteren Sinn dar (hier Porphyroidschiefer), die – tektonisch bedingt – auch nördlich des Schwazer Dolomits zwischen diesem und den Permsedimenten eingeschuppt sein können.

Der Zug aus Schwazer Dolomit, der vorwiegend während des Unterdevons sedimentiert wurde, zeigt an der Basis meist Riff- bis Riffschuttfazies; oberhalb folgen unter Umständen bis über 1000 m mächtige Flachwassersedimente, wobei temporäre Trockenlegungen nicht selten sind. Zufolge des variszischen Geschegens bildeten sich Paläokarstsysteme die aber durchwegs sehr kleinräumig waren.

Dieser Dolomitgesteinszug liegt heute nicht mehr als homogener Sedimentgesteinsstapel vor, sondern ist in einen Fleckerlteppich von Schollen, wie auch Schuppen und Blöcken zerbrochen, wobei es dadurch auch zu einem Trennen der primären Fahlerzvererzungen gekommen ist – allerdings nicht zur Freude der Bergbautreibenden. Eine strukturgeologische Auflösung der Verhältnise bzw. die entsprechende »Rückformung« dieser Gesteinsschollen war möglich (diverse unveröffentlichte Arbeiten P. GSTREIN 1980–1996).

#### **Die Lagerstätte**

Das inzwischen erarbeite Bild der Lagerstättengenese zeigt eine frühdevonische, zum Teil synsedimentäre Erzanreicherung, die durch bedeutende, mehrfache Remobilisationen, variszischen wie auch alpidischen Alters, verändert wurde.

Veränderungen bzw. Umlagerungen eines Teils des Lagerstätteninhaltes finden bergbaubedingt auch noch rezent statt: geänderte Verhältnisse bezüglich der Oxidationsverhältnisse innerhalb der Lagerstätte. Bisher konnten in der Lagerstätte Falkenstein im Zusammenhang mit den genetischen Untersuchungen über 120 Minerale eindeutig bestimmt werden (unveröffentlichte Berichte von M. BREWEL & P. GSTREIN).

Diese vorwiegend sekundär gebildeten Minerale waren zwar, sieht man von der wirtschaftlich nicht unbedeutenden Verwendung der »Lasursteine« ab, nicht von direktem bergwirtschaftlichem Interesse. Das lokale Auftreten auch reicher Silbererze stellte aber eine gerne gesehene »Aufbesserung« des Haufwerkes dar.

## Die geschichtliche Entwicklung

Der wahre Beginn der Abbautätigkeit am Falkenstein ist noch nicht bekannt. Datierbare Keramikbruchstücke, wie auch mittels C-14 datierte Reste einstiger Feuersetzungen, beweisen einen Bergbaubetrieb in der ausgehenden Bronzezeit wie auch der Urnenfelderzeit. Danach wurde es um diesen Bergbau ruhig ...

Die Wiederaufnahme der Abbautätigkeit ist um 1400 n.Chr., eventuell auch ein paar Jahre früher, anzunehmen.

Die große Blüte setzte etwa um 1415 ein und währte bis ca. 1560. Es war die »Glanzzeit« der inzwischen an die 30 000 Einwohner zählenden Kleingemeinden dieses Raumes.

Der Niedergang erfolgte dann langsam aber kontinuierlich. Zum Beispiel brachte das Einführen der Schießtechnik unter Tag – eine wahre Innovation innerhalb der Vortriebsund Abbautechnik nach über 2000 Jahren – für dieses Bergrevier zwischen den Jahren 1670 und 1740 eine »Nachblüte« mit einem etwa gleichbleibndem Belegschaftsstand von 2000 Mann !

In der Folgezeit ging es rapide bergab; der Bergbau am Falkenstein wurde 1826 heimgesagt.

Durch den 1856 gegründeten Schwazer Bergwerksverein, der nachfolgend den Bergbau fast 100 Jahre lang betreiben konnte, wurden neue Lagerstätten erschlossen. Der Berg war also noch nicht ausgeerzt ! Mit dem Verarmen der Erzmittel (1957) wurde aus einem Fahlerzbergbau ein untertägiger Dolomitgesteinsabbau, wobei derzeit bis 140000 t hochwertigstes Gestein pro Jahr gefördert werden.

Eine Unterbrechung der Abbautätigkeit ergab sich Ende des Zweiten Weltkrieges durch die Verlagerung eines Teiles der Flugzeugfabriken der Fa. Messerschmitt in die ca. 2000 m tief im Berg gelegene, durch die Abbautätigkeit geschaffenen Zechen (»Messerschmitthallen«).

Mehrjährige Prospektions- und Explorationsarbeiten zwischen 1978 und 1988 haben gezeigt, daß in der Tiefe des Falkenstein nicht unbedeutende Fahlerzmengen ruhen. Ihre Nutzung ist aber aufgrund der momentanen wirtschaftlichen Lage nicht ausreichend gewinnbringend.

## Der Exkursionsweg

Die einzelnen Haltepunkte sind im beiliegenden Plan mit fortlaufenden Nummern, dem geplanten Exkursionsablauf folgend, angegeben.

- 1: Kurze Einführung ober Tag, um einen Überblick über die topographischen und geologischen Verhältnisse und seiner Umgebung zu erhalten.
- 2: Einfahrt mit der Grubenbahn durch den Wilhelm-Erbstollen in das Kienbergrevier bei Abbau II, ca. 1350 m ab Mundloch.
- 3: Stillgelegter Dolomitgesteinsabbau II; Allgemeine Einführung bezüglich der Geschichte des Bergbaues wie auch der Geologie, Petrographie, Mineralogie und Art der Lagerstätte.
- 4: Stillgelegter Dolomitgesteinsabbau I; Methode des Gesteinsabbaues (Trichterabbau mit inversem Verhieb), Vorteile des Untertageabbaues, Risiken, Gedanken zum Pingenfall vom Mai 1993 als Modell.
- 5: Kienbergstörung: Typische Schollengrenze 1. Ordnung, alte Dolomitgesteinsabbaue.
- 6: Großaufschluß der Kienbergstörung, Einblick in die sedimentären Gefüge.
- 7: Alter Kienbergbahnhof: Deutung von Vortriebstechniken und zeitlicher Einstufung des Alters von Vortrieben.
- 8: Pompiwechsel: Jüngere Auffahrung aus dem 18. Jahrhundert, Liegendgrenze des Schwazer Dolomits zu den Porphyroidschiefern, typische Gipsausblühungen.
- 9: Pompiwechsel: Beginn des aus dem frühen 16. Jahrhundert stammenden Schrämmstollens, Vortriebsmethode, Wetterführung und Bergeversatz.
- 10: Hilfsort mit Jahreszahl; Fahr- und Wetterschacht zum Firstenlauf. Obwohl die Markscheidearbeit damals meist zentimetergenau (!!) erfolgte, kann hier bezüglich des Durchschlagens bezüglich Y/X ein bedeutender Vermessungsfehler gezeigt werden. Möglicherweise lag aber auch ein »akustischer« Fehler vor; das Nivellement war jedenfalls exakt.
- 11 (?): Erzabbau; Ausläufer des Raber Hangendganges; remobilisierte Fahlerze, Sekundärminerale (Schachtrevierstörung).
- 12: Kienbergstörung-Schieferkeil; zwischen den Dolomitgesteinspaketen, zwischen denen es zu größerräumigen Bewegungsabläufen gekommen ist, finden sich immer wieder mechanisch eingepreßte Phyllite (Wildschönauer Schiefer i.w.S.), die für die hydrogeologischen Verhältnisse wie auch den Ablauf der Oxidation innerhalb der entsprechenden Teile der Lagerstätte von großer Wichtigkeit sind.
- 13: Dolomitgesteinsabbau II Hauptstollenwand: Letztere stellt nicht, wie früher mehrmals angenommen, die »erzliefernde Kluft« des Kienberges dar; vielmehr ist sie

erztrennend und durchschert die primären Erzanreicherungen. Grund des Auffahrens entlang solcher Flächen: Vortriebstempo, zweiseitiger Aufschluß und Einsparen von Markscheidearbeit.

- 14: Schrämmstollen; Ort eines Querschlages des Sigmund-Erbstollens.
- 14A (?): Zufahrt zur Leimgruber Zeche: Alter Erzabbau des Sigmund-Erbstollen. Deformation an Sohle und Ulmen im Bereich des Schieferkeiles, Fahlerzspuren.
- 15: Kinbergschieferkeil: Stauchfältelung innerhalb der Wildschönauer Schiefer.
- 16: Querschlag zur Kluft »M«: Alter und geplanter, neuer Dolomitabbau, Mineralisationen, Strukturgeologie.
- 17: Lindebnerhalle (alter Dolomitgesteinsabbau, spurenhafte Fahlerzvorkommen).
- 18: »Schwarzer Schwazer Dolomit«, pyritreich.
- 19: Steilachsig verfalteter Schwazer Dolomit, Erze an ac-Fugen.
- 20: Messerschmitthallen: In die bereits vorhandenen, durch die Abbautätigkeit entstandenen Kavernen, wurden ab Herbst 1943 die Hohlformen für den Bau einer Teilproduktionsstätte der Fa. Messerschmitt ausgebaut. Über die damaligen Verhältnisse in diesem Rüstungsbetrieb liegen unterschiedliche, meist nicht vereinbare Meldungen vor.
- 21 (?): Nasse Halle: Auftreten besonders queckssilberreicher Fahlerze; Grenzfläche zwischen den beiden Rinnerschollen.
- 22: Zufahrt zum Tretradabbau: Netzwerkmineralisationen, wie es sie z.B. in den Messerschmitthallen hereingwonnen wurden.
- 23: Halle IV: Hell-dunkel gebänderte und deformierte Dolomitgesteine, Fahlerzreste, Schleppstrukturen und Scherflächen.
- 24: Krummörter Blindschacht und Wasserrad: Eine der ältesten Schachtanlagen dieses Bautyps wie auch das einzige noch – wenngleich nicht mehr gut erhaltene – Wasserrad (Wasserkunst) des Schwazer Bergbaues.
- 25: »Kompressorraum« Energieversorgungszentrum des Bergbaues.
- 26: Verbindungsstrecke: Nische der Ansatzpunkte für die Bohrungen der Serie 13. Bohrfächer auf wahrscheinliche wie auch vermutete Fahlerzmineralisationen. Die Grenze zu den liegenden Phylliten wurde meist bei 310–330 m unter Ebensohle erreicht. Bohroch 13 F: es wurde schwach bergein ansteigend angelegt und diente den Untersuchungen mittels HFA.
- 27: Verbindungsstrecke »Erzblatt«: Eine schichtungsdiskordante, relativ junge Fahlerzanreicherung, die den Faltenbau geradflächig durchschlägt und von den »Al-

ten«, obwohl der Sigmund-Erbstollen nur ein paar Meter weiter nördlich quert, auf diesem Horizont nicht aufgefunden wurde. Durch den dem Mineralienhandel dienende Kleinabbau entsprechen viele Aufschlüsse nicht mehr jenen der Zeit des Streckenvortriebes. Der Aufschluß zeigt sehr gut die auch kurzräumige Absätzigkeit besonders der umgelagerten Fahlerze (anderer Chemismus !).

- Querschlag an der Verbindungsstrecke (»Erzblatt«): Isoklinale Faltenstruktur in Relation zur Mineralisation; HFA-Untersuchungen; Reste von Paläokarstsedimenten.
- 29: Weitere, tektonisch zerscherte Fahlerzmineralisation.
- 30: Flachstwassersedimente; eingespießte Obere Hochfilzener Schichten.
- 31: Paläokarstsedimente; das reichste bisher aufgeschlossene Vorkommen des Falkenstein; fahlerzfrei – dafür reich an Hämatit. Mineralkomposition und Unterschied zu den Unteren Hochfilzener Schichten.
- 32: Dm-Tektonik in den hell-dunkel gebänderten Schwazer Dolomiten, Grenze zum Schaubergwerk.
- 33: 4.Querschlag zum Messerschmittstollen: Schieferkeil; Untere und Obere Hochfilzener Schichten (»hohle Gerölle« usw.).
- 34 (?): »Erbstollenbreccie« (Stollenmeter 285–335): Die »Sommergfrier« ist als Interglazialbreccie (? Mindel/Riss; zeitgleich der Höttinger, Thierberger und Alpbacher Breccie) anzusehen, die als verfestigter Hangschutt mit typischen Komponenten aus dem oberhalb liegenden Einzugsgebiet zu bezeichnen ist.
- 35 (?): Wilhelm-Erbstollen, Meter 184, Bändertone.
- 36: Kurze Diskussion vor dem Mundloch des Wilhelm-Erbstollen.
- 37: Zeitlich nicht vorausdefinierbare Nachdiskussion in einem guten, bergmannsgerechten Gasthaus mit »open end«.



Abb. 1: Übersichtskarte des Bergreviers Schwaz – Falkenstein



Abb. 2: Geologisches Profil durch den Eiblschrofen.

267

# EXKURSION C: DIE GESTEINSROHSTOFFE DES ZEMENTWERKES EIBERG IM EIBERGER BECKEN BEI KUFSTEIN, TIROL.

# SCHULZ, O.

Institut für Mineralogie und Petrographie, Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck

## 1. Historisches

Das Gebiet um Eiberg, rund 3–4 km südlich von Kufstein, gilt als die Wiege der österreichischen Zementindustrie (KIRCHMAIR 1988). Grundlage dafür war das Vorkommen von Mergelgestein an der Weißache. Im Jahre 1842 erzeugte Franz Kink, Bürgermeister von Kufstein und Landtagsabgeordneter, den ersten »Romanzement« (= Naturzement) im Rußland, eine Lokalität an der Weißache unweit des heutigen Zementwerkes Eiberg. Das Werk wurde von dessen Sohn Anton Kink, ebenfalls Bürgermeister von Kufstein, und dann von Oberbaurat Martin Ritter von Kink weiterentwickelt, der 1872 diese Kufsteiner Zementfabrik an die Perlmooser Aktiengesellschaft verkaufte, die 1872 gegründet worden war. Auch im benachbarten Häring wurde durch den Kufsteiner Alois Kraft seit 1854 im Längerergraben ein Mergelsteinbruch betrieben und »Romanzement« gebrannt. Durch Zufälle entdeckte er die Möglichkeit, auch das inzwischen in England 1824 patentierte und im heutigen Sinne etwa seit 1844 hergestellte, aus gemischten Gesteinsrohstoffen bestehende gesinterte hydraulische Bindemittel »Portlandzement« herstellen zu können.

Mit der Patentierung seiner Erfindung im Jahre 1857 wurde Alois Kraft zum Begründer der österreichischen Portlandzementindustrie. Mit der Entwicklung war noch der spätere Partner von Kraft, nämlich Angelo Saulich, verdienstvoll verbunden, der schließlich den »Perlmooser Zement« zu einem, dem englischen Portlandzement gleichwertigen, hydraulischen Bindemittel weiterentwickelte.

Während die Zementerzeugung von Häring bzw. Kirchbichl dann im Rahmen des österreichischen Konzerns »Perlmooser Zementwerke AG.« weitergeführt wurde, der 1993 in den überwiegenden Besitz des französischen Zementriesen LAFARGE übergeführt wurde, nahm der Ausbau des Zementwerkes Eiberg in der Gemeinde Schwoich einen anderen Verlauf.

Unmittelbarer Vorläufer war das Zementwerk des Alois Kraft, u.zw. an der Mündung des Gaisbaches in die Weißache, mit dem Mergelsteinbruch am Haberg. Als Folge der Weltwirtschaftskrise nach dem 1. Weltkrieg kam es zur Stillegung des Betriebes. 1938 erwarb Bartl Lechner sen. die Anlage von Dr. Kraft und versuchte noch während des 2. Weltkrieges das Werk und den Steinbruch auszubauen. 1946 wurde der Betrieb aufgenommen und brachte durch den damals steigenden Zementbedarf einen Anstieg der Produktion von Eiberg-Zement bis Anfang der 70er Jahre und in der Folgezeit einen stetigen Ausbau und die Modernisierung des Werkes sowie auch die Erweiterung der Rohstoffbasis durch die Anlage weiterer Steinbrüche. Das von den Söhnen des Bartl Lechner, Bartl Lechner jun. und Otto Lechner bis zum Jahr 1995 als Privatbesitz unter der Bezeichnung »Zementwerk Eiberg Bartl Lechner sen. u. jun. KG.« zu einer für Tirol

wirtschaftlich bedeutenden Arbeitsstätte entwickelte Werk wurde mit 1.1. 1996 an das Südbayerische Portland-Zementwerk Gebr. Wiesböck & Co. GmbH Rohrdorf/Rosenheim (Oberbayern) verkauft, und ist nun als SPZ-Zementwerk Eiberg GmbH & CoKG mit diesem fusioniert.

# 2. Rohstoffgrundlagen

Die Ansiedlung der Zementindustrie zwischen Kufstein und Wörgl hängt mit der lagerstättenbildenden Anreicherung von Mergel im Raum Eiberg–Schwoich–Häring zusammen. Die Mergellager gehören teils den Gosau-Schichten der Oberkreidezeit an und liegen im Eiberger Becken, teils den Häringer Schichten des Unteroligozän in der Häringer Tertiärmulde, deren Gesteine zum Teil die Kreidesedimente überlagern.

Die Herstellung von Portlandzement (PZ) erfordert Gesteinsrohstoffe geeigneter Zusammensetzung mit den Bestandteilen CaO, SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> in exakt definierten Prozentgehalten. Der Magnesiumoxidgehalt (MgO) ist auf max. 5 % begrenzt. In der Frühzeit der Zementproduktion wurde ein Mergelkalk mit ca.76 % CaCO<sub>3</sub>-Gehalt zur Herstellung sog. Naturzemente herangezogen. Heute muß als Ausgangsmaterial eine künstliche Mischung verschiedener Gesteine (Tonmergel, Kalkmergel, Mergelkalk, Kalkstein) eingesetzt werden.

Das Zementwerk Eiberg verwendet, ebenso wie die benachbarten Werke Kirchbichl-Häring und die bayerischen Werke Kiefersfelden und Rohrdorf/Rosenheim, zum Hauptgestein Mergel als Zusatzrohstoff Kalkstein zwecks Anhebung des CaO-Gehaltes und damit zur Korrektur des CaO-SiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Verhältnisses.

## 3. Das vorgosauische triassisch-jurassische Grundgebirge und seine Gesteinsrohstoffe

Das Grundgebirge unter den Oberkreidesedimenten bzw. in deren Rahmen wird von den durch die vorgosauischen Gebirgsbildungen gefalteten und erodierten triassischen und jurassischen Sedimenten gebildet. Es umfaßt Wettersteinkalk (Ladin, Karn), Raibler Schichten (Karn), Hauptdolomit und Plattenkalk (Nor), Kössener Schichten (Räth), Lias-Fleckenkalk und Hornsteinkalk und kleine Reste von Oberjura-Hornsteinkalk (Radiolarit). Detailkartierungen, Prospektion und Aufschließungen durch das Zementwerk Eiberg in den vergangenen 40 Jahren brachten eine Menge von geologischen, tektonischen, stratigraphischen, petrographischen und geochemischen Neuerkenntnissen, die von bisherigen Vorstellungen (AMPFERER, 1925, 1933; HAMID, 1976; OEXLE 1978) z.T. beträchtlich abweichen, aber bisher nicht veröffentlicht wurden.

Zum S-Rand des Eiberger Oberkreidebeckens bzw. des Häringer Tertiärbeckens gehören indirekt der Wettersteinkalk und die Raibler Schichten im Pölvenmassiv zwischen Häring, Weißache und Söll-Leukental. Am Südabhang des Pölven ist außerdem der Aufbau der mittleren und unteren Triassedimente bis zum Permoskyth zu verfolgen, womit dieser Komplex im Söll-Leukental den Anschluß zum paläozoischen Grundgebirge der Nördlichen Grauwackenzone vermittelt. Den Pölvensüdabhang bilden in ungestörter Reihenfolge Permoskyth-Sandstein und Tonschiefer, Reichenhaller Schichten, Alpiner Muschelkalk, Partnachschichten und in der Gipfelregion sowie am Nordabhang der Wettersteinkalk mit 200 m (im Osten) bis 400 m (im Westen), der mit dem gesamten Triaspaket flach bis mittelsteil nach NNW einfällt.

Der am Pölven massig entwickelte, nur undeutlich grob gebankte, dichte Kalkstein lagert mit ENE–WSW-Streichen und 30–70° NNW-Fallen als mächtige Deckplatte auf dem Bergkamm und am Nordabhang. Der Gebirgsverlauf (ca. 50°NE) als Integral von klufttektonischen Schichtverstellungen deckt sich allerdings nicht genau mit dem generellen Schichtstreichen.

Die in der stratigraphischen Folge zu erwartenden *Raibler Schichten* sind am Nordfuß des Pölven nicht oder nur sehr spärlich aufgeschlossen, so daß in den geologischen Karten und Berichten darüber nichts vermerkt ist. Wesentliche Anreize zu deren Suche kamen von HEISSEL (1951), der Raibler Kalke östlich von Häring am N-Rand der »Fleckmulde« bei Singmoos und am Fuße des Unterstein östlich von Osterndorf identifiziert hatte. (Vgl. auch SCHULZ & FUCHS 1991, S.169). Beim Bau des Forstweges am N-Fuß des »Häringer Pölven« 0.4 km südöstlich von Waldschönau wurde Raibler Schieferton aufgeschlossen. Fallstücke von typischem, fossilführendem Raibler Kalk waren mir in diesem Gebiet schon früher bekannt. Seit diesen Erkenntnissen erscheint es sehr wahrscheinlich, eine Serie von Dolomitfelsaufschlüssen am Fuße des Pölven zur Raibler Abfolge zu zählen. Schließlich gelang ein weiterer Nachweis von Raibler Schieferton und Sandstein beim Bau der TAL-Werksstraße östlich von Peppenau, so daß auch die stratigraphische Zuordnung des »TAL«-Dolomitfelskopfes (960 m ü. M.) 1 km östlich des Peppenau-Hofes zu den Raibler Schichten zweifelsfrei erfolgen kann.

Eine bemerkenswerte Neuerkenntnis für die Stratigraphie und Tektonik des Pölven gelang durch die Auswertung einer Serie von Bohrungen am N-Fuß des Kleinen Pölven. So konnte in der unteren Nordwand des Kleinen Pölven 0.5 km südlich der Peppenau bei der plateauförmigen Verflachung in 1100 m ü. d. M. und in den von dort nach WSW und NE abfallenden Geländerinnen Raibler Schieferton und Sandstein erbohrt sowie Kalk und Dolomit der Raibler Serie nachgewiesen werden. Somit ist der Verlauf der Raibler Schichten entlang des Pölven-N-Fußes auf 4 km Länge sichergestellt. Nach Kartierungsergebnissen und tektonischer Konstruktion ergibt sich die so gut wie sichere Erkenntnis, daß das an der Pölven-Nordwand bisher (AMPFERER 1925, OEXLE 1978) als Wettersteindolomit bezeichnete 1.3 km lange Dolomitareal der Raibler Serie zuzuordnen ist. Nach Bohrergebnissen und konstruktiver Ermittlung kann die Mächtigkeit der Raibler Schichten mit rund 200 m vermutet werden. Die Raibler Schichten liegen also z.T. noch als Erosionsrest auf dem NNW-fallenden Wettersteinkalk und sind im unteren Nordwandbereich entlang einer generell 65° streichenden Scherkluft etwa vertikal um 150–200 m verworfen, mit dem Relativsinn der Bewegung Nördliches aufwärts, was zu einer tektonischen Wiederholung von Raibler Schichten am Pölven-Nordrand geführt hat.

Der Hauptdolomit erreicht z.B. am Widschwenter Rücken eine Mächtigkeit von rund 700 m und wird großenteils ungestört von mindestens 120 m *Plattenkalk* überlagert. Dieser wird mit einer lithologisch erkennbaren Grenze von den *Kössener Schichten* abgelöst. Es handelt sich dabei um eine 160 m mächtige, deutlich gebankte Abfolge von Kalkstein, dolomitischem Kalkstein, Mergelkalk, Mergel, Tonmergel und Tongestein in Wechsellagerung. Aber der Schichtkomplex kann in einen etwa 65 m umfassenden unteren, kalkreichen bzw. tonarmen und in einen oberen, ca. 95 m starken tonreicheren bzw. kalkärmeren Abschnitt untergliedert werden.

In der weiteren stratigraphischen Folge entwickelt sich durch allmählich zunehmende Teilnahme von SiO<sub>2</sub> in diffuser und fleckiger Verteilung in Form von kryptokristallinem Chalcedon und mikrokristallinem Quarz bzw. Quarzit ein schwach kieseliges Kalkgestein, ein *Fleckenkalk* der Liaszeit. Dieser Kieselkalk mit typisch muscheligem Bruch weist durch Zwischenschaltung von mm- bis dm-umfassenden Ton- und Mergellagen ebenfalls eine ausgeprägte Schichtung auf und erreicht in dieser Ausbildung über 100 m Mächtigkeit. Daraus entwickelt sich in das Hangende zu durch weitere Zunahme des SiO<sub>2</sub>-Gehaltes eine Abfolge von wahrscheinlich über 300 m mächtigen *Hornsteinkalken*, wobei die SiO<sub>2</sub>-Anreicherung vielfach in Form von faustgroßen grauen Knauern, aber auch schichtig-lagig gebunden entwickelt ist.

Schließlich gab es früher noch spärliche Aufschlüsse von *roten Kieselkalken* (Radiolarit), die AMPFERER (1933) dem Oberjura zuordnete. Soweit die vorgosauisch das Transgressionsrelief bildenden Trias- und Juragesteine.

Die Erosion hat diese zu Großfalten tektonisch verformten Sedimente verschieden tief erodiert und dadurch eine ausgedehnte Muldenform mit einigen Felsklippen geschaffen.

## 3.1. Gesteinsrohstoffe

Von den genannten Gesteinen sind einige Abfolgen für die Zementerzeugung als Rohstoff geeignet. Das Zementwerk Eiberg baut seit einigen Jahrzehnten im Steinbruch beim Schmiedlhof am Eiberg (Name vom Nadelbaum Eibe !) Kalksteine unterschiedlicher Qualität im Tagebau ab. Das fast zur Gänze zum norischen *Plattenkalk* gehörige Gestein besteht mit seiner stratigraphisch obersten, 14 m mächtigen Schwarte aus reinem Kalkstein, zusammengesetzt aus Kalklutit mit Calcitspatit. Die MgO-Gehalte liegen unter 5%. Stratigraphisch tiefere Areale liefern außerdem auch dolomitischen Kalkstein, z.T. bestehend aus Zwischenschichten mit dolomikritischen Algenstromatolithen und spätigem Dolomit. Die Verwendung gering dolomitischer Karbonatgesteine als Zusatzrohstoff war infolge der nur gering MgO-haltigen Mergellagerstätte möglich, so daß das MgO-Limit im Gesteinsrohmehl eingehalten werden konnte.

Die mit Kalkstein, Mergel und Ton in verschiedenen Anteilen wechsellagernden Kössener Schichten würden bei optimaler Homogenisierung die geforderte mineralische Pauschalzusammensetzung mit CaO, SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> und Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> gewährleisten und wären somit als Gesteinsrohstoff »Mergel« bzw. »Kalkstein« unter bestimmten Bedingungen einsetzbar. Ein Großversuch hat dies grundsätzlich bestätigt. In der Praxis aber wurde auf diesen Sedimentkomplex noch nicht zurückgegriffen. Lediglich eine wenige Meter mächtige, schwach tonige Kalksteinschwarte kommt im Schmiedl-Steinbruch als Überlagerung des Plattenkalkes randlich zur Verwendung.

Zur Zementerzeugung gleich nach dem 2. Weltkrieg, aber auch in allerletzter Zeit wurden noch die SiO<sub>2</sub>-hältigen Kieselkalke des liassischen *Fleckenkalk*-Komplexes als Zuschlagstoff herangezogen, u.zw. derzeit fallweise für die Herstellung eines speziellen Portlandzementes. Durchschnittswerte von chemischen Analysen liegen um 77.06 % CaO, 1.78 MgO, 16.12 SiO<sub>2</sub>, 1.20 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 0.36 SO<sub>3</sub>, Rest 2.64 %. Begreiflicherweise liegen die sehr variablen SiO<sub>2</sub>-Werte für Hornsteinkalke wesentlich höher, bis nahe 50 %.

Für die weitere Existenz des Zementwerkes wird der in der näheren Umgebung am Pölven enstehende *Wettersteinkalk* ausschlaggebend sein. Dieser Wettersteinkalk (Ladin-Kam), hier in der Ausbildung einer Rifffazies mit Riff und Riffschuttmantel (OEXLE 1978), stellt ein, mineralogisch-chemisch beurteilt, in weiten Arealen hochwertiges Karbonatgestein vom Typ »Reinstkalk« mit über 95 % CaCO<sub>3</sub> dar. Das Zementwerk Kirchbichl baut diesen Kalkstein auf der NW-Ecke des 4 km langen Pölvenmasssivs seit vielen Jahrzehnten ab. Das Zementwerk Eiberg hat in den vergangenen 13 Jahren durch Prospektion und Aufschließung mit zahlreichen Bohrungen die chemische Qualität des Gesteins im Ostund Zentralbereich des Pölven untersucht und die Grundlagen für einen zukünftigen, möglichen Abbau des hervorragenden, sehr reinen Kalksteins als Rohstoff geschaffen. Reine Kalksteine sind bekanntlich im österreichischen Alpenraum eine große Seltenheit.

## 4. Tektonik

Das Grundkonzept des tektonischen Baustils zeigt die absteigende Tendenz des Beckenuntergrundes von E nach W, mit der N-Grenze Kufsteiner Wald (Hauptdolomit) und der S-Grenze Widschwenter Rücken (Hauptdolomit). Dadurch werden im Ostteil auch Details über das vorgosauische Relief mit Felsrücken und Klippen sichtbar, die eine Gliederung in Teilbecken ermöglichen und den Einblick in die nachgosauischen tektonischen Verformungen gewähren.

Für die Anlage von Teilbecken ist hier die Faltenkulmination am Eiberg maßgeblich: eine monoklin-symmetrische Sattelfalte mit triklinen Zügen, bestehend aus Hauptdolomit, Plattenkalk, Kössener Schichten und Lias-Fleckenkalk. Die ENE–WSW streichende Faltenachse fällt nach WSW mit zunehmender Neigung 15°–35° und mit Verschwenkung 10° nach E zu ein. Die Kulmination liegt im Steinbruch Schmiedl am Eiberg. Die SW-, S- und SE-Grenze der Antiklinale ist durch Verwerfungen modifiziert. Diese tektonische Situation war von AMPFERER (Geol. Karten 1925, 1933) verkannt und in Form einer Oberräthkalk-Scholle auf Lias-Fleckenmergel bzw. Kössener Schichten (1933, S.35, 90) beschrieben und dargestellt worden. Die tektonische Prägung bedingt zusammen mit der Erosion eine im Grundriß ovale Zonierung der Schichtserien mit der ältesten – Plattenkalk – im Zentrum, umgeben von Kössener Schichten und Liaskalk. Diese Zwischenfalte am Eiberg taucht nach W in das Gebiet Letten unter und löst sich nach S zu in die normale stratigraphische Abfolge Hauptdolomit-Plattenkalk-Kössener Schichten-Liaskalk auf. Im E (Gebiet Rehau) und N (Sonnberg) verursacht die südliche Kaisergebirgsstörung einen radikalen Verwurf mit einer konstruktiv ermittelten Sprunghöhe von rund 2000 m.

Das durch vorgosauische Tektonik in Grundzügen angelegte nördliche Gosaubecken Gaisbach–Rußland mit der Gaisbach-Synklinale im äußeren Gaisbachgraben, taucht im Hundertermeter-Bereich wellenförmig mit durchschnittlich 20°–25° gegen W in Richtung Weißache unter und weitet sich durch Vereinigung mit der südlich anschließenden Teilmulde Matzing–Kaiserwerk–Kaufmann (mit Ausläufer bis Hölzentalalm) enorm aus. Dieses Teilbecken ist durch den 50–80 m breiten ENE–WSW-verlaufenden Lias-Fleckenkalk-Rücken (Eibergstraße–S Eiberger Hof–Weißache Werksbrücke–Matzinger Steinbruch) weiter in Kleinmulden unterteilt.

Flächen- und Achsenmessungen in den verschiedenen Mergelsteinbrüchen in den vergangenen Jahrzehnten ergaben B-Achsenlagen mit E–W-Streichen und ENE–WSW-Streichen mit beidseitigem, aber vorherrschendem W-Fallen: Haberg:  $\beta = B = 61^{\circ} 0^{\circ}$ ,  $= 85^{\circ} 0^{\circ}$ ,  $= 21^{\circ}$ W 27°N, Großmulde:  $\beta = B = 82^{\circ} 0^{\circ}$ ,  $= 80^{\circ} 50^{\circ}$  W. Weißache-W (Feistenau):  $\beta = B = 80^{\circ} 20^{\circ}$ W. Hintermatzing–Weißache:  $\beta = B = 80^{\circ} 0^{\circ}$ ,  $= 60^{\circ} 20^{\circ}$ WSW,  $= 61^{\circ} 18^{\circ}$ W,  $= 80^{\circ} 0^{\circ}$ ,  $= 90^{\circ} 0^{\circ}$ ,  $= 80^{\circ} 10^{\circ}$ E,  $= 13^{\circ} 15^{\circ}$ W, Großmulde:  $\beta = B = 102^{\circ} 25^{\circ}$ E,  $= 105^{\circ} 10^{\circ}$ W,  $= 84^{\circ} 30^{\circ}$ E. Neuschwendt:  $\beta = B = 33^{\circ} 10^{\circ}$ NE,  $= 64^{\circ} 30^{\circ}$ ENE, generell  $= 88^{\circ} 10^{\circ}$ W. Unterneuschwendt:  $\beta = B = 90^{\circ} 12^{\circ}$ W, generell:  $= 110^{\circ} 10^{\circ}$ W.

Während die S-Grenze der Gosau-Schichten vom Kaiserwerk an der Weißache bis nahe Hintermatzing durch eine steile ENE–WSW-Störung geprägt ist, besteht im übrigen Großbereich eine weitgehend ungestörte Transgressionsauflage auf dem Grundgebirge. Beim Weißache-Knie gegenüber Schachenried liegt eine lokale, von einer Felsklippe abgescherte Scholle von LiasFleckenkalk und Hornsteinkalk auf die unteren Gosau-Mergel überschoben vor.

Zur Frage der W-Fortsetzung der Oberkreidesedimente könnte das Auftauchen roter Mergel 400 m östlich von Schwoich als vermutlich basisnahe Ablagerung als Anhaltspunkt dienen. Allerdings stehen graue Mergel bei Blafeld–Moosheim nahe der Becken-N-Grenze an und 600 m SSE von Schwoich durchörterte eine Bohrung im Jahre 1920 (AMPFERER 1922) für den Kohlenbergbau Häring Gesteine bis in 174 m Tiefe: Das angebohrte Grundgebirge beginnt in 105 m Tiefe und besteht auf Grund der Beschreibungen, m.E. auch nach der tektonischen Konstruktion aus Kössener Schichten. Die von oben zuerst durchbohrten 56 m »feinsandigen Mergel« könnten den alttertiären Unterangerberger Schichten entsprechen, welche auf 35 m mächtige, möglicherweise Gosau-Mergel übergreifen. Gegen diese Vermutung spricht allerdings der Befund, daß nahegelegene Mergelaufschlüsse SE von Schwoich und nordwestlich von Himberg nach dem mineralogischen und chemischen Befund für jüngere Gosau-Mergel sprechen.

Für die Beurteilung des prägosauischen Verformungsbildes sollten die weit vorherrschenden Schichtlagen im Rahmengebirge des Oberkreidebeckens und deren Faltungstendenz beachtet werden. Hierbei müssen das vorherrschende NE (ENE)–SW (WSW)-Streichen und ebensolche konstruktiv ermittelbare ß-Achsen auffallen, welche für ältere Achsenlagen sprechen. Allenfalls aber weitet sich das Oberkreidebecken von der Weißache nach W in das Gebiet Letten und bis nahe Schwoich mit einem Tiefgang von über 200 m aus. Wesentliche Verwerfer des Großraumes gehören als h0l-Scherklüfte dem jungen Einengungssystem mit ENE- und E-W-streichenden Faltenachsen an.

## 5. Das Oberkreidebecken und seine Gesteinsrohstoffe

Das Eiberger Becken reicht mit der Restflächenausdehnung vom Gaisbachtal nach W bis in den Bereich Schwoich und in S-N- Richtung vom Widschwenter Rücken (nördlich des Pölvenmassivs) bis an den Kufsteiner Wald. Es umfaßt etwa 6-7 km<sup>2</sup> im Grundriß.

Zum Verständnis der Transgression und der Entwicklung der Sedimentation ist aber der regional qualitativ verschiedene Beginn von Interesse. Eine altersmäßige Zuordnung der Eiberger Gosau-Schichten versuchte HAMID (1976) auf Grund von biostratigraphischen Untersuchungen und kommt zur Aussage, daß die Sedimente vom Untersanton über Campan bis Untermaastricht reichen. Auf einige Unstimmigkeiten betreffend diese Zuordnung und tektonische Ansichten kann hier nicht eingegangen werden.

Über weite Küstengebiete begann die Sedimentation mit typischen Transgressionsbildungen: *Kalk- bzw. Dolomit-Breccien* und *Konglomerate* mit Komponenten des jeweiligen triassischen bis jurassischen Untergrundes, z.T. mit Oberjura-Hornsteingeröllen, ein Sedimenttyp, der nur mehr sehr spärlich oberflächlich anstehend zu finden ist. Als Matrix der grobklastischen Gesteine tritt teils polymikter Arenit mit den, den größeren Komponenten entsprechenden Sandkörnern auf, teils liegt Mergel, auch Tonstein zementierend vor. Stellenweise sind auch *Sandstein*-Areale entwickelt. Die auf Hauptdolomit des Widschwenter Rückens und des Eiberg-Kopfes unmittelbar transgredierende monomikte Dolomitbreccie mit Konglomerat ist mit Dolomitarenit und Dolomitspat zementiert. Die Mächtigkeit der Transgressionssedimente schwankt in weiten Grenzen und erreicht etwa 14 m.

Es ist bemerkenswert, daß brecciöse Zwischenschichten in Teilbereichen der Südbegrenzung des Gosaubeckens in den bereits von Mergeln dominierten unteren Gosau-Schichten, ja gelegentlich auch in stratigraphisch höheren Nieveaus, mit geringer Mächtigkeit enthalten sind und ausnahmsweise auch mit 10 m Mächtigkeit inmitten der mächtigen »Zementmergel« aufscheinen. Aber in diesen Fällen kann nicht von einer Basisbreccie gesprochen werden.

Die typisch polymikten roten und grauen Konglomerate und Sandsteine besetzen einen schmalen, 4 km langen WSW-ENE verlaufenden Streifen vom Weißache-Knie bei Schachenried bis über die Hölzentalalm im E, wo die Gosau-Schichten bei der Lokalität »In der Hochat« enden.

Eine außergewöhnliche Bildung an der Basis der Gosau-Schichten stellt ein kleinflächiges, höchstens 2 m mächtiges, von W. HEISSEL um 1980 entdecktes Bauxit-Vorkommen auf der Widschwenter Alm in ca. 900 m Höhe ü. M. als Erosionsrest dar (SCHULZ & HEISSEL 1997). Der ungeschichtete, dichte, rötliche Böhmit-Bauxit lagert auf einem dort lokal entwickelten ungeschichteten biodetritischen Kalkstein. Dieser bildet neben dem, als Südgrenze der Gosaumulde weit verbreiteten aufgearbeiteten ruditisch-arenitischen Hauptdolomit, im südöstlichen Beckenabschnitt eine Ausnahme. Der Mineralbestand des Bauxits besteht aus Böhmit, Hämatit, Lepidokrokit, Goethit, Rutil, Pyrit, Quarz, teilweise Calcit, Dolomit, etwas Chlorit, Tonmineralen, karbonifiziertem Phytodetritus, Spuren von Kaolinit, akzessorisch Zirkon, Titanit, Turmalin, Magnetit und Mn-Minerale. Die auf dem Hauptdolomit um die Widschwenter Alm transgredierenden Sedimente wurden bisher als Tertiär zu den Häringer Schichten gestellt. Nach nunmehrigen Erkenntnissen handelt es sich aber um Basisbildungen der Oberkreidezeit.

Genetisch wird dieser Hämatit-Böhmit-Bauxit als Faziestyp »allothigener Karstbauxit« bezeichnet und nach Al- und Fe- Lösungstransport in extrem saurem Milieu, in einem alkalischen lagunären Flachwassermilieu im tropisch-humiden Klimabereich ausgefällt erklärt. Es wird an die Ausfällung und Präzipitation eines komplexen amorphen Al-Fe-Ti-Si-Gels gedacht, aus welchem durch einen noch syngenetisch-sedimentären bis frühdiagenetischen Reifungsprozeß der Bauxit entstanden sein kann.

#### **Die Mergelserie**

Über den grobklastischen Basissedimenten entwickelte sich mit großer Konstanz fast im gesamten überblickbaren Becken zunächst eine regional unterschiedlich, bis zu 20 m mächtige, dunkelgraue bis dunkelgrüngraue, *quarz-, dolomit-, kalksandige Mergelbank.* Darüber folgt eine hervorragende, überall verbreitete Leitschichte mit ziegelroter Farbe. Es handelt sich um einen *Si-, Al- und Fe-reicheren*, schwach *dolomitischen Mergel*, dessen charakteristische *Rotfärbung* auf limonitisierten Pyrit zurückzuführen ist, der aber nicht nur authigen, sondern nach der Korngestalt auch als Detritus vorzuliegen scheint. Die Mächtigkeit schwankt beträchtlich und erreicht bis zu 9 m. Die farblich scharf begrenzte rote Mergelbank leitet nun zu einer über 200 m mächtigen hellgrauen bis grüngrauen *»Zementmergelserie*« über, die das weitaus dominierende und technisch wichtigste Gestein der Eiberger Gosau-Schichten darstellt.

Petrographisch gesehen fallen in den, nach mineralogischer und chemischer Zusammensetzung verschiedenen Mergelsorten häufig arenitische, seltener meist nur geringmächtige, grobklastische Einschaltungen und auch rötlich pigmentierte Mergel auf. Natürlich sind auch viele Sedimentgefüge, besonders Turbiditsequenzen von Interesse. Makrofossilien sind seit jeher hier selten, aber mit den zahlreichen Mikrofossilien, vor allem mit planktonischen Foraminiferen befaßte sich HAMID (1976).

#### 5.1. Gesteinsrohstoffe

Nur dieses, in allen Teilbereichen der Oberkreidemulde ausgebildete Mergelhauptlager, welches mit den mächtigen Beckensedimenten das weite, von Wiesen bedeckte Gebiet zwischen der Weißache und Schwoich einnimmt, eignet sich nach der mineralischen und chemischen Zusammensetzung als Rohstoff für die PZ-Erzeugung. Der Mineralbestand dieses, dem Chemismus nach als *Mergelkalk bis Kalkmergel* zu bezeichnenden Gesteins umfaßt: Calcit als Lutit, Mikrit und Spatit, Illit, Sericit, Chlorit, Quarz, Pyrit und Spuren von inkohltem Phytodetritus, Phosphorit, Zirkon, Rutil, Turmalin, Apatit und Magnetit. Dieses Sediment zeigt durchwegs ausgeprägte Schichtung vom Geländeaufschluß bis in den Mikrobereich infolge wechselnden Detritus- bzw. authigenen Mineralangebotes, hauptsächlich von Calcit und Tonmineralen. Nicht selten treten schichtungsähnliche Calcitanreicherungen als Lagenbau deutlich in Erscheinung: Es sind Beispiele für tektonische Entmischungen infolge mechanischer Beanspruchung ohne metamorphogene Überprägung. Daher sind analoge Separierungen von Calcit und Tonmineralen auch im Bereich von tektonischen Störungszonen häufig.

Im Zuge der Rohstoffforschung für das Zementwerk konnte auf Grund von chemischen Differenzen in diesem Mergelhauptlager eine ungefähre Zweiteilung in Faziesbereiche vorgenommen werden. So erweist sich nämlich der liegende Mergelabschnitt als etwas kalkreicher bzw. tonärmer (mit durchschnittlich etwa 60–61 % CaO, 6.5–7 % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), hingegen die hangende Abfolge als tonreicher bzw. kalkärmer (50–55% CaO, 8.5–9 % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Angaben Werkslabor Eiberg). Es dürfte sich um küstennähere und küstenfernere Ablagerungen handeln. Derartige geochemisch-fazielle Unterschiede im Sediment spielen als Gesteinsrohstoff für die PZ-Herstellung eine bemerkenswerte und zu beachtende Rolle, da ja die chemischen Anforderungen in der Zusammensetzung des Rohmehls in engen Grenzen festgesetzt sind (Chemismus, Kalkstandard, Silikatmodul, Tonerdemodul).

## 6. Die PZ-Herstellung

Die notwendige Mischung der Kalk- und Mergelgesteine aus den verschiedenen Steinbrüchen, unter laufender Kontrolle des Chemismus durch das Labor des Zementwerkes Eiberg und die Pulverisierung zu Gesteinsmehl erfolgt im Werksbereich (an der Mündung des Gaisbaches in die Weißache). Das vor dem Sinterungsvorgang vorliegende Mineralpulver, bestehend aus Calcit, Tonmineralen, Quarz, Pyrit, Sp.Dolomit u. a., wird in der Drehofenanlage (mit Wärmetauscher) bei 1450°C in granalienförmig aggregierte Klinker-Kristallphasen (Tricalciumsilikat, Dicalciumsilikat, Tricalciumaluminat, Tetracalciumaluminatferrit u.a.) übergeführt. Dieser Portlandzementklinker wird gemahlen, zur Regelung der Abbindezeit mit Gips versetzt und zur zusätzlichen Herstellung von speziellen PZ-Sorten mit Flugasche bzw. Hüttensand (Hochofenschlacke), bzw. auch mit Kalksteinmehl vermahlen. Das Zementwerk Eiberg stellt derzeit nahezu alle in der ÖNORM B 3310 vorgesehenen Portlandzementsorten her.

AMPFERER, O. (1922): Zur Geologie des Unterinntaler Tertiärs.-Jb. Geol. B.-A., 72, 105-147, Wien.

- AMPFERER, O. (1925): Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Kufstein, 1 : 75.000. -Wien (Geol. B.A.).
- AMPFERER, O. (1933): Geologischer Führer für das Kaisergebirge. und Geol. Karte 1: 25.000. -Geol. B.A. Wien, 132 S.
- HAMID, A.M.I. (1976): Biostratigraphische Untersuchungen mit planktonischen Foraminiferen in der Oberkreide des Gosau-Beckens von Eiberg (Tirol). - Dissertation, Ludwig-Maximilians-Universität München, 170 S., 11 Tafeln. München. Nicht veröffentlicht.
- HEISSEL, W. (1951): Beiträge zur Tertiär-Stratigraphie und Quartärgeologie des Unterinntales. Jb. Geol. B.A., <u>94</u>, 207–221.
- KIRCHMAIR, F. (1988): Das Schwoicher Dorfbuch. Verlagsanstalt Tyrolia, 614 S., Innsbruck.
- OEXLE, Th. (1978): Die Geologie der Pölvengruppe im Unterinntel (Tirol). Diplomarbeit, Technische Universität München, 75 S. (nicht veröffentlicht).
- SCHULZ, O. & FUCHS, H.W. (1991): Kohle in Tirol: Eine historische, kohlenpetrologische und lagerstättenkundliche Betrachtung. - Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., <u>13</u>, 123–213.
- SCHULZ, O. & HEISSEL, W. (1997): Bauxit auf der Widschwenter Alm bei Kufstein (Tirol). Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., <u>19</u>, in Druck.



Abb. 1:

Profil durch die Eiberger Oberkreidemulde mit dem nördlichen und südlichen Randgebirge. P = Permoskyth, MK = Alpiner Muschelkalk, WK = Wettersteinkalk, RS = Raibler Schichten, HD = Hauptdolomit, PK = Plattenkalk, KS = Kössener Schichten, LK = Lias-Fleckenkalk und Hornsteinkalk, R = Radiolarit (Homsteinkalk), GM = Gosau-Mergel, H = Häringer Schichten. B = Bohrungen. Sehr geringe Sand- und Schotterbedeckungen sind zeichnerisch nicht berücksichtigt.

# EXKURSION D: TYROLIT-SCHLEIFMITTELWERKE/SCHWAZ

# HELLETSBERGER, H.\*, LECHNER, H.\* & TESSADRI, R.\*\*

- \* Tyrolit Schleifmittelwerke Swarovski K.G., A-6130 SCHWAZ
- \*\* Institut für Mineralogie & Petrographie, Universität Innsbruck, A-6020 Innsbruck

## **Allgemeine Daten**

Die Firma TYROLIT (Stammsitz Schwaz/Tirol) ist seit 1919 ein eigenständiges Unternehmen innerhalb der von Daniel Swaroski sen. 1895 gegründeten Firmengruppe SWAROVSKI (Stammsitz Wattens/Tirol) und gehört weltweit zu den drei größten, europaweit zum größten, Hersteller von gebundenen Schleif-, Trenn-, Schneid,- Säge,- Bohr- und Abrichtwerkzeugen mit konventionellen und Superschleifmitteln in sämtlichen Bindungentypen.

Die Produktpalette umfaßt im Detail:

- <sup>°</sup> Werkzeuge für das Präzisionsschleifen
- ° Werkzeuge zum Trenn- und Grobschleifen
- <sup>°</sup> Werkzeuge für den Einsatz auf Handmaschinen
- <sup>°</sup> Werkzeuge für den Hoch- und Tiefbau sowie die Natursteinindustrie
- <sup>o</sup> Maschinen und Modulsysteme für die Bau- und Natursteinindustrie



Abb 1: synthetischer Diamant, 1A-Qualität (SE-Bild)

## Schleifkorn

Als wesentliche Schleifmaterialien kommen lediglich Stoffe in Frage, die sehr hohe Härte aufweisen (ca. 2000 kN/mm<sup>2</sup> bis 8000 kN/mm<sup>2</sup>); »historische«-Schleifmaterialien wie Quarz, Granat, Bimsstein, Gläser und auch natürlicher Korund (Schmirgel) sind nur mehr als Zusatzstoffe bzw. gar nicht mehr in Einsatz. Neben der Härte sind zusätzlich Kornart, Kornform und Korngröße wichtige Kriterien für das Schleifergebnis.

Folgende Rohstoffe sind in Verwendung:

# $Al_2O_3 - Korund$ (Härte ca. 2000 kN/mm<sup>2</sup>)

Das Material wurde früher von natürlichen Vorkommen (z.B. »Naxos-Smirgel«) bezogen – heute kommt ausschließlich synthetisch hergestellter Korund zum Einsatz.

Zwei Typen werden auf Grund ihrer Herstellung unterschieden:

- a) Schmelzkorunde: der Korund wird aus Schmelzen gewonnen, wobei zwei wesentliche Arten von Korunden je nach Ausgangsmaterial unterschieden werden: wird als Ausgangsstoff direkt Bauxit eingesetzt so entstehen die sogenannten »Normalkorunde« und »Halbedelkorunde«; wird als Ausgangsmaterial reines Al(OH)<sub>3</sub> (Bayer-Tonerde) verwendet, so sind die Endprodukte die »Edelkorunde«, wobei diesem Material sehr häufig noch Oxide (Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, ZrO<sub>2</sub> etc.) beim Schmelzvorgang zugemischt werden.
- b) Sinterkorunde: bei diesem sehr modernen Verfahren werden entweder Bauxit und/oder Tonerde bzw. Böhmit zu Korund gesintert (Sol-Gel-Verfahren).

Die folgende Tabelle zeigt eine Übersicht über die chemische Variation der am häufigsten eingesetzten synthetischen Korunde (Gewichts %), deren Verwendung in den verschiedensten Kornklassen und Vorbehandlungsstufen wesentlich (in Kombination mit den diversen Bindungen) die Eigenschaften der Schleifkörper und damit die Einsatzgebiete bestimmen:

	Edelkorund Weiss	Edelkorund Rosa	Edelkorund Dunkelrot	Halbedel- Korund	Normal- Korund
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	99.60	99.30	97.40	97.80	96.20
CaO	0.01	0.01	0.02	0.10	0.08
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.22	2.10	0.02	0.02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.03	0.04	0.08	0.12	0.12
MgO	0.01	0.01	0.01	0.02	0.15
Na <sub>2</sub> O	0.30	0.26	0.26	0.01	0.01
SiO <sub>2</sub>	0.01	0.02	0.01	0.30	0.45
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.00	1.50	2.65
ZrO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.00	0.10	0.10

Tab. 1:

Chemische Variation der am häufigsten eingesetzten Korunde

Um verschiedene Eigenschaften positiv zu beeinflussen, werden mit dem erzeugten Rohstoff noch häufig verschiedene Nachbehandlungs-Techniken durchgeführt (Ummantelungen, Glühungen etc.)



Abb. 2: Sinterkorund (SE-Bild)

## SiC - Siliziumcarbid (Härte ca. 3000 kN/mm<sup>2</sup>)

Dieses Material wird elektrolytisch aus Quarz + C (Petrolkoks) gewonnen. Der Hauptverwendungszweck liegt direkt in der Anwendung als Schleif- und Poliermittel, wo es in gebundener und auch loser Form zum Einsatz kommt. Nicht nur die hohe Härte, sondern vorallem die hohe Temperaturbeständigkeit von SiC bestimmen seinen Einsatzbereich.

## CBN - kubisches Bornitridrid (Härte ca. 5000 kN/mm<sup>2</sup>)

Zu den bedeutendsten Entwicklungen auf dem Schleifmittelsektor der letzten drei Jahrzehnte ist das kubisch kristalline Bornitrid (CBN) zu zählen. Die Herstellung dieses Materials erfolgt mit Hochdruck-Temperaturverfahren (über 50 kbar, ca. 1700°C).Vorallem die hohe Härte und die Ausbildungen der Komformen (scharfe Ecken und Kanten) machen dieses Material zum Konkurrenten von Diamant. Die kühlschleifenden Eigenschaften sowie die hohe Temperaturbeständigkeit und das geringe chemische Reaktionsverhalten bestimmen seinen Einsatz als bevorzugtes Schleifmittel für gehärtete Stähle.

## C – Diamant (Härte ca. 7000 kN/mm<sup>2</sup>)

In der Schleifmittelindustrie ist Diamant wegen seiner hohen Härte das ideale Material; sowohl synthetisch hergestellter Diamant (Hoch-Druck-Temperatur-Verfahren mit Drucken über 100 kbar und ca. 1500°C), als auch natürliches Material kommen dabei zum Einsatz.

## Bindungskomponenenten

Neben dem eigentlichen Schleifkorn sind die Bindungskomponenten der zweite Teil eines Schleifkörpers; sie geben dem Schleifkörper die eigentliche Form und beinflußen die Schleif- und Trenneigenschaften ganz wesentlich (z.B. Temperatur- und Materialeinsatzbereich, Festigkeit etc.). Drei Typen von Bindungen können unterschieden werden (diese geben dann auch die verschiedenen Technologiebereiche der schleifmittelerzeugenden Industrie vor):

a) Keramische Bindungen:

Bei diesen Systemen werden vorallem silikatische Materialien, Gläser verschiedenster Zusammensetzung (»Fritten«) und teilweise auch zusätzlich Schleikornmaterialien mit feinsten Korngrößen mit dem eigentlichen Schleifkorn vermischt, zu einem Schleifkörper geformt und anschließend gebrannt.

b) »Bakelit«- Bindungen:

Unter diesem Begriff (ein geschützter Markenname) versteht man im wesentlichen Bindungssysteme die aus Phenolharzen und diversen Füllstoffen bestehen. Zusammen mit dem Schleifkorn vermischt, geformt und ausgehärtet ergeben diese den Schleifkörper. Neben den eigentlichen Phenolharzen sind heute eine Reihe von Spezial-Kunststoffen bzw. Kunstharzen und Elastomere im Einsatz.

c) Metallbindungen:

Bei diesen Systemen wird das Schleifkorn (hier kommt ausschließlich Diamant und/oder CBN zum Einsatz) mit diversen Metallen (Eisen, Cobalt, Nickel, diverse Legierungen, Wolframcarbid etc.) über Sinter- oder galvanische Verfahren zu einem Schleifkörper verbunden.

Die Vielfalt der eingesetzten Rohstoffe bei keramischen- und Kunstharz-Bindungen ist in der nachstehenden Tabelle (unsystematisch) aufgezeigt. Viele der verwendeten Materialien sind Naturprodukte die weltweit von verschiedensten Lagerstätten bezogen werden (z.B. Pyrit, Zinkblende, Antimonit etc.). Einige Materialien kommen heute nicht mehr als natürliche Rohstoffe zum Einsatz, sondern werden bevorzugt als Synthesen zum Einsatz gebracht (z.B. Kryolith etc.) bzw. sind immer schon als rein synthetische Materialien verwendet worden (z.B. Borcarbid, Lithiumcarbonat etc.).

#### Keramische Bindungen

Feldspäte Tone Kaolin Kieselerde Quarz Silikatmehl Kreide Talk (»Federweiss«) Bornitrid Borcarbid Korunde Hämatit (»Polierrot«) Magnetit Lithium-Carbonat Metalle (z.B. Co)

Gläser (»Fritten«) Feldspäte Dolomit Calcit Kieselerde Quarz Na-Borat (Rasurit, Kernit) Magnesiumoxid (Periklas) Kaolin Bor-Oxide Lithium-Borate Calcium-Phosphate

+ organische Naturprodukte zur Formgebung, die während des Brennvorganges dann entweichen (z.B. Kartoffelstärke, Holz etc.)

#### Kunstharz Bindungen

Hämatit Graphit (»Rebenschwarz«) Barium-Sulfat (Baryt) Mangan-Oxid (Braunstein) Kreide Talk Natrium-Aluminium-Fluorid (Kryolith) Zement Dolomit Calcium-Phosphate Kalium-Chlorid Lithium-Carbonat Olivin Rutil Mullit Chrom-Oxide Magnesium-Oxid Pyrit Markasit Kalium-Sulfat Zinkblende Wurtzit Kalk Kalium-Bor-Fluorid Ammonium-Chlorid Calcit Kupfer-Chlorid Bimsstein

Kupferkies Molybdän-Sulfid (»Molykotte«) »Lithophone« (Ba-Sulfate+ZnS) + diverse Farbstoffe Blei-Chlorid als Schmier- und Kühlmittel wird nicht mehr verwendet !!

COES JR., L.(1971): Abrasives, Applied Mineralogy, 1, Springer 1971

- COLLESELLI, K. & ARMING, H. (1977): Die Schleifmittel, Tyrolit Schleifmittelwerke Swarovski K.G., 1-31
- COLLESSELLI, K. (1978): Die Bindemittel I.Teil, Schleifen und Trennen, Tyrolit Schleifmittelwerke, Folge <u>07</u>, 4–5
- COLLESSELLI, K. (1978): Die Bindemittel II.Teil, Schleifen und Trennen, Tyrolit Schleifmittelwerke, Folge <u>68</u>, 15–16
- HAUSBERGER, P. (1992): Ein neues Korund-Schleifkorn. Untersuchungen an Verbundsystemen, bestehend aus einer mikrokristallinen Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Matrix und monokristallinen Hartstoffen, Diss. Univ.Innsbruck

# Exkursionsablauf

12: <sup>00</sup>	Mittagessen im Werksrestaurant
-------------------	--------------------------------

13:00 Vorstellung der Firma TYROLIT und ihrer Produkte

- ° Geschichte und Kennzahlen
- ° Produktionsprogramm
- <sup>°</sup> Anwendungstechnische Highlights
- <sup>°</sup> Rohstoffe unter besonderer Berücksichtigung von Mineralien
- Forschung, Entwicklung, Qualitätssicherung
   Anwendung mineralogischer Methoden
- <sup>°</sup> Auf Wunsch Videos über Produktanwendungen

14:<sup>15</sup> Werksbesichtigung:

- Fertigung keramisch gebundener Schleifwerkzeuge
- <sup>°</sup> Automatenfertigung von Schleifwerkzeugen für Handschleifmaschinen
- Fertigung und Pr
  üfung von Diamantwerkzeugen f
  ür die Gesteinsindustrie
- Praxisvorführungen in den Versuchsabteilungen:
   Präzisionsschleifen, Trennschleifen, Gesteinsbearbeitung
- Entwicklungsabteilung, inbesonders REM mit großer Probenkammer

16:<sup>30</sup> Abschlußdiskussion mit Kaffee

# EXKURSION E: GEOLOGIE UND PETROLOGIE DES ORTLERKRISTALLINS

## MAIR, V. & PURTSCHELLER, F.

Institut für Mineralogie & Petrographie, Universität Innsbruck, A-6020 Innsbruck

# I Lithologie und Petrographie des S-charl-Campo-Kristallins (Ortler Kristallin s. l.) und der auflagernden Sedimentserien

Das S-charl-Campo-Kristallin wird im Süden von der Pejo-Linie, im Westen von unterostalpinen/penninischen Einheiten, im Nordwesten von der Engadiner Linie und im Norden von der Schliniglinie begrenzt. Die nordöstliche Begrenzung gegen das Ötztal-Kristallin (NW von Meran) ist durch eine breite Mylonitzone gekennzeichet, welche nach SCHMID & HAAS, 1989 die Fortsetzung der Schliniglinie nach Osten darstellt. Hier ist eine klare tektonische Trennung der beiden Einheiten, welche deutliche lithologische Ähnlichkeiten und eine kontinuierliche alpine Metamorphoseprägung aufweisen, nicht möglich (Abb. 1).

S-charl-Kristallin (Sesvenna-Kristallin nach Schweizer Autoren) und Ortler-Kristallin sind Einheiten desselben tektonischen Niveaus, welche durch die breite, NE–SW streichende Umbrail-Chavallatsch-Schuppenzone sowie durch die Gallo-Linie als deren westliche Fortsetzung in den Sedimenten der Engadiner Dolomiten getrennt sind (Abb. 2).

Das S-charl-Kristallin besteht vorwiegend aus Muskovit-Granitgneisen mit spärlichen Einlagerungen von Biotit-Granitgneisen, Amphiboliten und Paragneisen und ähnelt damit sehr dem Silvretta-Kristallin. Es bildet als ganzes eine »Kuppel« mit dem Top im Bereich des Piz Sesvenna (HOINKES & THÖNI, 1993). Das Kristallin wird autochthon bis parautochthon von Sedimenten der S-charl-Decke überlagert.

Das Ortler-Kristallin s.s. besteht zum Großteil aus amphibolitfaziell metamorphen Glimmerschiefern und Paragneisen mit Einlagerungen von Granitgneisen, Quarziten und Amphiboliten. Typische Wechsellagerungen von staurolithführenden Glimmerschiefern, Amphiboliten und Calcit-Marmoren treten an den Südhängen des Vinschgautales bei Laas auf, welche aufgrund lithologischer Ähnlichkeiten mit der Laaser Serie (SANDER, 1922) im Ötzalkristallin S des Schneebergerzuges korreliert werden. Der »Marteller-Granit« ist ein inhomogener, pegmatitischer Leukogranit, welcher die metamorphe Hauptprägung und Strukturen diskordant intrudierte; er ist mit 271 ±3 Ma datiert (BOCKEMÜHL, 1988) und wird aufgrund geochemischer und lithologischer Ähnlichkeiten mit den zahlreichen Pegmatiten korreliert, welche in tektonisch ähnlicher Position in großen Teilen des Ortler-Kristallins und des Ötztal-Kristallins auftreten (HOINKES & THÖNI, 1993).

Der Quarzphyllitkomplex überlagert das Altkristallin und ist das Hangendste des Basements. Er bildet in Form einer ENE-WSW-streichenden, flachen Synklinale mit nahezu horizontalen Achsen den zentralen Teil des Ortlermassivs, aufgeschlossen in einem Streifen, der von Meran bis ins Veltlin an Breite zunimmt. Die Gesteinsabfolge besteht aus grünschieferfaziell metamorphen Quarzphylliten, in welche Lagen von Tonschiefern, Marmoren, Quarziten und Metabasiten (Chloritschiefer) eingelagert sind (ANDREATTA, 1954; DAL PIAZ & MARTIN, 1980).

Zwischen den Phylliten und den Paragneisen und Glimmerschiefern des Altkristallins bestehen allmähliche Übergänge und Konkordanz in den Schieferungsflächen.

Die Sedimente der Ortler-Decke überlagern Altkristallin und Quarzphyllite allochthon. Die von HAMMER und KAPPELER als Veruccano bezeichnete Basallage der Trias erkannte ANDREATTA (1952) als Mylonit, der durch subhorizontale Verschiebung der Sedimentplatte über den kristallinen Sockel entstand. Die Ortler-Decke ist eine normal liegende, jedoch nur lokal vollständig erhaltene Abfolge von Verruccano bis Turon (ca. 90 Ma) (DÖSSEGGER et al., 1976, 1982; CARON et al., 1982).

Die Umbrail-Chavallatsch-Schuppenzone trennt Ortler- und S-charlkomplex in einem breiten Streifen zwischen dem Münstertal im Norden und dem Trafoier-Tal im Süden, der von Glurns bis zum Stilfserjoch reicht und dann in die Gallo- und die Trupchun-Braulio-Linie übergeht. Die Basis dieser Zone wird von Myloniten eingenommen, welche zur Schliniglinie gestellt werden (FROITZHEIM et al., 1994; CONTI, 1995). Linsen und stark deformierte Reste von Trias, kataklastische Dolomite, Rauhwacken und Gipse der Raibler-Formation sowie Verruccano am Top der Mylonite markieren einen Überschiebungshorizont, auf welchem die hangenden Glimmerschiefer, welche dem Ötztal-Kristallin angerechnet werden, nach Westen auf die Trias der Engadiner Dolomiten überschoben wurden. Der Schollenteppich triassischer Sedimente, welcher vom Stilfserjoch nach Westen zieht, wird von DÖSSEGGER et al., 1976, 1982 als »Höhere Schuppen« bezeichnet, in Abb. 2 jedoch zur Umbrail-Chavallatsch-Zone gestellt (Abb. 2).

Die Trias der Engadiner Dolomiten wird nach DÖSSEGGER et al., 1976, 1982, in 4 Decken gegliedert:

- a) Ortler-Decke: liegt parautochthon auf dem Ortler-Kristallin und ist i. w. eine normal liegende, jedoch nur lokal vollständige Abfolge von Verruccano bis zur Chanels-Formation (Turon).
- b) Quattervals-Decke: eine in sich stark verschuppte Serie, welche überwiegend aus Hauptdolomit, untergeordnet aus Sedimenten der Raibler- und der Kössener-Formation besteht.
- c) Terza-Decke: sie liegt auf der Quattervals-Decke und besteht aus einer Abfolge, die von der Raibler- bis in die Kössener-Formation reicht.
- d) S-charl-Decke: liegt autochthon auf dem S-charl(Sesvenna)-Kristallin und wird in Oberbau und Unterbau gegliedert. Der Unterbau besteht aus einer stark verfalteten und deformierten Abfolge von Verruccano bis in die Kössener Formation. Der Oberbau ist eine von SE nach NW über den Unterbau geschobene Sedimentserie von der Raibler Formation bis in die mittlere Kreide.



## Abb.1:

Tektonische Übersichtskarte; eingerahmt Exkursionsgebiet und Umgebung. Ostalpine Einheiten: 1) Ötztal-Stubai-Altkristallin, 2) Glimmerschiefer und Paragneise der Ortler Decke, 3) Quarzphyllit, 4) Ortler Trias, 5) Tonale Einheit; Südalpen: 6) undifferenziertes Basement und Sedimentbedeckung, 7) Adamello Batholith;

Postkollisionale Intrusionen: 8) Rumo und Samoclevo Lamellen, 9) Größere Intrusionen der kalkalkalischen (CA) und der hoch-K-kalkalkalischen/shoshonitischen (HC) Reihe. Modifiziert nach DAL PIAZ et al., 1988.

# I Metamorphose- und Deformationsgeschichte des S-charl-Campo-Kristallins und der auflagernden Sedimentserien

Amphibolitfazieller Mineralbestand und Hauptgefügeprägung des S-charl-Campo-Kristallins werden von verschiedenen Autoren als variszisch angesehen (ANDREATTA, 1954; DAL PIAZ & MARTIN, 1980; THÖNI, 1981, 1986; HOINKES & THÖNI, 1993; MAGGETTI & FLISCH, 1993). Für eine noch ältere Metamorphose fehlen bisher jegliche Hinweise. Da der mit 271 ± 3 Ma datierte Marteller Granit, welcher im zentralen Ortler-Kristallin intrudierte, alle metamorphen Strukturen diskordant durchschlägt, müssen Hauptmineralbildung und Deformation jedenfalls älter sein.

Die Quarzphyllite, welche das Altkristallin überlagern, sind grünschieferfaziell überprägt, wobei der Metamorphosegrad zur Basis hin zunimmt und im Übergangsbereich zum Altkristallin die Amphibolitfazies erreicht. Da zwischen den Phylliten und den Paragneisen und Glimmerschiefern des Altkristallins allmähliche Übergänge und Konkordanz in den Schieferungsflächen bestehen, ist eine einphasige, normale Metamorphosezonierung des gesamten Paketes wahrscheinlich (GREGNANIN & PICCIRILLO, 1974; DAL PIAZ & MARTIN, 1980; THÖNI, 1981, 1986; HOINKES & THÖNI, 1993).

Durch die eoalpine Metamorphose wird die Paragenese Quarz + Muskowit + Chlorit ± Biotit ± Granat ± Staurolith ± Feldspat + Akzessorien retrograd überprägt. Dies wird unter anderem durch die Chloritisation von Biotit, Staurolith und Granat und die Neubildung von Sericit, Phengit und Stilpnomelan/Biotit belegt (ANDREATTA, 1954; THÖNI, 1981; HOINKES & THÖNI, 1993; MAGGETTI & FLISCH, 1993). Eine starke Metamorphosezonierung mit NE–SW verlaufenden Isograden ist petrographisch erkennbar. Am Ostende des Ortler-Kristallins erreicht die Metamorphose die Amphibolitfazies mit der Neubildung von Staurolith (SCHMID & HAAS, 1989), im mittleren Ortlerkristallin mittlere Grünschieferfazies mit der Bildung von Chloritoid. In den mesozoischen Sedimenten am Ostrand der Engadiner Dolomiten dokumentiert THÖNI, 1981, die untere Grünschieferfazies mit der Neubildung von Phengit/Muskovit, Chlorit und Stilpnomelan (S-charl-Decke, Münstertal) sowie von Biotit (Ortler-Decke, Suldental). Untersuchungen mittels Illitkristallinität und Vitrinitreflexion zeigen, daß sich diese Zonierung in den mesozoischen Sedimenten fortsetzt, von ca 300°C am Ostende bis ca 240°C in der Terza-Decke (KÜRMANN & RICHTER, 1989, HENRICHS, 1993).

Zwei alpine Deformationszyklen mit Kompression und darauffolgender Extension sind vor allem in den Sedimenten gut dokumentiert:

D1, Oberkreide (»Trupchun-Phase« nach FROITZHEIM et al., 1994): Diese penetrative Hauptdeformationsphase während oder kurz nach dem Temperaturmaximum führt zu Deckenstapelung und sinistraler Transpression. Während dieser Phase wird das Ötztal-Kristallin an der Schliniglinie nach W–NW über das Ortlerkristallin auf die Engadiner Dolomiten aufgeschoben. Dies führt zu intensiver Faltung und Schieferung (S-charl-Decke) der liegenden Sedimente mit Top nach W gerichteten Isoklinalfalten. Zugleich werden Ortler-Decke entlang der Zebru-Linie und Quattervals-Decke entlang der Trupchun-Braulio-Linie nach W transportiert. Dadurch kommt es zur Ausbildung von mylonitischen Scherzonen im Kristallin und an der Grenze von Altkristallin zu Quarzphyllit.

Das Alter dieser Phase von ca. 100 Ma im Osten und 80 Ma im Westen ist gut definiert durch Datierungen von THÖNI (1981, 1986) in Myloniten der Schliniglinie und durch das Alter der jüngsten, turonischen (CARON et al., 1982) Sedimente, welche in die Faltung miteinbezogen wurden. Eine Migration dieser Kompression und der darauffolgenden Extension (D2) von E nach W wird daher angenommen (FROITZHEIM et al., 1994; CONTI et al., 1994; CONTI, 1995).

D2, Oberkreide (»Ducan-Ela-Phase« nach FROITZHEIM et al., 1994): Der Deckenstapel wird vor allem im W und NW der Engadiner Dolomiten durch ost- bis südostgerichtete Abschiebungen geprägt. Dadurch wird die Ortler-Decke an der Trupchun-Mezzaun-Linie abgeschoben und direkt neben unterostalpine Einheiten (Mezzaun-, Murtiröl-Einheit) gebracht. Im östlichen Teil der Engadiner Dolomiten und im Kristallin konnte diese Phase bisher nicht nachgewiesen werden.

- D3, Eozän (»Blaisun-Phase« nach FROITZHEIM et al., 1994): Die frühtertiäre Kollisionstektonik führt zu einer nordgerichteten Überschiebung des gesamten ostalpinen Deckenstapels über penninische Einheiten (Engadiner Fenster). Dies führt zu einer unterschiedlich starken Überprägung der kretazischen Strukturen durch E-ESE streichende nordvergente Großfalten. Zudem kommt es zur Steilstellung der kretazischen sinistralen Überschiebungshorizonte (z.B. Zebru-Linie). Funde von untereozänen Foraminiferen in Sedimenten des Engadiner Fensters (RUDOLPH, 1982; OBERHAUSER, 1983) markieren die zeitliche Untergrenze dieser Phase: Mittleres bis oberes Eozän.
- D4, Unteres-mittleres Oligozän (»Turba-Phase« nach FROITZHEIM et al., 1994): Fortdauernde Kompression führt zu Blockrotation und Transpression an der Engadiner Linie (SCHMID & FROITZHEIM, 1993) und damit zu Abschiebungen und E-W gerichteter Extension im Bereich der Engadiner Dolomiten und des unterlagernden Kristallins. Zeitlich kann diese Phase durch die mit 32 Ma datierten Gänge im Ortlerkristallin, welche die D3-Strukturen diskordant durchschlagen und die 30 Ma alte Bergellintrusion gut eingegrenzt werden.
- D5, Oberes Oligozan-Miozan (»Domleschg-Phase« nach FROITZHEIM et al., 1994): Diese letzte Deformationsphase ist durch NW-SE-Verkürzung gekennzeichnet. Allerdings sind diese spröden Bewegungen an die Engadiner-, und die Iudicarien-Linie beschränkt (SCHMID & FROITZHEIM, 1993). Im Bereich des Scharl-Campo-Kristallins und der Engadiner Dolomiten sind bisher keine Auswirkungen dieser Phase bekannt (CONTI et al., 1994; CONTI, 1995; FROITZHEIM et al., 1994).

## III Petrographie des Quarzphyllitkomplexes am SE-Rand der Ortler-Decke

Eine lithologische Gliederung des Quarzphyllites ist trotz der lateral beobachteten Inhomogenität bereits im Gelände möglich Der Übergang der Quarzphyllite zu den Glimmerschiefern des Altkristallins ist trotz der Konkordanz und Ähnlichkeit in den Gefügen (Faltung, Schieferung, makroskopisch und im Schliff) durch das Auftreten von Staurolith in den Glimmerschiefern eindeutig kartierbar.

Der liegende, relativ homogene Anteil des Quarzphyllites ist gekennzeichnet durch granatreiche Partien, in denen der Granat randlich korrodiert, bzw. chloritisiert ist und und häufig Querbiotit auftritt. Lagen und Linsen von Chloritschiefern sind selten. Als mächtige Zwischenschaltung finden sich mehrere grobkörnige Augengneise, die beiderseits des oberen Suldentales, am Gipfel der Hinteren Schöntaufspitze, an der Inneren Pederspitze und S der Schaubachhütte anstehen.

Die Phyllite im Hangenden der Augengneise sind sehr heterogen, wobei metapelitische, graphitreiche Lagen mit gneisigeren und quarzreicheren im Meterbereich wechseln. Grünliche Partien sind reich an Serizit und Chlorit. Im Unterschied zum liegenden Quarzphyllit finden sich nun häufiger Einlagerungen von geringmächtigen, feinkömigen Serizitquarziten und verschieden mächtigen Chloritschiefem. Letztere durchziehen linsen- oder gangförmig den Quarzphyllit. Ihr Mineralbestand ist unterschiedlich, einige sind sehr granatreich, andere sehr magnetitreich; allen gemeinsam ist der hohe Gehalt an Calcit und das Fehlen von Biotit. Darüber folgt eine Serie (vom Eisseepaß im N bis zur Pizzinihütte im Süden), welche durch die Wechsellagerung von manchmal quarz- und feldspatreichen Phylliten (Metaarkosen?) mit z. T. mächtigen Kalzitmarmoren gekennzeichnet ist. Die Mächtigkeit der stark verfalteten Marmorbänder nimmt gegen das Hangende hin ab. Die Übergänge zwischen den Marmoren und den liegenden Phylliten sind häufig durch dunkle, tonige und eisenkarbonatreiche Partien gekennzeichnet.

Darüber folgen Quarzphyllite, welche sehr viele geringmächtige (bis max. 5 m) Einschaltungen von Quarziten und Grünschiefern aufweisen. Reliktische sedimentäre Gefüge (Rippelschichtung) in einem ca. 1 m mächtigen Serizitquarzit etwa 150 m S des nördlichen Zebrupasses belegen eine aufrechte Abfolge dieses Schichtpaketes.

## IV Stratigraphie der triassischen Sedimente im SE-Teil der Ortler-Decke

Der Kontakt der Sedimente zum Quarzphyllit/Altkristallin ist immer tektonisch, wobei verschiedene stratigraphische Niveaus als Basis aufgeschlossen sind. Verruccano wurde nur an einer einzigen Stelle angetroffen, als tektonisch reduzierter und verschleppter Rest, eingeklemmt zwischen Quarzphyllit und Hauptdolomit am Grat SE der Quinto Alpini-Hütte, direkt am Steig zum Zebrupaß (Abb. 2).

Zumeist bilden tektonisch stark beanspruchte und verschleppte Reste der Raibler Formation, bestehend aus einer Abfolge von geringmächtigen Kalkschiefern (zumeist mylonitisch überprägt), mächtigen Rauhwacken und Gipsen die Triasbasis. Diese mobilen Gesteine sind bevorzugter Abscherhorizont und daher ein Marker für tektonische Bewegungen. Es ist anzunehmen, daß auch die Obergrenze dieser Formation tektonisch überprägt ist und daher keine autochthonen Kontakte zum Hauptdolomit bestehen.

Der Hauptdolomit ist das mächtigste Schichtglied der Trias und bildet die markanten Wände von Ortler, Zebru und Königspitze. Er wechsellagert mit einer Abfolge aus dünngebankten Dolomiten/Kalken mit dunklen, mergeligen oder tonigen Zwischenlagen.

HAMMER (1902, 1908) ANDREATTA (1951) und andere Autoren, aber vor allem Kappeler (1938) hatten aus lithologischen Überlegungen und in Ermangelung von Leitfossilien diese dünngebankten Dolomite/Kalke ins Rhät gestellt. Da oft 3 übereinanderliegende Kalkeinschaltungen auftreten, mußte daher eine Gliederung der Sedimentserien in vier Schuppen erfolgen, was zu erheblichen Diskussionen und unterschiedlichsten Interpretationen der Tektonik dieses Gebietes führte (STAUB, 1964). Nach DÖSSEGGER et al. (1982) werden diese Einschaltungen schlicht als »Kalkeinschaltungen im Hauptdolomit«, von anderen Autoren mit Lokalnamen wie »Strati del Monte delle Scale«, »Strati della Thurwieser« etc. bezeichnet. Fossilien wie Gastropoden der Gattung Natica (pers. Mitt. R. BRANDNER, Innsbruck), welche in diesen Zwischenlagen auftreten, weisen diese Schichten jedoch als Seefelder Schichten und damit als normalen Bestandteil der Hauptdolomitformation aus. Damit wird die Ansicht einer aufrechten normal-stratigraphischen Abfolge in Wechsellagerung von GELATI (1964) KELLERHALS (1964) POZZI (1964) UND DÖSSEGGER et al. (1982) bestätigt und präzisiert. Die Mächtigkeit der Seefelder Fazies nimmt nach SW des Gebietes (tektonisch?) zu. Während sie im NE, z. B. am Ortler Hintergrat nur als geringmächtige Einlagerungen zutage treten, bilden sie im S den Gipfelbereich der Königspitze, im SW den gesamten Gipfelbereich der Cima Miniera. Da diese relativ dünnbankigen Karbonate mit mergeligen Zwischenlagen inkompetenter als die mächtigen Dolomitpakete reagieren, stellen sie bevorzugte Deformationshorizonte dar, die jedoch nur von lokaler Bedeutung sind.

## V Deformation und Tektonik von Quarzphyllit und Trias

## a) Präalpine Deformation

Die präalpine Deformation ist für den Quarzphyllitkomplex insofern von großer Bedeutung, als die Hauptgefüge, wie Schieferung und Faltung während dieser Phase geprägt wurden. Die Deformation ist gekennzeichnet durch großräumige Isoklinalfalten mit ENE–WSW streichenden subhorizontalen Achsen und einer Schieferung, welche ungefähr 60° bis 80° streicht und mit etwa 30°–40° nach S fällt. Das präalpine Alter dieser Strukturen wird durch postdeformativ gewachsene und undeformierte variskische Staurolithe (die alpine Metamorphose erreichte in diesem Gebiet nicht mehr die notwendige Temperatur zur Staurolithbildung (ANDREATTA, 1954; DAL PIAZ & MARTIN, 1980; THÖNI, 1981)) an der Basis der Quarzphyllite im Top des Altkristallins im Rosimtal (Sulden) und Pedertal, sowie diskordante, undeformierte Pegmatitgänge des Marteller Granits (BOCKEMÜHL, 1988) belegt.

Die Morphologie des Gebietes ist durch diese Schieferung und durch Kluftsysteme stark geprägt: während die Südhänge des Gebirgskammes Eissee-, Butzen-, Madritschspitze sanft nach Süden abfallen, bestehen die Nordhänge aus steilen Wänden. Zwei Kluftsysteme werden beobachtet: eines streicht etwa parallel zu den Faltenachsen ENE–WSW, das zweite etwa senkrecht darauf NNW–SSE; beide mit saigeren Flächen. Das erste Kluftsystem verursacht eine deutliche Prägung des Geländes (Nordwände) und ist auch für die Intrusion der Gänge von Bedeutung (wie später gezeigt wird). Das zweite System ist zwar für die Morphologie der Gebiete im Altkristallin von großer (N-S-Verlauf mehrerer Täler: Sulden-, Madritsch-, Peder-, Rosimtal (Martell) etc.), jedoch für die Intrusionen von geringerer Bedeutung. Dieses Kluftsystem liegt ungefähr parallel zu den a–c-Flächen sowohl der variskischen als auch der jungalpinen Falten, ist jedoch als bevorzugte Intrusionsrichtung nur in den triassischen Sedimenten von Bedeutung (Abb. 2).

# b) Alpine Deformation

Die einzelnen alpinen Deformationsphasen sind im Kristallin aus mehreren Gründen nur schwer zu rekonstruieren: zum einen sind variskische und v. a. spätalpine Richtungen annähernd parallel, zum anderen läßt sich eine penetrative alpine Deformation (Schieferung, Lineare) im Kristallin nur in relativ schmalen Deformations- und Mylonitzonen beobachten. In den triassischen Sedimenten sind mehrere aufeinanderfolgende Deformationsphasen mit underschiedlichen Richtungen nachweisbar und können aus dem Geländebefund unterschieden und rekonstruiert werden – Analogieschlüsse und strukturgeologische Überlegungen erlauben zudem auch Aussagen über das Kristallin.



#### Abb. 5:

Vereinfachte Strukturkarte des Exkursionsgebietes und seiner Umgebung. Mitberücksichtigt sind Daten von CONTI, 1995 (D3-Deformation im N und NW des Gebietes) und von ANDREATTA, 1953 (Generelles Streichen der Trias W und NW von Ortler und Zebru).

Deutlich zeigt sich die Überlagerung der altalpinen durch jungalpine Strukturen: dadurch entsteht eine Domstruktur am Suldenpass S des Zebru und eine scheinbare "Synklinale", welche vom Zebru nach NW abtaucht.

Die altalpin angelegte Flachbahn der Westüberschiebung der Ortlerdecke wird durch eingeschleppte Triasreste und Mylonite markiert. Eine Reaktivierung dieses Scherhorizonts führte zu nordvergenten Überschiebungen am Ostende der Zebrulinie und an der Zumpanellinie. Da in der Literatur bereits ausgereifte tektonische Modelle vorgestellt werden (SCHMID & FROITZHEIM, 1993; FROITZHEIM ET AL., 1994; CONTI et al., 1994; CONTI, 1995), erscheint es sinnvoll, die eigenen Daten anhand dieser Modelle zu diskutieren:

Die Ortlertrias hat keine sedimentäre Basis zum Quarzphyllit; sie liegt direkt auf dem Kristallin oder auf einer Mylonit-, bzw Kataklasitlage, in welche Reste von Verruccano und der Raibler-Formation (Gipse, Rauhwacken) eingeschleppt sind. Die gesamte Unter- und Mitteltrias, die an anderer Stelle der Ortler Decke ca. 500 m Mächtigkeit aufweist, fehlt. FROITZHEIM et al., 1994 beschreiben im westlichen Bereich der Engadiner Dolomiten bis in das Kristallin hinunterreichende, ostgerichtete jurassische Abschiebungen, die dort einen solchen Schichtausfall hervorrufen. Die Fortsetzung solcher Abschiebungen auch in diesem Gebiet anzunehmen ist keineswegs abwegig und könnte das Fehlen der Unter- und Mitteltrias erklären. Ein Nachweis solcher Strukturen ist allerdings aufgrund der starken alpinen kompressiven Tektonik (die diese Abscherhorizonte möglicherweise reaktiviert) bisher nicht gelungen.

## D1, Oberkreide (»Trupchun-Phase« nach FROITZHEIM et al., 1994)

Eine altalpine Westüberschiebung der Ortlerdecke über das Kristallin und eine damit verbundene starke interne Verfaltung des gesamten Deckenstapels kann durch eine Reihe von Beobachtungen glaubhaft gemacht werden:

Die basale Mylonitlage der Ortlerdecke stellt die Flachbahn dieser Überschiebung dar, welche am Ostrand der Sedimente (im Suldental) ausstreicht und eindeutig EW-gerichtete, söhlige oder westfallende (10–40°) Lineare zeigt. Der eingeschleppte Verruccano an der Triasbasis am Steig von der Quinto Alpini Hütte zum Zebrupaß (Abb. 2) markiert die Flachbahn im Süden – die später aufgesteilte Zebrulinie – und zeigt eine starke interne Fältelung im cm-Bereich mit westvergenten Falten, die NNE-SSW (Faltenscheitel  $\approx$  240/5) streichen. Die Zebrulinie, welche die Basis und zugleich die heutige Südbegrenzung der Ortlertrias darstellt, kann im gesamten als sinistrale Blattverschiebung angesehen werden. Dies zeigen auch die Arbeiten von FROITZHEIM et al., 1994; CONTI et al., 1994; CONTI, 1995, die im mittleren und westlichen Bereich dieser Blattverschiebung ebenfalls westvergente Strukturen beschreiben.

Als östliche Fortsetzung dieser Blattverschiebung ist eine Störungszone anzusehen, die von der Schaubachhütte über das Madritschjoch und die Pederscharte bis zu den »Vertainen« verfolgbar ist. Die Störung fällt ± schieferungskonkordant mit etwa 40° nach Süden ein und wird durch Mylonite eingeschleppte Gipslinsen, Rauhwacken und Reste von triassischen Sedimenten markiert.

Die eingeschleppten, wahrscheinlich unter- bis mitteltriassischen Sedimente sind nur an der Schaubachhütte in einem etwa 4 m mächtigen Profil aufgeschlossen. Die laminierten bzw. stark mylonitisierten, im unteren Bereich auch ausgebleichten Sedimente sind bemerkenswert, da es sich um Dolomitmylonite handelt. Nach SCHMID (1982) und WENK (1985) sollten derartige duktile Deformationsgefüge in Dolomiten erst bei Temperaturen über 400°C auftreten. Da das umgebende Kristallin während der alpinen Metamorphose jedoch kaum 350° C überschritten haben dürfte (THÖNI, 1981 KÜRMANN & RICHTER, 1989, HENRICHS, 1993), stellt sich die Frage, ob die beobachteten duktilen Gefüge im Dolomit durch Zufuhr von wässrigen Lösungen bereits bei tieferen Temperaturen entstehen können. Jedenfalls spricht die Entfärbung der ansonsten dunklen Dolomite und das Auftreten von großen radialstrahligen Kalzitaggregaten vor allem in Hohlräumen der überlagernden Rauhwacke (Kataklasit) für eine starke Fluidzirkulation in dieser Störungszone.

Eine gelbgraue, grobzellige kataklastische Rauhwacke überlagert die Dolomitmylonite. Im liegenden Bereich dieses Kataklasits sind vor allem dolomitische Bruchstücke eingeknetet, im hangenden vor allem kristalline Komponenten: helle Phyllite und Bruchstücke von Quarzknauern. Anders als der unterlagernde Dolomit zeigt diese Rauhwacke spröde Deformation. Ob dieser Unterschied im Gefügebild der beiden Gesteine nur durch deren Rheologie bedingt ist, oder ob die Rauhwacke einfach schneller reagiert und daher durch die spätere eozäne Deformation stärker geprägt wurde, kann nicht eindeutig geklärt werden.

Der Übergang von der Rauhwacke zum Hangenden ist an der Schaubachhütte erosiv entfernt, im restlichen Gebiet durch Moränenmaterial verdeckt. Am Madritschjoch wird die Überschiebung durch eine Gipslinse und einen gelbbraunen Karbonatmylonit mit »Geröllen» und Schmitzen von Phylliten, Quarzknauern und Gips markiert.

Ähnliche Gipslinsen sind an der Sonnenwand und »Auf den Vertainen» aufgeschlossen. »Auf den Vertainen« erreichen die Gipse eine max. Mächtigkeit von 60 m. Keilförmig werden sie nach Norden hin ausgequetscht. Die Linse wird großteils durch Blockschutt verdeckt, daher kann der Verlauf der Störung talauswärts nicht genau ermittelt werden. Unterlagert werden diese Gipse von karbonatischem, sandigen Kataklasit (Rauhwacke), wie sie an der Schaubachhütte zutage tritt. Ein tektonisch stark beanspruchter Quarzphyllit überlagert die Gipse.

Wenige m nördlich davon, an der Pederscharte, ist ein Serpentinit aufgeschlossen, der in die Störung eingeschleppt wurde. Der starre Körper bewirkt eine Auffiederung der Störungsbahn in mehrere kleinere, so daß eine flower structure entsteht. Der Serpentinkörper besteht zum Großteil aus Faserserpentin und ist sehr kompakt, jedoch in mindestens zwei große Linsen gegliedert. Kleinere Linsen und eingeschleppte Körper von Serpentinit finden sich noch weiter nördlich in die Phyllite eingewalkt. Der Serpentinit-Hauptstock wird im Norden von dunkelgrünem Prasinit begleitet und beiderseits von Linsen radialstrahligen, hellgrünen Tremolits gesäumt.

Der nördlich des Serpentinits aufgeschlossene mylonitische Gneis steckt ebenfalls als »Härtling« in dieser Mylonitzone und bildet eine große südvergente Falte inmitten nordvergenter Gesteinsstapel. Diese Faltenstruktur wird von spröden Ausläufern einer späteren Überschiebung verstellt. Die Herkunft, bzw. Zuordnung des Serpentinits, wie auch des Mylonitgranitgneises ist noch gänzlich ungeklärt.

Da die eingeschleppten Triasreste über 5 km östlich der heutigen Triasgenze etwa auf gleicher Höhe, bzw. nach E hin aushebend mitten im Kristallin stecken und allesamt eine E--W gerichtete Deformation anzeigen, ist anzunehmen, daß die gesamte Trias der Ortler Decke an dieser Störung (mindestens 5 km) nach Westen verfrachtet wurde.
Sowohl die Karbonatmylonite an der Schaubachhütte als auch die Mylonite an der Triasbasis und im Liegenden der Zebrulinie zeigen Gefüge, die während einer grünschieferfaziellen Metamorphose (300°–400°) entstanden sind. Ähnliche Deformations- und Gefügebilder zeigen sich an einer etwa parallelen jedoch fast saigeren und tiefreichenden Blattverschiebung ca. 8 km nördlich, der Zumpanellinie, die von Trafoi über den Zumpanell und den Stiereck bis unter die Nordwand der Tschengelser Hochwand streicht und nicht zuletzt in der Umbrail-Chavallatsch-Schuppenzone. Eine Korrelation mit der ebenfalls westgerichteten Schliniglinie im Zuge der altalpinen D1-Deformation (»Trupchun-Phase«, 80–90Ma), wie von FROITZHEIM et al., 1994; CONTI et al., 1994; CONTI, 1995 gefordert, erscheint daher plausibel.

Westvergente Großfalten in den Sedimenten der Trias, z.B. am Zebru und ein generelles Abtauchen der Triasbasis und der Schieferung des unmittelbar darunter liegenden Kristallins nach W sind ebenfalls eine Folge dieser Deformation (Abb. 2). An der Hintergrathütte wird die Deformation des Kristallins deutlich erkennbar: umlaufendes Streichen und damit das Wechseln der Fallrichtung von ca. 40°S nach 40°W zeigt, daß diese Deformation das Kristallin entscheidend geprägt hat (Abb. 2).

#### D2, Oberkreide (»Ducan-Ela-Phase« nach FROITZHEIM et al., 1994)

Eine solche Extensionstektonik, wie von FROITZHEIM et al., 1994 und CONTI et al., 1994 im westlichen Bereich der Ortler Trias beschrieben, konnte in diesem Gebiet nicht nachgewiesen werden.

# **D3, D4, Eozän, Unteres-mittleres Oligozän** (»Turba-Phase«, »Blaisun-Phase« nach FROITZHEIM et al., 1994)

Eine sehr starke Prägung erlebte dieses Gebiet durch die eozäne bis unteroligozäne NNW–SSE gerichtete Kompression im Zuge der frühtertiären Kollisionstektonik. Eine Trennung in zwei Phasen, wie sie FROITZHEIM et al., 1994 vornehmen, kann aufgrund des Geländebefundes nicht gemacht werden. Auch wenn sich die Hauptkompressionsrichtung vielleicht leicht von NNW nach NW dreht, kann diese Deformation als einphasige von ca 50 Ma bis max 32 Ma (Intrusionsalter des Königspitzplutons) andauernde Kompressionsphase angesehen werden. Sie führte zu einer intensiven Verfaltung der Trias mit WSW-ENE streichenden nordvergenten Großfalten, sowie zu nordgerichteten Überschiebungen. Die Falten sind vor allem am Südrand der Trias in Form einer großen, z.T. isoklinalen Synklinale in der Königspitz-Ostwand, an der Pale Rosse-Westwand sowie an der Cima Miniera-Westwand in spektakulärer Weise aufgeschlossen. Die zugehörige südliche Antiklinale ist nur im Ansatz vorhanden, oder fehlt ganz (wahrscheinlich als Hochzone erosiv entfernt?). Die nördliche Antiklinale ist nur von geringer Höhe, der Scheitel streicht vom Grat etwas nördlich des Suldenpasses in südöstliche Richtung und S der Quinto-Alpini-Hütte schließlich in die Luft aus (Abb. 2). Nordwestlich dieser Antiklinale fallen die Sedimente steil nach NNW bis NW ein. Gleichzeitig wird der Südrand der Flachbahn als auch die Blattverschiebung, an welcher die Trias nach W überschoben wurde, verfaltet.

Die Überlagerung der altalpinen (Abtauchen nach W) mit der eozänen Richtung (Abtauchen nach NNW) erklärt im wesentlichen das heutige Bild der Trias: eine große, offene, nach NW abtauchende »Synklinale« in Form einer »Wanne« die am SE-Ende einen breiteren Rand, an der Ost- und Südseite nur einen geringen flachen Rand aufweist. Zudem ist diese Strukturüberlagerung die Ursache dafür, daß am Suldenpaß zwischen der Königspitze und dem

Zebru eine Domstruktur ansteht und die dominanten WSW–ENE streichenden Falten auch in E–W-Richtung leicht gewellt sind (Abb. 2, 3).

Anhaltende Kompression führt v. a. am flachen SE- und E-Ende der Trias zu einer Entkoppelung der Sedimentdecke vom Kristallin und zu einer geringen Überschiebung über die altalpin angelegte Flachbahn nach NW–NNW: an den Ostwänden zwischen dem Gipfel des Ortlers und dem Zumpanell sind zwei Aufschiebungen aufgeschlossen, die eine Ausweichbewegung der Sedimente nach NNW belegen. Die nördlichere der beiden setzt an der Triasbasis nördlich der Tabarettahütte an und hebt nördlich des Bärenkopfes aus. Die südlichere setzt im Hauptdolomit der Ortlemordwand an und hebt an der markanten Scharte S der Payerhütte aus (Abb. 2). Der Versatz der Störungen konnte nicht genau eruiert werden.

Die Zumpanellinie wird als vorgegebener Abscherhorizont reaktiviert und als Überschiebungsbahn genutzt. Die steile Blattverschiebung der Zumpanellinie wird von der Ortlerdecke überschoben. E des Stierecks wird sie überkippt und als relativ flache nordvergente Überschiebungsbahn im Kristallin genutzt. Dies wird eventuell durch die Rotation von EW gerichteten Linearen nach NW bestätigt (Abb.2).

Die Zebrulinie wird ebenfalls reaktiviert. Die NW–NNW gerichtete Bewegung des hangenden Kristallins (S der Trias) an der mit ca. 40° südfallenden Zebrulinie wird durch den mächtigen Sedimentblock der bereits verfalteten Ortlertrias gestoppt und endet in einer blinden Überschiebung. Eine solche blinde Überschiebung erklärt die »Doppelfaltung« der Synklinale an der Königspitze und gleichzeitig das Aufsteilen der Schieferung im hangenden Kristallin (Abb. 4). Die Schieferung des Kristallins wird von etwa 35° am Zebrupaß nach N hin immer steiler, bis sie am »Kinimandl« etwa 80° erreicht und am Grat der Kreilspitze sogar überkippt ist. Weiter nach E verliert sich dieses Aufsteilen der Schieferung des hangenden Kristallins rasch; bereits an der Schaubachhütte findet man nur noch eine mittelsteile, skonkordante Überschiebung im Kristallin, welche, wie bereits beschrieben, bis in das Pedertal verfolgbar ist. Westlich der Cima Miniera scheint diese Überschiebung ebenfalls auszulaufen – sie kann jedenfalls nicht mehr nachgewiesen werden.

Die heutige Lage der Zebrulinie kann durch das obige Szenario und die Berücksichtigung des schrägen Zuschnitts erklärt werden: W der Quinto-Alpini-Hütte bildet die Zebrulinie die Triasbasis und den altalpinen westgerichteten Überschiebungshorizont. Je nachdem, ob der nordvergente oder der südvergente Schenkel der eozänen WSW–ENE-streichenden Falte durch die Erosion angeschnitten ist, erscheint diese Fläche nord- oder südvergent. Im Bereich zwischen der Cima Miniera und der Königspitze verliert sich die Zebrulinie in einer nordgerichteten »blinden Überschiebung« und kann E davon als intrakristalline nordgerichtete Überschiebung weiterverfolgt werden (Abb. 2, 3).

Die starke Kompression und Faltung der Trias führt zu lateralen Ausweichbewegungen der Gesteine, die in Form von ausgeprägten NNW–SSE streichenden, ± saigeren a-c-Klüften deutlich erkennbar werden, da diese Klüfte von Magmen als Aufstiegswege benutzt und verfüllt werden. Beeindruckende Beispiele solcher Klüfte finden sich an der Königspitzsüdund Ostwand. Klüfte mit gleicher Orientierung und ebenfalls von oligozänen Gängen eingenommen finden sich auch im unmittelbar unterlagemden Kristallin an der Hintergrathütte und S davon am Steig zum »Kinimandl« (Abb. 2, 4).



Abb. 3: Vereinfachte Rekonstruktion der alpinen Deformationsphasen im Blockbild.



Abb. 4:

NW–SE-Profil durch Trias, Quarzphyllit und die postkollisionalen Intrusionen, parallel zum Suldental.

1 Quarzphyllit, 2 Marmor, 3 Hauptdolomit, 4 Seefelder Schichten, 5 Verruccano, 6 Gipse der Raibler Formation, 7 Postkollisionale Intrusionen, 8 Kontakthof.

Abgesehen von diesen Klüften und den beschriebenen Überschiebungszonen konnten keine penetrativen jungalpinen Deformationsrichtungen im Kristallin nachgewiesen werden. Dies wird verständlich, wenn man bedenkt, daß die Deformationsrichtungen annähernd parallel und die jungalpine Deformation im Übergangsbereich spröd-duktil und vor allem im Sprödbereich ablief. Dies würde zudem erklären, warum an der Flachbahn W der Hintergrathütte und vor allem in der Zebrulinie E der Schaubachhütte die altalpinen EW-Lineare in den Myloniten erhalten blieben und die Rauhwacken eine starke kataklastische Deformation zeigen (die Gipse sind zu mobil, um ausgeprägte Strukturen zu zeigen). Da diese Störung nach E hin aushebt, gelangt man in immer seichtere und damit sprödere Bereiche, je weiter man nach E geht. An der Pederscharte wird dies besonders deutlich: die altalpin angelegten duktilen Strukturen (Gneisfalte) werden durch nordvergente Überschiebungen abgeschert.

Wie bereits beschrieben, ist das hangende Kristallin S der Königspitze stark aufgesteilt, an der Kreilspitze sogar überkippt und wird westlich davon bereits nach kurzer Distanz flacher. Berücksichtigt man die Rheologie dieser Gesteine, so wird klar, daß eine solche Flexur zu Dehnungserscheinungen im Hangendblock führen muß. Als Dehnfugen werden klarerweise die Schieferung, E-W-streichende Klüfte und untergeordnet dazu auch N-S streichende Klüfte aktiviert. Die größte Dehnung würde daher im nördlichsten Bereich am Top des Hangendblockes auftreten; nach S hin wird die Dehnung immer geringer und schließlich nicht mehr nachweisbar. Das Auftreten der postkollisionalen Intrusionen bestätigt diese Beobachtung: im Liegendblock westlich der Schaubachhütte (nörlich der Überschiebung Schaubachhütte-Pedertal) gibt es keine Intrusionen. Am Top des Hangendblockes entlang der Störung treten die Intrusionen gehäuft in über-einanderliegenden s-konkordanten sills auf, die zugleich EW-streichende und in geringerem Maße NNW-SSE streichende Klüfte verfüllen (Abb. 5). Südlich der Suldenspitze, wo die oben beschriebene Flexur ausläuft und westlich von »Auf den Vertainen«, wo die Zebrulinie aushebt, sind keine Gänge mehr anzutreffen.

Die Intrusionen richten sich, wie bereits angedeutet, deutlich erkennbar nach den altalpinen und eozänen Strukturen und machen diese in vielen Fällen erst sichtbar. Es ist daher nicht verwunderlich, daß gerade die am stärksten deformierte Zone am SE-Ende der Ortlerdecke, wo sich diese Gefüge kreuzen und am stärksten überlagern, als Schwächezonen für den Aufstieg der Magmen genutzt wurden. Im folgenden Kapitel soll nun näher auf die Intrusionsmechanismen und die Bedeutung der Intrusionen als Marker für vorgegebene Richtungen sowie als Zeitmarke für die jungalpinen Bewegungen eingegangen werden.



Abb. 5: Die postkollisionalen Intrusionen im Bereich des Exkursionsgebietes.

## VI Postkollisionale Intrusionen als Marker für variskische und alpine Strukturen

Die Intrusionen richten sich bevorzugt nach vorgegebenen Richtungen und machen diese vielfach durch ihr Auftreten im Gelände erst erkennbar. Die vereinfachte Karte des Gebietes in Abb. 5 und die Gefügediagramme in Abb. 6 machen dies deutlich. Unterschiede in der Rheologie und den Strukturen der Rahmengesteine sowie in der Mächtigkeit der Intrusionen selber spielen dabei eine große Rolle.

#### **Die Hauptintrusionen**

Die großen Intrusionen, ab nun immer Hauptinrusionen genannt, intrudierten direkt an der WSW-ENE streichenden, steilgestellten Zebrulinie, die in diesem Bereich parallel zu den jungalpinen Faltenstrukturen verläuft. Diese Hauptintrusionen stehen am »Kini-

mandl« (Passo Bottiglia), an der Königspitz-Südwand, an der Cima Pale Rosse und an der Cima Miniera-Südwand an. Die unmittelbaren Kontakte der Magmatite zu den triassischen Sedimenten sind häufig diskordant, vor allem im Kleinbereich (cm bis m). Sie richten sich jedoch im großen und ganzen nach den steilstehenden bis nordvergenten s-Flächen des Hangendschenkels der Königspitz-Synklinale (siehe Abb. 2, 4). Dies wird besonders an der Cima Miniera-Südwand deutlich, wo die Intrusion(en) in Form von steilstehenden s-konkordanten sheets den Südschenkel der Synklinale intrudierten. Die unmittelbaren Kontakte der Hauptintrusionen zum Quarzphyllit orientieren sich vor allem nach der WSW–ENE streichenden und 70° bis 40°S-fallenden Schieferung.

Die Gänge und Stöcke sind ungeschiefert, nicht spröd deformiert und plombieren den tektonischen Kontakt von Trias und Quarzphyllit. Daher muß die Zebrulinie zum Zeitpunkt der Intrusion bereits diese Lagerung erreicht haben und später nicht mehr verändert worden sein. Der Kontakthof zeigt ebenfalls keine Anzeichen eines späteren tektonischen Versatzes.

Eine weitere Hauptintrusion steht in der Königspitz-Nordwand an. Sie steckt als großer nordvergenter Stock mit kreisförmigen Querschnitt genau im Kern der Königspitzsynklinale (Abb. 4). Da die große WSW–ENE streichende Synklinale von zahlreichen a-c-Klüften durchbrochen ist, die ebenfalls als Aufstiegswege der Magmen genutzt wurden, liegt der Schluß nahe, daß diese Intrusion genau am Schnittpunkt der leicht durchgescherten Faltenachse mit einer a-c-Kluft aufgedrungen ist.

#### Das Ganggefolge im Bereich des Kontakthofes um die Hauptintrusionen

Die kleineren Intrusionen unmittelbar um die Hauptintrusionen, also im Bereich des Kontakthofes können keiner eindeutigen Richtung zugeordnet werden. Dies liegt vor allem daran, daß der Quarzphyllit zwischen Kreilspitze, »Kinimandl« und Cima Pale Rosse durch die Intrusionstektonik in einen Schollenteppich zerlegt wurde. Die unterschiedlich großen Schollen, wenige cm bis einige m groß, sind verkippt, manchmal randlich etwas gerundet und durch magmatisches Material »verkittet«. Der Ausdruck Intrusionsbreccie erscheint daher treffend. Da diese Intrusionsbreccie keine Regelung aufweist, zeigen auch die Gänge keine Vorzugsrichtung.

Die zahlreichen mächtigen Gänge am Südgrat der Cima Pale Rosse sind konkordant zur WSW–ENE streichenden und 70° bis 40°S-fallenden Schieferung oder streichen parallel zur Schieferung und stehen saiger.

Im äußeren, südlichen und südöstlichen Randbereich richten sich die Gänge ungefähr nach der Schieferung des Quarzphyllits aus. Als mehr oder weniger s-konkordante sills streichen ca. WSW–ENE mit unterschiedlichem Einfallen zwischen 30° und 90°. Einige Gänge streichen NW–SE oder N–S und stehen saiger.

#### Das Ganggefolge in der Trias westlich des Kontakthofes um die Hauptintrusionen

Zahlreiche Intrusionen treten auf dem kleinen Hochplateau zwischen der Quinto Alpini Hütte und der Cima Miniera zutage. Sie streichen ca. WSW–ENE und sind saiger bzw. mit 60° bis 80° südfallend. Damit sind sie mehr oder weniger konkordant zur Faltung der Sedimente und bilden einen Streifen von Intrusionen etwas nördlich und parallel zur Zebrustörung bzw. zum neoalpinen Faltenbau.



#### Abb. 6:

Die wichtigsten Gefüge von Kristallin, Trias und Intrusionen im Schmidt'schen Netz (Projektion auf die untere Halbkugel).

Zwei Gänge durchschlagen Kristallin und Triasbasis zwischen der Quinto Alpinihütte und der Cima Miniera. Sie streichen etwa NE–SW und stehen saiger. Diese Richtung weicht nur wenig von der Streichrichtung der neoalpinen Falten ab könnte jedoch auch einem Riedelsystem zur EW-gerichteten altalpinen Überschiebung entsprechen.

#### Das Ganggefolge nördlich der Hauptintrusionen in Trias und Quarzphyllit

Die Gänge nördlich der Hauptintrusionen richten sich streng nach den NNW streichenden a-c-Klüften, senkrecht zu den jungalpinen Falten. Die etwa 1 bis 6 m mächtigen Gänge stehen saiger oder fallen mit etwa 80° nach W. und durchschlagen sowohl die Trias als auch das unterlagernde Kristallin. Beispiele solcher Gänge sind W der Hintergrathütte in Quarzphyllit und Trias und besonders eindrucksvoll an der Königspitz-Südwand aufgeschlossen.

#### Das Ganggefolge östlich der Hauptintrusionen (im Quarzphyllit)

Die Gänge östlich der Hauptintrusionen (von der Kreilspitze ostwärts bis in das Madritschtal) sind an Dehnungserscheinungen im Quarzphyllit gebunden, welche durch eine Flexur des Hangendblockes im Zuge der Überschiebung an der Zebrulinie entstand (vgl. vorhergehendes Kapitel). Die größte Dehnung entstand im nördlichsten Bereich am Top des Hangendblockes. Nach S hin wird die Dehnung immer geringer und schließlich nicht mehr nachweisbar. Am Top des Hangendblockes entlang der Störung treten die Intrusionen gehäuft in übereinanderliegenden schieferungskonkordanten sills auf, die zugleich EW-streichende und in geringerem Maße NNW–SSE streichende Klüfte verfüllen (Abb. 5). Im Liegendblock westlich der Schaubachhütte (nörlich der Überschiebung Schaubachhütte–Pedertal), südlich der Suldenspitze, wo die oben beschriebene Flexur ausläuft und westlich von »Auf den Vertainen«, wo die Zebrulinie aushebt, sind keine Gänge mehr anzutreffen.

- ANDREATTA, C. (1951): Carta geologica delle Tre venezie, Foglio 9 Monte Cevedale, 1: 100.000. -Ministero dei Lavori Pubblici, Ufficio Idrografico del magistrato delle Acque, Venezia.
- ANDREATTA, C. (1952): Polymetamorphose und Tektonik in der Ortlergruppe. N.Jb. Min. MH., 1, 13–28.
- BOCKEMÜHL, C. (1988): Der Marteller Granit (Südtirol, Italien); Petrographie, Geochemie, Altersbestimmungen. - Dissertation, Universität Basel.
- 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). - Ecl. geol. Helv., 75, 159–169.
- CONTI, P. (1995): La Falda dell'Ortles: struttura interna e suo ruolo nell'evoluzione tettonica delle Dolomiti dell'Engadina (Prov. Sondrio, Bolzano e Cantone dei Grigioni). - Dissertation, Universität Basel.
- CONTI, P., MANATSCHAL, G., & PFISTER, M. (1994): Synrift sedimentation, Jurassic and Alpine tectonics in the central Ortler nappe (Eastern Alps, Italy). - Ecl. geol. Helv., <u>87</u>, 63–90.
- DAL PIAZ, G. V., DEL MORO, A., MARTIN, S. & VENTURELLI, G. (1988): Post-collisional magmatism in the Ortler-Cevedale Massiv (Northern Italy). - Jb. Geol. BA. Wien, <u>131</u>, 533–551.
- DAL PIAZ, G.V. & MARTIN, S. (1980): I porfiroidi nelle filladi della Valle dei Forni, Falda dell'Ortles, Austroalpino superiore. - Rend. Soc. Geol. Ital., <u>3</u>, 17–20.
- DEL MORO, A., DAL PIAZ, G.V., MARTIN, S., VENTURELLI, G. (1981): Dati radiometrici e geochimici preliminari su magmatiti oligoceniche del settore meridionale del Massiccio Ortles - Cevedale. Rend. Soc. Geol. It., <u>4</u>, 265–266.

- DÖSSEGGER, R. & MÜLLER, W. H. (1976): Die Sedimentserien der Engadiner Dolomiten und ihre lithostratigrafische Gliederung. - Ecl. geol. Helv., <u>69</u>, 229–238.
- DÖSSEGGER, R., FURRER, H. & MÜLLER, W. H. (1982): Die Sedimentserien der Engadiner Dolomiten und ihre lithostratigrafische Gliederung (Teil 2). - Ecl. geol. Helv., <u>75</u>, 303–330.
- FROITZHEIM, N., SCHMID, S. M. & CONTI, P. (1994): Repeated change from crustal shortenning to orogen-parallel extension in the Austroalpine units of Graubünden. - Ecl. geol. Helv., <u>69</u>, 229–238.
- GELATI, R. & ALLASINAZ, A. (1964): Nuovo contributo alla conoscenza del Trias superiore dell'Alta Valtellina. - Rivista Italiana di Paleontologia, <u>70</u>, 15–63.
- GREGNANIN, A. & PICCIRILLO, E. M. (1972): Litostratigrafia, tettonica e petrologia degli scisti austridici di alta e bassa pressione dell'area Passiria-Venosta (Alto Adige). - Mern. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, <u>28</u>, 1–55.
- GREGNANIN, A. & PICCIRILLO, E. M. (1972): Hercynian metamorphism in the Austrdic crystalline basement of the Passiria and Venosta Alps. - Mern. Soc. Geol. It., <u>13</u>, 241–255.
- HAMMER, W. (1903): Porphyrite und Diorit aus den Ultenthaler Alpen. Jahrb. Geol. Reichsanst., 53, 65–90.
- HAMMER, W. (1906): Geologische Beschreibung der Laasergruppe. Jahrb. Geol. Reichsanst., 56, 405–494.
- HAMMER, W. (1908): Die Ortlergruppe und der Chavallatschkamm. JB. K. K. Geol. RA. Wien, <u>58</u>, 79–196.
- HENRICHS, C. (1993): sedimentpetrographische Untersuchungen zur Hochdiagenese in der Kössen-Formation (Obere Trias) der westlichen Ostalpen und angrenzender Südalpengebiete. - Bochumer geologische und geotechnische Arbeiten, <u>40</u>, 1–206.
- HOINKES, G. & THÖNI, M. (1993): Evolution of the Ötztal-Stubai, Scarl-Campo and Ulten basement units. - In von RAUMER, J. F. & NEUBAUER, F. (Eds.), Pre-Mesozoic Geology in the Alps. Springer-Verlag, Berlin, 485–494.
- KAPPELER, U. (1938): Zur Geologie der Ortlergruppe und zur Stratigraphie der Ortlerzone zwischen Sulden und dem Engadin. - Dissertation, Geolog. Inst. Zürich.
- MAGGETTI, M. & FLISCH, M. (1993): Evolution of the Silvretta nappe. In von Raumer, J. F. & Neubauer, F. (Eds.), Pre-Mesozoic Geology in the Alps. Springer-Verlag, Berlin, 469–484.
- MAIR, V. & PURTSCHELLER, F. (1995): A study on a dike swarm related to the Königspitze (Gran Zebrù) Pluton, Ortler-Campo-Crystalline (Venosta Valley, W South Tyrol): implications on magma evolution and alteration processes. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, <u>20</u>, 67–86.
- SCHMID, S. M. & FROITZHEIM, N. (1993): Oblique slip and block rotation along the Engadine Line. - Ecl. geol. Helv., <u>86</u>, 569–593.
- SCHMID, S. M: & HAAS, R. (1989): Transition from near surface thrusting to intrabasement décollement, Schlinig thrust, Eastern Alps. - Tectonics, <u>8</u>, 697–718.
- 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. - Jb. Geol. BA. Wien, <u>124</u>, 111–174.
- THÖNI, M. (1986): The Rb/Sr thin slab isochron method an unreliable geochronologic method for dating geologic events in polymetamorphic terrains? - Mem. Sc. Geol., <u>36</u>, 211–238.

#### Exkursionsablauf:

#### **Erster Tag:**

- 8.00 Abfahrt Tagungszentrum
- 10<sup>30</sup> Ankunft Seilbahn Sulden; Fahrt zur Mittelstation

Aufstieg zur Hintergrathütte: Geologie und Petrographie des Quarzphyllitkomplexes

Mittagessen in oder an Hintergrathütte

Nachmittags: Die Triasbasis an der Hintergrathütte, sowie postkollisionale Intrusionen (locus tipicus für »Suldenit« und »Ortlerit«) Gletscherquerung zur Schaubachhütte: Kontaktmetamorphose des Konigspitzplutons, sowie Intrusionsmechanismen, Magmenentwicklung und Einschlüsse der Intrusionen Übernachtung auf der Schaubachhütte

#### **Zweiter Tag:**

8<sup>30</sup> Aufstieg zum Madritschjoch: altalpine und neoalpine Tektonik an der östlichen Fortsetzung der Zebrulinie.

An der Pederscharte: altalpine und neoalpine Tektonik an der östlichen Fortsetzung der Zebrulinie;

eingeschleppte Serpentinite und Augengneise, sowie Gipse der Raibler Formation

Mittagessen im Gelände

Abstieg Pedertal: Vom Quarzphyllit (Grünschieferfazies) ins Altkristallin (Amphibolithfazies)

ca. 16<sup>00</sup> Ankunft Gasthaus »Enzian«, von dort Rückfahrt mit Bus. Bei Gelegenheit oder ungebrochenem Interesse: Petrographie des Marteller Granits (direkt an der Straße)

## EXKURSION F: HOCHDRUCKMETAMORPHOSE IM RECKNERKOMPLEX/TARN-TALER BERGE (UNTEROSTALPIN) UND IDALM-OPHIOLIT/UNTERENGADINER FENSTER

## KOLLER, F.<sup>\*</sup>, DINGELDEY, Ch.<sup>\*</sup> & HÖCK, V.<sup>\*\*</sup>

- \* Institut für Petrologie der Universität Wien, Geozentrum, Althanstraße 14, A-1080 Wien
- \*\* Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Salzburg, Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg

#### 1. Einleitung

In den letzten zwei Jahrzehnten wurden nicht nur im Bereich der rezenten ozeanischen Kruste viele neue Erkenntnisse gewonnen, sondern auch durch die intensive Erforschung fossiler ozenischer Kruste wesentliche Beiträge zum Verständnis des Bauplans von Faltengebirgen erarbeitet. Auch im Bereich der Ostalpen waren die vielen Ophiolitkomplexe, metamorph überprägte ozeanische Kruste, Ziel von zahlreichen geowissenschaftlichen Forschungsprojekten. Diese Exkursion soll einen Beitrag zum Kenntnisstand der alpinen mesozoischen Ophiolite liefern, aber auch anregen, die noch offenen Probleme weiter zu erforschen.

#### 2. Geologische Übersicht

In den Ostalpen findet man ophiolitische Fragmente sowohl in den mesozoischen als auch in den paläozoischen Serien. Die einzelnen Komplexe unterscheiden sich hinsichtlich ihrer Mächtigkeit und dem Grad der metamorphen Überprägung sehr deutlich. Während die paläozoischen Ophiolite in vielen Baueinheiten der Ostalpen mit Gesteinen entsprechenden Alters zu finden sind, beschränkt sich der Verbreitungsbereich der mesozoischen Ophiolite hauptsächlich auf die penninischen Zonen, die in den Ostalpen in Form geologischer Fenster aufgeschlossen sind (Abb. 1). Sie bilden dort langgezogene und weithinstreichende Körper, ihre generelle Mächtigkeit ist aber im Vergleich zur rezenten ozeanischen Kruste üblicherweise sehr gering (Abb. 2).

Die mesozoischen Ophiolite finden sich im Penninkum von Westen nach Osten im Unterengadiner Fenster, im Tauernfenster und in einer Gruppe von tektonischen Fenstern am Alpenostrand im österreichisch/ungarischen Grenzgebiet, die nach dem größten Fenster als Rechnitzer Fenstergruppe bezeichnet werden (Abb. 1). Daneben findet man noch kleinere Fragmente von mesozoischer ozeanischer Kruste im Unterostalpin (Recknerkomplex/Tarntaler Berge), in der möglicherweise damit vergleichbaren Matreier Zone südlich des Tauernfensters sowie noch relativ kleine Vorkommen in der Klippenzone.

Von den mesozoischen, penninischen Ophioliten im Bereich des Unterengadiner Fensters bilden die Idalm, der Piz Mundin und der Ramosch Komplex größere Körper mit Aufschlüssen im österreichisch/schweizer Grenzbereich. Allerdings ist auch der Idalm-Ophiolit zum größeren Teil im österreichischen Anteil des Unterengadiner Fensters aufgeschlossen. Die restlichen Vorkommen sind meist kleinere Fragmente von stark deformierten und isolierten Körpern. Eine Zusammenfassung des heutigen Kenntnisstandes über diese Ophiolite findet man bei HÖCK & KOLLER (1987, 1989), HÖCK et al. (1994), KOLLER (1985), KOLLER & HÖCK (1990), KOLLER & DINGELDEY (1991, 1992, 1994) und KOLLER et al. (1995).



 Abb. 1: Geologisch-tektonische Skizze der Ostalpen mit den bedeutenderen Vorkommen von mesozoischen Ophioliten nach HÖCK & KOLLER (1989) und KOLLER & HÖCK (1992) mit eingetragenen Exkursionszielen.
 Abkürzungen: Ew für Unterengadiner Fenster, Tw für Tauernfenster und Rwg für Rechnitzer Fenstergruppe.

Die Ophiolitabfolge (Abb. 2) weist nach HÖCK (1980) im Tauernfenster die größte Mächtigkeit auf, eine Gesamtmächtigkeit von 500 - 700 m wird üblicherweise in keinem der penninischen Fenster überschritten. Im Tauernfenster und vor allem in der Rechnitzer Fenstergruppe sind primäre Texturen weitgehend auf die Metagabbros beschränkt, im Gegensatz dazu ist die Gesamtabfolge im Idalm-Ophiolit am geringsten deformiert und hier sind die meisten primären Strukturen gut erhalten. Neben den klassischen Abfolgen, denen nur die "sheeted dyke"-Abfolgen immer fehlen, findet man noch auf einzelne Komplexe beschränkte Sequenzen, die nur aus Ultramafititen und angenzenden Ophikarbonaten bestehen (Abb. 2).

Für diese haben HÖCK & KOLLER (1989) und KOLLER (1985) eine Bildung im Bereich von Transformstörungen angenommen, da in diesen Abfolgen üblicherweise auch eine ozeanische Metamorphose im Bereich der Ophikarbonate nachgewiesen wurde. Grundsätzlich scheinen die meisten Autoren der Ansicht zu sein, daß die penninische ozeanische Kruste von einem vermutlich schmalen, langgezogenen und vor allem von Transform-Störungen kontrollierten Ozean stammt.



Abb. 2: Schematische Profile durch die mesozoischen Ophiolite der Ostalpen modifiziert nach HÖCK (1980, 1983), KOLLER (1985), HÖCK & KOLLER (1989), KOLLER & HÖCK (1992) und KOLLER et al. (1994).

Geochemisch können die penninischen Ophiolite zu einem klassischen N-typ MORB nach SAUNDERS (1984) gerechnet werden, wobei aber für alle drei Fenster sehr einheitliche, niedrige partielle Aufschmelzraten von ca. 15  $\pm$  5 % in einem leicht verarmten Erdmantel abgeleitet, jedoch auch komplexe Fraktionierungsmechanis-

men für die fraktionierte Kristallisation nachgewiesen wurden (HÖCK & KOLLER, 1989; KOLLER & HÖCK, 1990). Aus dem Zr/Y versus Zr-Diagramm (Abb. 3) nach PEARCE & NORRY (1979) läßt sich ableiten, daß in allen Fenstern relativ primitive Basaltzusammensetzungen mit Zr-Gehalten im Bereich von 60 - 70 ppm auftreten. Diese stimmen gut mit primitiven MORB-Chemismen überein und könnten entsprechend den Ergebnissen von PEARCE (1980) auf kleine bis mittlere "spreading"-Raten im Penninischen Ozean hindeuten.

Die Situation des Reckner-Komplexes ist im Gegensatz dazu deutlich anders, da nach DINGELDEY (1990, 1995) eine Herkunft aus einem initialen Rift-System oder ein Zusammenhang mit einer Transformstörung sehr wahrscheinlich ist.



Abb. 3: Zr/Y versus Zr-Diagramm nach PEARCE & NORRY (1979) mit dem Feld der MOR-Basalte sowie mit den Projektionspunkten der Metabasalte des Idalm-Ophiolits. Mit C-3 ist die chondritische Zusammensetzung und mit p.m. (= partial melting) die partielle Schmelzkurve bezeichnet. Für die fraktionierte Krisallisation wurde ein Bereich mit offenem (m.m. = magma mixing) und mit geschlossenem System (f.c. = fractionated crystallisation) dargestellt. Weiters wurde noch die Trennungslinie für große und kleine "spreading"-Raten nach PEARCE (1980) hinzugefügt. Zusätzlich sind noch die Datenfelder für das Tauernfenster und die Rechnitzer Fenstergruppe mit den Daten nach HÖCK (1973), KOLLER (1985), HÖCK & KOLLER (1987) und HÖCK & MILLER (1987) eingetragen.

#### 3. Der Reckner-Komplex/Tarntaler Berge im Unterostalpin

#### 3.1. Geologie und Lithologie

Das Unterostalpin ist im NE des Tauernfensters durch die Radstädter Tauern repräsentiert und wird aus einer Decke von vermutlich altpaläozoischen Quarzphylliten und mehreren Teildecken aus überwiegend mesozoischen Gesteinen aufgebaut. Am NW-Rand des Tauernfenster findet sich in den Tarntaler Bergen eine z.T. vergleichbare tektonische Abfolge, deren Zugehörigkeit zum Unterostalpin heute seit der Neukartierung durch Enzenberg weitgehend unumstritten ist (ENZENBERG, 1967; ENZENBERG-PRÄHAUSER, 1976; TOLLMANN, 1977; HÄUSLER; 1988). Folgende Dreigliederung kann für das Unterostalpin im Bereich des nordwestlichen Tauernfensters definiert werden: die Quarzphyllit-Decke mit dem Innsbrucker Quarzphyllit, die Hippold-Decke und die Reckner-Decke.



Abb. 4: Geologisches Nord-Süd-Profil durch die Reckner Decke in den Tarntaler Bergen (Wattener Lizum) nach ENZENBERG (1967).

Während die Quarzphyllit-Decke im wesentlichen aus präpermischen Gesteinen besteht und ihre Einstufung als tiefste (ENZENBERG, 1967;ENZENBERG-PRÄHAUSER, 1976) oder als höchste Einheit des Unterostalpins (TOLLMANN, 1977; HÄUSLER, 1988) umstritten ist, reicht die Hippold-Decke nach ENZENBERG (1967) von basalen Quarzphylliten mit auflagernder Permotrias bis zu einem meist dolomitisch entwickelten Anis. Darauf folgt eine Schichtlücke und im unterem Lias setzt mit der Tarntaler Brekzie wieder Sedimentation ein, die mit Radiolariten und tonigen Sedimenten, nun Phyllite, im oberen Malm endet. Ihre Position unter der Reckner-Decke (Abb. 4) ist unbestritten.

Die Schichtfolge der höheren Reckner-Decke beginnt nach ENZENBERG (1967) mit einer mit der Hippold-Decke vergleichbaren Schichtfolge ohne Unterbrechung von der Permotrias bis zum Anis, danach folgt eine mächtige karbonatische Trias mit Wettersteindolomit, Raibler Schichten und Kössener Schichten. Im Lias und Dogger treten ähnliche, aber geringer mächtige Brekzien auf. Der Oberjura wird von der unteren und oberen Kieselschiefer-Serie, die von einem schmalen Karbonatband getrennt werden, gebildet. Als Abschluß, vermutlich an der Grenze Jura-Kreide, findet man die geringmächtige Geier-Serie, die sowohl in der Reckner- als auch in der Hippold-Decke (HÄUSLER, 1988) zu finden ist, mit Phylliten und Feinbrekzien. Letztere enthalten reichlich Cr-Spinell im Schwermineralspektrum, der nach POBER & FAUPL (1988) als Detritus aus einem harzburgitischen Mantelgestein abgeleitet wird. Nach DINGELDEY (1990) kann dieser Cr-Spinell wegen deren unterschiedlichen Zusammensetzung nicht aus den Ultramafititen des Reckners stammen. Über dieser Abfolge folgt der, von DINGELDEY (1995) als Reckner-Komplex bezeichnete und von der Reckner-Decke abgegrenzte Reckner-Serpentinit mit seinen begleitenden Nebengesteinen, von denen manche reichlich Alkaliamphibol führen. Diese alkaliamphibolreichen Gesteine wurden bisher von FISCHER & NOTHAFT (1954) und ENZENBERG (1967) beschrieben, ihre Bildungsbedingungen konnten von DINGELDEY (1990, 1995) bestimmt werden. Eine schematische Abfolge durch den maximal 230 m mächtigen Reckner-Komplex ist in Abb. 5 dargestellt. Es muß festgehalten werden, daß der Reckner-Komplex eine verkehrte Schichtfolge aufweist.

Es soll an dieser Stelle nicht unerwähnt bleiben, daß die von DINGELDEY (1995) als Reckner-Komplex bezeichneten Gesteine von einigen Autoren (z.B. FUCHS, 1985) in das Penninikum gestellt wurden, sie liegen aber, wie aus dem Profil in Abb. 4 zu entnehmen ist, in allen Fällen über den Bünderschiefern der penninischen Glockner-Decke.

## 3.2. Der Reckner-Komplex und seine Entwicklung

#### 3.2.1. Gesteinsinhalt

Der Gesteinsinhalt des ophiolitischen Recknerkomplexes besteht zum überwiegenden Teil aus serpentinisiertem Lherzolith, der üblicherweise reich an reliktischem Klinopyroxen ist. Daneben findet man nur kleine Linsen von Harzburgiten. Typisch für die Lherzolithe ist ein  $Al_2O_3$ -Gehalt um 4 Gew.%, die Harzburgite weisen deutlich niedrigere Gehalte um 1,4 Gew.% auf (Tab. 1). Die Metagabbros bilden nur relativ kleine Linsen im Liegenden der Ultramafitite mit reliktischem Diopsid, der größtenteils in Amphibol umgewandelt ist, und einer feinkörnigen Matrix aus Albit, Chlorit und Mg-reichen Pumpellyit. Die Zusammensetzung dieser Gabbros (Tab. 1) entspricht den Gabbros aus anderen Ophiolitvorkommen der Ostalpen. In der Scharte zwischen Naviser und Lizumer Reckner findet sich eine Linse von titanreichen, vermutlich ultramafischen Kumulaten mit großen Pseudomorphosen von Phlogopit, beziehungsweise Chlorit nach Klinopyroxen.



Abb. 5: Schematisches Säulenprofil durch die Gesteinsabfolge des Reckner-Komplex aufgestellt mit dem Ultramafitit an des Basis nach DINGELDEY (1995).

Die Blauschiefer bilden bilden einen unvollständigen Gürtel um den Reckner Serpentinit und sind durch den folgenden Mineralbestand charakterisierbar (Tab. 2):

## Albit + Alkaliamphibol + Chlorit + Stilpnomelan ± Kalzit ± Quarz

312	Tab.
	1: Zusammensetzung der typischen Gesteine des Reckner-Komplexes na DINGELDEY (1990).
	3Ch

Reckner	Lherzolith	Harzburgit	Gabbro	UM-Kumulat	Blauschlefer I	Blauschiefer II	Melange	Rediolarit	Kalkschiefer
SiO <sub>2</sub>	40,53	38,90	42,92	30,28	46,65	88,02	17,85	91,07	4,99
TiO <sub>2</sub>	0,18	0,03	0,27	5,85	0,74	0,19	0,09	0,12	0,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,16	1,40	<u>16,74</u>	13,86	16,05	4,75	2,59	2,55	1,33
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,36	0,40	0,10	0,33	0,05	0,00	0,33	0,00	0,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,57	8,91	6,32	10,66	8,06	2,48	8,57	2,71	0,75
MnO	0,08	0,08	0,11	0,09	0,49	0,00	0,24	0,16	0,07
MgO	31,57	36,87	12,30	23,33	<u>    6,52 </u>	1,11	9,05	0,66	1,51
CaO	3,15	0,08	14,27	5,01	7,04	0,25	33,97	0,41	50,36
Na <sub>2</sub> 0	0,05	0,03	0,65	0,00	5,62	2,48	0,34	0,18	0,00
K <sub>2</sub> 0	0.00	0,00	0,90	0,12	0,37	0,08	0,02	0,64	0,22
P205	0,02	0,01	0,02	0,01	0,14	0,05	0,06	0,05	0,04
LOI	10,20	12,92	5,25	10,12	8,77	0,78	26,99	1,02	40,59
Total	98,87	99,63	99,85	99,66	100,50	100,19	100,10	99,57	99,94
X <sub>M0</sub>	0,88	0,89	0,79	0,81	0,64	0,47	0,86	0,33	0,80
Nb	1	2	7	15	17	4	1	2	2
Zr	0	0	2	0	147	26	9	11	44
Y	11	6	18	10	41	13	11	22	20
Sr	0	2	20	11	48	0	180	14	<b>39</b> 0
Rb	0	0	24	1	12	0	0	17	10
Ni	1997	2360	445	1037	193	41	1192	27	16
Cr	2774	2545	733	2629	308	36	2684	19	22
v	83	38	121	729	156	49	93	39	19
Ba	16	19	78	93	50	29	28	59	35

	Gestein	Typischer Mineralbestand					
Quarzphyllit- Decke	Quarzphyllit	$Q + Mu \pm Ab \pm Chl \pm Ru \pm Mgt$					
Reckner-	Serpentinit	$Liz \pm Chrys + Mgt \pm Tr \pm Chl$					
Komplex	Ophikarbonate	$Liz \pm Chrys + Mgt \pm Tr \pm ChI + Cc \pm Do$					
	Metasomatische Gesteine	reliktische Paragenese mit Ti-Bio + Ru jüngste Paragenese: Cr-Chl + Tit ± Cc					
	Metagabbro	Mg-Pump + Chl + Ab + Act					
	Blauschiefer	Ab + Q + Mu + Tit + Alk-Amph $\pm$ Stilp Ab + Alkpx + Tit $\pm$ Q $\pm$ Mu $\pm$ Amph Ab + Q + Chl + Stilp + Bio $\pm$ Mu + Pyrit					
	Grünschiefer	Ab + Chl + Ep + Mu + Tit $\pm$ Q $\pm$ Stilp $\pm$ Mg-Pump					
Reckner- Decke	Stilpnomelan- Phyllite	Q + Mu + Chl + Stilp ± Tit ± Ab ± Alk-Amph					
	Radiolarite/ Phyllite	Q + Mu + Chl Q + Mu + Chl ± Stilp ± Ab ± Kfsp ± Tit					
	Karbonathältige Phyllite	$Q + Cc + Ank + Mu + Ru \pm Ab \pm Mgt$					
	Trias-Karbonate	keine Glimmer					
Hippold-Decke	Grauwacken/ Karbonatbrekzien	Cc + Q + Mu + Stilp ± Talk ± Chl					
Süd- penninikum	Bündner Schiefer	Cc + Q + Ank ± Dol ± Ab + Mu + Graphit + Ru					

Tab. 2: Charakteristische Mineralparagenesen verbreiteter Gesteine aus dem Unterostalpin der Tarntaler Berge. Abkürzungen: Quarz Q, Muskowit Mu, Albit Ab, Chlorit Chl, Rutil Ru, Magnetit Mgt, Lizardit Liz, Chrysotil Chrys, Tremolit Tr, Kalzit Cc, Dolomit Do, Ankerit Ank, Biotit Bio, Titanit Tit, Stilpnomelan Stilp, Pumpellyit Pump, Aktinolith Act, Alkaliamphibol Alk-Amph, Amphibol Amph, Alkalipyroxen Alkpx, Epidot Ep, alle übrigen Abkürzungen sind Elementsymbole.

Wobei die Gehalte an Albit, Kalzit und Quarz stark variieren und damit fast alle Übergänge zu den anderen Gesteinstypen (Melangegesteine, Grünschiefer, Radiolarite, etc.) existieren. Nach DINGELDEY (1995) sind diese Gesteine metamorphe Sedimente. Die Alkaliamphibole sind üblicherweise Riebeckite bis Mg-Riebeckite, selten mit Crossitkernen, oder Winchite. Sie bilden Büschel oder Garben, die häufig aus einem älteren Alkalipyroxen (≤ 40 Mol.% Jadeit) herauswachsen. Der ebenfalls büschelige Ferri-Stilpnomelan wird teilweise durch grünen Biotit verdrängt.

Die Melange ist durch sehr vielfältige Gesteine vertreten, die von Ophikarbonaten über metasomatisch gebildete Gesteinen bis zu tektonischen Brekzien reichen. Manche dieser Gesteine führen auch Alkaliamphibole oder Alkalipyroxene. Diese Gesteine und die weit verbreiteten Karbonatgesteine sind durch wechselnde Mengen an Chlorit und Hellglimmer gekennzeichnet (Tab. 2).

## 3.2.2. Die Herkunft des Reckner-Komplexes

Der Reckner-Komplex stammt von einem nur leicht verarmten Mantel mit Iherzolitischer Zusammensetzung ab, wobei basierend auf der geochemischen Signatur der Metagabbros und der Ultramafitite eine Bildung in einem Rifting-Bereich sehr wahrscheinlich ist. Dieser Komplex kam frühzeitig mit Tiefseesedimenten, den heutigen Blauschiefern, in Kontakt und verursachte dabei die Na-Anreicherung und auch die Bildung der Ophikarbonate. Als Relikt dieses Ereignisses ist die weitverbreitete hochtemperierte ozeanische Metamorphose mit vermutlich jurassischem Alter anzusehen.

## 3.2.3. Hinweise auf Relikte einer ozenischen Metamorphose

In den Serpentiniten, Ophikarbonaten und Metagabbros, aber nicht in den Blauschiefern und in den Sedimenten, finden sich stark oxidierte braune oder grüne Amphibole der Zusammensetzung Tschermakit oder Magnesio-Hornblende, deren Bildung durch die niedriggradige alpidische Metamorphose nicht erklärbar ist. In den ultramafischen Kumulaten finden sich in den großen Chloritpseudomorphosen mit Rutilentmischung vereinzelt Lagen von Ti-reichen Biotit (Phlogopit mit TiO<sub>2</sub> bis  $\geq$ 7 Gew.%). Daraus und aus O<sub>2</sub>-lsotopendaten läßt sich ableiten, daß diese Mineralphasen bei Temperaturen > 500 °C gebildet wurden (DINGELDEY, 1990, 1995; Tab. 3). Dies wird auf die Auswirkung einer typischen gzeanischen Metamorphose zurückgeführt, auch die lokal starke metasomatische Veränderung der Gesteine kann hier ihren Ursprung haben.

## 3.2.4. Hochdruckmetamorphose

Die Auswirkung und Bedingungen der druckbetonten Metamorphose sind in den Gesteinen des Reckner-Komplexes am besten in den Blauschiefern durch das Auftreten von Paragenesen mit Alkalipyroxen, Alkaliamphibolen und Stilpnomelan erkennbar (Tab. 2). Hingegen ist in den Metagabbros und manchen Grünschiefern Mg-reicher Pumpellyit erhalten geblieben und noch nicht vollständig durch Epidot ersetzt. In den Sedimentgesteinen sind die einzigen möglichen Mineralphasen, die ausreichend Informationen über die druckbetonte Metamorphose speichern, die Hellglimmer. Daher wurde dem Studium der Hellglimmer große Aufmerksamkeit gewidmet. Neben Resten von älterem, detritärem Glimmer besteht der größte Teil der neugesproßten Hellglimmer aus phengitreichen Zusammensetzungen mit teilweise randlichen phengitärmeren Anwachssäumen. In Abb. 6 sind die maximalem Celadonitgehalte aller untersuchten Hellglimmerparagenesen zusammengestellt. Dabei ist auffallend, daß die Hellglimmer der Hippold-Decke, der Reckner-Decke sowie des Reckner-Komplexes vergleichbare Celadonit-Gehalte aufweisen (Abb. 6).



Abb. 6: Profil durch die Tarntaler Berge mit eingezeichneten Probenpunkte (\$) der untersuchten Hellglimmer und deren berechneten maximalen Celadonitkomponenten (Zahlenwerte in Mol.%) nach DINGELDEY (1995).

Metamorphose	Reckner-Komplex	Reckner-/Hippold- Decke	Südpenninikum
1. Ozeanische Metamor- phose	P ?? (vermutlich gering) T 670 - 780 °C (O <sub>2</sub> -lsotopen- Thermometrie)		
2. Hochdruck- ereignis	PTAX: P <sub>max</sub> <sup>-</sup> 9-10 kbar T <sub>max</sub> <sup>-</sup> 370 °C Phengitbarometrie: P <sub>max</sub> <sup>-</sup> 10 kbar (berechnet bei 350 °C)	PTAX: P <sub>max</sub> <sup>-</sup> 9-10 kbar T <sub>max</sub> <sup>-</sup> 360 °C Phengitbarometrie: P <sub>max</sub> <sup>-</sup> 10 kbar (berechnet bei 350 °C)	Phengitbarometrie: P <sub>max</sub> <sup>-</sup> 6 kbar (berechnet bei 350 °C)
3. Thermischer Höhepunkt	PTAX: $P_{max} = 4 \text{ kbar}$ T > 400 °C $O_2$ -Isotopen- Thermometrie T = 395-415 °C Kalzit-Dolomit- Thermometrie $T_{max} = 380 °C$	T <sub>max</sub> <sup>~</sup> 400 °C (Paragonit- Komponente im Hellglimmer)	T <sub>max</sub> <sup>-</sup> 500 °C (Paragonit- Komponente im Hellglimmer)

Tab. 3: Zusammenfassung der Ergebnisse zur Metamorphose nach DINGELDEY (1990, 1995).

Sowohl die Glimmer der Quarzphyllit-Decke als auch die des angrenzenden Penninikums weisen deutlich geringere Gehalte auf. In der Tabelle 3 sind die Ergebnisse der P-T-Bestimmungen zusammengefaßt und in Abb. 7 sind die unterschiedlichen P-T-Pfade für die einzelnen Baueinheiten dargestellt. Daraus läßt sich ableiten, daß für die Hippold-Decke, die Reckner-Decke sowie für den Reckner-Komplex ein druckbetontes Metamorphoseereignis bei einem geothermischen Gadienten von < 10°/km nachweisbar ist. Die Metamorphose der Quarzphyllit-Decke und auch die im angrenzenden Penninikum dürfte anders verlaufen sein (Abb. 7).

Nach den ersten Ergebnissen der <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar-Datierung an Hellglimmern, die nach DINGELDEY et al. (1995a, 1995b, 1996) dem Hochdruckereignis zugeordnet werden, ergaben sich überraschenderweise relativ junge Alter, nämlich 44 - 37 Ma für die Hippold-Decke und für das angrenzende Penninikum, für die Reckner-Decke Alter um 50 Ma. Für die Quarzphyllit-Decke konnte nur die Verjüngung eines präalpidischen Hellglimmeralters nachgewiesen werden.



Abb. 7: Schematische Metamorphosepfade für die Gesteinsabfolgen der Tarntaler Berge nach DINGELDEY et al. (1996), dargestellt mit den entsprechenden geothermischen Gradienten.

## 3.2.5. Jungalpidische Überprägung und Platznahme

Der thermische Höhepunkt der alpidischen Metamorphose erfolgte im Unterostalpin bei Bedingungen ≥400 °C und Drucken um 4 Kbar. Das angrenzende Penninikum weist einen höheren Überprägungsgrad auf (Tab. 3). Grundsätzlich ist aber der thermische Höhepunkt der Metamorphose mit einem Gradienten von >20°/km (Abb. 6) mit jenem des Tauernfensters gut vergleichbar.

Die paläogeographische Rekonstruktion - sie ist natürlich im wesentlichen von der Interpretation des heutigen Deckenstapels abhängig - läßt sich nun folgenderweise darstellen:

Zum Zeitraum Trias-Jura erfolgt eine marine Sedimentation auf kristallinem Basement (vermutlich Quarzphyllit-Decke oder Äquivalentes) getrennt für beide Bereiche, Hippold- und Reckner-Decke. Im Jura bildet sich außerdem ein Bereich mit ozeanischer Kruste (Reckner-Komplex), wobei derzeit nicht eindeutig klar ist, ob dies der südpenninische Ozean oder eine unabhängige Zone mit ozeanischer Kruste ist. Danach erhalten Reckner-Komplex, Reckner-Decke und Hippold-Decke im Eozän eine vergleichbare subduktionsbezogene Metamorphose, die für die Hippold-Decke etwas später als für die Reckner-Decke stattgefunden hat. Danach erfolgte eine rasche Exhumierung der einzelne Baueinheiten und die Bildung des Deckenstapels. Geht man vom derzeit angenommenen Deckenstapel aus (ENZENBERG, 1967), so hat dies zur Folge, daß es praktisch unmöglich ist, im Zuge einer Subduktion und anschließender Kontinent-Kontinent-Kollision ein Fragment des südpenninischen Ozeans in die derzeit zweithöchste Positions des Unterostalpins der Tarntaler Berge über der Hippold-Decke (Abb. 3.) zu bringen. Dies würde für die Existenz von ozeanischer Kruste südlich des Penninikums sprechen.

#### 4. Der Idalm-Ophiolit (Penninikum) im Unterengadiner Fenster

#### 4.1. Geologie und Lithologie

Das Unterengadiner Fenster beinhaltet mehrere tektonische Baueinheiten und ist im Norden vom Silvretta-Kristallin, im Osten und Südosten vom Ötztal-Kristallin sowie im Süden von der Scarl-Einheit umrahmt. Das Penninikum selber gliedert sich nach OBERHAUSER (1980) in die Zone von Pfunds als tiefste Baueinheit, sie entspricht den zentralen Bündnerschiefern von TRÜMPY (1972). Diese wird von der Zone von Roz-Champatsch, einschließlich der Pezid-Serie, und der Zone von Ramosch überlagert, die als nordpenninisch angesehen werden. Die darüberfolgende Tasna-Decke wird gemeinsam mit dem präalpidischen Tasnagranit als mittelpenninisch eingestuft. Die höchste Baueinheit wird von der Arosa-Zone gebildet, für die allgemein eine südpenninsche Herkunft angenommen wird (TRÜMPY, 1972; TOLLMANN, 1977; OBERHAUSER, 1980; FRISCH, 1984).

Die Ophiolitfragmente sind in den Gesteinsserien der Unterengadiner Fenster relativ häufig und kommen in unterschiedlichen tektonischen Einheiten vor. So enthalten die Zone von Pfunds mit dem Piz Mundin (HEUGEL, 1975, 1982), die Zone von Ramosch (VUICHARD, 1984, 1985) und die Arosa-Zone mit dem Idalm-Komplex (DAURER, 1980; HÖCK & KOLLER, 1987) größere Ophiolitkomplexe.

Der Idalm-Ophiolit liegt in den hangenden Bereichen der Arosa-Zone und ist im Norden und Nordwesten vom Silvrettakristallin überlagert (Abb. 8). Diese Überschiebungsfläche ist markiert durch einen nur wenige Meter mächtigen, oft auch fehlenden Horizont von kalkigen oder dolomitischen Linsen, die von OBERHAUSER (1980) als "subsilvrettide Schürflinge" und von DAURER (1980) als "subsilvrettide Schollenzone" bezeichnet wurden (Abb. 9). Unterlagert wird der Ophiolitkomplex von den Sedimentserien der Arosa-Zone, von den die beiden wichtigsten im Exkursionsgebiet der Idalp-Sandstein (Callovien) und der Höllental-Flysch (Cenoman) sind (HÖCK et al., 1986). Der komplex verfaltete Idalm-Ophiolitkörper wird aus aus zwei, kartierungsmäßig unabhängigen, tektonischen Einheiten, der südlichen Flimspitz-Decke und der nördlichen Bürkelkopf-Decke, aufgebaut (Abb. 9). Getrennt werden diese beiden Bereiche durch eine tektonische Schuppe aus diaphtoritischen Glimmerschiefern, Gneisen und Amphiboliten, die nach DAURER (1980) ein Teil der Silvretta-Einheit sind und als Flimjochkeil bezeichnet werden. Der Ophiolit stellt eine pseudostratigraphische Abfolge dar und besteht aus Ultrabasiten, einem plutonischen Anteil sowie einer Vulkanitfolge bestehend aus massiven Diabasen, Pillowlaven, Hyaloklastiten und feingebänderten Grünschiefern, die mit Radiolariten oder Phylliten wechsellagern können (Abb. 10)



Abb. 8: Geologische Skizze des Unterengadiner Fenster nach TOLLMANN (1977), OBERHAUSER (1980) und HÖCK & KOLLER (1987).

Die nur bis maximal 80 m mächtigen Ultramafitite bestehen aus meist sehr stark deformierten Serpentiniten, die nur selten noch Formrelikte nach OPX erkennen lassen. Im Hangenden, knapp unter den Gabbros, findet man häufig bis zu 2 m dicke Linsen oder Gänge von rodingitisierten Leukogabbros, die von den Serpentiniten durch ein Blackwall-Saum von reinem Chloritfels getrennt werden. In der letzten Zeit konnten am Rande der Bürkelkopf-Decke in einem Bachbett mehrere bis zwei Meter mächtige Blöcke eines Iherzolithischen Ultramafitits, der unterschiedlich große, aber gut erhaltene Klinopyroxene führt, gefunden werden. Anstehende Vorkommen dieses, aus geochemischen Gründen (siehe Kap. 4.2.) als Kumulat interpretierten Ultramafitits konnten bisher nicht nachgewiesen werden. Ihre Herkunft wird in einem Areal vermutet, das durch einen postglazialen Bergsturz überschüttet ist.



Abb. 9: Schematische Querschnitt durch den Idalm-Ophiolit nach HÖCK & KOLLER (1987) mit den beiden Einheiten Flimjoch- und Bürkelkopf-Decke.

Die Grenze zur Gabbrosequenz ist immer tektonisch überprägt. Die Gabbros sind vor allem in Bereich der Bürkelkopfschulter besonders mächtig und gut aufgeschlossen. Sie werden bis 75 m mächtig und bestehen ausschließlich aus isotropen, fein- bis mittelkörnigen KPX-Plag-Gabbros, die sehr häufig von Gabbropegmatiten, gelegentlich mit KPX bis über 25 cm Korngröße, intrudiert werden. Nur sehr selten ist die Intrusion von kleinen Ferrogabbrostöcken zu beobachten. Bereits KOLLER & HÖCK (1990) haben auf die geringe Häufigkeit der hochfraktionierten Fe-Ti-Gabbros im Unterengadiner Fenster gegenüber dem Tauern Fenster und der Rechnitzer Fenstergruppe hingewiesen. Eine weitere Besonderheit sind bis 40 cm mächtige Diabas-Gänge, die üblicherweise annähernd E-W steichen und ein relativ steiles Einfallen aufweisen. Eine direkte Verbindung und Fortsetzung in die Vulkanitabfolge konnte nicht aufgefunden werden.

Entsprechend dem gut entwickelten Profil in der Flimspitz-Decke folgen an einer tektonisch überprägten Grenze über den Gabbros direkt Pillow-Laven, eine "sheeted dyke"-Abfolge fehlt. Dies ist ebenfalls schon öfter festgehalten worden (HÖCK & KOLLER, 1987, 1989; KOLLER & HÖCK, 1987, 1990). Die gesamte Vulkanitabfolge erreicht eine Mächtigkeit bis 300 m mit einer Sequenz von Pillowlaven und massiven Diabasen (ehemalige Sills) sowie Hyaloklastiten und Pillowbrekzien, wobei vor allem erstere steile Wände bilden. Zum Hangenden hin findet man häufiger Hyaloklastite, die dann in rot pigmentierte Pillowbrekzien mit häufigen, annähernd E-W-streichende Epidotmobilisaten übergehen. Die oberste Einheit besteht aus feingebänderten Grünschiefern, die auch gelegentlich mit Radiolariten oder mit phyllitischen Metasedimenten wechsellagern können.



Abb. 10: Schematisches Säulenprofil durch den Idalm-Ophiolit nach HÖCK & KOLLER (1987) sowie nach neueren Ergebnissen.

In Abb. 10 ist ein entsprechendes schematisches Profil durch die Ophiolit-Abfolge zusammengestellt. Es muß aber zusätzlich festgehalten werden, daß die Radiolarite häufig auskeilende Linsen bilden, und die Vulkanitfolge im Hangenden danach in tonige Sedimente übergeht.

#### 4.2. Mineralbestand und Geochemie der Gesteine

Die Ultramafitite sind vollständig serpentinisiert, wobei in nicht deformierten Proben ein ursprünglicher Mineralbestand mit 70 - 75 Vol.% Olivin und 25 - 30 Vol.% Orthopyroxen noch rekonstruierbar war (KOLLER & HÖCK, 1990). Mit diesem Mineralbestand, bei einem Gehalt von 1,2 - 1,6 Gew.%  $Al_2O_3$  und einem durchschnittlichem  $x_{mg}$  von 0,90 entsprechen die Serpentinite den typischen Harzburgiten der ostalpinen Ophiolite (KOLLER & HÖCK, 1990). Die neugefundenen ultramafischen Kumulate weisen deutliche höhere Gehalte an Al, Ca und Fe (Tab. 4) auf und sind bei dem niedrigem  $x_{mg}$  von ~0,80 nicht mit den Lherzolithen des Ramosch-Ophiolits (VUICHARD, 1985) oder des Reckners (Tab. 2), beide besitzen ein einem Mantel-Ultramafitit entsprechendes  $x_{mg}$  von ~0,90, vergleichbar.

Vom Mineralbestand der ehemaligen Gabbros ist nur der Klinopyroxen erhalten geblieben, der Plagioklas ist durch eine Masse aus Mg-reichen Pumpellyit, Albit und Chlorit ersetzt. Gelegentlich werden auch die Klinopyroxene von schwarzen Amphibolen mit  $Al_2O_3$ -Gehalten bis 7,5 Gew.% verdrängt. Die kleinen und seltenen Ferrogabbrokörper haben enstprechend hohe Ti-, Fe-, P- und V-Gehalte (Tab. 4) und ein niedriges  $x_{mg}$  von 0,44. Gabbros, die in und am Rande von Ultramafititen zu finden sind, weisen eine Rodingitbildung mit Ca-Werten bis über 23 Gew.% CaO auf und zeigen die Neubildung von Hydrogrossular und seltener von Vesuvian (KOLLER & DIETRICH, 1987). Die Blackwallbildung um die Rodingite, reine Chloritfelse, sind nach KOLLER et al. (1982) veränderte Gabbros, das bedeutet, daß die ursprüngliche Grenze auch heute noch an der Grenze zu den Serpentiniten liegt. Ansonsten findet man in den normalen Gabbros mit einem  $x_{mg}$  von 0,79 - 0,70 nur gelegentlich eine lokale Na-Zunahme, die auf eine Wechselwirkung mit Meerwasser zurückgeführt wird.

Bei den Vulkaniten kann man bezüglich Pillow-Laven, massiven Diabasen, Pillowbrekzien oder Hyaloklastiten keine wesentlichen Unterschiede im Mineralbestand und in ihrer Geochemie feststellen. Generell findet man Klinopyroxen und/oder Plagioklas als Einsprenglinge, jedoch sind auch aphyrische Typen vorhanden. Vom primären Mineralbestand hat nur der Klinopyroxen die metamorphe Überprägung überdauert, der heutige, extrem feinkörnige Mineralbestand besteht aus Chlorit, Albit, grünem Fe-reichen Pumpellyit (Fe<sup>tot</sup>/(Fe<sup>tot</sup> + Al) = 0, 11 - 0, 15), Kalzit, Hämatit und Titanit, sowie geringen Mengen an Quarz und Aktinolith. Epidot findet sich üblicherweise nur als späte Verdrängung von Pumpellyit oder gebunden an Kluftmobilisationen. Geochemisch herrschen nur N-typ MORB Zusammensetzungen vor, mit typischen tholeiitischem Entwicklungstrend und einheitlichen Zr/Ti-, Zr/Y-, Zr/Vund Ti/V-Verhältnissen (Abb. 11).

ldalpe	Serpentinit	UM- Kumulat	Gabbro	Ferro- gabbro	Diabas- Gang	Diabas	Px- Diabas	Pillow	Hyalo- klastit	Grün- schlefer	feingebänderter Grünschlefer	Tuffit
SiO <sub>2</sub>		38,38	50,22	37,17	50,51	48,81	46,27	46,48	48,56	48,67	45,30	60,23
TiO <sub>2</sub>	0,03	0,15	0,44	4,70	1,33	1,60	1,25	1,73	1,61	2,13	2,10	0,85
Al,0,	1,59	4,23	16,21	14,06	14,41	15,51	18,94	17,04	16,30	15,55	14,94	13,29
Fe <sub>2</sub> O <sub>2</sub>	8,32	14,13	5,41	20,86	9,42	10,15	8,72	10,91	10,38	11,49	12,11	6,18
Mn0	0,11	0,19	0,13	0,33	0,13	0,14	0,13	0,16	0,15	0,16	0,19	0,14
MgO	36,38	29,51	9,80	8,14	7,55	6,82	5,01	5,22	6,90	6,61	6,04	3,56
CaO	1,54	4,51	8,95	9,57	11,75	10,47	10, <b>83</b>	11,87	B,52	9,07	8,82	4,57
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,00	4,12	1,83	1,47	2,91	3,37	3,11	3,68	3,63	3,75	2,52
К₀О	0,00	0,00	0,05	0,03	0,00	0,62	0,27	0,03	0,26	0,00	0,35	1,51
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,00	0,04	1,59	0,14	0, 19	0,13	0,21	0,15	0,22	0,22	0,12
н,о	12,23	9,15	4,07	3,55	4,25	3,21	5,32	4,25	4,45	3,60	6,78	6,81
Total	99,26	100,25	99,44	101,83	100,96	100,43	100,24	101,01	100,96	101,13	100,68	99,78
x <sub>ma</sub>	0,89	0,81	0,78	0,44	0,61	0,57	0,53	0,49	0,57	0,53	0,50	0,53
Cr	2752	386	1489	0	296	313	229	199	224	189	201	221
Ni	2113	1018	141	60	74	91	0	93	96	91	54	0
v	54	67	116	499	218	248	0	266	245	288	o	n.d.
Sc	9	19	25	48	0	o	0	o	0	0	0	n.d.
Rb	n.d.	n.d.	0	2	1	11	5	1	6	o	10	51
Sr	n.d.	2	111	427	41	78	127	124	88	119	92	35
Y	n.d.	1	15	140	31	36	31	44	37	49	50	35
Zr	n.d.	6	39	173	105	126	97	153	129	170	169	179
Nb	n.d.	o	0	4	o	3	1	2	0	0	1	11
Ba	n.d.	0	10	148	75	101	39	52	49	66	76	142

Tab. 4: Zusammensetzung typischer Gesteine des Idalm-Ophiolits.

323



Abb. 11: Geochemische Diagramme für die Magmatite der Idalm-Ophiolitabfolge, Daten im wesentlichen nach HÖCK & KOLLER (1987, 1989).

## 4.3. Metamorphe Überprägung

## 4.3.1. Ozeanische Metamorphose

Eine höher temperierte metamorphe Überprägung ist in vielen Teilbereichen des Ophiolits vorhanden und zeigt sich in den Gabbros durch eine plastische Deformation und der Ausbildung von Flasergabbro-artigen Texturen. Wesentlich häufiger ist die Verdrängung der bräunlich verwitternden Klinopyroxene durch eine schwarz gefärbte Hornblende, deren Zusammensetzung von einer relativ Fe-reichen Magnesio-Hornblende über Pargasit bis zum Aktinolith reicht. Diese Amphibole besitzen mit 2000 - 4000 ppm Cl relativ hohe Gehalte an Cl, die unabhängig vom Al-Gehalt (1,5 - 7,5 Gew. %  $Al_2O_3$ ) der untersuchten Amphibole allerdings nur mehr in deren Kernbereich erhalten sind (KOLLER et al., 1995). Randlich, wo sie manchmal von Mg-reichen Pumpellyit verdängt werden, verlieren die Amphibole den Cl-Gehalt vollständig. Die Amphibolbildung in den Gabbros ist eng mit einem E-W-streichenden, älteren Kluftsystem verbunden und findet sich bevorzugt in dessen Nahbereich. Weiters kann auch am Rande der Diabas-Gänge in den Gabbros eine ähnliche Umwandlung beobachten werden.



Abb. 12: Zusammensetzung der Pumpellyite des Unterengadiner Fensters im Dreieck Al-Fe-Mg. Daten aus der Rechnitzer Fenstergruppe nach KOLLER (1985) sowie die Felder für verschiedene Metamorphosebereiche nach BARRIGA & FYFE (1983).

In den Vulkaniten fallen zwei Phänomene, die gegenüber der alpidischen Metamorphose eindeutig älter sind, auf. Sie können am besten in den Hyaloklastiten beobachtet werden. Es ist dies einerseits die weitverbreitete Rotpigmentierung (intensive Oxidation) der hangenden Pillow-Laven, Pillowbrekzien und Hyaloklastite und andererseits eine lokale Häufung von gelbgrünen Epidotmobilisationszonen, die ebenfalls eine bevorzugte E-W-Erstreckung aufweisen.

Auch die Rodingit-Bildung mit Ca-Gehalten bis über 23 Gew. % CaO und die lokale Na-Anreicherung bis über 5,5 Gew. % Na<sub>2</sub>O sind Auswirkungen der ozeanischen Metamorphose.

## 4.3.2. Alpidische metamorphe Überprägung

Die metamorphe Überprägung im Bereich des Unterengadiner Fensters und im Idalm-Ophiolit im speziellen ist auf Grund der geringen Metamorphosetemperaturen nicht leicht erfassbar. Einerseits fehlen geeignete Paragenesen zur Bestimmung der Bildungsbedingungen, andererseits macht die geringe Korngröße der Mineralphasen in den Metabasalten alle Untersuchungen relativ mühsam. Allerdings sprechen viele Anzeichen dafür, daß die ophiolitischen Gesteine sehr wohl im ganzen Fenster ähnliche Überprägungen erfahren haben. So berichten LEIMSER (1977) und LEIMSER & PURTSCHELLER (1980) aus allen Metabasalten der tieferen strukturellen Einheiten mit der Idalpe vergleichbare Pumpellyit-Zusammensetzungen sowie erhaltenen Lawsonit. Neuerdings haben BOUSQUET et al. (1995) und OBER-HÄNSLI et al. (1996) basierend auf reliktischen Karpholit eine Hochdruckmetamorphose für die Ophiolitserien und angrenzenden Sedimenten des Piz Mundins nachgewiesen.

Die einzigen Hinweise auf die Metamorphosebedingungen für den Idalm-Ophiolit können derzeit aus dem Pumpellyitchemismus gewonnen werden, da diese Mineralphasen in den Metabasalten und auch in den Gabbros stets präsent sind. In Abb. 12 sind die Zusammensetzungsfelder für Pumpellyite aus Metabasalten und Gabbros dargestellt, die mit den Literaturbeispielen der Hochdruckmetamorphite übereinstimmen. Ebenso gilt dies für die Pumpellyitdaten der Rechnitzer Fenstergruppe (KOLLER, 1985) und für die nicht dargestellten Pumpellyite des Reckners (DINGELDEY, 1990). Daraus wird der Schluß gezogen, daß der Ophiolit der Idalm vermutlich eine druckbetonte Metamorphose bei Temperaturen T  $\leq$  350 °C und Drucke P > 3 kbar erfahren hat. Dies wird durch die Tatsache unterstützt, daß nie Prehnit nachweisbar ist (SCHIFFMAN & LIOU, 1980; LIOU et al. 1985). Das letzte Ereignis führt zur Paragenese Epidot-Aktinolith-Chlorit-Albit sowie zu vielen schmalen N-S-gerichteten Kluftsystemen, die mit Quarz, Albit, Chlorit, gelegentlich Epidot gefüllt sind.

## 5. Exkursionsroute

Die Reckner-Exkursionsroute verläuft von Schwaz ausgehend entlang des Inntales bis nach Wattens, danach Richtung Wattener Lizum und über die Fahrstraße im TÜPI Walchen-Lizum bis zur Lizumer Hütte (2050 m). Von dort aus Fußmarsch Richtung Pluderling Scharte (2700 m) über einen Blocksturz der Tarntaler Brekzie unterhalb der Kalkwand zur Grenze Penninikum, Hippold- und Reckner-Decke (Abb. 13). Danach Aufstieg zum Geier (2850 m) mit Blauschiefern, Ophikarbonaten, Grünschiefern und Melangegesteinen. Am Hang des Lizumer Reckners folgen die Aufschlüsse der Ultramafitite, danach geht es weiter zur Scharte zwischen Lizumer und Naviser Reckner (Ti-reiche Ultramafitite, Metagabbro, Ultramafitite, etc.), Rückkehr in Abhängigkeit von den Schneeverhältnissen an der Ostseite des Reckners über Blauschiefer und einen weiteren Metagabbro, danach Abstieg zur Lizumer Hütte. Bei Schlechtwetter wird die Exkursionsroute zu den tiefergelegenen Blauschiefervorkommen westlich des Klammsees geführt.



Abb. 13: Geologische Skizze der Tarntaler Bergen mit eingezeichneter Exkursionsroute. (Abkürzungen: QPD für Quarzphyllit-Decke, RK für Reckner-Komplex, RD für Reckner-Decke, HD für Hippold-Decke und PENN für Penninikum.

Die Idalm-Exkursion führt von Schwaz über Landeck ins Patznauntal nach Ischgl und von dort über Güterwege ins penninische Unterengadiner Fenster auf die Idalm. Die Exkursion beginnt mit einem Profil im Bereich der Bürkelkopf-Decke im Bereich der Velillscharte in ca. 2550 m, folgt dem Weg in Richtung Flimjoch bis ca. 2640 m und führt dann unter der Flimspitze auf das äußere Viderjoch auf ca. 2800 m. Dabei werden alle wesentliche Gesteine besucht, einschließlich wunderschön erhaltener Pillowlaven in Form von Gletscherschliffblöcken. Literatur

- BARRIGA, F., FYFE, W.S. (1983): Development of rodingite in basaltic rocks in serpentinites, east Liguria, Italy. Contrib. Miner. Petrol., <u>84</u>, 146 151.
- BOUSQUET, R., GOFFÉ, B., OBERHÄNSLI, R., JOLIVET, L. (1995): The high pressure-low temperature metamorphic core of the Engadine window (eastern central Alps). - Bh. Europ. J. Min, <u>7</u>, 35.
- DAURER, A. (1980): Short notes on the Idalp ophiolites (Engadine window, Tyrol, Austria). Ofioliti, <u>5</u>, 101 106.
- DINGELDEY, Ch. (1990): Der Reckner-Serpentinit und seine Randgesteine. -Petrologie und Geochemie. - unveröff. Diplomarbeit, Formal. Naturw. Fak., Univ. Wien 213 S.
- DINGELDEY, Ch. (1995): Die Bedeutung des Reckner-Komplexes für die geotektonische Entwicklung des Unterostalpins im Nordwesten des Tauernfensters. unveröff. Dissertation, Formal. Naturw. Fak., Univ. Wien, 309 S.
- DINGELDEY, C., DALLMEYER, D., KOLLER, F. (1995a): Metamorphic evolution of the northern Lower Austroalpine realm of the Penninic Tauern Window. -Terra Nova, 7, Abstract supplement 1, 311.
- DINGELDEY, Ch., DALLMEYER, R.D., KOLLER, F., MASSONNE, H.-J. (1996): P-T-t history of the Lower Austroalpine Nappe Complex NW of the Tauern Window: Implications for the geotectonic evolution of the central Eastern Alps. zum Druck eingereicht.
- DINGELDEY, C., KOLLER, F., (1991): Geochemistry of the Reckner-complex an uncommon ophiolitic sequence from the Austrian Alps. Terra Abstract, <u>3</u>, 315.
- DINGELDEY, Ch., KOLLER, F. (1994): Zusammensetzung von Hellglimmern in Gesteinen des Reckner-Komplexes und seiner Nebengesteine (Tarntaler Berge, Tirol). - Mitt. Österr. Miner. Ges., <u>139</u>, 287 - 289.
- DINGELDEY, Ch., KOLLER, F., DALLMEYER, D., MEISEL, T. (1995b): Implications of the ultramafic-mafic Reckner complex for the geotectonic evolution of the Lower Austroalpine in the Eastern Alps. - International Ophiolite Symposium, IOS Pavia 1995, Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Pavia, Program and Abstract volume, 40.
- ENZENBERG, M. (1967): Die Geologie der Tarntaler Berge (Wattener Lizum), Tirol. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. <u>17</u>, 5 - 50.
- ENZENBERG-PRÄHAUSER, M. (1976): Zur Geologie der Tarntaler Berge und ihrer Umgebung im Kamm Hippold-Kalkwand (Tuxer Voralpen, Tirol). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., <u>23</u>, 163 - 180.
- FISCHER, G., NOTHAFT, J. (1954): Natriumamphibol-(Osannit-)Ägirinschiefer in den Tarntaler Bergen. Tscherm. Min. Petr. Mitt., <u>4</u>, 396 419.
- FRISCH, W. (1984): Sedimentological response to late Mesozoic subduction in the Penninic windows in the Eastern Alps. Geol. Rundschau, <u>73</u>, 33 45.
- FUCHS, W. (1985): Großtektonische Neuorientierung in den Ostalpen und Westkarparten unter Einbeziehung plattentektonischer Gesichtspunkte. - Jb. Geol. B.-A., <u>127</u>, 571 - 631.
- HÄUSLER, H. (1988): Unterostalpine Jurabreccien in Österreich: Versuch einer sedimentologischen und paläogeographischen Analyse nachtriadischer

Breccienserien im unterostalpinen Rahmen des Tauernfensters (Salzburg-Tirol). - Jb. Geol. B.-A., <u>131</u>, 21 - 125.

- HEUGEL, W. (1975): Die Opiolithe des Piz Mundins (Oberengadin). Unveröff. Dipl.-Arbeit, Univ. Bern, 90.
- HEUGEL, W. (1982): Die Zonierung in Pillows. Unveröff. Diss., Univ. Bern, 116 S.
- HÖCK, V. (1980): Ophiolites in the middle part of the Hohe Tauern, Austria. -Ofioliti, <u>5</u>, 57 - 64.
- HÖCK, V. (1983): Mesozoic ophiolites and non ophiolitic metabasites in the central part of the Tauern Window (Eastern Alps, Austria). Ofioliti, <u>8</u>, 103 126.
- HÖCK, V., KOLLER, F., (1987): The Idalp ophiolite (Lower Engadin Window, Eastern Alps) its petrology and geochemistry. - Ofioliti, <u>12</u>, 179 - 192.
- HÖCK, V., KOLLER, F., (1989): Magmatic evolution of the Mesozoic ophiolites in Austria. - Chemical Geology, <u>77</u>, 209 - 227.
- HÖCK, V., KOLLER, F., OBERHAUSER, R., UCIK, F., (1986): Exkursionen E 1 E
  4. Das Unterengadiner Fenster und sein Rahmen im Bereich Fimbertal-Samnaun verbunden mit einer Gesamtübersicht über den östlichen Fensterteil. - Österr. Geol. Ges., Exkursionsführer, <u>4</u>, 107 - 122.
- HÖCK, V., KOLLER, F., SEEMANN, R. (1994): Geologischer Werdegang der Hohen Tauern vom Ozean zum Hochgebirge. - In: Hohe Tauern. Mineral & Erz: Naturhist.Museum Wien, 28 - 54.
- HÖCK, V., MILLER, Ch. (1987): Mesozoic ophiolitic sequences and non-ophiolitic metabasites in the Hohe Tauern. In: FLÜGEL, H.W., FAUPL, P. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps. Deuticke: Wien, 16 33.
- KOLLER, F., (1985): Petrologie und Geochemie des Penninikums am Alpenostrand. - Jb. Geol- B.-A. Wien, <u>128</u>, 83 - 150.
- KOLLER, F., DIETRICH, H., (1987): Rodingites from mesozoic ophiolites in the Eastern Alps, Austria. - Symposium TROODOS 87, Ophiolites and oceanic Lithosphere, abstract volume, Geological Survey Department, Nicosia, Cyprus, 61.
- KOLLER, F., DIETRICH, H., KIESL, W., RICHTER, W., (1982): Ein Beitrag zur Geochemie von Metarodingiten und deren Blackwallbildung aus den Ostalpen. - Fortschritte der Mineralogie, <u>60</u>, Beiheft 1, 119 - 120.
- KOLLER, F., DINGELDEY, Ch., (1992): The Reckner ophiolite and its relation to the Mesozoic ophiolites of the Eastern Alps. - Working Group Meeting - IGCP n° 256, 6th-11th October 1992 - Tirana, Albanien, Abstract- and Excursion-Volume, 29 - 30.
- KOLLER, F., HÖCK, V., (1987): Die mesozoischen Ophiolite der Ostalpen. Mitt. Österr. Miner. Ges., <u>132</u>, 61 - 77.
- 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 the Symposium "TROODOS 1987", 253 - 263.
- KOLLER, F., HÖCK, V., (1992): The Mesozoic ophiolites in the Eastern Alps a review. - In: NEUBAUER, F. (Ed.): ALCAPA Field Guide - The Eastern Central Alps of Austria. - IGP/KFU Graz, 115 - 125.

- KOLLER, F., HÖCK, V., DINGELDEY, Ch. (1995): Remnants of oceanic metamorphism in Mesozoic ophiolites of the Eastern Alps. - International Ophiolite Symposium, IOS Pavia 1995, Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Pavia, Program and Abstract volume, 70.
- LEIMSER, W. (1977): Untersuchungen zur Petrographie und Metamorphose der Gesteine des Unterengadiner Fensters. - unveröff. Dissertation, Naturw. Fak., Univ. Innsbruck, 137 S.
- LEIMSER, W., PURTSCHELLER, F. (1980): Beiträge zur Metamorphose von Metavulkaniten im Pennin des Engadiner Fensters. - Mitt. Österr. Geol. Ges., <u>71/72</u>, 129 - 137.
- LIOU, J.G., MARUYAMA, S., CHO, M. (1985): Phase equilibria and mineral parageneses of metabasites in low grade metamorphism. Min. Mag., <u>49</u>, 321 333.
- OBERHÄNSLI, R., GOFFÉ, B., BOUSQUET, R. (1996): Geodynamic implications of carpholite occurrences to the north Penninic Valais zone. Abstract Vol. TSK 6, 304 307.
- OBERHAUSER, R. (1980): Das Unterengadiner Fenster. In: OBERHAUSER, R. (Ed.): Der Geologische Aufbau Österreichs. Springer: Wien-New York, 291 299.
- PEARCE, J.A. (1980): Geochemical evidence for the genesis and eruptive setting of lavas from Thetyan ophiolites. - In: PANAYIOTOU, A. (Ed.): Ophiolites. -Proceed. Intern. Ophiolite Symp., Cyprus, 1979, 261 - 272.
- PEARCE, J.A., NORRY, M.J. (1979): Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. Contrib. Miner. Petrol., <u>69</u>, 33 47.
- POBER, E., FAUPL, F. (1988): The chemistry of detrital chromium spinels and it's implication for the geodynamic evolution of the Eastern Alps. - Geol. Rundsch., <u>77</u>, 641 - 670.
- SAUNDERS, A.D. (1984): The rare earth element characteristic of igneous rocks from ocean basins. In: HENDERSON, P. (Ed.): Rare earth element geochemistry. Developments in Geochemistry, 2, 205 236.
- SCHIFFMAN, P., LIOU, J.G. (1980): Synthesis and stability relations of Mg-Al-Pumpellyite. - Journ. Petrol., <u>21</u>, 441 - 474.
- TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich, Band 1. Wien: Deuticke, 766 S.
- TRÜMPY, R. (1972): Zur Geologie des Unterengadins. In: Komm. Schweiz. natf. Ges. zur wiss. Erforschung d. Nationalparks: Ergebnisse der wissenschaftlichen Untersuchung im Nationalpark. - <u>13</u>, 71 - 87.
- VUICHARD, D. (1984): Petrographische Untersuchungen in der Zone von Ramosch (Alp Champatsch, Unterengadin) mit besonderer Berücksichtigung der ophiolithischen Gesteine. - Unveröff. Dipl.-Arbeit, Univ. Bern, 154.
- VUICHARD, D. (1985): The ophiolitic suite of the Alp Champatsch (Lower Engadin Window, Switzerland). The metamorphic and tectonic evolution of a small oceanic basin in the Penninic realm ?. - Ofioliti, <u>9</u>, 619 - 632.
# Vorträge

# DIE MINERALE DER SPODUMENPEGMATITLAGERSTÄTTE WEINEBENE, KÄRNTEN

von

Franz Walter<sup>+</sup>

#### Vortrag vor der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft in Wien

am 22. Mai 1995

## <u>Einleitung</u>

Spodumen-führende Pegmatite sind im ostalpinen Kristallin von Steiermark und Kärnten weit verbreitet (GÖD, 1992). Bereits 1876 wurde das Vorkommen von Spodumen in einem Pegmatit aus dem Hüttenberger Erzberg beschrieben (SEELAND, 1876) und später von MEIXNER (1952) durch einen Neufund bestätigt. Neben altbekannten Spodumenvorkommen im Kristallin von St. Radegund (ANGEL, 1933), Edling bei Spittal/Drau (ANGEL & MEIXNER, 1953), Steinbruch Gupper im Wildbachgraben, Koralpe (HÖLLER, 1959) und Hirnkogel bei Pusterwald, Wölzer Tauern (HÖLLER, 1964), sind in den letzten Jahren einige neue Vorkommen von Spodumenpegmatiten aus Steiermark und Kärnten bekannt geworden (Abb. 1). Die räumliche Erstreckung dieser 13 Pegmatitfundorte reicht von mineralogischen Vorkommen bis zur nutzbaren Lagerstätte. Zwei Vorkommen - Landskron / Villach (GÖD, 1978) und Spitznock/Gailtaler Alpen (WARCH, 1979) - sind eiszeitlich transportierte Blöcke von derzeit unbekannter Herkunft, alle anderen sind anstehend oder als Hangschutt nur gering entfernt vom Anstehenden zu finden.

Vom Bereich des Brandrückens/Weinebene, Kärnten, hat BECK-MANNAGETTA (1951) einen "Diopsidaplit" beschrieben. Den ersten Nachweis von Spodumen vom Brandrücken brachte MEIXNER (1966). Diese Informationen waren Anlaß für die in den Jahren 1981 - 1988 durchgeführten Untersuchungen der Firma Minerex. Die lagerstättenkundliche Bearbeitung der Spodumenpegmatite vom Brandrücken (GÖD, 1989) wies u.a. die enorme Erstreckung dieser Lithium-Lagerstätte nach. Im Zuge des Versuchsabbaues wurden zwei deutlich unterschiedliche Spodumenpegmatit-

<sup>&</sup>lt;sup>+</sup> Univ.-Doz. Dr. Franz Walter Institut für Mineralogie-Kristallographie und Petrologie der Karl-Franzens-Universität Graz Universitätsplatz 2, A-8010 Graz

gangtypen getrennt auf zwei Halden gelegt. Deren Bemusterung durch Sammler und Fachkollegen führte zur Auffindung und Beschreibung von mehr als 60 Mineralarten in unterschiedlichen Paragenesen, darunter auch ein neues Ca-Be-Phosphat (Weinebeneit) mit Typuslokalität "Brandrücken, Weinebene".

Eine Prüfung auf Wirtschaftlichkeit durch die Bleiberger Bergwerksunion (CERNY et al., 1989) führte zur Einstellung des Versuchsbergbaues (1990) und zur Rekultivierung der Halden im Jahre 1991.



Abb. 1: Spodumenführende Pegmatitvorkommen im ostalpinen Kristallin von Steiermark und Kärnten (Gliederung nach TOLLMANN, 1986).

## Geologie und Auftreten der Spodumenpegmatite

Die Spodumenpegmatite vom Brandrücken, Weinebene, liegen im ostalpinen polymetamorphen Kristallin der Koralpe, die in diesem Bereich aus Paragneisen, Glimmerschiefern, Marmoren, Amphiboliten und Eklogiten aufgebaut wird. Die Randgesteine der Spodumenpegmatite sind einerseits (Eklogit-)Amphibolite und andererseits Kyanit-führende Granatglimmerschiefer, die generell WNW-ESE streichen und ca. 60° nach NNE einfallen. Die Spodumenpegmatite treten darin ausnahmslos konkordant auf und sind durch die Explorationsarbeiten über 1,5 km streichender Länge und bis in eine Tiefe von 450 Metern nachgewiesen worden. Die durchschnittliche Mächtigkeit der Pegmatite beträgt rd. 2 Meter, in Ausnahmefällen auch bis 5,5 Meter. Die Platznahme der im wesentlichen unzonierten Pegmatite, die zum Albit-Spodumen-Typ der RE-Granitpegmatite gehören, erfolgte wahrscheinlich im spätorogenen Stadium der variszischen Gebirgsbildung, ein dazugehöriger Pluton konnte bisher nicht nachgewiesen werden. GÖD (1989) unterscheidet abhängig vom Nebengestein zwischen einem AH-Pegmatit (amphibolite-hosted) und MH-Pegmatit (micaschist-hosted):

Die AH-Pegmatite zeigen einen unzonierten grobkörnigen Zentralbereich mit subparallel eingeregelten Spodumenkristallen und einen ca. 10 cm mächtigen aplitischen Randsaum. Im Kontaktbereich zum Amphibolit kommt es zur Bildung von Biotit und Holmquistit (Li-Amphibol) und mitunter zur Anreicherung von Turmalin, Granat, Beryll und Apatit.

Die MH-Pegmatite zeigen dagegen ein vollkommen anderes Erscheinungsbild. Hier ist der Pegmatit als feinkörniges, straff geschiefertes, quarzitisch aussehendes Gestein ausgebildet, welches dieselben Gefügemerkmale wie der umgebende Kyanit-führende Glimmerschiefer aufweist. Es sind keine aplitischen Randzonen vorhanden und die Begrenzung zum Nebengestein ist scharf. Es ist anzunehmen, daß die Plattengneistektonik die MH-Pegmatitminerale weitgehend zerschert hat, die AH-Pegmatitminerale jedoch durch die massigen (Eklogit-)Amphibolite geschützt und nur geringfügig tektonisch beeinträchtigt wurden. Die frühalpidische amphibolitfazielle Metamorphose hat zuletzt den gesamten Gesteinsverband überprägt (FRANK et al., 1987) und auch im Abklingen die hydrothermalen Kluftmineralisationen in der Koralpe gebildet.

## <u>Minerale</u>

An dieser Stelle werden nur einige ausgewählte Minerale aus den Weinebene-Pegmatiten vorgestellt. Umfassende Zusammenstellungen der Mineralparagenesen geben NIEDERMAYR & GÖD (1992), TAUCHER et al. (1992) und (1994). Entsprechend der geologischen Entwicklung der Spodumenpegmatite kann man hauptsächlich drei mineralbildende Stadien unterscheiden:

- 1) Der primäre, pegmatitische Altbestand
- 2) Die metamorphe Überprägung
- 3) Hydrothermale Kluftmineralisationen

## 1) Der primäre, pegmatitische Altbestand

Die Hauptkomponenten des primären Altbestandes sind Quarz, Albit, Mikroklin, Muskovit und Spodumen. Akzessorisch treten *Apatit*, Beryll, Cassiterit, *Ferrisicklerit*, Ferrocolumbit, Granat, Graphit, *Heterosit*, Pyrochlor, Rutil-Nb, *Triphylin-Lithiophilit*, Turmalin und Zirkon auf. Die chem. Analysen der AH- und MH-Pegmatite ergeben jeweils rd. 0,4 Gew.-%  $P_2O_5$  (GÖD, 1989). Diese, für Spodumenpegmatite recht hohen Werte, werden durch das Auftreten von zahlreichen primären aber auch anschließend hydrothermal gebildeten *Phosphatmineralen* verursacht. Ebenso hohe  $P_2O_5$  Gehalte (0,3 - 0,4 Gew.-%) werden aus den Pegmatiten des Millstätter Seenrückens berichtet (LUECKE & UCIK, 1986). Aus diesen Vorkommen wurden viele z.T. sehr seltene Phosphatminerale beschrieben (MEIXNER, 1957, zuletzt NIEDERMAYR et al., 1996).

<u>Muskovit</u> tritt im Kernbereich des AH-Pegmatits mit höchstens 3 Vol.-% auf (GÖD, 1989), während der Pegmatitrandbereich häufig mehrere cm dicke Anreicherungen von Muskovit zeigt. Der Chemismus von Muskovit aus dem Kern-bzw. Randbereich ist nahezu identisch, die Lithiumgehalte sind mit 0,10 bzw. 0,14 Gew.-% Li<sub>2</sub>O recht niedrig (TAUCHER et al., 1994). Lepidolith oder Zinnwaldit sind aus den Pegmatiten der Weinebene bisher nicht bekannt geworden.

Die grauen, mitunter auch deutlich grünlich gefärbten <u>Spodumen</u>kristalle sind tafelig nach (100) entwickelt, und zeigen die ausgezeichnete Spaltbarkeit der Klinopyroxene nach {110}. Im AH-Pegmatit erreichen sie durchschnittliche Größen von 3 cm, einzelne Kristalle sind bis 15 cm groß. Im MH-Pegmatit ist Spodumen selten in größeren (einige mm) Kristallfragmenten zu erkennen. Abgesehen von diesen makroskopischen Unterschieden weisen AH- und MH-Pegmatite auch Unterschiede im Chemismus auf: Besonders die Li<sub>2</sub>O-Gehalte von 1,6 Gew.-% im AH-Pegmatit gegenüber 1,3 Gew.-% im MH-Pegmatit sind deutlich unterschiedlich und werden von GÖD (1989) eingehend diskutiert. Mikroskopisch lassen sich um Spodumen randliche Verwachsungen, teils myrmekitischer Art, erkennen, die von einer postkinematischen Verdrängung von Feldspat durch Spodumen und Quarz verursacht werden (WENGER & ARMBRUSTER, 1990). Gleiche Reaktionen um Spodumen sind auch aus anderen Vorkommen beschrieben worden: Steinbruch Gupper (HERITSCH, 1984) und St.Radegund (KOLLER et al., 1983).

Akzessorisch treten in der Randzone des AH-Pegmatites nesterartige Anreicherungen von xenomorph ausgebildetem <u>Fluorapatit</u> mit intensiv grüner bis leicht bräunlicher Farbe auf. Eher selten ist Fluorapatit im Kernbereich des Spodumenpegmatites anzutreffen. Einige mm lange idiomorphe, langprismatische hexagonale Kristalle, eingebettet in Albit, Mikroklin und Quarz, wurden als <u>Hydroxylapatit</u> bestimmt.

<u>Beryll</u> tritt vorwiegend im Randbereich des AH-Pegmatites auf, oft kurzprismatisch bis dicktafelig nach (0001) entwickelt. Kristalle erreichen oft wenige cm, selten auch dm im Querschnitt. An Formen der meist hellblau gefärbten Kristalle treten ein hexagonales Prisma und das Basispinakoid auf. Mikrosonden- und AAS-Messungen zeigen neben geringen Gehalten an Magnesium, Eisen und Mangan (Gew.-% MgO: 0,44, FeO: 0,5, MnO: < 0,02) deutliche Werte für Lithium und Cäsium (Gew.-% Li<sub>2</sub>O: 0,87, Cs<sub>2</sub>O: 1,07). Die Alkalien Na<sub>2</sub>O und K<sub>2</sub>O liegen mit 1,25 Gew.-% bzw. 0,13 Gew.-% im für Berylle häufig beobachteten Wertebereich. Vergleicht man Beryllanalysen mit höheren Cäsium-Gehalten, so fällt die negative Korrelation von Lithium und Beryllium auf. AURISICCHIO et al. (1988) bezeichnen Berylle mit teilweisem Ersatz von Be durch Li als "tetrahedral beryls" und stellen fest, daß bei Vorliegen dieses Ersatzes die oktaedrische Position des Aluminiums nur geringfügig oder kaum durch Eisen und Magnesium ersetzt wird. Zum Wertigkeitsausgleich werden einwertige Kationen wie Na und Cs in die Kanäle der Sechserringe eingebaut. Besonders der Einbau von Cäsium in Berylle von Spodumenpegmatiten scheint im ostalpinen Kristallin weit verbreitet zu sein (GLEICHWEIT, 1996). Bereits ANGEL (1933) weist auf den Li-haltigen Beryll als Spodumenbegleiter im Pegmatit vom Schöcklbartl/St. Radegund hin.

<u>Cassiterit</u> kommt sowohl im Pegmatitkern als auch im Randbereich des AH-Pegmatits meist in derben bis über 1cm großen Partien vor. Sehr selten treten idiomorphe, hochglänzende, braun durchscheinende Kristalle auf. Auch als Einschluß, gemeinsam mit Rutil-Nb in Ferrocolumbit konnte Cassiterit festgestellt werden (CERNY et al., 1989).

<u>Ferrisicklerit</u> tritt nur als zwickelfüllendes dunkelbraun gefärbtes Mineral zwischen Spodumen und Feldspat auf. Chemische Analysen (AAS und EMS) ergaben 3,3 Gew.-%  $Li_2O$  und Fe > Mn.

In der Paragenese von Beryll, Cassiterit und Turmalin ist <u>Ferrocolumbit</u> recht häufig in stengeligen aber auch dünn- bis dicktafelig nach (001) entwickelten Kristallen zu finden. Die bis 5 mm großen rhombischen Kristalle sind schwarz und metallisch glänzend. Der Chemismus entspricht einem Ferrocolumbit mit recht hohem Mangangehalt: Ta/(Ta + Nb) = 0,39 und Mn/(Mn + Fe) = 0,40 (WALTER, 1991). Vom Obertagsaufschluß haben CERNY et al. (1989) einen Ferrocolumbit mit deutlich anderem Chemismus beschrieben: Ta/(Ta + Nb) = 0,13 und Mn/(Mn + Fe) = 0,31. Dieser zeigt Entmischungsverwachsungen mit <u>Rutil-Nb</u> und Einschlüsse von Cassiterit-Körnern.

Xenomorphe, dunkelbraun bis schwarz gefärbte Partien, im frischen Bruch oft intensiv purpurrot gefärbt, erbrachten röntgenographisch und chemisch <u>Heterosit</u> (Fe > Mn).

Sowohl <u>Triphylin</u> als auch <u>Lithiophilit</u> wurden im AH-Pegmatit nachgewiesen: Klare, farblose bis leicht grünliche xenomorphe Körner ergaben Triphylin mit Fe > Mn. Ein dunkelbrauner, kurzprismatischer, idiomorpher Kristall wurde als Lithiophilit mit Mn >> Fe bestimmt.

Schwarzer <u>Turmalin</u>, inkleinen Partien auchbraun durchscheinend, tritt vorwiegend in der Pegmatitrandzone auf. Meist sind morphologisch schlecht begrenzte und teils zerbrochene Prismen bis 6 cm Länge anzutreffen. Aus chemischen Analysen wurde rd. 50% Dravit, 26% Schörl und 24% Uvit berechnet, der Mangangehalt ist mit MnO < 0,02 Gew.-% auffallend niedrig. Lithium und Beryllium sind mit jeweils rd. 200 ppm enthalten.

## 2) Die metamorphe Überprägung

Im Zuge der letzten amphibolitfaziellen Metamorphose kam es zu Mineralneubildungen, die besonders im Randbereich des AH-Pegmatites auffällig sind: Neben einer oft einige Zentimeter mächtigen <u>Biotit</u>isierung des Amphibolites, tritt in diesem Randbereich häufig <u>Holmquistit</u> in feinfilzig-asbestartiger Ausbildung auf. Auffallend ist, daß dieser Holmquistit nur auf der Amphibolitseite gebildet wurde und keine feinfilzigen Holmquistitkristalle in den Pegmatit ragen. Häufig ist auch Turmalin als Begleiter anzutreffen.

In Obertagsaufschlüssen am Brandrücken wurden die bisher spektakulärsten, grobstrahligen bis 20 cm im Durchmesser erreichenden Holmquistitsonnen gefunden. Diese Kristalle sind durchscheinend bis durchsichtig violett gefärbt mit Querschnitten der Prismen bis 10 x 3 mm. Im Gegensatz zum feinfilzigen Holmquistit ragen die Kristalle dm-weit in den Spodumenpegmatit hinein. Vermutlich wurde der grobkristalline Holmquistit unmittelbar während der Platznahme des Pegmatites gebildet. GÖD (1989) zählt diesen Holmquistit auch zum primären pegmatitischen Altbestand. Eine Analyse und Strukturverfeinerung des grobkristallinen Holmquistites vom Brandrücken bringen WALTER et al. (1989). Ebenfalls aus dem Randbereich Amphibolit-Pegmatit stammen Funde von <u>Skapolith</u> (Mizzonit), <u>Staurolith</u>, <u>Granat</u> und <u>Klinozoisit</u>.



Abb. 2: REM-Aufnahme von Uralolith. Die nach {010} abgeplatteten, dünnprismatischen Uralolithkristalle, zeigen die dominante Form {021} und untergeordnet die Pinakoide {010} und {001}. Die die stengeligen Uralolithkristalle abschrägenden Endflächen werden durch das Pinakoid {101} gebildet. Die intensive Streifung entlang [100] wird durch vielfache Kombination von {021} mit {010} erzeugt. Foto: Zentrum für Elektronenmikroskopie Graz, Balkenmaßstab 0,1mm.

## 3) Hydrothermale Kluftmineralisationen

Besonders die MH-Pegmatite sind von zahlreichen feinen, engscharigen Kluftrissen durchzogen, die eine besonders reichhaltige Mineralführung teils extrem seltener Mineralarten führen. Es konnten im wesentlichen zwei Hauptparagenesen gefunden werden: a) Quarz-führende Klüfte und b) Quarz-freie Klüfte.

#### a) Quarz-führende Klüfte:

Diese unterscheiden sich auch in ihren Dimensionen von den Quarz-freien Klüften: Kluftweiten bis 3 cm , gegenüber max. 2 mm bei Quarz-freien Klüften. Kluftwände sind für beide meist mehrere  $dm^2$  groß.

Neben farblosen bis 20 mm großen Bergkristallen, die auf den Kluftwänden oft dichte Rasen bilden, treten häufig bis 5 mm große morphologisch gut begrenzte Muskovitkristalle auf. Extrem selten war farbloser, dünnprismatischer Beryll zu finden. Auf Quarz und auch von diesem überwachsen kommt das Beryllophosphat <u>Hydroxylherderit</u> in kugeliger, aber auch idiomorpher Ausbildung (< 0,5 mm) vor. Die Feldspäte Adular und Albit treten in der für alpine Klüfte typischen Tracht auf. Reichlich wurde über Quarz und Muskovit Carbonat-Fluorapatit und Carbonat-Hydroxylapatit ausgeschieden. Diese bilden meist unscheinbare weiße Krusten oder kugelige Aggregate. Mitunter sind auch hervorragende idiomorphe Kristalle von Carbonat-Fluorapatit bis 5 mm Größe anzutreffen. Die wohl häufigste Phosphatneubildung in diesen Klüften sind Mischkristalle von Fairfieldit-Messelit mit einem Verhältnis Fe : Mn nahe 1 : 1. Die weißen bis gelblich gefärbten oft über 1 cm großen, lanzettförmigen Kristalle sind vorwiegend zonar gebaut, wobei der Kernbereich etwas Fe-reicher als die Randzone ist. Sehr selten wurden bis 16 mm große kugelige Collinsit-Fe Aggregate gefunden. Die Zeolithe Laumontit, Stilbit und Heulandit waren in einigen Stücken, auf den Feldspäten sitzend, anzutreffen. Die Beryllophosphate Roscherit und Uralolith, die in den Quarz-freien Klüften extrem häufig auftreten, sind hier nur in einigen Exemplaren entdeckt worden und treten erst nach Fairfieldit-Messelit und auch z.T. nach der Zeolithbildung auf.

Auch einige Erzminerale, über Quarz bzw. Feldspäten gebildet, wurden beschrieben, wobei besonders <u>Wismut ged</u>. und <u>Bismuthinit</u> hervorzuheben sind. Aus Derbquarzpartien wurden <u>Chalkopyrit</u>, <u>Galenit</u>, <u>Giessenit</u>, <u>Cosalit</u>, <u>Sphalerit</u>, sowie Einzelfunde von <u>Montebrasit</u> und <u>Rhodochrosit</u> bekannt.

#### b) Quarz-freie Klüfte:

Diese Klüfte sind im MH-Pegmatit deutlich häufiger anzutreffen als die Quarzführenden. Ein typisches Merkmal ist die gelb-grüne Färbung der Kluftwände, die durch dünne <u>Nontronit</u>beläge verursacht wird.

Wiederum das häufigste sekundäre Phosphat ist <u>Fairfieldit-Messelit</u> in derselben Ausbildung wie oben beschrieben. Eine große Überraschung war das reichliche Auftreten der sonst so seltenen Beryllophosphate Roscherit und Uralolith. <u>Roscherit</u> bildet dunkelgrün bis schwarzgrün gefärbte, kugelige Aggregate bis zu 2 mm Größe aus und ist meist über Fairfieldit-Messelit zu finden. Roscherit ist in diesen Klüften auch das erstgebildete Beryllophosphat.

Darüber folgte <u>Uralolith</u> in Kristallen von derzeit weltweit einmaliger Qualität und auch Menge. Dieses Vorkommen ist nach der Typuslokalität im Ural, GUS und Dunton gem mine, Newry, Maine, USA, der dritte Fundort für Uralolith. Uralolith von der Weinebene bildet meist radialstrahlig aufgebaute Sonnen bis zu 5 cm Durchmesser. Dabei werden einzelne daraus hervorragenden stengeligen Kristalle kaum länger als 3 mm. Mit diesen Kristallen wurde erstmals auch eine Strukturbestimmung für Uralolith ermöglicht (MEREITER et al., 1994). Uralolith ist monoklinprismatisch, mit der gewählten Aufstellung: Stengelachse = [100] (Abb. 2; WALTER, 1995).



Abb. 3: Uralolithsonne mit seidig, faserigem Rand in Berührung mit Weinebeneitsonne, sägezahnartig begrenzt von blockigen Weinebeneitkristallen (spiegelnde Flächen {110}). Foto: J. TAUCHER, Graz, Bildausschnitt 4 mm.

Bei intensiven Aufsammlungen von Uralolithproben konnte 1989 eine bisher unbekannte Mineralart entdeckt werden. Ist für Uralolithsonnen der seidig faserige Rand als Erkennungsmerkmal charakteristisch, zeigt jenes in unmittelbarer Berührungsparagenese auftretende Mineral Sonnen, sägezahnartig begrenzt mit blockigen Kristallen (Abb. 3). Die neue Mineralart ist ebenfalls ein Beryllophosphat mit neuem Strukturtyp und wurde nach der Typuslokalität Brandrücken, Weinebene, mit "Weinebeneit" benannt (WALTER, 1992). Uralolith, Ca<sub>2</sub>Be<sub>4</sub>(PO<sub>4</sub>)<sub>3</sub>(OH)<sub>3</sub>•5H<sub>2</sub>O, und Weinebeneit, CaBe<sub>3</sub>(PO<sub>4</sub>)<sub>2</sub>(OH)<sub>2</sub>•4H<sub>2</sub>O, sind chemisch zwar sehr ähnlich, haben jedoch in ihren Strukturen eine unterschiedliche Vernetzung der Beryllium- und Phosphortetraeder. Dies führt im Uralolith zu einer Schichtstruktur, während Weinebeneit eine Gerüststruktur aufweist.

Weinebeneit ist bis zur Rekultivierung der Bergbauhalden recht häufig gefunden worden. Das wohl beste Belegexemplar dieser Mineralart mit vielen wasserklaren, bis 0,5 mm großen, idiomorph ausgebildeten Kristallen wurde von Herrn K. SCHELLAUF gefunden und der Abteilung für Mineralogie am Steiermärkischen Landesmuseum Joanneum geschenkt.

Uralolith und Weinebeneit sind die letzten Mineralbildungen in den Klüften des MH-Pegmatites und wurden sogar nach den Zeolithen Laumontit, Heulandit und Stilbit gebildet.

Wie in den Pegmatiten ist es zur gleichen Zeit auch zu hydrothermalen Mineralbildungen in den Nebengesteinen gekommen, die jeweils typische Mineralparagenesen der alpinen Klüfte zeigen.

## <u>Literatur</u>

- ANGEL, F. (1933): Spodumen und Beryll aus den Pegmatiten von St. Radegund bei Graz. - TMPM, <u>43</u>, 441 - 446.
- ANGEL, F., MEIXNER, H. (1953): Die Pegmatite bei Spittal an der Drau. Carinthia II, <u>143/63</u>, H.1, 165 - 168.
- AURISICCHIO, C., FIORAVANTI, G., GRUBESSI, O., ZANAZZI, P.F. (1988): Reappraisal of the crystal chemistry of beryl. - Amer. Mineralog., <u>73</u>, 826 -837.
- BECK-MANNAGETTA, P. (1951): Die Auflösung der Mechanik der Wolfsberger Serie, Koralpe, Kärnten. - Jb. Geol. B.-A., <u>94</u>, Jg. 1949-1951, 127 - 157.
- CERNY, I., MOSER, P., NEDEFF, P. (1989): Das Projekt "Lithium Koralpe". Bergu. hüttenmännische Mh., <u>134</u>, 6, 151 - 165.
- CERNY, P., CHAPMAN, R., GÖD, R., NIEDERMAYR, G., WISE, M.A. (1989): Exsolution Intergrowths of Titanian Ferrocolumbite and Niobian Rutile from the Weinebene Spodumene Pegmatites, Carinthia, Austria. - Mineralogy and Petrology, <u>40</u>, 197 - 206.
- ESTERLUS, M. (1983): Kurzer Überblick über die Pegmatite im Angerkristallin der Oststeiermark. - Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., <u>3</u>, 31 - 34.
- FRANK, W., KRALIK, M., SCHARBERT, S., THÖNI, M. (1987): 4. Geochronological Data from the Eastern Alps. - In: Geodynamics of the Eastern Alps (Eds. H.W. FLÜGEL, P. FAUPL), 272 - 281.
- GLEICHWEIT, D. (1996): Chemische und röntgenographische Untersuchung an Beryll aus Pegmatitvorkommen und alpinen Klüften. - Unveröff. Diplomarbeit (Lehramt Biologie-Erdwissenschaften) Univ. Graz, 120 S.
- GÖD, R. (1978): Vorläufige Mitteilung über einen Spodumen-Holmquistit führenden Pegmatit aus Kärnten. - Anz. Akad. Wiss. mathem.-naturwiss. Kl., 161 -165.
- GÖD, R. (1989): The spodumene deposit at "Weinebene", Koralpe, Austria. -Mineral. Deposita, <u>24</u>, 270 - 278.
- GÖD, R. (1992): Spodumenführende Pegmatite des Altkristallins unter besonderer Berücksichtigung der Spodumenlagerstätte "Weinebene". - Mitt. Österr. Miner. Ges., <u>137</u>, 139 - 141.
- HERITSCH, H. (1984): Die Bildungsbedingungen des Spodumenpegmatites vom Steinbruch Gupper, Koralpe, bei Deutschlandsberg, Weststeiermark. - Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, <u>114</u>, 47 - 56.
- HÖLLER, H. (1959): Ein Spodumen-Beryll-Pegmatit und ein mineralreicher Marmor im Wildbachgraben bei Deutschlandsberg. - Mitt.-Bl. Abt. Miner. Landesmuseum Joanneum, <u>1</u>, 19.
- HÖLLER, H. (1964): Ein Graphitpegmatit vom Hirnkogel bei Pusterwald/Steiermark. - Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark., <u>94</u>, 86 - 88.
- KOLLER, F., GÖTZINGER, M.A., NEUMAYER, R., NIEDERMAYR, G. (1983): Beiträge zur Mineralogie und Geochemie der Pegmatite des St. Radegunder Kristallins und der Gleinalpe. - Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., <u>3</u>, 47 -65.
- LUECKE, W., UCIK, F.H. (1986): Die Zusammensetzung der Pegmatite von Edling und Wolfsberg bei Spittal/Drau (Kärnten) im Rahmen der Pegmatitvorkommen

des Millstätter See-Rückens. - Arch.f.Lagerst.forsch. Geol. B.-A., 7, 173 - 187.

- MALI, H. (1993): Die Spodumenvorkommen im Bereich Bretstein/Pusterwald (Wölzer Tauern, Steiermark). - Unveröff. Diplomarbeit Montanuniv. Leoben, 143 S.
- MARSCH, F.W. (1984): Spodumenkristalle in einem Pegmatit der Kreuzeckgruppe. - Mitt. Österr. Miner. Ges., <u>129</u>, 13 - 18.
- MEIXNER, H. (1952): Kurzbericht über neue Kärntner Minerale und Mineralfundorte VI. Karinthin, <u>17</u>, 119 122.
- MEIXNER, H. (1957): Die Minerale Kärntens, I.Teil. Carinthia II, 21.Sh., 147 S.
- MEIXNER, H. (1966): Neue MIneralfunde in den österreichischen Ostalpen XXI. -Carinthia II, <u>156/76</u>, 97 - 108.
- MEREITER, K., NIEDERMAYR, G., WALTER, F. (1994): Uralolite,  $Ca_2Be_4(PO_4)_3^-$ (OH)<sub>3</sub> 5H<sub>2</sub>O: new data and crystal structure. - Eur. J. Mineral., <u>6</u>, 887 - 896.
- MOSER, B., POŠTL, W., WALTER, F. (1987): Spodumen vom Klementkogel, Hebalpe (Steiermark). - Mitt. Österr. Miner. Ges., <u>132</u>, 163 - 165.
- NIEDERMAYR, G., GÖD, R. (1992): Das Spodumenvorkommen auf der Weinebene und seine Mineralien. - Carinthia II, <u>182/102</u>, 21 - 35.
- NIEDERMAYR, G., BOJAR, H.P., BRANDSTÄTTER, F., HAMMER, V.M.F., MOSER, B., POSTL, W., TAUCHER, J. (1996): Neue Mineralfunde aus Österreich XLV. - Carinthia II, <u>186/106</u>, 111 - 151.
- SEELAND, F. (1876): Der Hüttenberger Erzberg und seine nächste Umgebung. Jb. Geol. Reichsanst., <u>26</u>, 49 - 112.
- TAUCHER, J., WALTER, F., POSTL, W. (1992): Mineralparagenesen in Pegmatiten der Koralpe, Teil 1. Matrixx, <u>1</u>, 23 72.
- TAUCHER, J., WALTER, F., POSTL, W. (1994): Mineralparagenesen in Pegmatiten der Koralpe, Teil 2. Matrixx, <u>3</u>, 19 52.
- TOLLMANN, A. (1986): Geologie von Österreich. Bd. <u>3</u>, F.Deuticke Wien, 718 S.
- WALTER, F. (1991): Ferrocolumbit mit hohem Kationenordnungsgrad von der Spodumenpegmatitlagerstätte Weinebene, Koralpe, Kärnten. - Mitt. Abt. Miner. Landesmuseum Joanneum, <u>59</u>, 25 - 27.
- WALTER, F. (1992): Weinebeneite, CaBe<sub>3</sub>(PO<sub>4</sub>)<sub>2</sub>(OH)<sub>2</sub> 4H<sub>2</sub>O, a new mineral species: mineral data and crystal structure. - Eur. J. Mineral., <u>4</u>, 1275 -1283.
- WALTER, F. (1995): Die Morphologie von Uralolith, Weinebene, Koralpe, Kärnten und ein Vergleich der Uralolith-Daten mit anderen Vorkommen. - Matrixx, <u>4</u>, 61 - 66.
- WALTER, F., WALITZI, E.M., MEREITER, K. (1989): Verfeinerung der Kristallstruktur von Holmquistit vom Brandrücken/Weinebene, Koralpe, Österreich. -Z. Krist., <u>188</u>, 95 - 101.
- WARCH, A. (1979): Perm und Trias der nördlichen Gailtaler Alpen. Carinthia II, <u>35</u>. Sh.
- WENGER, M., ARMBRUSTER, T. (1990): Der Lithiumpyroxen Spodumen LiAlSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub>: Mineralogie und Kristallchemie der Vorkommen in der Steiermark. - Mitt. Abt. Miner. Landesmuseum Joanneum, <u>58</u>, 3 - 10.

# EIN NEUES VORKOMMEN VON SMARAGD, ALEXANDRIT, RUBIN UND SAPHIR IN EINEM TOPAS-FÜHRENDEN PHLOGOPITFELS VON POONA, CUE-DISTRICT, WEST-AUSTRALIEN

von

# <u>Günther Grundmann</u><sup>+</sup> und Giulio Morteani<sup>+</sup>

Vortrag vor der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft in Wien und in Graz

am 13. und 14. November 1995

## Zusammenfassung

Im August 1994 gelangen der erste Nachweis von Alexandrit und der zweite Nachweis von Rubin auf dem australischen Kontinent im Bereich der Smaragdlagerstätte Poona, Cue District, Murchison Province in West-Australien. Die roten Rubine und die grünen Alexandrite bilden hypidiomorphe bis idiomorph-tafelige Porphyroblasten oder Kristallfragmente, die meist starke Korrosion durch Glimmer, Topas oder Beryll aufweisen. Das Muttergestein besteht aus einem mittel- bis feinkörnigen Biotit-Phlogopit-Fels mit wechselnden Gehalten an Topas, Margarit, Muskovit, Quarz, Fluorit und Beryll (Smaragd). Der vielfach gangförmige Biotit-Phlogopit-Fels wird als das Produkt von regionalmetamorphen Reaktionen zwischen prämetamorphen Quarz-Muskovit- und Quarz-Topas-Greisen und Ultrabasiten interpretiert. Der oft scharf ausgeprägte Farbzonarbau in Korund (Saphir-Kern, Rubin-Rand), Chrysoberyll (Alexandrit) und Beryll (Smaragd) mit Chrom-betonten Rändern weist auf eine zunehmende Chromzufuhr im Verlauf von metasomatischem Stoffaustausch hin. Die Alexandrite zeigen einen ausgeprägten Farbwechsel von grün oder blaugrün im Tageslicht über blau bis violettrot im Kunstlicht. Derzeit ist noch zu wenig schleifwürdiges Material vorhanden, um repräsentative gemmologische Daten vorlegen zu können.

Dr. Günther Grundmann und Prof. Dr.-Ing. Giulio Morteani Lehrstuhl für angewandte Mineralogie und Geochemie Technische Universität München Lichtenbergstraße 4 D-85747 Garching bei München

#### Abstract

In August 1994 the first discovery of alexandrite and the second discovery of ruby in Australia was made in the Murchichon Province, Western Australia. The red ruby and the green alexandrite occur in euhedral tabular crystals or as strongly altered fragmented crystals together with deep blue sapphire, colourless topaz, light green emerald, pink fluorite, margarite and quartz in the classic schist hosted emerald deposit of Poona, Cue District, WA. The host rock is a medium grained biotititephlogopitite belonging to blackwall zones, interpreted as a product of metasomatic reactions under low grade regional metamorphic conditions between pre-existing quartz-muscovite or quartz-topaz greisen and ultramafic bodies. The distinc colour zoning corresponding to high chromium content - mainly in the rims of the corundum, chrysoberyl and beryl porphyroblasts - reflects their formation in an increasingly Cr-rich environment. Under long and short wave ultraviolet radiation (UV) both the ruby and the alexandrite crystals fluoresce light red to deep red. The intensity under the short wave UV is less than under longwave UV. The alexandrite changes from green to blue green in daylight to blue and violet-red under incandescent light. Until now very little valuable material of for faceting has been found, but further discoveries of gemmy material are very likely. This paper is a preliminary report on the new find of ruby, sapphire and alexandrite in Western Australia and further detailed petrological and gemological investigations are in progress.

## <u>Einleitung</u>

Die Tagebaue und Tiefbaue in der Umgebung der Aga Khan Smaragdmine in Poona, Cue District, West-Australien werden als das ergiebigste Smaragdvorkommen auf dem australischen Kontinent eingestuft. Das Minenareal liegt in der unmittelbaren Umgebung von Poona Village, 65 km nordwestlich von Cue (Abb. 1). Zentral-Poona hat die Koordinaten 27° 07' 50'' und 117° 26' 30'' (Abb. 2).

Im August 1994 erhielt der Lehrstuhl für Angewandte Mineralogie und Geochemie der Technischen Universität München von der Minengesellschaft "Australian Emeralds" den Auftrag, die geologischen Aufschlußverhältnisse im Bergbaugebiet von Poona zu bewerten. Die Firma "Australian Emeralds" wurde kürzlich in "Central Poona joint venture" umbenannt und besitzt die Konzessionsrechte zur Entwicklung des Smaragdbergbaus im Bereich von Zentral-Poona.

Während der Geländeaufnahme wurden nahe eines kleinen Prospektionsschachtes südlich der Aga Khan Deep Mine im Haldenmaterial die Edelsteinvarietäten von Chrysoberyll - "Alexandrit", Korund - "Rubin" und "Saphir" sowie von Beryll -"Smaragd" in bis zu cm-großen Kristallen eingewachsen in einem dunkelbraunen Biotit-Phlogophit-Fels entdeckt (GRUNDMANN & MORTEANI, 1995). Als weitere Haupt- bzw. Nebengemengteile treten Topas, Fluorit, Muskovit, Quarz und Margarit auf. Akzessorien sind Apatit, Zirkon und Albit sowie selten auch Kassiterit und Mischkristalle der Ferrocolumbit-Ferrotantalit-Reihe. Diese einzigartige Mineralvergesellschaftung stellt das erste Vorkommen von Alexandrit und den zweiten Nachweis von Rubin auf dem australischen Kontinent dar. McCOLL & WARREN (1980) beschrieben den Erstfund von Rubin nahe der Harts Range, etwa 250 km WNW von Alice Springs in Northern Territory. Dort treten die Rubine in grünlichen Paragneisen auf, die in den präkambrischen Riddock-Amphibolit eingelagert sind. Dieser Amphibolit ist Teil des Irindia Gneiskomplexes, dessen Edukte als eine Wechsellagerung mafischer Laven, Tuffe, Sill und geringmächtiger Sedimentlagen gedeutet werden.

Die außergewöhnliche Paragenese Smaragd/Alexandrit/Rubin ist bislang weltweit nur aus der Smaragdlagerstätte Lake Manyara in Tanzania beschrieben worden (BANK & GÜBELIN, 1976; KELLER, 1992). In Lake Manyara besteht das Muttergestein aus einem mittel- bis grobkörnigen Biotit-Granat-Amphibol-Plagioklas-Fels in Amphibolit-Fazies. Über die Genese von Chrysoberyll- und Korundvorkommen in metamorphen Biotit-Phlogopit-Gesteinen ist bislang extrem wenig bekannt. In den Arbeiten von HUNSTIGER (1989, 1990a, 1990b) werden die wichtigsten Paragenesen primärer Rubinvorkommen in metamorphen Muttergesteinen dargestellt und verglichen. Es fehlen aber Hinweise auf Rubin-führende Biotit-Phlogopit-Gesteine. Korund und insbesondere Chrysoberyll sind in Relation zu ihrem Hauptelement Aluminium als dem dritthäufigsten Element der Erdkruste (8,1 Gew. %) extrem selten. Über besondere Bildungsbedingungen hinaus müssen in Metamorphiten, um die Edelsteinvarietäten Rubin und Alexandrit kristallisieren zu lassen, neben Chrom als dem färbenden Spurenelement noch Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> gegenüber SiO<sub>2</sub> lokal angereichert sein.

Die Resultate der Exploration auf wirtschaftlich gewinnbare schleifwürdige Rubine, Smaragde oder Alexandrite in Poona erscheinen vielversprechend. Es bleibt aber die Frage offen, ob dort ein Kleinbergbau Bestand haben wird. Unabhängig von den Wirtschaftlichkeitsbetrachtungen des Vorkommens in Poona kann dieser ungewöhnliche Fund zum besseren Verständnis der Genese von Alexandrit-, Smaragdund Rubinlagerstätten beitragen.

## Bergbaugeschichte

Das wirtschaftliche Potential des Poona Mineral Field wurde zu Beginn dieses Jahrhunderts von Zinn-Prospektoren entdeckt (MUMME, 1982). Aus den allivialen Schwermineral-Seifen wurden in der Umgebung von Poona rund zwei Tonnen Zinn-Konzentrat mit 33,4 % Kassiterit, 26,5 % Wolframit, 4,2 % Columbit und akzessorischem Magnetit, Hämatit, Turmalin, Granat und Ilmenit gewonnen (WOODWARD, 1914).

Die erste Konzession auf Smaragdbergbau in Poona wurde im Dezember 1912 unter der Bezeichnung "Reward claim ML 45" vergeben. Zwei Jahre später publizierte WOODWARD (1914) den Erstfund von Smaragd aus Poona. WOODWARD (1914) erkannte in einem grünen Beryll, der ihm von dem Zinn-Prospektor Alfred Patrick ("Paddy") Ryan senior übermittelt wurde, das Potential von Poona als Smaragdlagerstätte.



Abb. 1: Geologische Karte des Yilgarn Blockes (West-Australien) nach GROVES & HO (1990) mit der Lage des Smaragd-Alexandrit-Rubin-Saphir-Topas-Vorkommens von Poona bei Cue (siehe Pfeil) sowie mit der Verteilung der wichtigsten Goldlagerstätten (z.B. Big Bell und Kalgoorlie) in Relation zu den transkratonalen Lineamenten (z.T. Scherzonen).



Abb. 2: Lageplan des Bergwerksgeländes der Smaragdlagerstätte Poona (Central Poona) 65 km nordwestlich von Cue in West Australien mit der Lage der Tagebaue und Schächte. Das neue Smaragd-Alexandrit-Rubin-Saphir-Topas-Vorkommen ca. 500 Meter südlich des Smaragdtagebaus "Aga Khan open cut" trägt die Bezeichnung "Ruby Shaft".

Die nachfolgende sehr wechselhafte Bergbaugeschichte mit Blütezeiten und Stillständen wird ausführlich von MUMME (1982) und PALMER (1990) dargelegt. Wie in so vielen anderen Edelsteinvorkommen der Welt, so sind aus Poona Daten über die Produktion von Rohsmaragden sowie Informationen über deren Qualität und Quantität äußerst spärlich und lückenhaft. Mumme erwähnt eine Ausbeute von insgesamt 22.000 Karat in den Jahren zwischen 1927 und 1930 sowie zwischen 1930 und 1969. Die Gesamtmenge an Smaragden mit Edelsteinqualität wurde mit nicht mehr als 20.000 Karat abgeschätzt (SIMPSON, 1948; GRAINDORGE, 1974; MUMME, 1982; PALMER, 1990). Heute zeugen zahlreiche Schurfgräben, Tagebaue und Explorationsschächte von dieser Periode. Der bedeutendste Smaragd-Tiefbau in Poona ist die Aga Khan Deep Mine westlich von Poona Village. Im Jahre 1979 wurde dort von der Lightning Ridge Mining NL eine systematische Untertageexploration betrieben. Aufgrund von technischen Schwierigkeiten und einer zu geringen Smaragd-Ausbeute kam der Bergbau bereits 1981 wieder zum Erliegen. Die letzte Produktionsphase des Smaragdbergbaus endete damit im Jahre 1981 (OLIVER & TOWNSEND, 1993).

Trotz einer fast hundertjährigen intensiven Prospektions- und Bergbau-Tätigkeit blieb die bereits mit bloßem Auge gut sichtbare Alexandrit/Rubin/Saphir/Smaragd/ Topas-Mineralisation im Raum von Poona unerkannt. Die folgenden makroskopischen und mikroskopischen Beschreibungen basieren auf 10 Handstücken, die 1994 aus Haldenmaterial eines kleinen ca. 3 Meter tiefen Suchschachtes rund 500 Meter südlich des Tagebaus der Aga Khan Mine stammen. Dieser Suchschacht wurde wahrscheinlich in der Prospektionsphase des Smaragdbergbaus von Poona angelegt.

# Geologischer Überblick

Die Smaragdlagerstätte von Poona im Cue-Distrikt liegt am Südrand des Weld Range Grünsteingürtels in der Murchison Provinz. Der Cue-Distrikt wird nach MYERS & HICKMAN (1990) auch als Cue Mineral Field bezeichnet. Das Cue Mineral Field liegt im Zentrum der Murchison Province (de la HUNTY, 1975) die den Nordwestabschnitt des Yilgarn Kratons umfaßt (Abb. 1). Der Yilgarn Kraton ist ein großer archaischer Gneis-Granitoid-Grünsteinkomplex. Die Grünsteingürtel innerhalb des Yilgarn Kratons entwickelten sich im Spätarchaikum im Zeitraum vor 3 bis 2,6 Milliarden Jahren (MYERS & HICKMAN, 1990). Eine erste Granitgeneration zeigt lokal pegmatitische Strukturen, die bevorzugt in regionalen Scherzonen und am Kontakt zu den Grünsteingürteln auftreten. Eine zweite Granitgeneration entwickelte sich in Form von langgestreckten Körpern subparallel zu den Grünstein-Lithologien (MUHLIG & de LAETER, 1971). Spätere Tektogenesen deformierten die Grüngesteine und wurden von niedrig- bis mittelgradigen Regionalmetamorphosen überprägt. Im Nordwestabschnitt des Yilgarn Kratons intrudierte vor 2,5 Milliarden Jahren eine dritte Granitgeneration. Diese Granite zeigen keine metamorphe Überprägung. Insgesamt wird der Yilgarn Kraton als seit rund 2,5 Milliarden Jahren konsolidiert interpretiert.

Jeweils an der Ost- und an der Westflanke des australischen Kontinents verlaufen in Nord-Süd-Richtung langgestreckte Zonen mit bedeutendem saurem Magmatismus. In diesen Zonen treten charakteristische Mineralisationen in Pegmatiten und Greisen mit typischen Selten-Metall-Vererzungen wie Nb, Ta, W, Sn und Seltenerd-Elementen zusammen mit Lepidolith, Beryll und Topas auf (MENZIES, 1995). Derartige Element- bzw. Mineral-Assoziationen sind auch im Poona Mineral Field verbreitet (siehe unten).

Die Murchison Provinz sowie weite Teile des Yilgarn Kratons beherbergen große Lode-Gold-Lagerstätten (Abb. 1). Die berühmtesten Lagerstätten sind Mount Magnet und Big Bell in der Murchison Provinz sowie Kalgoorlie und Norseman im Norseman-Wiluna-Belt. Nach ETHERIDGE (1983) und PERRING et al. (1987) sind die Gold-Mineralisationen des Yilgarn Kratons überwiegend spät- bis postmetamorph und liegen bevorzugt in zweit- bis drittgradigen Scherzonen als Produkte von aszendenten fluiden Phasen in der Oberkruste.

## Geologie des Bergbaugebietes von Poona

Hauptgesteine im Bergbaugebiet von Poona sind archaische Grünschiefer und Amphibolite, die von zahlreichen Meta-Granit-, Meta-Pegmatit- und Meta-Aplit-Intrusionskörpern durchsetzt sind. Alle Gesteine zeigen mindestens eine niedriggradige regionalmetamorphe Überprägung in Grünschieferfazies. Lokal sind auch metapelitische Gesteine in Form von Granatglimmerschiefern eingeschaltet.

Die klassischen Smaragdmineralisationen von Poona finden sich bevorzugt in Blackwall-Gesteinen, die sich als Reaktionsprodukt einer Metasomatose am Kontakt zwischen granitischen Körpern sowie basischen Vulkaniten und/oder Ultrabasiten entwickelt haben (GRUNDMANN & MORTEANI, 1995). Die Blackwall-Zonen bestehen hauptsächlich aus Chlorit, Aktinolith, Talk und Phlogopit. Die Smaragdführende Zone zeigt Mächtigkeiten zwischen einigen Zentimetern und mehreren Metern. Die Smaragd-Kristallgrößen betragen durchschnittlich 1 bis 2 cm Länge mit Durchmessern zwischen 0,5 und 1 cm. Häufig zeigen die Smaragde durchgreifende Risse und Zerbrechungen, die oft mit Beryllsubstanz selbst oder mit Quarz wieder verheilt sind. In Quer- und Längsschnitten zeigen viele Smaragdkristalle einen ausgeprägten Farbzonarbau, der generell mit einer farblosen Kernzone beginnt und mit einem rhythmischen Wechsel zwischen blaßgrün und intensiv grün zum Rand hin endet. Diese Farbabfolge dokumentiert unmittelbar die wechselhafte Zufuhr von Chrom- und/oder Eisen-Ionen als die grünfärbenden Spurenelemente, die insbesondere über die fluide Phase wahrscheinlich im Zuge einer Regionalmetamorphose mobilisiert wurden.

Die Smaragd-führenden Serien von Poona wurde in der Literatur bisher fast einhellig als das "Produkt einer Kontaktmetamorphose und pegmatitisch-hydrothermaler Prozesse im Verlauf von Granitintrusionen in archischen Grüngesteinen" gedeutet (GRAINDORGE, 1974; SINKANKAS, 1981; MUMME, 1982). Entgegen dieser bisherigen Auffassung zur Genese der Smaragdlagerstätte von Poona interpretieren GRUNDMANN & MORTEANI (1995) die Smaragd-führenden Blackwall-Zonen als das Produkt einer Alkalimetasomatose während langandauernder regionalmetamorpher Überprägung, bei gleichzeitiger Durchbewegung und großem Zustrom von fluiden Phasen. Dadurch konnte ein stufenweiser Ausgleich des Gradienten im chemischen Potential zwischen pegmatitischen und ultrabasischen Gesteinen in Form von Talk-, Aktinolith-, Chlorit- und Biotit/Phlogopit-Zonen erreicht werden. Beim Intrudieren und Erstarren von Pegmatiten oder Apliten sind diese Bedingungen allgemein nicht erfüllt. Denn die kontaktmetamorphen Prozesse führen vor allem durch Hydratisierungsreaktionen zur vorzeitigen Abdichtung der Kontakte und verhindern somit eine kontinuierliche Fluidzirkulation. Außerdem enthalten die vergleichsweise sehr kleinen pegmatitischen Körper zu wenig Energie, um die erforderliche Zirkulation der fluiden Phase aufrechterhalten zu können.

Viele der granitoiden Intrusionskörper zeigen durchgreifende Vergreisenungen, die sich als dunkle, weit verzweigte Bänder oder als Bleichungshöfe bemerkbar machen. Im dunklen, basischen Nebengestein (alterierte Grünschiefer oder Amphibolite) der Granitoide treten lokal helle, cm- bis dm-dicke, mittel- bis grobkörnige, pegmatitische Gänge mit hellblauem Beryll, Quarz, alterierten Feldspäten, Apatit, Hellglimmer sowie akzessorischem Epidot und Phlogopit auf. Im feinkörnigen metasomatischen Kontaktsaum des Nebengesteins aus Biotit, Plagioklas, Hellglimmer und Epidot finden sich vereinzelt zitronengelbe, hypidiomorphe, 1 bis 3 mm-große Chrysoberyllaggregate. Daneben liegen regellos Formrelikte aus Margarit nach vermutlich Korund im Gefüge, die als Reaktionsprodukt der pegmatitischen Gänge mit dem Nebengestein gedeutet werden können.

Als weitere Besonderheit finden sich sporadisch über mehrere Meter verfolgbare, 1 bis 5 cm dicke Quarz-Margarit-Topas-Gänge oder -Linsen von milchig-weißer Farbe eingebettet in dunkelbraunen Biotit- bzw. Phlogopitschiefer. Das Salband dieser Linsen und Gänge erscheint oft durch Spuren von Chrom in den Hellglimmern hellgrün eingefärbt. Der feinfilzige Margarit stellt hier offenbar ein Alterationsprodukt von grobkörnigem Topas dar, der meist nur noch als spärliche Verdrängungsreste vorhanden ist. Braunschwarze, bis zu 3 mm große, hypidiomorphe Einschlüsse aus Mischkristallen der Ferro-Tantalit/Ferro-Columbit-Reihe deuten darauf hin, daß die ursprünglichen Quarz-Topas-Gänge spätmagmatische Apophysen einer Fluor-reichen fluiden Phase in der Dachregion von Selten-Metall-Graniten waren. Diese Annahme wird gestützt durch die Beobachtung, daß in der Umgebung des Smaragdbergwerksgeländes einige Meta-Pegmatit-Aufschlüsse mit lokalen Anreicherungen der Lithium-betonten Minerale Lepidolith, Spodumen, Zinnwaldit und Petalit liegen.

Rund 500 Meter südlich der Aga Khan Mine finden sich einige Schurfgräben und Suchschächte, in deren Haldenmaterial die Smaragd-Alexandrit-Rubin-Saphir-Topas-Mineralisation entdeckt wurde. Diese Bergbauspuren liegen gehäuft am Fuße eines flachen, aus dem Gelände etwas herausragenden Hügels aus Meta-Granit. Auf frischen Bruchflächen des mittel- bis feinkörnigen Meta-Granits sind cm- bis dmmächtige helle und dunkle, weit verzweigte Bänder mit Bleichungshöfen sichtbar, die als durchgreifende Vergreisungen gedeutet werden (siehe oben).

## Makroskopische Beschreibung der Smaragd-Alexandrit-Rubin-Saphir-Topas-Mineralisation

Die folgenden Detailbeschreibungen basieren auf zehn Handstücken mit Durchmessern zwischen 5 und 10 Zentimetern. Hauptgemengteil ist ein dunkelgraubrauner, mittel- bis grobkörniger, generell regellos aufgebauter Phlogopitfels. Auf Bruchflächen dieses Gesteins ist oft ein diffuser stofflicher Lagenbau erkennbar, der den Handstücken einen gangartigen Charakter verleiht (Abb. 3a und 3b). Die diffuse Bänderung kann generell von körnigen Schlieren aus milchigweißem Topas, rosa- bis zartviolettem Fluorit, hellgrünem Smaragd, transparentem Quarz oder gelbbraunem, feinfilzigem Hellglimmer (Muskovit und Margarit) nachgezeichnet werden. In einigen Handstücken ist Topas in Verwachsung mit Hellglimmern, Quarz und rosa Rubin in der Gangmitte angereichert. Weiterhin zeigen die Phlogopitfelsgangstücke vielfach graugrün-, dunkelblau- und /oder rosarot-gefleckte, sternchenförmige Aggregate aus Chrysoberyll (Varietät: Alexandrit), Korund (Varietäten: Rubin, Saphir) und Hellglimmer (Muskovit, Margarit). Die generell mehrere Millimeter großen dünntafeligen Kristalle bzw. Körner von rosarotem Rubin und farblosem bis tiefblauem Saphir, die hell- bis dunkelblaugrünen, meist idiomorphen Alexandritkristalle sowie die hellgrünen, meist xenomorph-körnigen Smaragde sind auf den Handstücken bei Tageslicht mit bloßem Auge gut zu erkennen. Offenbar wurden von den Smaragd-Prospektoren und Bergleuten die Korunde neben dem reichlich vorhandenen hellrosa bis zartviolettem Fluorit übersehen und die grün erscheinenden Alexandrite für Smaragd zu geringer Qualität gehalten.

Die in den Phlogopitfels eingewachsenen Körner bzw. Kristallfragmente aus Smaragd, Alexandrit, Rubin, Saphir und Topas sind entweder stark rissig oder stark korrodiert. Es lassen sich daher nur sehr wenige idiomorphe Kristalle unbeschädigt aus dem Muttergestein herauslösen. Generell haften den separierten Körnern Reste von Topas oder Hellglimmern an. Auffallend ist, daß die Alexandritaggregate oftmals unmittelbar im Umfeld von Rubin oder Saphir gesproßt sind und somit einen grünlichen Saum um die roten oder blauen Korunde bilden.

Topas bildet stets ein trübweißes bis beigefarbenes, mittel- bis grobkörniges Pflastergefüge aus xenomorphen Porphyroblasten und kann leicht mit Quarz oder Apatit verwechselt werden. Die durchschnittliche Korngröße der Topase liegt zwischen 1 mm und 1 cm. Die häufig milchige Trübung der Topase wird durch massenhafte flüssige und gasförmige Einschlüsse entlang von verheilten Rupturen sowie durch Mineraleinschlüsse verursacht.

Der farblose bis dunkelblaue Saphir ist gegenüber dem rosaroten Rubin eindeutig als die ältere Wachstumsgeneration von Korund ausgewiesen, da er stets stark korrodiert und teilweise bis vollständig in Hellglimmer umgewandelt ist. Tiefblaue Partien bilden nicht selten die Kernzonen oder sind fleckenhaft in den Rubinen verteilt. Insgesamt sind die blauen Saphire im vorliegenden Muttergestein wesentlich seltener und kleiner als die Rubine. Gut ausgebildete Korundkristalle zeigen meist einen flachtafeligen Habitus und sind oft subparallel miteinander verwachsen und dabei einseitig aufgefächert. Die Kristallgrößen liegen im Durchschnitt bei 1 bis 5 mm. In Ausnahmefällen erreichen die Tafeln über 1 cm Durchmesser mit Dicken bis zu 2 mm. Deshalb erwiesen sich bislang sowohl die Rubine als auch die Saphire zum Facettieren als zu klein. Die häufigsten Kristallflächen sind (0001) und (1120), untergeordnet treten (1012) und (1123) hinzu. Auf den Basisflächen (0001) ist häufig die typische Dreiecksstreifung zu erkennen. Die Rubine von Poona fluoreszieren unter langwelliger UV-Strahlung deutlich rot. Beim Bestrahlen mit kurzwelligem UV-Licht ist nur noch eine sehr schwache rötliche Fluoreszenz erkennbar. Die farblosen oder blau gefärbten Korunde zeigen keine signifikante Fluoreszenz.

Die Alexandrite von Poona weisen einen überwiegend sehr guten Farbwechsel von hellgrün, blaugrün oder dunkelgrün im Tageslicht bis hin zu blau, rosarot oder violettrot auf. Vereinzelt finden sich an den Kristallen auch relativ farblose Wachstumszonen. Der Farbwechsel ist umso intensiver, je dunkler und bläulicher die Kristalle im Tageslicht erscheinen. Viele Alexandritkristalle zeigen im Tageslicht einen scharf abgegrenzten Farbzonarbau. Der Pleochroismus ist generell sehr deutlich erkennbar und zeigt im Tageslicht x = rosarot, rotviolett bis violettblau; y = gelb, braungelb bis blaugrün; z = hellgrün, blaugrün bis blau. Die Kristallgrößen schwanken zwischen 1 und 5 mm Durchmesser. Es sind aber auch Kristallaggregate von über 1 cm vorhanden. Nur sehr wenige Alexandritkristalle sind klar durchsichtig, einschlußarm und ohne Störungen idiomorph ausgebildet. Der größte Teil ist durch massenhafte Risse und Einschlüsse stark getrübt. Die Trübung kann aber auch durch skelettartiges Wachstum und/oder Korrosionserscheinungen verstärkt werden. Der Zerfall und die Verdrängung durch Hellglimmer greift oft tief in die Kristalle ein und hinterläßt häufig nur noch Formrelikte mit den schemenhaften Umrissen der ursprünglichen Aggregate. Diese Form der Umwandlung gilt auch für die oben beschriebenen Korundkristalle. Gut ausgebildete Alexandritkristalle sind säulig bis dicktafelig ausgebildet und zeigen am häufigsten die Flächen (001), (010), (101) und (012). Die Fläche (010) zeigt eine ausgeprägte Vertikalstreifung. Zwillinge nach (103) mit den charakteristischen Durchdringungsdrillingen sind vielfach deutlich entwickelt. Auf Bruchflächen und in Querschnitten des Muttergesteins wird dann der bereits oben erwähnte sternchenförmige Charakter der verzwillingten Kristallgruppen sichtbar. Beim Bestrahlen mit langwelligem und kurzwelligem UV-Licht fluoreszieren die Alexandrite von Poona deutlich rot. Dieses Fluoreszieren wird wahrscheinlich durch dreiwertiges Chrom hervorgerufen.

Die Berylle im Rubin- und Alexandrit-führenden Phlogopitfels sind überwiegend farblos bis hellgrün und transparent. Intensiv grün gefärbte Berylle, die die Bezeichnung Smaragd verdienen, sind nur untergeordnet vertreten und weisen einen gleichermaßen rhythmischen Farbzonarbau auf wie die Smaragde aus den Blackwall-Gesteinen (siehe oben). Die Berylle bilden neben isolierten, durchschnittlich 1 bis 3 mm-großen, hypidiomorphen bis xenomorphen Porphyroblasten auch aus Einzelkristallen zusammengesetzte dicke Lagen und Linsen, die sich in einem Gemenge aus Phlogopit, Muskovit und Quarz über mehrere Zentimeter oder gar Dezimeter erstrecken können. Stets erscheinen diese Beryll-Lagen in den Randbereichen der gangartigen Phlogopit-Handstücke, und zwarbevorzugt dort, wo Korund und/oder Chrysoberyll stark von Hellglimmer (Muskovit und/oder Margarit) korrodiert sind. Lokal bestehen die Kernzonen der Berylle aus Verdrängungsresten von Chrysoberyll, Phlogopit oder Hellglimmer, so daß hier die Smaragde auf Kosten der Alexandrite und/oder Glimmer gesproßt sind. Die Smaragde im Phlogopitfels stellen damit eine jüngere Wachstumsgeneration dar als Topas, Korund und Chrysoberyll.

## Interpretation der Genese des Smaragd-Alexandrit-Rubin-Saphir-Topas-Vorkommens

Für die Genese der neu entdeckten Smaragd-Alexandrit-Rubin-Saphir-Topas-Mineralisation im Phlogopitfels von Poona können ähnliche Bildungsbedingungen abgeschätzt werden, wie sie für die bekannten Smaragd-führenden Gesteinsserien von Central-Poona abzuleiten sind (siehe oben). Allerdings muß eine besondere, in der Natur nur äußerst selten vorhandene Kombination von Faktoren bei der Entstehung der Edelsteinvarietäten von Chrysoberyll, Korund und Beryll in Poona zusammengewirkt haben (GRUNDMANN & MORTEANI, 1995).





Abb. 3: Halbschematische Querschnitt-Skizzen von zwei typischen Alexandrit-, Rubin- und Saphir-führenden Phlogopitfelshandstücken aus Poona mit gangartigem Aufbau:

> a) Alterierter Quarz-Topas-Fluorit-Greisen mit überwiegend Saphir, Alexandrit, Margarit und Muskovit.

> b) Alterierter Quarz-Topas-Fluorit-Greisen mit überwiegend Rubin, Alexandrit und einer Smaragd/Quarz-Lage

Das Gefüge, der Mineralbestand und bereits die gualitative chemische Zusammensetzung der Phlogopitfelse lassen erkennen, daß in Poona lokal offenbar spätmagmatische Fluor-, Beryllium- und Seltenmetall-haltige fluide Phasen aus der Dachregion von Granitintrusionen in archaische Grüngesteinserien vordrangen und dort Greisengänge aus Topas, Quarz, Muskovit und/oder Fluorit bildeten. Die Grüngesteinsserien setzten sich im wesentlichen aus einer Wechsellagerung von Grünschiefern, Amphiboliten und Ultrabasiten zusammen. Wahrscheinlich bildete sich in diesem spätmagmatischen, kontaktmetamorphen Stadium primär neben Topas eine erste Generation von Korund in Form von farblosem bis tiefblauem Saphir, farblosem Beryll und farblosem bis zitronengelbem Chrysoberyll. In einem späteren grünschieferfaziellen, regionalmetamorphen Stadium kam es am Kontakt der Beryll-Topas-Quarz-Feldspat-Muskovit-Gänge zu metasomatischen Reaktionen mit angrenzenden Ultrabasiten (oder Grüngesteinen) und der Sprossung von Korund (Rubin um Saphir), Chrysoberyll (Alexandrit um Korund und/oder Chrysoberyll) und Beryll (Smaragd um Chrysoberyll und/oder Aquamarin). Überdurchschnittlich hohe Kalium-, Aluminium- und Beryllium-Gehalte (in Muskovit, Feldspat oder Topas) der Greisengänge auf der einen Seite sowie Chrom, Magnesium und Calcium (Talk, Amphibole, Pyroxene) auf der anderen Seite des ursprünglichen Gesteinskontaktes konnten nunmehr im Wechselspiel von Über- und Untersättigung der fluiden Phase in den Blackwall-Zonen für die Mineralreaktionen zur Verfügung stehen. Im Verlauf spät- bis postmetamorpher Alterationen können Topas, Korund und Chrysoberyll von Margarit, Muskovit oder Beryll verdrängt worden sein. Das Chrom und/oder Eisen zur Grünfärbung wurde in jedem Fall aus den angrenzenden oder eingeschlossenen Mineralen (z.B. Biotit, Aktinolith, Chromit, Talk) und der fluiden Phase bezogen, GRUNDMANN & MORTEANI (1989) haben erstmals auf den Zusammenhang der Smaragd-Genese mit regionalmetamorphen Ereignissen hingewiesen und damit auch die extremen Größen- und Qualitätsunterschiede zwischen den beiden Edelsteinvarietäten des Berylls Aquamarin (pegmatitisch, bis zu zentnerschwer, wasserklar) und Smaragd (regionalmetamorph, grammleicht, einschlußreich) verständlich gemacht. Für die Smaragdmineralisationen von Poona stellte als erster KEELING (1991) in Anlehnung an das Genese-Konzept von GRUNDMANN & MORTEANI (1989) eine postmagmatische, regionalmetamorphe Genese zur Diskussion.

Das Vorkommen von Smaragd, Alexandrit, Rubin, Saphir und Topas in Phlogopitfels von Poona hat derzeit weltweit keine Entsprechung. Eine detaillierte Untersuchung der phasenpetrologischen Beziehungen dieser außergewöhnlichen Paragenese ist in Vorbereitung. Die Bestimmung der detaillierten gemmologischen Merkmale der Edelsteinvarietäten muß einer späteren Untersuchung vorbehalten bleiben, da für diese Notiz keine ausreichend großen schleifwürdigen Kristalle zur Verfügung standen.

#### Danksagung

Die Fa. Australian Emeralds, umbenannt in: Central Poona Joint Venture (Cue, W.A.), vertreten durch Herrn Mark Hewitt, ermöglichte uns den Geländeaufenthalt und den Transport der Proben nach Deutschland, wofür wir unseren verbindlichen Dank aussprechen. Für die umfassende

Unterstützung der Geländearbeiten sind wir gleichermaßen den Herren Mark Hewitt (Amsterdam und Central Poona) und David Hook (Central Poona) sowie Toni Lee (Poona Jewel Mines, East Poona) zu großem Dank verpflichtet.

#### **Literaturverzeichnis**

- BANK, H., GÜBELIN, E. (1976): Das Smaragd-Alexandritvorkommen von Lake Manyara/Tansania. - Z. Dt. Gemmol. Ges. <u>25</u>, 3, 130 - 147.
- de la HUNTY, L.E. (1975): Murchison Province. Geol. Survey, Mem. 2, 54 64.
- ETHERIDGE, M.A., WALL, V.J., VERNON, R.H. (1983): The role of fluid phase during regional metamorphism and deformation. J. Metam. Geol. <u>1</u>, 205 206.
- GRAINDORGE, J.M. (1974): A gemmological study of emerald from Poona, Western Australia. - Aust. Gemm. <u>12</u>, 75 - 80.
- GROVES, D.I., HO, S.E. (199): A short review of gold in the Yilgarn Block. -Australas. Inst. Min. Metal. Monogr. <u>14</u> (1), 539 - 553.
- GRUNDMANN, G., MORTEANI, G. (1989): Emerald mineralization during regional metamorphism: The Habachtal (Austria) and Leydsdorp (Transvaal, S.A.) Deposits. - Econ. Geol. <u>84</u>, 1835 - 1849.
- GRUNDMANN, G., MORTEANI, G. (1995): Ein neues Vorkommen von Smaragd, Alexandrit, Rubin und Saphir in einem Topas-führenden Phlogopit-Fels von Poona, Cue District, West-Australien. - Z. Dt. Gemmol. Ges. <u>44</u>, 2/3, 11 -31.
- HUNSTIGER, C. (1989): Darstellung und Vergleich primärer Rubinvorkommen in metamorphen Muttergesteinen - Petrographie und Phasenpetrologie, Teil I. -Z. Dt. Gemmol. Ges. <u>38</u>, 4, 113 - 138.
- HUNSTIGER, C. (1990a): Darstellung und Vergleich primärer Rubinvorkommen in metamorphen Muttergesteinen - Petrographie und Phasenpetrologie, Teil II. -Z. Dt. Gemmol. Ges. <u>39</u>, 1, 49 - 63.
- HUNSTIGER, C. (1990b): Darstellung und Vergleich primärer Rubinvorkommen in metamorphen Muttergesteinen - Petrographie und Phasenpetrologie, Teil III. -Z. Dt. Gemmol. Ges. <u>39</u>, 2/3, 121 - 145.
- KELLER, P.C. (1992): Gemstones of East Africa. Phoenix: Geoscience Press.
- KEELING, J.L. (1991): Review of a new theory on emerald formation in schisthosted deposits. - Aust. Gemm. <u>17</u>, 11, 440 - 442.
- McCOLL, D.H., WARREN, R.G. (1980): First discovery of ruby in Australia. Min. Record <u>11</u>, 371 - 375.
- MENZIES, M.A. (1995): The mineralogy, geology and occurrence of topaz. Min. Record <u>26</u>, 1 5 - 53.
- MUHLIG, P.C., de LAETER, J.R. (1971): Ages of granitic rocks on the Poona-Dalgaranga area of the Yilgarn Block, Western Australia. - West. Australia, Geol. Survey Ann. Rept. <u>1970</u>, 68 - 73.
- MUMME, J.A. (1982): The emerald. Port Hacking: Australia, Mumme Publications.
- MUMME, J.A. (1986): Modes of occurrence of emeralds in Australia. Aust. Gemm. <u>16</u>, 106 - 108.

- MYERS, J.S., HICKMAN, A.H. (1990): Pilbara and Yilgarn Cratons Regional Geology and Mineralization. - In: Hughes, F.E. (Ed.): Geology of the Mineral Deposits of Australia and Papua New Guinea, 129 - 133. Melbourne, The Australasian Institute of Mining and Metallurgy.
- OLLIVER, J.G., TOWNSEND, I.J. (1993): Gemstones in Australia. Canberra, Australian Gemstone Industriy Council, Australian Government Publishing Servive 93/21792, Cat. No. 93 1920 6.
- PALMER, A. (1990): Poona W.A. and the seekers of ist emeralds. Lap. Industries, North Lake W.A., 1 - 97.
- PERRING, C.S., GROVES, D.I., HO, S.E. (1987): Constraints on the source of auriferous fluids for Archean gold deposits. In: HO, S.E., Groves, D.I. (Eds.): Recent advances in understanding Precambrian gold deposits, publ. No. 11, 287 306. Perth: The Geol. Departm. and Univ. Extension, The Univ. of Western Australia.

SINKANKAS, J. (1981): Emeralds and other beryls. - Radnor, Chilton.

- SIMPSON, E.S. (1948): Minerals of Western Australia, 2nd. Ed. Perth Western Australia Government Printer, Hesperian Press. Carlisle.
- WOODWARD, H.O. (1914): The occurrence of emeralds at Poona. Geol. Surv. West. Aust. Bull. <u>57</u>, 59 - 65.

# NACHHALTIGE ENTWICKLUNG UND MINERALISCHE ROHSTOFFE

von

F.-W. Wellmer<sup>+</sup>

Vortrag vor der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft in Wien und in Leoben

am 4. und 5. Dezember 1995

Der Begriff "Nachhaltige Entwicklung" wurde im Brundtland-Report *"Our Common Future*" (1987), definiert als:

"Dauerhafte Entwicklung, die den Bedürfnissen der heutigen Generation entspricht, ohne die Möglichkeit zukünftiger Generationen zu gefährden."

Das Konzept der nachhaltigen Entwicklung als einen wesentlichen Gesichtspunkt bei der Planung der Rohstoffgewinnung zu berücksichtigen, stellt sich eindeutig als Aufgabe der jetzigen Generation dar, betrachtet man die historische Rohstoffverbräuche. Seit Ende des 2. Weltkrieges sind mehr Rohstoffe verbraucht worden als in der gesamten Menschheitsgeschichte zuvor. Abschätzungen ergeben ein Verhältnis von etwa 20: 80 bei Eisen und bei Kupfer, 40: 80 bei Gold und 45: 55 bei Zinn (Verhältnis vor und nach 1945).

Die Definition des Brundtland-Reports für nachhaltige Entwicklung ist abstrakt und muß in praktische Handlungsanweisung übersetzt werden. Am vollkommensten sind die Forderungen für eine nachhaltige Entwicklung durch erneuerbare Rohstoffe zu erfüllen, was bei mineralischen Rohstoffen nur die seltene Ausnahme ist (z.B. Diatomeen im Myvatn-See auf Island). In der Regel muß für die Gewinnung mineralischer Rohstoffe "ein Loch in die Erde" gemacht werden, sei es mit einem Tagbau oder Steinbruch, mit einem Schacht oder aber nur mit einem Bohrloch wie bei der Erdöl- und Erdgasgewinnung. Dies für die Umwelt so schonend wie möglich zu tätigen, d.h. Umwelteinwirkungen zu minimieren, erfordert nicht nur Diskussion über nachhaltige Entwicklung, sondern internationale "good miner 's practice". Die gesetzlichen Regelungen zur Rekultivierung der Braunkohletagebaue gehen auf die dreißiger Jahre zurück. Große Fortschritte sind erzielt worden, den Flächenverbrauch für neue Bergwerksanlagen oder die optischen und akustischen Belästigungen von Steinbrüchen zu minimieren.

Prof. Dr.-Ing. F.-W. Wellmer
 Bundesanstalt f
ür Geowissenschaften und Rohstoffe
 Stilleweg 2, Alfred Penzhaus, Postfach 510153
 D-30631 Hannover

Derartige Maßnahmen minimieren allerdings nur die Umwelteinwirkungen auf dem Flächen- und Landschaftsverbrauch, jedoch nicht den Rohstoffverbrauch selbst. Wie läßt sich die Intensität der Rohstoffnutzung verbessern? Folgende Aspekte seien hier erwähnt:

- Erhöhung der Recyclingquoten: Im Metallbereich sind die Recyclingquoten traditionell hoch, aber auch bei Nichtmetall-Rohstoffen wie Bauschuttsteigen sie. Ein großer Erfolg ist die Recyclierunng von Behälterglas. Hierdurch wird nicht nur primär Rohstoff, sondern auch Energie gespart, da Glas als amorphe Substanz bei niedrigerer Temperatur schmilzt als kristalliner Quarz.
- Maximierung der Nutzung von Reststoffen. Gute Beispiele sind die Nutzung von Schlacken aus metallurgischen Prozessen im Straßen- oder Deichbau, von Flugaschen aus der Elektrizitätserzeugung mit puzzzolanischen Eigenschaften in der Zementherstellung oder REA-Gips aus der Rauchgasentschwefelung als Ersatz für Primärgips.
- Substitution von Rohstoffen geringerer gegen solche mit höherer Verfügbarkeit. Dieser Effekt kann an vielen Turmbauten oder Brücken beobachtet werden: der Ersatz von reinem Stahl durch Stahlbeton oder in der Nachrichtentechnik, wo Kupferkabel durch Glasfaserkabel ersetzt werden, durch Materialien, die total oder wesentlich auf dem Rohstoff Quarz basierten, der praktisch unbegrenzt zur Verfügung steht.
- Verbesserung von Qualitäten und Verbrauchsintensitäten. Zahlreiche technische Entwicklungen spielen hier hineien, seien es Verbesserungen der Materialeigenschaften oder Verfahrenverbesserungen. Es ist z.B. ausgerechnet worden, daß man für den Eiffelturm heute nicht mehr 7000 t Stahl, sondern nur noch 2000 t benötigen würde.
- Bessere Standardisierung. Eine Beispiel ist der Einsatz der sogenannten "Perlflaschen" als standardisierte Flasche in der gesamten deutschen Mineralwasserindustrie, so daß sie als Mehrwegflasche einfach benutzt werden kann, ein nicht nur betriebskostengünstigeres sondern auch energiesparenderes Verfahren.
- Mehr Vernetzung. Die länderübergreifenden Verbundnetze der Elektrizitätsgesellschaften sind ein Beispiel für Ressourceneinsparungen durch bessere Vernetzung.

Eine totale Kreislaufwirtschaft kommt dem Ziel einer nachhaltigen Entwicklung am meisten entgegen. Nur dürfte es eine Illusion sein, den Rohstoffbedarf nur über recyclierte Rohstoffe decken zu wollen, will man gleichzeitig die Umweltbelastung minimieren. Es ist ausgerechnet worden, daßdas Minimum der Umweltbelastungen z.B. Kupfer zwischen 60 und 70 % Anteil von Sekundärmaterial liegt. Auch läßt sich eine Kreislaufwirtschaft am ehesten in hochindustrialisierten Ländern realisieren, wo Märkte für Kuppel- und Restprodukte vorhanden sind. Entwicklungsländer werden auf dem Wege zur Industrialisierung immer weniger optimale Wege beschreiten müssen. Einfache Beispiele sind z.B. der Aufbau einer Hütten- auf einer Bergwerksindustrie bei NE-Metall-Konzentraten, die in der Regel sulfidisch sind. Beim Abrösten der Konzentrate fällt SO<sub>2</sub> an, das zu Schwefelsäure umgewandelt werden kann. Der Einsatz von Schwefelsäure setzt eine chemische Industrie als Verbraucher voraus, z.B. eine Phosphatverarbeitung.

# ANWENDUNG STABILER ISOTOPE IN DEN ERDWISSENSCHAFTEN

von

Rainer Abart<sup>+</sup>

Vortrag vor der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft in Wien

am 15. April 1996

Die Analytik stabiler Isotope ist eine relativ junge Disziplin, sie hat erst in den letzten Jahrzehnten Bedeutung in der erdwissenschaftlichen Forschung erlangt. Bisher bestanden an den heimischen erdwissenschaftlichen Instituten nur beschränkte Möglichkeiten für die Analytik stabiler Isotope, und die im Rahmen von Forschungsprojekten anfallende Analytik wurde zum Großteil im Ausland durchgeführt. Derzeit entsteht am Institut für Mineralogie-Kristallographie und Petrologie der Karl-Franzens-Universität Graz ein Isotopenlabor, das in einer ersten Ausbauphase für die Extraktion von Sauerstoff und Kohlenstoff aus Karbonaten und von Sauerstoff aus Silikaten vorgesehen ist. Mit diesem Referat möchte ich zunächst grundlegende Information über die Geochemie stabiler Isotope geben und schließlich die in der Geologie wichtigsten Anwendungen der Methode ansprechen.

#### <u>Grundlagen</u>

**Begriffsklärung:** Ein Isotop ist ein Atom, das sich von einem anderen Atom desselben chemischen Elementes nur durch die Anzahl der Neutronen im Atomkern unterscheidet. Die Masse der Atome ist zum überwiegenden Teil in den Kernteilchen, den Protonen und Neutronen konzentriert. Die verschiedenen Isotope eines chemischen Elementes unterscheiden sich demnach in ihrer Masse. Das chemische Verhalten eines Atoms wird durch den Aufbau und die Konfiguration der Elektronenhülle bestimmt. Die verschiedenen Isotope eines chemischen Elementes haben identische Elektronenhüllen und zeigen daher sehr ähnliche, praktisch identische chemische Eigenschaften. Aufgrund ihres Masseunterschiedes weisen die verschiedenen Isotope eines Elementes aber unterschiedliches physikalisches Verhalten auf. Als Beispiel sind in der Tabelle 1 die Isotope des Wasserstoffs angeführt. Wasserstoff besitzt drei Isotope. Das Wasserstoffnuklid mit der

Dr. Rainer Abart
 Institut für Mineralogie-Kristallographie und Petrologie
 Karl-Franzens-Universität Graz,
 Universitätsplatz 2, A-8010 Graz

Massenzahl 1, geschrieben <sup>1</sup>H, hat lediglich ein Proton im Atomkern. Das Nuklid <sup>2</sup>H ist ein Wasserstoffatom mit einem Proton und einem Neutron im Kern. Es hat die Massenzahl 2 und wird auch als Deuterium, D, bezeichnet. Das Nuklid <sup>3</sup>H ist ein Wasserstoffatom mit einem Proton und zwei Neutronen im Kern. Das Wasserstoffnuklid mit der Massenzahl 3 wird auch als Tritium, T, bezeichnet. Tritium ist radioaktiv, es wandelt sich mit einer Halbwertszeit von 12,4 Jahren unter Aussendung eines Elektrons spontan in das stabile <sup>3</sup>He-Nuklid um. Alle drei Nuklide <sup>1</sup>H, <sup>2</sup>H und <sup>3</sup>H sind Isotope des chemischen Elementes Wasserstoff. Wasserstoff und Deuterium sind stabile Isotope, Tritium ist ein radioaktives Isotop des Wasserstoffs.

Symbol		Element	Nuklid	Protonen	Neutronen	Stabilität
<sup>1</sup> H	н	(leichter) Wasser- stoff	Protium	1	0	stabil
<sup>2</sup> H	D	(mittelschwerer) Wasserstoff	Deuterium	1	1	stabil
<sup>3</sup> Н	т	(schwerer) Wasserstoff	Tritium	1	2	radioaktiv

Tabelle 1: Die Isotope des Wasserstoffs.

Entdeckungsgeschichte der Isotope: Die Idee der kleinsten unteilbaren - atomos -Teilchen ist mehr als 2000 Jahre alt. Sie geht auf die griechischen Naturphilosophen Leukipp und Demokrit aus dem vierten und fünften vorchristlichen Jahrhundert zurück. Aufgrund der heftigen Kritik an der atomistischen Denkweise durch die aristotelische Schule geriet die Atomistik für lange Zeit in Vergessenheit. Erst in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts erfuhr sie mit den Beiträgen zur kinetischen Theorie der Gase von C. Maxwell und L. Boltzmann eine Renaissance als Gedankenmodell. Der experimentelle Nachweis der Existenz von Atomen gelang erst zu Beginn des 20. Jahrhunderts. Mit seinen Streuversuchen von *a*-Teilchen an dünnen Metallfolien konnte Rutherford 1911 einen kleinen Atomkern, in dem praktisch die gesamte Masse des Atoms konzentriert ist, und eine negativ geladene Elektronenhülle identifizieren. Seit den Erkenntnissen von Rutherford kann eine Physik des Atomkerns und eine Physik der Atomhülle unterschieden werden.

In der Erforschung des Atomkerns war das Phänomen der Radioaktivität von zentraler Bedeutung. Die Radioaktivität wurde 1894 von Becquerell entdeckt. Becquerells Arbeiten zur Radioaktivität wurden von seiner Schülerin Marie Curie und deren Mann Pierre um die Jahrhundertwende weitergeführt. Dem Ehepaar Curie gelang es, mit chemischen Methoden aus verschiedensten Rohmaterialien radioaktive Elemente zu isolieren. Im Zuge dieser Arbeiten wurde schließlich das Phänomen beobachtet, daß Substanzen ein und desselben chemischen Elementes unterschiedliche Atomgewichte und gleichzeitig unterschiedliche Radioaktivität aufweisen. Beispielsweise waren die Elemente Ionium, das heutige <sup>230</sup>Th, und Thorium, heute <sup>232</sup>Th, chemisch völlig ident, es wurden aber leicht unterschiedliche Atomgewichte und ganz unterschiedliche Strahlungscharakteristika festgestellt. Der

englische Chemiker F. Soddy schlug basierend auf diesen Beobachtungen vor, die chemisch identischen, in ihrer Strahlungscharakteristik und in ihrem Atomgewicht aber unterschiedlichen Nuklide als Isotope zu bezeichnen. Diese Bezeichnung - iso = gleich und topos = Platz, Ort, Stelle - bringt zum Ausdruck, daß alle Isotope eines Elementes im periodischen System der Elemente den gleichen Platz einnehmen. J.J. Thompson konnte 1913 das Phänomen der Isotopie auch an stabilen Nukliden nachweisen. Mit einer experimentellen Apparatur, die als Urform eines Massenspektrometers bezeichnet werden könnte, identifizierte der englische Physiker zwei verschieden schwere, stabile Nuklide des chemischen Elementes Neon. Experimentelle Arbeiten zur Kernphysik wurden vom englischen Physiker Aston in den zwanziger und dreißiger Jahren vorangetrieben. Im Jahre 1932 waren bereits 202 Isotope von insgesamt 71 Elementen bekannt. Heute kennen wir ca. 1700 Nuklide, davon sind etwa 1440 radioaktiv, nur 260 Isotope sind stabil.

Physikalische Eigenschaften stabiler Isotope: Die im Zusammenhang mit stabilen Isotopen relevante Meßgröße ist das Isotopenverhältnis. Damit wird das Verhältnis der relativen Häufigkeiten der verschiedenen stabilen Isotope eines Elementes bezeichnet. Von den meisten Elementen mit einer Ordnungszahl < 83 gibt es mehrere stabile Isotope. Die Isotopenverhältnisse der meisten Elemente sind in der Geosphäre äußerst konstant. Nur einige wenige Elemente zeigen signifikante Variationen in ihren Isotopenverhältnissen. Die wichtigsten dieser Elemente sind Wasserstoff, Kohlenstoff, Sauerstoff und Schwefel. Die Elemente, ihre stabilen Isotope und deren relative Häufigkeiten sind in der Tabelle 2 dargestellt. Die Geochemie stabiler Isotope beschäftigt sich mit der natürlichen Variation der Isotopenverhältnisse dieser Elemente in der Geosphäre.

Element	Nuklid	relative Häufigkeit	relativer Masseunterschied
Wasserstoff	<sup>1</sup> H	99,9844%	100%
	<sup>2</sup> H	0,0156%	
Kohlenstoff	<sup>12</sup> C	98,8920%	8,3%
	<sup>13</sup> C	1,1080%	
Sauerstoff	<sup>16</sup> 0	99,7590%	12,5%
	<sup>17</sup> 0	0,03740%	
	<sup>18</sup> O	0,2039%	
Schwefel	<sup>32</sup> S	95, 10%	6,25%
	<sup>33</sup> S	0,74%	
	<sup>34</sup> S	4,20%	
	<sup>36</sup> S	0,016%	

Tabelle 2: Die stabilen Isotope der leichten Elemente.

Die erste Frage, mit der wir uns in diesem Zusammenhang befassen wollen, gilt der Ursache für die natürliche Variation in den Isotopenverhältnissen. Abgesehen davon, daß die Elemente Wasserstoff, Kohlenstoff, Sauerstoff und Schwefel zu den bei weitem häufigsten Elementen in der Geosphäre zählen, haben sie zwei wichtige gemeinsame Charakteristika. Zum einen haben sie niedrige Atomgewichte, und der relative Masseunterschied zwischen dem schweren, relativ selten auftretenden und dem leichten, häufigeren Isotop ist groß. Zum anderen neigen diese Elemente zur Ausbildung von chemischen Bindungen mit vorwiegend kovalentem Charakter. Im Folgenden soll erläutert werden, welchen Einfluß diese beiden Eigenschaften auf die Isotopenfraktionierung haben.

Der Masseneffekt läßt sich am einfachsten mit den Translationsgeschwindigkeiten im idealen Gas veranschaulichen. Für jedes beliebige ideale Gas ist die kinetische Energie eines Gasteilchens bei gegebener Temperatur konstant, Ekin = kT. Außerdem gilt für die kinetische Energie die Beziehung aus der klassischen Mechanik:  $E_{kin} = mv^2/2$ . Im Wasserstoffgas gibt es Moleküle mit der Formel H<sub>2</sub> mit der Masse 2, Moleküle mit der Formel HD mit der Masse 3 und Moleküle mit der Formel D<sub>2</sub> mit der Masse 4. Im idealen Wasserstoffgas hat jedes dieser Teilchen die gleiche kinetische Energie kT. Werden die Ausdrücke für die kinetische Energie aus der klassischen Mechanik für die verschieden schweren Teilchen gleichgesetzt, so ergibt sich, daß die Translationsgeschwindigkeit des HD-Moleküls nur 81 % und die Translationsgeschwindigkeit des D2-Moleküls nur 71% der Translationsgeschwindigkeit des H2-Moleküls ist. Demnach bewegen sich isotopisch schwere Moleküle langsam im Vergleich zu isotopisch leichten Molekülen. Isotopisch leichte Spezies diffundieren rascher von einer Quelle weg als ihre isotopisch schwereren Äquivalente. Die Quelle wird durch den bevorzugten Abtransport von isotopisch leichten Spezies sukzessive an isotopisch schweren Spezies angereichert. Die Diffusion stellt damit einen Prozess der Isotopenfraktionierung dar, wobei hier die Fraktionierung einzig durch den relativen Masseunterschied der verschiedenen isotopischen Spezies bewirkt wird. Ein ähnlicher Effekt tritt beim Übergang von Molekülen aus der flüssigen in die Dampfphase auf. Isotopisch leichte Spezies entwickeln einen größeren Dampfdruck als isotopisch schwerere Spezies. Die isotopisch leichte Spezies ist daher im Dampf gegenüber der Flüssigkeit angereichert. Zwischen der Dampfphase und der Flüssigkeit besteht eine isotopische Fraktionierung.

Die Elemente, deren stabile Isotope in der Geosphäre fraktionieren, neigen zur Ausbildung kovalenter Bindungen. Die Ausbildung einer kovalenten Bindung geht mit der Überlappung von Elektronenorbitalen einher. Aus der Quantentheorie ist bekannt, daß sich die Translationsenergie der Elektronen durch die Überlappung der Orbitale erniedrigt. Das hat zur Folge, daß die Energie eines Atompaares gegenüber der Energie von zwei isolierten Atomen erniedrigt ist. Zwei Atome können nicht beliebig nahe aneinandergebracht werden, da bei kleinen Abständen abstoßende Coulomb«sche Kräfte zwischen den positiv geladenen Kernen wirksam werden. Das Wechselspiel zwischen dem quantenmechanischen Effekt der Überlappung von Elektronenorbitalen und den Coulomb«schen Kräften zwischen den Atomkernen bestimmt die Form einer Potentialenergiekurve als Funktion des interatomaren Abstandes. Das Minimum der Energiekurve definiert einen idealen Abstand der beiden Atomkerne. Dieser Abstand stellt keine fixe Größe dar, sondern die Atomkerne schwingen gegeneinander um dieseh Mittelwert. Aus der Quantenmechanik gilt für die Energie der interatomaren Schwingung: E = (n + 1/2) hv, wobei h das Planck'sche Wirkungsquantum, v die Schwingungsfrequenz, und n die Quantenzahl der Schwingung repräsentieren. Aus der klassischen Mechanik ist bekannt, daß die Frequenz einer mechanischen Schwingung umgekehrt proportional zur Masse der schwingenden Teilchen ist. Diese Beziehung ist direkt auf die Schwingung von Atomen im Potentialtopf übertragbar. Schwere Atome schwingen langsamer, leichte Atome schwingen schneller. Demnach ist für einen gegebene Quantenzahl die Schwingungsenergie von schweren Atomen kleiner als die Schwingungsenergie von leichten Atomen. Im Vergleich zur Energie von dissoziierten Atomen haben demnach isotopisch schwere Moleküle eine höherer Bindungsenergie als isotopisch leichte Moleküle. Die unterschiedliche Bindungsstärke hat unmittelbare Konsequenzen für die Kinetik chemischer Reaktionen und auf die Verteilung isotopischer Spezies zwischen koexistierenden Molekülen im Gleichgewicht. Isotopisch leichte Spezies sind schwächer gebunden und demnach reaktiver als isotopisch schwere Spezies. Diese Eigenschaft machen sich beispielsweise Schwefelbakterien zunutze, indem sie bevorzugt isotopisch leichten Schwefel zur Energiegewinnung aus der Reduktion von Schwefel benutzen. In einem System, in dem verschiedene Moleküle, die das gleiche chemische Element enthalten, im Gleichgewicht koexistieren, wird sich eine Isotopenverteilung einstellen, die für das Gesamtsystem den energetisch günstigsten Zustand repräsentiert. Diese Gleichgewichtsverteilung ist im allgemeinen dadurch gekennzeichnet, daß die Isotopenverhältnisse in koexistierenden Molekülen oder Phasen unterschiedlich sind. Dieses Phänomen wird als Gleichgewichtsfraktionierung bezeichnet. Aus guantenmechanischen Überlegungen läßt sich ableiten, daß die Gleichgewichtsisotopenfraktionierung temperaturabhängig ist. Die Gleichgewichtsfraktionierung stellt eine zentrale Größe in der Geochemie stabiler Isotope dar. Sie bildet die Grundlage für die wichtigsten erdwissenschaftlichen Anwendungen.

Notation: Das Isotopenverhältnis in einer Phase ist das Verhältnis von schwerem zu leichtem Isotop eines Elementes in der betreffenden Phase, es wird mit R bezeichnet (siehe Tabelle 3). Die R-Werte sind sehr kleine Zahlen, und die natürliche isotopische Variation kommt erst in der dritten oder vierten Nachkommastelle zum Ausdruck. Aus diesem Grund werden Isotopenzusammensetzungen in der sogenannten  $\delta$ -Notation angegeben. Hier wird das Isotopenverhältnis einer Substanz mit dem Isotopenverhältnis einer Standardsubstanz verglichen. Die isotopische Fraktionierung zwischen koexistierenden Phasen kann auf zwei Arten angegeben werden: Der Quotient aus den Isotopenverhältnissen der koexistierenden Phasen wird als Fraktionierungsfaktor, a, bezeichnet, die Differenz zwischen den  $\delta$ -Werten von koexistierenden Phasen stellt den  $\Delta$ -Wert dar.

#### Erdwissenschaftliche Anwendungen der Analytik stabiler Isotope

#### Isotopenthermometrie:

Im allgemeinen sind die Isotopenverhältnisse von im Gleichgewicht koexistierenden Phasen unterschiedlich. Die Unterschiede in den Isotopenverhältnissen verändern sich mit der Temperatur. Wird eine Gleichgewichtsverteilung bei hohen Temperaturen eingefroren, dann bietet die Messung von Isotopenverhältnissen in koexistierenden Phasen die Möglichkeit, aus den beobachteten Unterschieden in den isotopischen Zusammensetzungen koexistierender Phasen Paläotemperaturen zu bestimmen.

Isotopische Zusammensetzung	
Isotopenverhältnis	$R = \frac{schwer  Isotop}{leicht  Isotop}$
δ-Wert	$\delta_{Probe} = \left(\frac{R_{Probe} - R_{Standard}}{R_{Standard}}\right) \cdot 1000$
Isotopenfraktionierung	
Fraktionierungsfaktor	$\alpha_{A-B} = \frac{R_A}{R_B}$
Δ-Wert	$\Delta_{A-B} = \delta_A - \delta_B$

Tabelle 3: Notation in der Geochemie stabiler Isotope.

Paläoklimatologie: Historisch gesehen lag die erste Anwendung der Isotopenthermometrie im Bereich der Paläoklimatologie. Der Entdecker des Deuteriums, H. Uray, schlug 1947 vor, die Paläotemperatur der Ozeane über die isotopische Zusammensetzung mariner Sedimente zu bestimmen. Das im Gleichgewicht aus dem Meerwasser ausgefällte Karbonat ist isotopisch schwerer als das Meerwasser. Die Isotopenfraktionierung zwischen Karbonat und Meerwasser wird mit sinkenden Temperaturen größer. Wird davon ausgegangen, daß die isotopische Zusammensetzung des Meerwassers im Laufe der Erdgeschichte konstant war, dann zeigen isotopisch schwere im Meerwasser ausgefällte Karbonate tiefe Temperaturen, isotopisch leichtere Karbonate zeigen höhere Temperaturen an. EMILIANI (1974) konnte mit diesem Ansatz an Tiefseesedimenten die Klimaentwicklung der letzten 700.000 Jahre erfassen. Die Sauerstoffisotopenfraktionierung zwischen Wasser und Wasserdampf wurde von DANSGAARD et al. (1969) benutzt, um mittels Bohrkernen aus dem Grönlandeis die Temperaturentwicklung vom letzten Interglazial bis in die Gegenwart zu verfolgen.

Hochtemperaturanwendungen der Isotopenthermometrie: Zu Beginn der sechziger Jahre untersuchten CLAYTON & EPSTEIN (1961) das Fraktionierungsverhalten von koexistierenden Mineralphasen in hochtemperierten Systemen wie metamorphen und magmatischen Gesteinen. Sie stellten fest, daß auch bei hohen Temperaturen die Sauerstoffisotopenfraktionierung zwischen koexistierenden Mineralphasen groß genug ist, daß sie massenspektrometrisch erfaßt werden kann. Diese Erkenntnisse haben eine ganze Generation von Experimentatoren motiviert, die Gleichgewichtsfraktionierungsfaktoren zwischen gesteinsbildenden Mineralen bei hohen Temperaturen zu kalibrieren. Die Isotopenfraktionierung zwischen koexistierenden Phasen nimmt mit steigender Temperatur ab. Das Paar Quarz-Magnetit zeigt den größten Fraktionierungseffekt und auch die stärkste Temperaturabhängigkeit des Fraktionierungsfaktors. Quarz-Magnetit stellt somit das sensitivste Sauerstoffisotopenthermometer dar. Alle anderen Mineralpaare sind im Prinzip auch als Thermometer verwendbar. In der Praxis lassen sich aber nur jene Mineralpaare verwenden, die eine ausreichend große Temperaturabhängigkeit des Gleichgewichtsfraktionierungsfaktors zeigen. Ein wesentliches Charakteristikum der Isotopenthermometrie ist ihre weitgehende Druckunabhängigkeit. Ein zweiter Vorteil der Isotopenthermometrie ist die Tatsache, daß an die Komplexität der Paragenese äußerst geringe Anforderungen gestellt werden. Für die Anwendung der Sauerstoffisotopenthermometrie genügt die Koexistenz von zwei Mineralphasen, die Sauerstoff enthalten. Die Isotopenthermometrie stellt in mineralogisch einfachen Systemen, z.B. in Quarz-Kalzit Adern, in Serizitquarziten, in metasomatischen Systemen, ... oft die einzige Möglichkeit dar, Geothermometrie zu betreiben. Isotopenthermometers ind nicht nur im Sauerstoff-, sondern auch im Kohlenstoff-, Schwefel- und im Wasserstoffsystem kalibriert.

Eine wesentliche Voraussetzung für die Anwendbarkeit der Isotopenthermometrie ist das Vorliegen einer Gleichgewichtsisotopenverteilung. In einem System mit n Mineralphasen können n-1 unabhängige Isotopenthermometer definiert werden. Liegt eine Gleichgewichtsverteilung vor, dann müssen alle n-1 unabhängigen Isotopenthermometer die gleiche Temperatur ergeben. Das ist allerdings nicht in allen natürlichen Beispielen der Fall. Die mit verschiedenen Isotopenthermometern für ein und dasselbe Gestein ermittelten Temperaturen können mitunter stark variieren, sie werden dann als diskordant bezeichnet. Die Diskordanz von Isotopenthermometern läßt sich meist auf Veränderungen der ursprünglichen Isotopenverteilung während des Abkühlens nach dem Metamorphosehöhepunkt zurückführen. Wird ein metamorphes Gestein auf seinem retrograden Pfad als geschlossenes System betrachtet, dann kann sich die Isotopenverteilung nur durch Isotopenaustausch zwischen den koexistierenden Phasen verändern. Die treibende Kraft für den Isotopenaustausch während der Abkühlung ist die Veränderung der Gleichgewichtsfraktionierungsfaktoren als Funktion der Temperatur. Eine Veränderung der Isotopenverteilung im geschlossenen System bedingt den Tranport von isotopischen Spezies zwischen den koexistierenden Mineralphasen. Im geschlossenen System ist der wichtigste Transportmechanismus die Diffusion. Die Diffusionsgeschwindigkeiten der isotopischen Spezies in den Festphasen kontrollieren die Raten des Isotopenaustausches. Bei hohen Temperaturen sind die Diffusionsgeschwindigkeiten hoch und die Isotopenverhältnisse können permanent an die sich während der Abkühlung verändernden Ansprüche der Gleichgewichtsverteilung angepaßt werden. Die Diffusionsgeschwindigkeiten nehmen mit sinkender Temperatur exponentiell ab. Im Zuge der Abkühlung wird demnach der Isotopenaustausch immer langsamer. Kommt der Isotopenaustausch schließlich vollkommen zum erliegen, dann wird die gerade vorherrschende Isotopenverteilung eingefroren. Die eingefrorene Verteilung entspricht einer Abkühltemperatur. Wie sehr diese Abkühltemperatur von der Temperatur des Metamorphosehöhepunktes abweicht, hängt vom Zusammenspiel zwischen Abkühlraten und Transportgeschwindigkeiten ab. Ist der Isotopenaustausch langsam im Vergleich zur Abkühlrate, dann wird die eingefrorene Temperatur nahe an der Maximaltemperatur liegen. Ist der Isotopenaustausch schnell im Vergleich zur Abkühlrate, dann können Reequilibrierungserscheinungen signifikantes Ausmaß annehmen. Das isotopische Muster, das sich im Zuge der Abkühlgeschichte in einem mehrphasigen Gestein einstellt, hängt von der Modalzusammensetzung, von der Abkühlrate und von den Diffusionsgeschwindigkeiten des Sauerstoffs in den einzelnen Mineralen ab. Die Modalzusammensetzung eines Gesteins läßt sich mit petrographischen Methoden ermitteln, und die Diffusionsgeschwindigkeiten von Sauerstoff in den gesteinsbildenden Mineralen sind aus experimentellen Untersuchungen bekannt. Demnach kann aus dem beobachteten Isotopenmuster eines mehrphasigen Gesteins auf die Abkühlrate geschlossen werden. B. GILETTI (1986) konnte erstmals mit diesem Ansatz die Abkühlrate des San Jose Tonalites auf etwa 100 °C pro Million Jahre bestimmen.

Die Messung der Isotopenfraktionierung zwischen koexistierenden Mineralphasen erlaubt es, einerseits Paläotemperaturen in hoch- und tieftemperierten Systemen zu bestimmen und andererseits Information über die Abkühlraten von metamorphen und magmatischen Gesteinen zu extrahieren.

Fluid-Gesteinsinteraktion: Neben der Isotopenthermometrie ist die Untersuchung von Phänomenen der Fluid-Gesteinsinteraktion ein wichtiger Anwendungsbereich der Analytik stabiler Isotope. Das Fluid in den Porenräumen der Gesteine ist das effizienteste Transportmedium in der Geosphäre. Die leichten Elemente Wasserstoff, Kohlenstoff, Sauerstoff und Schwefel bilden die Hauptbestandteile der geologisch relevanten Fluids. Das sind auch jene Elemente, die durch ein ausgeprägtes Fraktionierungsverhalten ihrer stabilen Isotope gekennzeichnet sind. Die Fluids in der Geosphäre weisen daher je nach Entwicklungsgeschichte und Herkunft charakteristische Isotopensignaturen auf. Durch Isotopenaustausch zwischen Fluid und Gestein können diese Signaturen auf das Gestein übertragen werden. Die isotopischen Muster, die einem Gestein im Zuge von Fluid-Gesteinsinteraktion aufgeprägt werden, stellen eine äußerst haltbare und informative Manifestation von Transport- und Austauschprozessen dar.

Wie sich die Interaktion von meteorischen Wässern mit magmatischen Gesteinen in einem fossilen Hydrothermalsystem manifestiert hat, wurde von H. Taylor in einer Reihe von richtungsweisenden Arbeiten in den sechziger und siebziger Jahren untersucht. Beispielsweise zeigt die Sauerstoffisotopenzusammensetzung von Plagioklasen in den Magmatiten der Skaergaard Intrusion eine ausgeprägte räumliche Variation. In ihrem Südostteil steckt die Intrusion in stark geklüfteten Plateaubasalten, hier weisen die Plagioklase eine isotopische Abreicherung gegenüber den primär magmatischen Zusammensetzungen auf. Im Nordwesten steckt die Intrusion in relativ dichtem präkambrischen Basement, hier haben die Plagioklase ihre primär magmatischen Zusammensetzungen weitgehend erhalten. Dieses Muster wurde von Taylor dahingehend interpretiert, daß isotopisch leichtes meteorisches Wasser, das durch die thermische Anomalie der Intrusion in große Konvektionszellen eingebunden wurde, bevorzugt in den geklüfteten Plateaubasalten zirkulierte. Durch Interaktion mit dem meteorischen Hydrothermalwasser wurden die magmatischen Plagioklase zu isotopisch abgereicherten Zusammensetzungen verschoben. Bei gegebener Zusammensetzung des Ausgangsgesteins und des externen Fluids hängt das Ausmaß der isotopischen Verschiebung von der Menge des zur Verfügung stehenden Wassers ab. Aus Massenbilanzrechnungen leitete TAYLOR (1974) eine Beziehung ab, die es erlaubt, die isotopische Verschiebung als Funktion der sogenannten "fluid/rock ratio" zu berechnen. Mit seinen Arbeiten konnte Taylor die meteorische Provenienz der Hydrothermalwässer zeigen und die Menge des an der Hydrothermalalteration von plutonischen Körpern beteiligten Fluids abschätzen.

Ist die Geometrie eines Systems, in dem Phänomene von Fluid-Gesteinsinteraktion auftreten, bekannt, dann kann aus der räumlichen Verteilung von Isotopenmustern auf das Zusammenspiel zwischen Transport- und Austauschprozessen geschlossen werden. In diesem Zusammenhang ist die Analyse von Isotopenfronten von zentraler Bedeutung, Scharfe isotopische Fronten treten an lithologischen Grenzen zwischen unterschiedlichen Gesteinstypen auf. Durch Fluid-Gesteinsinteraktion können derartige, anfänglich scharfe Fronten verschoben und geglättet werden. Die Verschiebung und Glättung isotopischer Fronten bedingt zwei Mechanismen: Zum einen muß Material über die lithologische Grenze hinweg transportiert werden. Zum anderen bleibt eine isotopische Front nur dann im Gestein erhalten, wenn das Transportmedium, das Porenfluid, mit den Festphasen des Gesteins isotopisch austauscht. Erfolgt der Isotopenaustausch rasch im Vergleich zum Materialtransport, dann herrscht zu jedem Zeitpunkt und an jedem Ort im System lokales Gleichgewicht. In diesem Fall werden die Effekte der Transportprozesse zur Gänze dem Gestein aufgeprägt. Die beobachtbaren Isotopenmuster geben dann Einblick in die relativen Beiträge von Advektion und Diffusion sowie in die Zeitdauer der in die Fluid-Gesteinsinteraktion involvierten Prozesse. Sind die Raten der Austauschprozesse vergleichbar mit den Transportgeschwindigkeiten, dann kann sich im Zuge von Fluid-Gesteinsinteraktion isotopisches Ungleichgewicht entwickeln. Bildet sich beispielsweise eine isotopische Front in einem Gestein, das aus zwei Phasen mit unterschiedlichen Mineral-Fluid Austauschraten besteht, dann werden die Fronten, die aus diesen beiden Mineralen ermittelt werden, nicht parallel verlaufen. Auch bei konstanter Temperatur können sich in diesem Fall systematische räumliche Variationen in den Fraktionierungsfaktoren zwischen den koexistierenden Phasen entwickeln. Derartige Ungleichgewichtsphänomene erlauben es, Transportraten mit Austauschraten quantitativ in Beziehung zu setzen. Systematische räumliche Variationen von Isotopenfraktionierungen zwischen koexistierenden Phasen wurden in Zusammenhang mit Isotopenfronten in kontaktmetamorphen und in regionalmetamorphen Gesteinen beobachtet.

Die Analytik stabiler Isotope bietet im Zusammenhang mit der Untersuchung von Phänomenen der Fluid-Gesteinsinteraktion die Möglichkeit, Informationen über die Herkunft und Menge des hydrothermalen Fluids aber auch über Transport und Austauschmechanismen in der Geosphäre zu extrahieren. Die heute in fossilen Hydrothermalsystemen beobachtbaren mineralogischen, geochemischen und isotopengeochemischen Muster stellen die über die Zeit integrierten Effekte einer Vielzahl von Prozessen dar, die in der Vergangenheit über geologische Zeiträume hinweg wirksam waren. Erdwissenschaftliche Untersuchungen sind prädestiniert dafür, ein vertieftes Verständnis des Langzeitverhaltens von thermischen oder chemischen Perturbationen in der Geosphäre, wie sie Hydrothermalsysteme darstellen, zu erzeugen. Neuerkenntnisse auf diesem Gebiet sind nicht nur von rein wissenschaftlichem Interesse sondern stellen auch einen wesentlichen Beitrag zur aktuellen Diskussion um eine nachhaltige Entwicklung der natürlichen Umwelt, die durch anthropogene Perturbationen auf lange Sicht beeinflußt wird, dar.
# **Ausblick**

Die Methode der Analytik stabiler Isotope hat bisher zur Klärung so mancher erdwissenschaftlicher Fragestellung wesentlich beigetragen. In diesem Referat wurden nur die wichtigsten Anwendungen in der Geologie und Petrologie angesprochen. Die Palette der mit Hilfe der Analytik stabiler Isotope bearbeiteten erdwissenschaftlichen Fragestellungen ist wesentlich breiter gefächert als es hier dargestellt wurde. Sie erstreckt sich von spektroskopischen Untersuchungen über isotopische Substitutionen im atomaren bis hin zum Studium globaler Stoffkreisläufe.

Die Anwendungsgebiete der Analytik stabiler Isotope gehen aber weit über den Rahmen der erdwissenschaftlichen Forschung hinaus. Die Analytik stabiler Isotope wird vor allem in der Hydrologie und Meteorologie, in der Umwelttechnik, in der Biologie, aber auch in der Medizin und der Lebensmitteltechnik eingesetzt. Nicht nur über die Analysetechnik, sondern auch über das Studium der für die Isotopenfraktionierung relevanten Prozesse gibt es Querverbindungen und Anknüpfungspunkte zu den anderen naturwissenschaftlichen und technischen Disziplinen. In unserem Fachgebiet ist mit den bisherigen Erfolgen der Analytik stabiler Isotope das Potential der Methode noch lange nicht erschöpft. Sie bietet ein weites und faszinierendes Betätigungsfeld innerhalb der Erdwissenschaften.

<u>Danksagung:</u> An dieser Stelle möchte ich mich herzlich bei der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft für die Einladung zu einem Vortrag nach Wien und für die Möglichkeit der Publikation des Vortragsmanuskripts bedanken.

# <u>Literatur</u>

- CLAYTON, R.N., EPSTEIN, S. (1961): The use of oxygen isotopes in high temperature geological thermometry. - Journal of Geology, Vol. <u>69</u>, 447 -452.
- DANSGAARD, W., JOHNSON, S.J., MOLLER, J, LANGWAY, C.C. (1969): One thousend centuries of climatic record from Camp Century on the Greenland ice sheet. - Science, <u>166</u>, 377 - 381.
- EMILIANI, C. (1978): The cause of the ice ages. Earth and Planetary Science Letters, <u>37</u>, 349 - 354.
- GILETTI, B. (1986): Diffusion effects on oxygen isotope temperatures of slowly cooled igneous and metamorphic rocks. Earth and Planetary Science Letters, <u>77</u>, 218 228.
- TAYLOR, H.P. (1974): The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. Economic Geology, <u>69</u>, 843 883.
- UREY, H. (1947): The thermodynamic properties of isotopic substances. Journal of the Chemical Society, <u>1947</u>, 562 581.

# <u>Nachruf</u> <u>Eberhard Clar</u> 1904 - 1995

1974 zum Ehrenmitglied der österreichischen Mineralogischen Gesellschaft ernannt, gedenken wir einer Persönlichkeit, eines Menschen, der an der Universität Wien als Vorstand des geologischen Institutes, als Dekan der Naturwissenschaftlichen Fakultät und als Lehrer wirkte und damit für viele Abgänger des Studiums der Geologie und auch anderer Geowissenschaften als Vorbild in steter Erinnerung bleibt. Aufgrund seiner breitgestreuten Kenntnisse, seiner vielseitigen Interessen hat er einem Kreis von Geologen eine sehr gute Ausbildung mitgegeben, die nicht nur auf eine ausgezeichnete fachliche Basis gestellt war, sondern auch auf eine Führungsqualität besonderer Art. Er hat als väterlicher Freund jeden Studenten über das Studium hinaus bis zur Berufsreife begleitet. Er betreute 105 Dissertanten, von denen heute eine große Zahl an führenden Positionen arbeiten. Diese seine Führungsqualität gemeinsam mit seinem Fleiß und seiner Fachkenntnis waren die Gründe zu seinem Erfolg und zu seiner Beliebtheit.

Eberhard Clar wurde am 23. Juli 1904 in Graz geboren, nach Volks- und Mittelschule dissertierte er 1926 bei F. Heritsch, wurde Universitätsassistent bei A. Tornquist an der Technischen Universität, wo er sich 1929 habilitierte und 1939 zum A.o. Professor ernannt wurde. 1944 erfolgte die Berufung als Nachfolger Stiny's an die Technische Universität in Wien. Nach den Kriegsereignissen, die für ihn und seine Familie sehr belastend waren, wurde er 1954 an die Universität Wien berufen, wo er bis zu seiner Emeritierung 1972 wirkte. Sein breit gestreutes Wissen, das er aus eigenem Interesse z.T auch durch äußere Zwänge erwarb, gemeinsam mit seinem technischen Verständnis und seinem vernetzten Denken war ein Teil seines Erfolges, das Verantwortungsbewußtsein gegenüber den Menschen und der Natur ein weiterer Teil.

Aus der Liste seiner wissenschaftlichen Arbeiten erkennt man die wichtigsten Schwerpunkte: vorerst waren es petrographische und geologische Aufgaben, wie die Eklogitzone der Schobergruppe, es folgten geologische Kartierungen im Umfeld von Graz. Dem Interesse an den Lagerstätten ist er sehr früh, noch als Assistent an der TU Graz nachgegangen - der erste U-Tisch in Graz war der Erfolg seines Einsatzes , um damit gefügeanalytische Untersuchungen an Spatmagnesit und Siderit durchführen zu können. Die Rohstofferschließung während des Krieges führte ihn nach Bor in Ostserbien und nach Südserbien in eine neuerschlossene Molybdänlagerstätte. Diese Erfahrungen mit Lagerstätten, die Arbeiten am Erzberg und glückliche Zufälle, wie Clar selbst schreibt, führten ihn nach Hüttenberg, wo er für den Bergbau weitere Reserven fand, sodaß weitere Jahre der Produktion gesichert waren. In Hüttenberg entwickelte sich auch die Freundschaft mit H. Meixner und F. Kahler; aus der Zusammenarbeit und der gegenseitigen Anregung im Freundeskreis enstand dort ein lokales Forschungszentrum, aus dem schließlich die Saualm-Arbeitsgemeinschaft mit den Universitäten Clausthal und Tübingen entstand. Nicht zu vergessen ist die wohl wichtigste der geologischen Aufnahmen, die gemeinsam mit H.P. Cornelius zu einem iener Kartenblätter führte, das bis heute seine Aktualität nicht verloren hat: Blatt Großglockner. Dazwischen sind es tektonische Untersuchungen und Synthesen, die zur Klärung der Entstehung von Lagerstätten oder des geologischen Aufbaus unterschiedlicher Regionen dienten. Über einen langen Zeitraum, gebunden an die zweite Hälfte seines Wirkens finden wir eine nicht so große Anzahl von Publikationen, doch wenn man weiß, daß E. Clar Mitglied der Staubeckenkommission und der österreichischen Talsperrenkommission war, im Zeitraum von 1957 bis ca 1985 an mindestens 32 Projekten über mehrere Jahre in beratender und gutachterlicher Funktion tätig war, ist es verwunderlich, daß er überhaupt noch Zeit finden konnte, die eine oder andere Arbeit zu schreiben. Zusätzlich hat er noch an etlichen technischen Bauten, wie Straßen- Tunnelbau mitgearbeitet. Im Zusammenhang mit österreichischer Tunnelbauweise soll noch angeführt werden, daß er ein Gründungsmitglied des Salzburger Kreises für Felsmechanik war. Auch nach der Emeritierung ist Clar aktiv am Geschehen beteiligt, es erscheinen auch noch eine Reihe von interessanten und wichtigen Publikationen.

Von den 24 Ehrenmitgliedschaften und Auszeichungen, die ihm zuteil wurden, sollten einige genannt werden: Korrespondierendes Mitglied der österr. Akademie der Wissenschaften, Mitglied der Staubeckenkommission und des österreichischen Nationalkommitees für Talsperren, sowie des Wissenschaftlichen Beirates der Verstaatlichten Betriebe. Ehrendoktorate von der ungarischen geol. Gesellschaft, der tschechischen Gesellschaft für Mineralogie und Geologie, der Technischen Hochschule Wien und der Universität Bern. Die Leopold v. Buch Plakette und Ehrenmitgliedschaft der Deutschen Geologischen Gesellschaft. Schließlich das österr. Ehrenkreuz für Wissenschaft und Kunst.

Eberhard Clar war Geologe, mit der für die heutige Zeit verglichenen breiten Kenntnisse in vielen Nachbarfächern, seine Fähigkeit der Naturbeobachtung aber auch dem Verständnis der physikalischen chemischen Vorgänge in der Natur befähigten ihn zu jener Arbeit, die ihn auch für unsere Wirtschaft so bedeutsam machte. Ebenso das Verständnis der Zusammenhänge von technischen Großbauwerken mit dem Untergrund.

Sein wissenschaftliches Werk, das ihm eine Reihe von Ehrungen einbrachte, aber vor allem zu einem unvergessenen Wissenschafter der Geowissenschaften sowohl auf naturwissenschaftlicher als auch technischer Basis machte, sollte uns als Vorbild bezüglich seiner Wirkungsweise als Mensch, Lehrer und Wissenschafter erhalten bleiben.

E.Ch.Kirchner

# Verzeichnis der Veröffentlichungen 1926-1988

1926 Zur Frage der Entstehung der Bänderung von Kalken. Geol. Archiv 4. 1926, 38-40.

Aus der Schobergruppe. Verh. Geol. B.A. Wien 1926, 146/147.

1927 Zur Kenntnis der Tertiärs/ im Untergrunde von Graz. Verh. Geol. B.A. Wien 1927, 184-191.

Ein interessantes Profil aus den südlichen Vorlagen der Schobergruppe. Verh. Geol. B.A. Wien 1927, 229-231.

Bemerkungen zu G. Frebold: Ueber die Bildung der Alaunschiefer usw. Zbl. Min. 1927 A, 462-464.

Zur Geologie der Schobergruppe in Osttirol. Mitt. Natw. Ver. Steiermark, 63. 1927, 72-90. M. 1 geol. Karte (Dissertation).

- 1928 Mikroskopische Untersuchungen an der Magnesitlagerstätte von Kraubath i. Stmk. Z. prakt. Geol. 36. 1928, 97-112.
- 1929 Ein Beitrag zur Kenntnis der Blei-Zinklagerstätte von von Schönstei bei Cilli. S.B. Akad. Wiss. Wien, M-nw.Kl.I, 138, 1929, 283-297.

Zum Kapitel Lösungsumsatz in Kalken. N.Jv. Min. B, 1928, BB. 60, 167-172.

Ueber die Blei-Zinklagerstätte St. Veit bei Imst (Nordtirol). Jb. Geol. B.A. Wien, 79. 1929, 333-356.

Ueber die Geologie des Serpentinstockes von Kraubath und seiner Umgebung. Mitt. Natw. Ver. Stmk. 64/65. 1929, 178-214 m 1 geol. Karte. Neue Beobachtungen über die jüngeren Stufen des Paläozoikums von Graz. Verh. Geol. B.A. Wien 1929, 190-196.

Die geologische Karte der Hochlatschgruppe i. Stmk. (m. Closs, F. Heritsch, Hohl, Kuntschnig, W.E. Petraschek, Schwinner, Thurner). Mitt. Natw. Ver. Stmk. 64/65, 1929, 3-28.

1930 Ueber die sedimentären Fe- und Mn-Erze in der Breitenau und bei Mixnitz. Mitt. Natw. Ver. Stmk. 66. 1930, 150-154.

Ueber die Magneteisensteinlagerstätte am Plankogel bei Birkfeld. Mitt. Natw. Ver. Stmk. 66. 1930, 155-158.

Mitarbeit im Werk von K.A. Redlich: Die Eisenerzlagerstätten Innerösterreichs. Wien 1931, 131-134, 135-139.

Vorbericht über geologische Aufnahmen in der Glocknergruppe. Verh. Geol. B.A. Wien 1930, 121-126.

Zur Transgression des Karbons bei Gratkorn. Verh. Geol.B.A. Wien 1930, 172/173.

- 1931 Schneeberg in Tirol. Zbl. Min. A, 1931, 105-124.
  Zweiter Vorbericht über geologische Aufnahmen in der Glocknergruppe. Verh. Geol. B.A. Wien 1931, 107-111.
  Zwei Erzentmischungen von Schneeberg in Tirol. Zbl.Min. A 1931, 147-153. Die Gefügeregelung eines Bändermagnesites. Jb. Geol. B.A. Wien 81. 1931, 387-402.
- 1932 Dritter Vorbericht über geologische Aufnahmen in der Glocknergruppe (m. H.P. Cornelius). Verh. Geol. B.A. Wien 1932, 75-80.
   Eine seltene Abart eines Wildwassergeschiebeherdes. Geologie und Bauwesen Wien 1932, 47-49.

Das Relief des Tertiärs unter Graz. Mitt. Natw. Ver. Stmk. 68, 1932, 16-27. Gefügestatistisches zur Metasomatose. (Tscherm.) Min.-petr. Mitt. 43. 1932, 129-143.

Modereckdecke oder Rote Wandergneisdecke? Verh. Geol.B.A. Wien 1932, 153-157.

1933 Ueber das Alter und die formenkundliche Stellung der Eggenberger Breccie bei Graz. Anz. Akad. Wiss. Wien 70. 1933, 55-58.

Zur Geologie des Schöcklgebietes bei Graz. Jb. Geol. B.A. Wien 83. 1933, 113-136.

Ueber die Beziehungen zwischen Vererzung und Metamorphose in den Ostalpen. (m. O.M. Friedrich). Zs. Prakt. Geol. 41. 1933, 73-79.

Vierter Vorbericht über geologische Aufnahmen in der Glocknergruppe (m.H.P. Cornelius). Verh. Geol.B.A. Wien 1933, 76-80.

Der Bau des Gebietes der Hohen Rannach bei Graz. Mitt. Natw. Ver. Stmk. 70. 1933, 24-47. (m. 1 geol. Karte).

Die "Eggenberger Bresche" und das Alter einiger Formengruppen im Berglande von Graz. Zs. Geomorphologie 8. 1933, 279-305.

1935 Geologische Wanderungen im Gebiete der Hohen Rannach bei Graz. Graz 1935, 16 S.

Vom Bau des Grazer Paläozoikums östlich der Mur. N. Jb. Min.B 1935, 1-39. Geologische Karte des Großglocknergebietes 1:25.000, mit Erläuterungen (m.H.P. Cornelius). Geol. B.A. Wien 1935, 34 S.

Zur Stratigraphie und Tektonik der südlichen Radstädter Tauern. Anz. Akad. Wiss. Wien 72. 1935, 4 S.

- 1936 Die Großglockner Hochalpenstraße. Exkursionsführer d. Internat. Quartärkonferenz in Oesterreich, Wien 1936, 11-20. Der Schöckl. Einführung in den geolog. Aufbau. Lammermayr: Naturgesch. Lehrwanderungen i.d. Heimat 3. Graz 1936, 1-5. Naturschutz im Glocknergebiet. Mitt. D. u. Oe. Alpenverein 1936, 141/142.
- 1937 Die Stellung der Schwarzeckbreccie in den Radstädter Tauern. Anz. Akad. Wiss. Wien 74. 1937, 2 S. Ueber Schichtfolge und Bau der südlichen Radstädter Tauern. Anz. Akad. Wiss. Wien 74. 1937, 2 S.
- 1938 Ueber Schichtfolge und Bau der südlichen Radstädter Tauern. S.B. Akad. Wiss. Wien, M-nw. Kl. I, 146. 1938, 249-316. Die Großglockner Hochalpenstraße. Führer zu d. Lehrausflügen der Tagung d. D. Geol.Ges. München 1938, 23-29. Lehrausflug in das Gebiet der Großglockner Hochalpenstraße. Zs. D. Geol.Ges. 90. 1938, 2 S. Sarmat in der Kaiserwaldterrasse bei Graz. Verh. Geol.B.A. Wien 1938, 154-162.

1939 Geolog. Erläuterungen am Radstädter Tauernpass. Exkursionsbericht d. D. Min. Ges., Fortschr. Min. 23. 1939, III/IV. Geolog. Stellung des Serpentins von Kraubath. Exkursionsbericht d. D. Min.Ges., Fortschr. Min. 23. 1939, III/IV. Zur Darstellung der Klüftigkeit von Felsaufschlüssen. Geologie und Bauwesen 11. Wien 1939, 1-3. Geologische Monographie des Großglocknergebietes (m H.P. Cornelius) I. Teil, Abhdlg. Geol. B.A. Wien 25./1 1939. 305 S.

1940 Von der Tarntaler Breccie (Lizum). S.B. Akad. Wiss. Wien, M-nw. Kl.l., 149. 1940, 71-84.

Vom Baustil der Radstädter Tauern. Mitt. Geol. B.A. Wien 32. 1939 (1940), 125-138.

- 1948 Ostalpine Vererzung und Metamorphose. Verh. Geol. B.A. Wien 1945 (1948), 29-37.
- 1949 Das Alter der Vererzung von Bor (Ostserbien). Verh. Geol. B.A. Wien 1946 (1949), 151-163.

Gefügekunde und Aufnahmegeologie. Verh. Geol. B.A. Wien 1949, 4 S.

1950 Die geolog. Karte des Großglocknergebietes. Der Karinthin, F. 9 1950, 168-171.

Ueber die Anisotropie von Gestein und Fels. Internat. Gebirgsdrucktagung Leoben 1950, Wien 1950, 165-167.

 1951 Ueber die geologische Auswertung von Falten der Gesteine. Radex-Rundschau, Radenthein 1951, 65-71.
 Die Arsenvererzung in der Stelzing bei Lölling, Saualpe, Kärnten. Berg-

Hüttenmänn. Mh. 96. 1951, 172-174 (m. H. Meixner)

Ueber die Götschitztaler Störungszone (Noreialinie) bei Hüttenberg. Der Karinthin, Folge 15, 1951, 65-71.

Nachruf für Hans Peter Cornelius (1888-1950). Verh. Geol. B.A. Wien 1950/51, 84-92. (Schriftenverzeichnis von O. Kühn).

H. Schneiderhöhns neue genetische Lagerstättengliederung auf geotektonischer Grundlage. Der Karinthin, Folge 16, 1951, 78-85.

Ein Beitrag zur Geologie und Lagerstättenkunde (Chromerz- und Nickellagerstätten) basischer Gesteinszüge in Griechenland. (m. G. Hiessleitner). S.B. Akad. Wiss. Wien, M-nw.Kl. I, 160. 1951, 697-709.

1952 Kurzer Bericht und Randbemerkungen über H. Schneiderhöhns neue "genetische Lagerstättengliederung auf geotektonischer Grundlage". Zs. Erzbergbau u. Metallhüttenw. 5. 1952, 70-72.

Einorientierung von Bohrkernen auf Grund geologischer Gefügedaten. Der Karinthin, Folge 16, 1952. 128-137.

Vom Geologenkongreß in Algier 1952. (Reisebericht und mineralogische Bemerkungen) (m. H. Meixner). Der Karinthin, Folge 20, 1952, 173-189.

1953 Ein neues Vorkommen von Eozän nördlich Guttaring (Kärnten). (m. F. Kahler). Der Karinthin, Folge 21, 1953, 219-222.
 Zur Einfügung der Hohen Tauern in den Ostalpenbau. Verh. Geol. B.A. Wien 1953, 225-231.

Metamorphes Paläozoikum im Raume Hüttenberg. Der Karinthin, Folge 22, 1953, 225-231.

Ein Hammerpickel für den Alpengeologen. Der Karinthin, Folge 22, 1953, 241-243.

Ueber die Verbiegung von Faltenachsen am Hüttenberger Erzberg. Der Karinthin, Folge 23, 1953, 260-264.

Die Magnesitlagerstätte im Sunk bei Trieben (Obersteiermark). (m. H. Meixner). Joanneum, Min. Mitt.-blatt 1953/1, 1-6.

Geologische Begleitbemerkungen zu O.M. Friedrichs Lagerstättenkarte der Ostalpen. Radex-Rundschau, Radenthein 1953, 408-116.

Begleitworte zur geologischen Uebersichtskarte von Kärnten 1:500.000. (m. F. Kahler). Carinthia II, 143. 1953, 67-92.

Die Eisenspatlagerstätte von Hüttenberg und ihre Umgebung. (m. H. Meixner). Carinthia II, 143. 1953, 67-92.

"Geologische Einführung" in : H. Meixner. Klassische u. neuere Mineralienvorkommen im Eklogitbereich der Saualpe. Carinthia II, 143. 1953, 132-139. Das Manganvorkommen von Dürnstein (Stmk.) bei Friesach. (m. H. Meixner). Carinthia II, 1953, 145-148.

Der Granit vom Markogel bei Villach. (m. F. Angel u. H. Meixner). Carinthia II, 143. 1953, 160-162.

Das Mamorvorkommen von Gummern. (m. F. Angel u. H. Meixner). Carinthia II, 143. 1953, 163-164.

Gesteinswelt und geologischer Bau längs der Großglockner-Hochalpenstraße. Carinthia II, 143. 1953, 176-184.

Führungstext zur petrographischen Exkursion um den Plankogel bei Hüttenberg, Kärnten. (m. F. Angel u. H. Meixner). Der Karinthin, Folge 24, 1953, 289-296.

Ueber die Herkunft der ostalpinen Vererzung. Geol. Rundschau 42. 1953, 107-127.

Geologisches Gefüge und Formentwicklung von metasomatischen Karbonatlagerstätten (Siderit und Magnesit) in den Ostalpen. C. R. Congr.Int. Geol., Sect.X, 1953, 83-96.

- 1954 Ueber Parallel-, Schräg- und Kreuzbänderung in Spatlagerstätten. (Tscherm.) Min.-petr. Mitt. 3. Folge 4. 1954, 55-64.
  Ein zweikreisiger Geologen- und Bergmannskompass zur Messung von Flächen und Linearen. Verh. Geol. B.A. Wien 1954, 201-215.
  Von Rober SCHWINNERs Beitrag zur Geologie von Kärnten. Der Karinthin, Folge 28, 1954, 37-41.
- 1955 Die alten Bergbaue am Hüttenberger Erzberg. Carinthia I., 147. 1957, 505-516.

Bernerkungen zur Entstehungsfrage der kalkalpinen Pb-Zn-Erzlagerstätten. Mitt. Geol.Ges. Wien 43. 1955, 17-28.

 1956 Gefügekunde als Hilfsmittel der Lagerstättengeologie. Berg- u. Hüttenmänn. Mh. 101. 1956. 1 S.
 Zur Entstehungsfrage der ostalpinen Spatmagnesite. Festschrift F. ANGEL.

Zur Entstehungsfrage der ostalpinen Spatmagnesite. Festschrift F. ANGEL. Carinthia II., 22-30.

- 1957 Geologische Aufnahmen 1956 in den Radstädter Tauern. (Aufnahmsbericht). Verh. Geol. B.A. Wien 1957, 15/16.
  Zum Geleit. Mitt. Geol. Ges. Wien, 50. 1957, 1-9. (Geleitworte zum Jubiläumsband)
- 1958 Bericht 1957 der Arbeitsgruppe Geol. Institut d. Univ. Wien über Aufnahmen i.d. Radst. Tauern usw. Verh. Geol. B.A. 1958, 205/6.
- 1959 Geologische Beobachtungen von der steirischen Unwetterkatastrophe vom August 1958. Geologie u. Bauw. 24. 1959, 131-140.
- 1960 Gebirgsbau und Geomechanik. (Vortragsbericht). Geologie und Bauwesen 25. 1960, 186-190.

Bemerkungen zu den geologischen Grundlagen (Staumauerbruch von Malpasset). Oesterr. Wasserwirtschaft 12. 1960, 167/8.

- 1961 Geologisches zum Ennskraftwerk Altenmarkt. (Festschrift GRENGG) Oesterr. Wasserwirtschaft 13. 1961, 117-123.
- 1962 Mitarbeit in: Ein Vorschlag zur qualitativen und quantitativen Klassifikation der kristallinen Schiefer (12 Autoren). N. Jb. Min., Mh. 1962, 163-172.
- 1963 Gefüge u. Verhalten von Felskörpern in geologischer Sicht. Geologie und Bauw. 28. 1963.
  Die geologische Aufnahme des Saualpenkristallins (Kärnten) VI. (m. W. Fritsch, H. Meixner, A. Pilger, r. Schönenberg). Carinthia II, 153. 1963, 23-51.
- 1964 On the practice of foundation rock investigation in Austria. (m. L. MÜLLER, F. PACHER, R. Petzny, W. Steinböck), 8. CongrPs des Grand Barraces. Edinbourgh 1964. 927-942.

Führer Exkursion B/III (Steir. Lagerstötten). (m. O.M. Friedrich u. H. Meixner). Fortschr. Min. 42. 1965, 173-183 und Karinthin H. 49 u. 50, 1964, 45-53 u. 74-80.

Übersichtsexkursion Baugeologie. (m. G. Horninger). Mitt. Geol. Ges. Wien, 57. 1964, 107-145.

1965 Geologie, Aufgaben und Unterricht. Österr. Hochschulztg. 1.5.1965. Nachruf Gustav Hiessleitner. Mitt. Geol.Ges. Wien 57. 1965, 635-652. Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. Verh. Geol. B.A. Wien, Sonderh. G, 1965, 11-35 und Zs. D. Geol. Ges. 116 (1964) 2. Teil, 1965, 267-91.

Über den geologischen Gegensatz von Gestein und Fels. Mitt. Inst. Grundbau u. Bodenmechanik T H. Wien, H. 6, 1965, 41-53.

Erfahrungen im Talzuschub des Magnesitberbaues Millstätter Alpe. (m. P. Weiss), Berg- u. Hüttenmänn. Mh. 110 1965, 447-46.

- 1967 Nachruf Wilhelm Petrascheck. Mitt. Geol. Ges. Wien, 60, 1967, 129-140.
- 1968 Stauraum Durlassboden: Geologie der Hänge. (m. U. Zischinsky). Österr. Zs. f. Elektr.-Wtsch. 21. 1968, 397-404.
- 1971 Geologische Grundlagen der Murentätigkeit (Kurzfassung). Referat Internat. Tgg. "Interprävent", Klagenfurt 1967. hgg. Amt der Kärntner Landesreg. Klagenfurt 1971, S.24/25. Geologische Aufnahme um Bad Kleinkirchheim. (m. P. Faupl). Carinthia II, Sonderheft 28, Klgft. 1971, 145-157. Bemerkungen für eine Rekonstruktion des variskischen Gebirges in den Ostalpen. Zs. D. Geol. Ges. 122. 1971, 161-167.
- 1972 Eindrücke aus Besichtigung und Diskussion Wien-St.Johann. Verrucano-Symposion Wien 1969. Verh. Geol. B.A. 1972, 181/182. Anmerkung über weitere Vorkommen von Präbichlschichten. Verrucano-Symposion Wien 1969. Verh. Geol. B.A. 1972, 123-125.
- 1973 Review of the Structure of the Eastern Alps. in "Gravity and Tectonics", hgg. K.A. des Jong & R. Scholten, 1973, 253-270.
- 1974 East-alpine Relations of Plate Tectonics. Acta Geol. Hungarica, 18. 1974. 37-38.
- 1975 Die Stellung der Saualpe im Rahmen der Ostalpen. Clausthaler Geol. Abhdlg., Sdbd. 1, 1975, 187-198. mit Lit. 219-232.

- 1976 Vom varischischen Gebirge im Raume der Ostalpen. Nova acta Leopoldina N.F. 224 (Ds. 45), Halle 1976, 111-134.
- 1977 Nachruf Alois Kieslinger. Österr. Akad. d. Wiss., Almanach 126. (1976) Wien 1977, 493-500.
- 1978 Nachruf Martha Cornelius-Furlani. Mitt. Österr. Geol. Ges. 68. (1975) Wien 1978, 163-165.
- 1979 Die Geologie der Kraftwerksgruppe Malta. (m. W. Demmer). Österr. Zs. Elektr.-Wtsch. 32. 1979, 12-22.
- 1981 Zum 100. Geburtstag von Josef Stiny. Rock Mechanics, Suppl. 11, 1981, 1-7.

Die grundlegenden Beobachtungen zur Entstehungen der Eisenspatlagerstätten von Hüttenberg. (m. H. Meixner). Carinthia II, 171/91, 1981, 55-92. Geologie und Thermalquellen in Bad Kleinkirchheim. Nachrichten d. Kurgemeinde Bad Kleinkirchheim, 3. 1981, 13-22.

- 1982 Baugeologie, Geomechanik und Geotektonik heute. (m. W. DEMMER). Rock Mechanics, Suppl. 12, 1982, 19-26.
- 1983 Petrographisch-geologische Exkursion um den Plankogel bei Hüttenberg. Mitt. Geozentrum Hüttenberg 1., 1983, 1-21.
- 1985 Einführung zum Tagungsort (Baugeolog. Tage Geozentrum Hüttenberg) 1985
- 1986 Bergbaugeolog. Erläuterungen zu den montanhistor. Wanderwegen am Eisensteinbergbau Hüttenberg. Xerox-Kopien 1986.
- 1987 A. Kieslinger als Geologe. Begleitheft zur Reliefeinweihung an der Techn. Univ. Wien 1987.
- 1988 Geozentrum-Mitt., H 3, 1988.

# AUSZÜGE AUS DIPLOMARBEITEN UND DISSERTATIONEN ÖSTERREICHISCHER UNIVERSITÄTEN

#### <u>Petrology and geochemistry of the Szarvaskö Igneous rocks; Bükk Mountains - NE</u> <u>Hungary</u>

#### Mario Aigner-Torres

Diplomarbeit zur Erlangung des Magistergrades an der Formal- und Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Wien, Institut für Petrologie, Wien 1996

The Mesozoic igneous rocks of the Szarvaskö complex are situated within the southwestern Bükk Mountains (NE-Hungary) in the innermost part of the Western Carpathians. They consist of a mafic rock suite characterized by a thick volcanic horizonmostly pillow basalts - and a plutonic section ranging from varitextured gabbros, including pegmatitic and cumulate types, to small Fe-Ti rich-ultramafic cumulates and plagiogranites.

Significant petrographic variations occur among the basalts and gabbros. However, geochemically they contain similar values resembling those of a N-MORB with an overall LILE and REE enrichment. The plagiogranites also have an oceanic geochemical signature with strong Eu anomalies and a distinctly REE enrichment. Small intrusions with olivine-ilmenite and plagioclase-clinopyroxene accumulation with primary amphibole are present.

New field, petrographic, and geochemical evidence support an oceanic origin for these rocks; however, they are not thought to represent a simple slice of crust formed at typical ocean ridges. Many of the geochemical features (LILE/HFSE element ratio, isotope values) of the Szarvaskö igneous rocks also indicate no subduction-related component in the mantle source. I evoke a MORB-like magma that fractionated in a shallow magma chamber with assimilation of the local abundantly present terrigeneous sediments as a possible process of the evolution of these rocks.

For paleotectonic reconstructions, similar present-day enviroments are commonly observed in a small ocean basins with a high input of sediments. The data presented here correlates well with basalts of back-arc basin regions, but the generation of the magma shows a marked non-subduction involvement. The enrichment seen in trace elements in the more primitive samples could also have been promoted by small ridge offsets. Thus, correlations to either the Alpine or the Dinaride ophiolites are not possible to be unequivocally made.

# Der Leukophyllonit von Kleinfeistritz (Obersteiermark): Eine industriemineralogische und petrologische Untersuchung

### **Christian Bertoldi**

Diplomarbeit zur Erlangung des Magistergrades an der naturwissenschaftlichen Fakultät der Karl-Franzens-Universität Graz, Institut für Mineralogie-Kristallographie und Petrologie, Graz 1995

Die Naintscher Mineralwerke Ges.m.b.H. betreibt in Kleinfeistritz (Obersteiermark) einen Untertagebergbau, um ein "Leukophyllit" genanntes Gestein wegen der Industrieminerale Muskovit und Chlorit zu gewinnen. Die Lagerstätte befindet sich ca. 800 m südlich der Ortschaft Kleinfeistritz im Kothgraben des Handlmoarkogels. Die jährliche Produktion beträgt ungefähr 15.000 t. Die Aufbereitung erfolgt mehrstufig, und die Sortierung erfolgt über einen Samarium-Neodym-Magnetscheider im Werk Weißkirchen. Das "Dekorpigment Gold" wird aus einem Klinochlorkonzentrat, welches in einem Drehrohrofen unter oxydierenden Bedingungen gebrannt wird, gewonnen.

Mitmoderenen petrologischen Untersuchungsmethoden konnten die Bildungsbedingungen des Leukophyllonites mit T =  $550^{\circ}$ C und P = 7 bis 8 kbar bestimmt werden. Dünnschliffbeobachtungen und umfangreiche chemische Mineralanalysen an Proben des Leukophyllonites erbrachte die Schlußfolgerung, daß das bei PROCHASKA et al. (1992) beschriebene Genesemodell einer passiven Anreicherung von MgO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> und TiO<sub>2</sub> im Großen und Ganzen die Entstehung der Lagerstätte erklärt, daß aber mit einer Zufuhr von MgO gerechnet werden muß.

Im Auftrag der Naintscher Mineralwerke wurde eine Methode entwickelt, die es ermöglicht, den Verwachsungsgrad von Chlorit, Muskovit resp. Quarz des abgebauten und aufbereiteten Leukophyllonites in einer bzw. mehreren Kornklasse zu bestimmen, um aus diesen Daten ein Verwachsungsschaubild für das jeweilige Mineral zu erstellen. Aus diesen Verwachsungsschaubildern können Rückschlüsse auf die Aufbereitungsmethode gezogen werden, ab welcher Korngröße eine Sortierung den bestmöglichen Ertrag an den Industriemineralen Chlorit und Muskovit ergibt. Weiters wurde das "Dekorpigment Gold" untersucht, um die kinetischen bzw. thermodynamischen Hintergründe der herbeigeführten Zerfallsreaktion zu beleuchten.

# <u>Die Bedeutung des Reckner-Komplexes für die geotektonische Entwicklung des</u> <u>Unterostalpins im Nordwesten des Tauernfensters.</u> <u>Hochdruckmetamorphose im Unterostalpin ?</u>

# Mag. Christian Dingeldey

Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades an der Formal- und Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Wien, Institut für Petrologie, Wien 1996

Der "Reckner-Komplex", ein tektonisch stark überprägtes Fragment mesozoischer ozeanischer Lithosphäre, befindet sich in den Tarntaler Bergen SE von Innsbruck (Tirol). Die tektonische Stellung dieses Komplexes befindet sich zwar nahe an der Überschiebungsbahn des Unterostalpins auf das Südpenninikum (Glocknerdecke), jedoch zweifelsfrei innerhalb des Unterostalpins, und zwar lagert er der höheren der beiden mesozoischen Teildecken, der Reckner-Decke, auf. Lediglich die Quarzphyllitdecke, die erst weiter im N auftaucht, liegt in noch höherer tektonischer Position.

Die Metamorphoseentwicklung innerhalb der Gesteine des Reckner-Komplexes wurde bereits in der Diplomarbeit (DINGELDEY, 1990) herausgearbeitet. Ein HP/LT-Ereignis mit ungefähr 10-12 kbar bei Temperaturen zwischen etwa 350 und 380 °C wurde festgestellt. Dieser Hochdruckmetamorphose folgte eine retrograde Überprägung in höherer Grünschieferfazies bei Drucken um 3-4 kbar und maximal rund 450 °C. Außerdem wurde in den Ultramafititen und Gabbros Hinweise auf eine hochtemperierte "Ozeanische" Metamorphose gefunden, die von weitreichenden metasomatischen Stoffwanderungen begleitet war.

Die hier vorliegende Dissertation widmet sich der grundsätzlichen Frage, ob die im Reckner-Komplex nachgewiesenen Hochdruckmetamorphose nicht auch die mesozoischen Metasedimente des Unterostalpins betroffen hat. Diese Frage wurde unter Anwendung der "Phengit-Geobarometrie" in verschiedenen Variationen beantwortet - neben der "konventionellen" Phengitbarometrie wurde mit einem von MASSONNE (1991) neu entwickelten thermodynamischen Datensatz gearbeitet. Die Ergebnisse dieser Studien deuten stark darauf hin, daß in beiden mesozoischen Teildecken des Unterostalpins der Tarntaler Berge (Hippold- und Reckner-Decke) eine Hochdruckmetamorphose stattgefunden hat, die in ihren P-T-Bedingungen dem im Reckner-Komplex nachgewiesenen Ereignis etwa gleicht. Die jüngere grünschieferfazielle Überprägung dürfte ebenfalls ähnlich verlaufen sein.

Durch spezielle Methoden wurde außerdem einige offen gebliebene Fragen betreffend den Reckner-Komplex selbst beantwortet: Mittels  $O_2$ -Isotopenthermometrie wurde unter anderem die Temperaturbedingungen der Ozeanischen Metamorphose mit ca. 500-750 °C bestimmt. Seltenerdelement- und Re-Os-Isotopenbestimmungen bestätigen, daß der Reckner-Serpentinit einen nur leicht verarmten subozeanischen Erdmantel repräsentiert. Zusätzliche Bestimmungen der Bleiisotope bestätigten den seit einigen Jahren schwelenden Verdacht, daß die Blauschiefer des Reckner-Komplexes keine Metabasalte darstellen (wie DINGELDEY, 1990 vermutet), sondern höchstwahrscheinlich metasomatisch alterierte Tiefwassersedimente sind.

Gleichzeitig zur petrologischen Bearbeitung der Metasedimente von Reckner-, Hippold- und Glocknerdecke wurde auch Altersdatierungen nach der <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar-Methode vorgenommen. An Ti-Biotiten aus dem Reckner-Komplex wurde das Alter der Ozeanischen Metamorphose mit rund 188 m.a. bestimmt; damit ist bewiesen, daß bereits im tiefen Jura eine ozeanische Lithosphäre existiert haben muß. An feinkörnigen Gesamtgesteinsproben von Reckner-, Hippold- und Glocknerdecke wurde das Alter der Alpinen Metamorphose bestimmt. Dabei ergaben sich Alter von rund 50 m.a. in der Reckner-Decke, die auf rund 44-38 m.a. in Hippold- und Glockner-Decke abnehmen. Viele Spektren lassen auf eine teilweise Verjüngung der Alter auf rund 30-35 m.a. schließen. Aufgrund der mineralogischen Zusammensetzung dieser Proben werden die "Plateaualter" mit dem Hochdruckereignis in Zusammenhang gebracht, die Verjüngung mit der sogenannten "Tauernkristallisation" (der grünschieferfaziellen retrograden Überprägung).

In einem rekonstruierten geotektonischen Entwicklungsmodell wird davon ausgegangen, daß der Reckner-Komplex den Rest eines "Nebenmeeres" der südpenninischen Ozeans (Piemontais-Ozean) darstellt, das - von weitläufigen Transformstörungssystemen begrenzt - zumindest einige hundert Kilometer in den Ablagerungsraum des Unterostalpins hineinreichte. Ob die Hochdruckmetamorphose durch eine Schließung dieses Meeres erst im Eozän oder durch eine schnell erfolgte Deckenstapelung im Zuge der Kontinent-Kontinent-Kollision erfolgt, kann vorläufig nicht beantwortet werden.

# <u>Die Paraserien am Südrand des westlichen Tauernfensters Ahrntal, Südtirol:</u> <u>Petrographie, Stratigraphie und Metamorphose</u>

#### Feichter Monika

Diplomarbeit zur Erlangung des Magistergrades an der Naturwissenschaftlichen Fakultät der Leopold-Franzens-Universität Innsbruck, Institut für Mineralogie und Petrographie, A-6020 Innsbruck

Am SW-Rand des Tauernfensters im Bereich Weißenbach/Luttach (Ahrntal) wurden die Gesteine der Venediger- und Glocknerdecke mit dem Schwerpunkt auf den permo-mesozoischen Paraserien in helvetischer Hochstegenfazies petrographisch bearbeitet.

#### Venedigerdecke

Die Paraserien im tektonisch Hangenden des oberjurassischen Hochstegenmarmors werden anhand von petrographischen Lithologievergleichen und dem Auftreten von stratiformen Barytquarziten versuchsweise in die Permo-Trias eingestuft und stellen demzufolge das primär Liegende des Marmorkomplexes dar. Westlich des Arbeitsgebietes legt die Paragenese Disthen - Chloritoid - Staurolith in quarzitischen Disthenschiefern den Schluß nahe, daß die von HOSCHEK (1969) experimentell untersuchte Staurolith-Bildungsgrenze von 545  $\pm$  15° C überschritten wurde.

#### <u>Glocknerdecke</u>

Im S-Teil des Kartiergebietes gelang eine makroskopische Dreigliederung der generell monotonen Bündnerschiefer-Tauernflysch-Formation, die im bearbeiteten Gebiet auffallend arm an basischen Vulkanitabkömmlingen ist.

An der NE-Grenze des Gebietes markiert ein in Bündnerschiefer eingeschalteter Gipshorizont mit triadischen Dolomitkomponenten vermutlich eine interne Überschiebungsbahn innerhalb der Glocknerdecke. Der von LAMMERER et al. (1989) im Valsertal im Bereich der Glocknerdecke auskartierte Teildeckenbau setzt sich also vermutlich nach E hin bis ins bearbeitete Gebiet fort.

# Flüssigkeitseinschlüsse in alpinen Kluftquarzen aus dem östlichen Tauernfenster

#### Katharina Hasenberger

Diplomarbeit zur Erlangung des Magistergrades an der Naturwissenschaftlichen Fakultät der Paris-Lodron-Universität Salzburg, Institut für Geologie und Paläontologie, Salzburg 1995.

Das Ziel der Diplomarbeit war die mikrothermometrische Untersuchung von Flüssigkeitseinschlüssen in Bergkristallen aus alpinen Klüften des östlichen Tauernfensters im Hinblick darauf, ob auch in diesem Gebiet ein Zusammenhang zwischen dem Habitus der Kristalle und der Zusammensetzung und den Homogenisierungstemperaturen der in ihnen enthaltenen Flüssigkeitseinschlüsse nachgewiesen werden kann. Ein solcher Zusammenhang wird für Kluftquarze der Schweizer Alpen seit langem als gesichert angesehen (POTY et al., 1974, STALDER & TOURAY, 1970, MULLIS, 1974, 1983).

Alpine Klüfte werden nach KANDUTSCH (1989) als Spalten definiert, die mehr oder weniger senkrecht zur Gesteinsschieferung aufgerissen sind und deren Kluftmineralisation jünger als die des umliegenden Gesteins ist. Ausgehend von Untersuchungen in der Schweiz differenziert auch KANDUTSCH zwischen Quarzen mit Lamellenbau und Quarzen mit Makromosaikbau. Die zur Habitusunterscheidung herangezogenen Quarze mit Makromosaikbau teilt er weiter ein in Quarze mit spitzrhomboedrischem Habitus und Quarze mit prismatischem Habitus. Die Zuordnung der Quarze wurde auf Grund des Innenaufbaues getroffen. Die zur Unterscheidung verwendete steile Rhomboederfläche M bewirkt bei Kristallen mit spitzrhomboedrischem Habitus eine deutliche Verjüngung zur Spitze hin und ist am deutlichsten ausgebildet. Bei Kristallen mit prismatischem Habitus ist M nur als Ergänzungsfläche zwischen den Prismenflächen m, den Rhomboederflächen r und z und den Trapezoederflächen x ausgebildet. Der Habitus der Kristalle wird als Folge der Bildungstemperatur angesehen. Flüssigkeitseinschlüsse bestehen im wesentlichen aus wäßrigen Lösungen mit verschiedenen Salzgehalten, gasförmigen Phasen wie Kohlendioxid und anderen Kohlenwasserstoffen, sowie festen Phasen und werden als Reste des Fluids angesehen, in dem der Kristall entstanden ist. Die Untersuchungen wurden an beidseitig polierten Dickschliffen mit einem Linkam Heiz - Kühltisch THMSG600 vorgenommen. Das Verhältnis $H_2O/CO_2$ ,  $H_2O/NaCl$  sowie die Homogenisierungstemperaturen von flüssigen und gasförmigen Phasen geben Hinweise auf die Druck- und Temperaturbedingungen zur Zeit des Kristallwachstums sowie auf die Zusammensetzung der Lösung zur Zeit des Kristallwachstums.

Für die vorliegenden Arbeit wurden Einschlüsse in drei prismatischen und fünf spitzrhomboedrischen Kristallen von vier unterschiedlichen Fundstellen gemessen. Die prismatischen Kristalle stammen aus dem Grünschiefer im Teischnitztal bei Kals, Glocknergruppe, und aus dem Zentralgneis von Zwölferkogel und Wiesbachrinne im Habachtal, Venedigergruppe. Spitzrhomboedrische Kristalle kommen aus den Glimmerschiefern der Habachserie, aus dem Amphibolit vom Sandkopf, Sonnblickgruppe, und aus dem Zentralgneis der Roßalm, Reißeckgruppe. Die TH-Werte der ausschließlich wässrigen Einschlüsse in den prismatischen Kristallen lagen zwischen 260 °C und 290 °C bei NaCl - Gehalten zwischen 2 und 14,5 Gew.%. In Einschlüssen in spitzrhomboedrischen Kristallen wurde ein CO2 - Gehalt von 20 bis 80 % festgestellt, die TH- Werte lagen zwischen 300 °C und 380 °C. Die gemessenen Homogenisierungstemperaturen stellen die minimale Bildungstemperatur der Einschlüsse dar. Da für den Zeitpunkt der Kristallisation der Quarze höhere Drucke anzunehmen sind, mußte zur Interpretation der Daten die Tiefenlage der Klüfte berücksichtigt werden. Nach den vorliegenden Werten wurden nach petrologischen Kriterien die Bildungstiefe der Klüfte mit 8 bis 14 km angenommen, wobei das Aufreißen der Klüfte nicht unbedingt dem Beginn der Wachstums von Kluftquarzen gleichzusetzen ist, und entsprechende Druckkorrekturen für 1 bis 4 kb gerechnet.

Aus den bisher durchgeführten Messungen ergaben sich folgende Ergebnisse:

- 1. Die bisher untersuchten prismatischen Quarzen enthalten Einschlüsse mit wässrige Lösungen, während alle spitzrhomboedrischen Quarze CO<sub>2</sub>-führend sind.
- 2. Es konnte in keinem der untersuchten Kristalle eine zonare Änderung der Zusammensetzung und/oder der TH-Werte von der Basis zur Spitze bzw. von innen nach außen festgestellt werden.
- 3. Ausgehend von einem PT-Minimum von 400 bis 450 °C und einem Druck von >5 kb bzw. einem Maximum von 480 bis 530 °C bei rund 6 kb (Grünschiefer- bis Amphibolitfazies) könnten alle Kristalle, unabhängig von der Zusammensetzung der Einschlüsse, in einem PT- Bereich von 400 bis 500 °C bei einem Druck von 2,5 bis 5 kb entstanden sein.

Die bisher vorliegenden Werte scheinen die Annahme, daß der Habitus von alpinen Kluftquarzen nur von der Bildungstemperatur und damit vom Metamorphosegrad abhängt, nicht zu bestätigen. Der Habitus scheint vor allem von der Zusammensetzung der fluiden Phase zur Zeit der Kristallisation abzuhängen. Aus den Daten der bisher untersuchten Kristallen können allerdings noch keine eindeutigen Aussagen betroffen werden, weitere Messungen werden folgen müssen.

# <u>Permeability and bearing capacity of unbound road sub-base specially related to</u> <u>frost resistance of required material</u>

#### **Demere Kifle**

Diplomarbeit zur Erlangung des Magistergrades an der Formal- und Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Wien, Institut für Petrologie, Wien 1996

This thesis outlines frost resistance based on various practical permeability coefficient measurements, mineralogical analysis and optimum drainage aspects of unbound pavement sub-base. Various studies prove that water is an undesirable constituent of road pavements and reasonable steps must be taken to effect its removal, both in the lab as well as at the construction sites. This can be achieved by assessing the properties of the sub-base, among others the grading criteria (coarse vs fine content to promote required permeability), geometrical layout and other physical parameters of the material itself.

The specimens used in the lab as well as in the in-situ tests were subjected to suitable acceptance tests, such as sieve analysis, in order to find out wether the material meets the grading requirements stated in road construction guide lines; different techniques of compaction tests to determine moisture content and dry unit weight relations; frost resistance and bearing capacity of the unbound road subbase based upon CBR (California bearing ratio) test.

For the assessment of the coefficient of permeability of the unbound road bases four different kinds of material were used. From each test material two specific types of gradings, the first between 0 & 22 mm, and the second one between 0 & 55 mm as grade type-I and grade type-II respectively, were taken.

A high degree of saturation and low permeability of the granular layer (sub-base), resulting from poor drainage, gives rise to high pore pressure and reduction of the elastic stiffness of the compacted material. To avoid the potential for positive pore pressure development due to poor drainage, the material was compacted using different techniques, at maximum dry unit weight and optimum moisture content, and tests were conducted to find out wether excess water drains effectively.

For both gradings different permeability measurements were obtained using different compaction techniques and an attempt was made to put the range of permeabilities measured in the laboratory tests into some numerical perspectives. Vertical coefficient of permeabilities through the compacted specimens were conducted after the compaction of the material, first with the vibro-compacter ("Rütteltisch") equipment and secondly, after the compaction of the material at maximum dry unit weigth and optimum moisture content using standard and modified Proctor tests.

To have a picture of how excess water is drained laterally within the granular layer, a horizontal permeability test was also undertaken with the same principle of modified Proctor test. However, this time permeability was measured parallel to the compacted layers in the steel container. For a comparison, a particle distribution analysis for the recombined aggregate and for the same material extracted from the modified compaction test was carried out. The theoretical permeability value from the sieve lines of each sample was also calculated.

Frost resistance of the material was analyzed in accordance to the specification in the guide line RVS 8.511 ("Richtlinien und Vorschriften für den Straßenbau"), the frost critical fine particles passing 0.02 mm sieve in unbound road base were investigated using XRD. Th presence of frost susceptible clay minerals were quantitatively determined. To get an adequate information on the degree of alteration and weathering, representative particles passing sieve sizes between 0.25 and 2 mm were studied under a polarized light microscope.

In order to get sufficient information on the bearing capacity of the unbound granular sub-base the California bearing ratio test was carried out at different water contents. To confirm the softening influence of high water content in the compacted granular road-base layers the CBR test was also conducted shortly after the evaluation of permeability tets.

Based o the CBR test in the lab and on the plate bearing test at the construction site, the same material was investigated with regards to the nature of bearing capacity of the unbound granular layer. Different in-situ permeability tests according to the HORN (1986) method, the surface permeability test and also drainage measurement in a hole dug into the sub-base layer were conducted. Since the in-situ tests have to be calibrated in advance by means of laboratory experiments, determined values at the construction sites were correlated with the laboratory results, to prove consistency.

From the knowledge of experiments carried out in the laboratory as well as in situ tests, attempts have been made to predict the bearing capacity, range of permeability required, and the state of frost resistance of the materials under study.

# Kohlenpetrographische Untersuchungen am Unterflöz des Braunkohlentagebaues Innerleiten (Hinterschlagen, Wolfsegg-Traunthaler Kohlenrevier, Hausruck, OÖ)

#### Ernst Künig

Diplomarbeit zur Erlangung des Magistergrades an der Naturwissenschaftlichen Fakultät der Leopold-Franzens-Universität Innsbruck, Institut für Mineralogie und Petrographie, A-6020 Innsbruck

Die Braunkohlenlagerstätte Innerleiten, eingebettet in der oberösterreichischen Molassezone, liegt SW von Ampflwang, ca. 5 km östlich der Ortschaft Innerleiten. Die abgebaute Kohle gehört stratigraphisch zum hier großflächig vorkommenden Unterflöz des Hausruckkohlenreviers. Das ca. 3.90 m mächtige Flöz ist in einer kleinen, ca. 150 m langen und ca. 100 m breiten, flachen Mulde aufgeschlossen. Es handelt sich dabei um einen morphologisch wenig ausgeprägten, durch Erosion gebildeten Bereich innerhalb der Kohlenmulde von Innerleiten. Diese gehört zur ausgedehnten Kohlenmulde des Hausrucks, die im Obereozän durch periodische Hebungen und Senkungen entstanden ist.

Die in der Kohlenmulde Innerleiten inkohlte Pflanzensubstanz ist teils allochthoner, größtenteils aber autochthoner Natur. Den Hauptanteil stellen dabei Hölzer aus Coniferen, untergeordnet treten Laubhölzer wie Birken, Eichen und Ahorn sowie Farne auf. Aus der Maceralvergesellschaftung, dem Gelifizierungs- und Gewebeerhaltungsindex sowie den erhöhten Mangan- und niedrigen Arsen-, Selen- und Schwefel-Gehalten der Kohle kann auf ein limnisch beeinflußtes, nasses Coniferen-Waldmoor mit zum Teil zusammengeschwemmtem Holz als Bildungsraum dieser im Unter-Pliozän entstandenen Braunkohle von Innerleiten geschlossen werden.

Die Ulminit-Reflexion weist mit Werten von Rrmin = 0.34 % bis Rrtmax = 0.40 % (Mittelwert: Rr = 0.37 %) auf einen Inkohlungsgrad im Bereich Weichbraunkohle zu mittlerer Mattbraunkohle mit 50 - 60 % flüchtigen Bestandteilen und 60 - 70 % Kohlenstoff im Ulminit hin. Es handelt sich also um eine Braunkohle mit ca. 30 % Wasser und einem Heizwert von ca. I 2.000 bis 17.000 KJ/kg.

Aufgrund der mittleren Reflexion von Rr = 0.37 % kann auf eine Inkohlungstemperatur von ca. 27° C geschlossen werden. Unter Berücksichtigung einer Oberflächentemperatur von ca. 20° C läßt sich daraus eine etwa 200 - 250 m mächtige Sedimentbedeckung ableiten.

# Recent to Quaternary River Nile Sediments. A Sedimentological Characterization on Samples from Aswan to Naga-Hammadi, Egypt.

#### M.Sc. Mohamed Rushdy Fahmy Osman

Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades an der Formal- und Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Wien, Institut für Petrologie, Wien 1996

The study area is located in Upper Egypt between the Latitudes 26° and 25°05' N, and between Longitudes 32°12' and 32°55' E (between Aswan and Naga-Hammadi). The present study is concerned with the River Nile sediments from Quaternary until the Recent in this area. These sediments were differentiated from older to younger into three types, namely Quaternary sediments, banks sediments and islands sediments. Two columnar sections of Quaternary sediments were measured, described and sampled between Esna and Naga-Hammadi. Thirteen columnar sections of bank sediments exposed on eastern and western sides of the Nile were measured, described and sampled between Aswan and Naga-Hammadi, and fifteen core samples were taken from the islands scattered in the course of the Nile between Esna and Naga-Hammadi.

The most striking feature is the progressive increase of emergence and accumulation of islands or point bars sediments in the study area, especially after the erection of Aswan High Dam. The present writer believes that the formation of these islands is mainly due to the meandering feature which exhibited by the River Nile (ALLEN, 1965; FRIEDMAN & SANDERS, 1978; FRIEDMAN et al., 1992; REID & FROSTICK, 1994) and the widespread land use of riparain on the eastern and western sides of the river, which considered one determinant of the rate of banks collapse (MURGATROYD & TERNAN, 1983). Furthermore, the entrapment of the load sediments in Lake Nasser behind the Aswan High Dam made the river's water almost sediment-free in the downstream of the river (SAID, 1993). This probably accelerates the rate of the islands sediments accumulation due to the increment of the river's water velocity and energy causing to scour the bed of the river and undermining of the concave bank of the meander bend and deposition of material in the form of a point bar on the next convex bank (THORNE & LEWIN, 1979). However, EL-MOATTASSEM et al. (1992) showed that a survey from Aswan to Cairo in 1988 showed that the river is eroding 12 % of its banks (243 km), while 28 % have some measure of protection and the remaining 60 % of the banks are naturally stable (cf. MANSOUR & KURZWEIL, 1996). SAID (1993) pointed out that the bed of the River Nile was lowered after 1966 (the time of High Dam erection) till 1980 at annual rate of 2.2 centimeters between Aswan and Esna, and 3.0 centimeters between Esna and Naga-Hammadi.

Lithologically, islands sediments range from gravely sand to very silty sand, banks sediments range from fine sand to very silty clay and Quaternary sediments range from very sandy Gravel to fine sand. The cluster analysis by plotting the grain size parameters of moment measures (x,  $\sigma$  and a3) versus each other reveals the presence of islands sediments in the three distinct groups, banks sediments in two groups and Quaternary sediments in four different groups. Log-probability curves of islands sediments show saltation and suspension populations, whereas these samples are located on CM pattern within the PQ and QR segments which represent "suspension sediments with rolled grains", and "graded suspension sediments". This indicates that the plot data of islands sediments on both logprobability and CM pattern are coincided. The log-probability curves of banks sediments reveal the presence of suspension population, while they lie in class VII and VIII of CM pattern which indicate that these are "uniform suspension sediments" and "finest uniform suspension sediments". Also this is totally conformable with the plotting on the log-probability curves. Log-probability curves of Quaternary sediments show dominance of saltation population with small amount of suspension population, whereas they are plotted on CM pattern in I class which means that these sediments were deposited as "rolled grains". This may be due to the medians of most of the Quaternary analyzed samples vary between 500 and 1000  $\lambda$ m. Generally, it can be concluded that the plotting of the analyzed samples on the log-probability curves is completely in agreement with their plotting on the CM pattern.

The dominance of quartz as well as some amounts of plagioclase and alkali feldspars in Quaternary sediments and islands sediments may reflect the derivation of their detritus from the pre-existing sedimantary rocks and the granitic rocks exposed in the southern part of Egypt. On the other hand, the dominance of clay minerals in the banks sediments probably due to the derivation of their debris from rocks rich in ferromagnesian minerals. The dominance of smectite in banks sediments suggests their derivation from basic igneous rocks.

The mineralogy of the source area is the most important factor controlling the composition and diversity of the heavy mineral suites of the River Nile sediments under study. The enrichment of bank sediments with pyroxene and amphibole as well as little amounts of olivine indicating the derivation of the debris of these sediments from the basaltic rocks covering the Ethiopian Plateau as well as some contribution from the basement rocks exposed in the Egyptian-Sudanese borders. The enrichment of the studied Quaternary sediments of ZTR index, garnet and opaques suggesting that they probably were derived from igneous and metamorphic rocks, and the pre-existing sediments, it is believed that they are mainly composed of a mixture of the reworked detritus resulting from the denudation of banks sediments and scouring of the river channel's bed which comprises sediments of the preceding rivers and detritus material deposited by annual floods until the time of the construction of Aswan High Dam.

The distribution of the investigated banks sediments on discriminant diagrams of BHATIA (1983) and ROSER & KORSCH (1988), and the concentrations of major and trace elements in these sediments are in agreement with the conclusions of the previous studies that these sediments were mainly derived from basaltic rocks covering the Ethiopian Plateau. On the other hand, the plotting of Quaternary sediments conformable with the finding of ASKALANY (1988) that this type of Quaternary sediments which ranging in age from Acheulian age (ISSAWI et al., 1978) to Early Pleistocene (BUTZER & HANSEN, 1968) was derived from the igneous and metamorphic rocks as well as pre-existing sedimentary rocks (e.g. Nubia Sandstone) occurring in the Egyptian Eastern Dessert. This means that the Quaternary sediments on ROSER & KORSCH (1988) diagram corroborates the suggestion of the present worker that they were mainly derived from reworking of the debris resulting from erosion of the adjacent banks and scour of the river channel's bed.

# Morphologie und Genese der Böden der Insel Vulcano (Äolische Inseln, Italien)

#### Claudia Perko

Diplomarbeit zur Erlangung des Magistergrades an der Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Salzburg, Institut für Mineralogie, Salzburg 1995

Die Arbeit liefert einen Beitrag zur bodenkundlichen Forschung der italienischen Vulkangebiete, wobei die Morphologie und die Genese, insbesondere die qualitative und quantitative Erfassung der Tonminerale, herausgearbeitet wurden. Die Insel

Vulcano, die drittgrößte und südlichste der sieben Liparischen oder Äolischen Inseln, die im Tyrrhenischen Meer nördlich von Sizilien liegen, läßt sich in vier Landschaftseinheiten (Alt-Vulcano, Lentia Berge, Fossa und Vulcanello) gliedern, die sich in geologischer bzw. morphologischer Hinsicht deutlich unterscheiden.

Die Insel wird aus basischen, intermediären und sauren Vulkaniten aufgebaut, die einen hohen K-Gehalt aufweisen und somit der shoshonitischen Gesteinsassoziation angehören. Aus diesem Ausgangsmaterial entstehen durch chemische Verwitterung bzw. hydrothermale Vorgänge aus den Primärmineralen Feldspat, Augit bzw. vulkanischem Glas, die Zweischichttonminerale 10Å-Halloysit und 7Å-Halloysit (Metahalloysit) und die dioktaedrischen Dreischichttonminerale Smectit (Montmorillonit) und Illit.

Vollhydrierter Halloysite (10Å-Halloysit) kommt in den Horizonten vor, in denen es nicht zu vollständiger Austrocknung kommt bzw. bei einer verzögerten Austrocknung, wie es auf der Vulcanelloplattform der Fall ist. Während 7Å-Halloysit oder Metahalloysit hauptsächlich durch die Dehydrierung des primär zunächst vollhydrierten 10Å-Halloysit durch tiefgründige Bodenaustrocknung entsteht. Das Vorkommen von Gängen bzw. Spalten aus reinem Halloysit oder Halloysit-Konkretionen im Bereich von Alt-Vulcano kann dagegen durch hydrothermale Prozesse erklärt werden, bei denen durch die schwefelhaltige Lösung das umliegende Gestein besonders intensiv verwittert wird. Halloysit zeigt in den REM-Aufnahmen seine typische röhrchenförmige Struktur, die einem gut kristallisierten Halloysitentspricht. Smectit wird in Bereichen bei erhöhter Bodenfeuchtigkeit und/oder mangelnder Drainage gebildet, d.h. unter der Bedingung einer besonders intensiven chemischen Verwitterung bzw. unter hydrothermalen Einflüssen. Unter dem REM hat Smectit seine dünne, randlich aufgerollte Blättchen-Struktur. Das Vorkommen von Illit konnte nur in 2 Proben der Vulcanelloplattform eindeutig nachgewiesen werden. Illit entsteht dabei vermutlich bei der Plagioklasverwitterung, wobei eine hohe K-Ionen-Konzentration in der Bodenlösung durch die parallel ablaufende Umwandlung von Leucit in Analcim gewährleistet wird. Illit zeigt unter dem REM seine unregelmäßig begrenzten, großen und kleinen Blättchen, die aber nicht aufgerollt sind, wie im Falle der Smectit-Blättchen.

Während Halloysit in den älteren Böden von Alt-Vulcano die dominante Verwitterungsneubildung darstellt, kommt in den intensiver verwitterten Horizonten auf der Fossa überwiegend Smectit vor. In den jungen Ablagerungen ist der Tonmineralgehalt, wegen der begrenzten Bodenfeuchtigkeit und somit schwachen Verwitterung, nur sehr gering, dabei kommen auf der Vulcanelloplattform 10Å-Halloysit oder Illit und 7Å-Halloysit vor, während in den Proben der Vulcanellokrater meist alle drei Tonminerale vorhanden sind. In diesen jungen Horizonten treten mit großer Wahrscheinlichkeit röntgenamorphe Neubildungen, wie Allophan auf, wie am Beispiel einer Tufflage des Vulcanellokraters gezeigt wurde. Dagegen konnten keine Anzeichen für röntgenamorphe Substanzen am Alt-Vulcano nachgewiesen werden, dessen Böden überwiegend aus kristallinen Mineralen bestehen.

Aufgrund des mediterranen Klimas mit einer ausgeprägten Sommertrockenheit geht die Verwitterung im allgemeinen in den Böden sehr langsam vor sich. So ist die

Bodenbildung und -entwicklung nicht über die Stufe der A-C-Böden hinausgekommen. Die höchste Entwicklungsstufe bilden somit Regosole über Lockermaterial und Lithosole über Festgestein, die hauptsächlich im ältesten Bereich der Insel am Alt-Vulcano (Vulcano Primordiale und Piano)- zu finden sind. Der Großteil der Halbinsel Vulcanello und der Fossa wird dagegen von unverwitterten Lavafelsen bzw. Pyroklastiten eingenommen, auf denen noch keine Bodenbildung begonnen hat. Im hydrothermal beeinflußten Bereich, in der Nähe der heute noch aktiven bzw. schon erloschenen Fumarolen, haben sich aufgrund der intensiveren Verwitterung (länger andauernden Feuchtigkeit und erhöhte Temperatur) auch auf jüngerem Ausgangsgestein (Tuffe) Regosole entwickelt, wie z.B. an den Vulcanellokratern, auf den Forgia Vecchia Kratern oder auf der Fossa rossa. Die Sonderstellung der Böden der Fossa rossa wird hervorgehoben, da sich diese auch durch das Vorkommen der Stechenden Binse Juncus acutus auszeichnen.

Die Morphologie und Eigenschaften der untersuchten Böden reicht aber nicht aus, um diese als Andosole, vulkanische Böden über vulkanischen Aschen, die charakteristische Merkmale, wie z.B. eine Allophananreicherung haben, zu klassifizieren.

# Geologische und petrographische Untersuchungen im Raum Umhausen/Ötztal mit besonderer Berücksichtigung der Radonproblematik

#### Gertraud Sieder und Thomas Pirchl

Diplomarbeit zur Erlangung des Magistergrades an der Naturwissenschaftlichen Fakultät der Leopold-Franzens-Universität Innsbruck, Institut für Mineralogie und Petrographie, A-6020 Innsbruck

Das überdurchschnittlich häufige Auftreten von Lungenkrebs in der Gemeinde Umhausen gab 1992 Anlaß zu Strahlungsmessungen, die weltweit die höchsten Radonkonzentrationen ergaben. Die auftretenden Radonanomalien werden mit dem aus Granit- und Augengneis bestehenden Bergsturz von Köfels in Zusammenhang gebracht. Durch die starke innere Zerrüttung der Bergsturzmasse und die dadurch entstandenen Wegsamkeiten wird der Transport von Radon begünstigt. Auch experimentelle Untersuchungen verschiedener Kornfraktionen desselben Gesteins (Granit- bzw. Augengneis) ergaben für die feinste Korngröße den höchsten Radonwert und bestätigen somit den großen Einfluß des Gefüges auf die Radonverteilung.

Die höchsten Radonkonzentrationen in Umhausen und Umgebung wurden in der stark zerlegten Bergsturzmasse und auf dem aus Bergsturzmaterial bestehenden Achenfächer gemesssen. Ortsteile, die auf den Fächern der östlichen Seitenbäche liegen, sind von den hohen Radonemanationen ausgenommen; diese Schwemmkegel werden aus Paragesteinsschutt aufgebaut, der infolge des hohen Anteils an Tonmimeralen eine Abdichtung bewirkt. Die Urangehalte der Paragesteine liegen bei einem Mittelwert von 1-2 ppm, das Maximum bei 6 ppm. Die Orthogneise weisen generell höhere U- Konzentrationen auf (Mittelwert 5-6 ppm, Maximum 47 ppm). Berechnungen zeigen, daß die Uranmengen im Gestein ausreichen, um die hohen Radonemanationen zu erzeugen.

Die Auswertung der geochemischen Daten der Orthogneise ergibt eine leichte positive Korrelation zwischen U und P. Als Uranträgerminerale kommen deshalb u.a. Phosphate in Frage (Monazit, Apatit), was durch Mikrosondenanalysen bestätigt wird. Die Radonkonzentration wird weiters von Verwitterungsprozessen beeinflußt, die eine Anreicherung von Uran an Klüften bewirken.

Einen guten außeralpinen Vergleich mit der Situation in Umhausen bietet der Bergsturz von Langtang/Nepal, dessen Ausmaße und Gesteinszusammensetzung dem Köfelser Bergsturz ähnlich sind. Auch in Langtang ist in den zertrümmerten Teilen der Bergsturzmasse eine hohe Rn-Emanation gegeben, obwohl die U- Gehalte des Gesteins im Normalbereich liegen.

# Die Gesteine der Millstätter Serie - Petrographische und geothermobarometrische Untersuchungen

#### Xenia Teiml

Diplomarbeit zur Erlangung des Magistergrades an der naturwissenschaftlichen Fakultät der Karl-Franzens-Universität Graz, Institut für Mineralogie-Kristallographie und Petrologie, Graz 1995

Die Millstätter Serie in Kärnten zählt zu den tektonisch tieferen Einheiten des Ostalpins östlich des Tauernfensters und zeigt, im Gegensatz zum auflagernden Wölzer Kristallin (Radentheiner Serie), einen polymetamorphen Charakter, wie aus Untersuchungen von SCHIMANA (1986) und STRAUSS (1990) hervorging. Ziele dieser Arbeit waren die mineralogische und petrographische Erfassung der Gesteine der MS, sowie die Rekonstruktion des alpidischen pT-Pfades. Weiters sollte eine mögliche Zunahme des Metamorphosegradienten in Richtung Süden herausgearbeitet werden, um Parallelen zum ÖSK im Westen des Tauernfensters zu ziehen. Folgende Ergebnisse lassen sich aus der Anwendung petrologischer Untersuchungsmethoden zusammenfassen:

#### Metasedimente:

Die Hauptmasse der Gesteine wird von monotonen Zweiglimmerschiefern getragen, die mit wechselnd starkem Quarz-Gehalt, neben Muskovit und Biotit auch Staurolith und Kyanit als prägende Mineralphasen führen. Paragneise sind eher selten und stets im Liegenden zu den Glimmerschiefern zu beobachten. Hier ist ebenfalls Kyanit die stabile Aluminiumsilikat-Modifikation, die mit Staurolith in zwei texturell unterschiedlichen Generationen auftritt. Granat, Biotit und Quarz zählen ebenfalls zu den Hauptphasen dieser Lithologie. In den Granaten wurde anhand von Mikrosondenmessungen chemische Zonierungen festgestellt. Es lassen sich drei Almandin betonte Granat-Typen unterscheiden, wobei Typ I einer älteren Generation und Typ II und III der jüngeren Generation angehören. In den Glimmerschiefern wird Granat durch die folgenden Reaktionen verdrängt:

Granat + Muskovit = Kyanit + Biotit + Quarz Granat + Biotit +  $H_2O$  = Muskovit + Chlorit + Plagioklas

# Metabasika:

Amphibolite sind häufig in Linsen und Lagen in den Glimmerschiefer- und Marmor Serien konkordant eingebettet. Petrographisch lassen sich 6 Typen unterscheiden: Amphibolite (A), Granatamphibolite (B), Hornblende-Gneise (C), Bänderamphibolite (D), Epidot-Amphibolite und Hellglimmer-Amphibolite (F). Typ A-E besteht aus Amphibol mit wechselnd großem Gehalt an Granat, Plagioklas, Epidot/Klinozoisit, Quarz und Biotit. Typ F zeigt eine ungewöhnliche Paragenese mit Ca-Amphibol, Hellglimmer und Symplektite, die aus dem Zerfall von Ca-Amphibol und Hellglimmer nach folgenden Reaktionen entstanden:

> Ca-Amphibol + Paragonit = Plagioklas + Margarit + Chlorit Ca-Amphibol + Muskovit = Plagioklas + Margarit + Biotit

und als Druckentlastungsreaktionen interpretiert werden. Eine weitere Symplektitbildung von Korund, Anorthit und Kyanit randlich von Granat ist unklar, könnte aber auf den Zerfall von Margarit zurückzuführen sein. Eklogite sind im Süden des Arbeitsgebietes, am Wollanigberg aufgeschlossen, die Hauptphasen sind Jadeithältiger Klinopyroxen, Granat und Amphibol, in der Matix Quarz und Epidot/Klinozoisit. Die gebänderten Gesteine führen in den hellen Lagen Omphacite mit Jadeitkomponenten bis zu 40 Mol%, in den Symplektiten der dunklen Lagen geht der Jadeitgehalt im Klinopyroxen auf 5 - 15 Mol% herunter. Folgende Reaktionen führen in den Eklogiten zur Symplektitbildung:

> Omphacit  $(Jad_{40}) = Cpx (Jad_{20}) + Albit$ Phengit = Biotit + Albit

Insgesamt ergab sich ein stark heterogenes Bild der metabasischen Gesteine durch die z.T. starke retrograde Überprägung unter hoher Fluidbeteiligung. Diese Erscheinungen zeigen sich vorallem in den Eklogit-Amphiboliten, wo Hornblende-Granat-Plagioklas Gemenge im cm-Bereich schlierenförmig angereichert sind. Geochemische Untersuchungen zeigen einen magmatischen Trend der Metabasite, teilweise sedimentäre Charakteristika sind auf Diaphtorese und Verwitterung zurückzuführen.

#### Metakarbonate, Kalksilikate und Pegmatite:

Das Drautal wird von mächtigen Marmorzügen beherrscht, die zu einem hohem Prozentsatz aus reinem Calcit bestehen, seltener sind dolomitische Marmore aufgeschlossen. Vor allem an der Grenze zu Marmorlagen sind Kalksilikatlinsen häufig. Diese führen neben Diopsid, Amphibol, Epidot/Klinozoisit, Plagioklas auch Almandin/Grossular reichen Granat, Hellglimmer, Alkalifeldspat, Biotit und Quarz. Diopsid und Tremolit zerfallen nach der Reaktion: Diopsid +  $CO_2$  +  $H_2O$  = Tremolit + Calcit + Quarz Tremolit + Dolomit +  $H_2O$  +  $CO_2$  = Talk + Calcit

Pegmatitintrusionen durchschlagen die übrigen Serien konkordant, Stöcke und Lagen stark wechselnder Ausdehnung und Gestalt führen hauptsächlich Quarz, Feldspat, Turmalin und Hellglimmer.

#### Metamorphosegeschichte:

Aus den Ergebnissen der geothermobarometrischen Untersuchungen der MS wurde ein Druckentlastungspfad abgeleitet.

- In den Eklogiten konnten mit 12-14 kbar bei 600 630°C die höchsten Druckbedingungen abgeleitet werden, die aufgrund des Fehlens von Plagioklas lediglich Mindestdrucke darstellen. Die retrograde Überprägung der Eklogite verläuft bei Drucken und Temperaturen von 9 - 12 kbar und 560 -600°C, das amphibolitfazielle Stadium ist schließlich in den Symplektiten der Eklogit-Amphibolite mit 6 kbar und 580°C rekonstruierbar.
- In den Amphiboliten zeigen die Hellglimmer-Amphibolite (TypF) die höchsten Drucke von 6 - 9 kbar, bei 550 - 570°C. Amphibolite der Typen A-E erscheinen teilweise retrograd stark überprägt, die pT-Bedingungen liegen bei 550 -660°C bei 7 - 8 kbar.
- Die Paragneise zeigen reliktisch ein höheres Metamorphoseereignis mit 7.8 -8 kbar und Temperaturen von 640 - 680 °C, das reliktisch einen älteren höher temperierten Pfad darstellen könnte. Allgemein ergaben die Berechnungen des alpidischen Metamorphosepfades aber 6 kbar bei 570 - 620 °C. In den Glimmerschiefern wurde 550 - 650 °C und Drucke von 4.3 - 6.5 kbar abgeleitet, für die meisten Glimmerschieferproben konnten aus Mangel an Gleichgewichtsparagenesen die pT-Bedingungen nicht weiter eingeengt werden.
- \* Temperaturen, die aus den Metakarbonaten abgeleitet werden konnten liegen zwischen 590 - 630°C und stimmen mit den Ergebnissen aus den angrenzenden Metasedimenten und Metabasika gut überein.

# <u>Geology, Geochemistry and Genesis of the Middle-Upper Triassic Sediment-Hosted</u> <u>Gold Deposits in NW-Sichuan, China</u>

#### **Gu Xuexiang**

Dissertation zur Erlangung des Magistergrades an der Naturwissenschaftlichen Fakultät der Leopold-Franzens-Universität Innsbruck, Institut für Mineralogie und Petrographie, A-6020 Innsbruck

Since the last decade, the northwestern Sichuan Province has been acknowledged as one of the most important and potential gold producers in the People's Republic

of China and has attracted world-wide attention, largely because of the discovery of a series of Triassic sediment-hosted disseminated gold deposits.

Gold deposits in the study area are hosted by the Middle-Upper Triassic turbidites which are composed of 1300 - 4300 m of rhythmically interbedded, slightly metamorphosed, carbonaceous, calcareous graywacke-siltstone-slate and show receding deep-sea fan depositional sequences. The turbidites display considerable variation in their petrographic, major element, and trace element compositions which are dominantly controlled by the nature of source rocks and the tectonic setting of the sedimentary basin. The sediments were mainly derived from a recycled orogenic provenance characterized chiefly by sedimentary-metasedimemary rocks and granite-gneisses, with an variable admixture of continental island arc volcanic components. The tectonic setting of the sedimentary basin was in between active continental margin and continental island arc.

The gold ore bodies are virtually lens- or layer-like in shape and typically occur in carbonaceous, calcareous and organic matter-rich slates, phyllites, siltstones and more rarely, sandstones. The main primary minerals associated with gold mineralization are relatively simple, including pyrite, arsenopyrite, realgar, stibnite, quartz, calcite and scheelite. Gold is extremely fine in grain size, usually less than 1  $\mu$ m and even cannot be seen under electron microscope. Pyrite and arsenopyrite are the most important hosts for the invisible gold. Au concentration in host minerals differs significantly from point to point and there is no obvious correlation between Au and As concentrations, suggesting that the invisible Au is present as discrete submicroscopic native gold inclusions, rather than as isomorphous substitutions.

Essentially two types of ore mineralization are recognized in the studied deposits. The predeformational stratiform ores are composed of rhythmic interbeds of authigenic sulfides and allothigenic detrital quartz, quartzite, sericite and graphite. Relict fabrics of sedimentary origin are still identifiable, although subsequent diagenesis, metamorphism, tectonism and hydrothermal activity have remoulded the primary fabrics. The postdeformational network ores are characterized by numerous gold-bearing veins and veinlets of quartz-calcite-sulfide and can be commonly subdivided into pyrite- and realgar-ores.

Gold mineralization took place during two main epoches under considerably different conditions. Stratiform ores were formed simultaneously with their host Middle-Upper Triassic sedimentary rocks by nonvolcanic exhalation on the sea floor. The main mineralized horizons correspond to periods of hemipelagic to pelagic deposition during stagnating stages of turbidite sedimentation. The stratabound network mineralization, on the other hand, was formed as the result of remobilization or reworking of the preexisting stratiform ores by epigenetic hydrothermal solutions of meteoric origin during the late Mesozoic to Cenozoic times. The gold was remobilized and transported as bisulfide complex Au(HS)<sup>2-</sup>. The precipitation of hydrothermal gold was mainly due to the change in physico-chemical conditions, especially due to the decrease of reduced sulfur activity caused by the deposition of sulfides from the solution, under the conditions of temperature from 220° to 120°C, pressure from 400 to 300 bars, and depth less than 2 km.

# VEREINSMITTEILUNGEN

# TÄTIGKEITSBERICHT ÜBER DAS VEREINSJAHR 1995

1. Im Vereinsjahr 1995 fanden folgende Vorträge statt:

# Veranstaltungsort: Wien

9.1.	Sammlerabend mit Diavortrag		
	H. Fink (Gratkorn)		
	"Extremstrahlen in der Rauris"		
16. 1.	Bestimmungsabend		
23. 1.	Dr. O. Medenbach (Bochum)		
	"Klassische Kristalloptik - eine tote Wissenschaft ?"		
17. 3.	<u>Dr. H. Rager (Marburg)</u>		
	"Anwendungen der Elektronenspinresonanz in der Mineralogie und		
	Kristallographie"		
20. 3.	Mineralienflohmarkt, Bestimmungsabend		
24. 3.	Prof. Dr. K. Unger (Mainz)		
	"Herstellung von zeolithischen Molekularsieben aus sekundären		
	Rohstoffen"		
3.4.	<u>Mag. A. Heldwein (Wien)</u>		
	"Gemmologie in der Schmuckpraxis"		
5.5.	<u>Dr. J. Mullis (Basel)</u>		
	"Vom Quarzkristall zur Plattentektonik"		
15. 5.	Sammlerabend mit Diavortrag		
	<u>Dr. G. Hentschel (Sinzig)</u>		
	"Mineralogische Raritäten der Eifel-Vulkane"		
22. 5.	Sammlerabend mit Diavortrag		
	<u>Doz. Dr. F. Walter (Graz)</u>		
	"Die Minerale aus der Pegmatitlagerstätte Weinebene/Koralpe"		
29. 5.	<u>DiplMin. M. Landmesser (Mainz)</u>		
	"Die sichtbare und die unsichtbare Welt der Achate"		
12.6	Prof, Dr. D. Kerrick (Zürich)		
	"Metamorphic and igneous CO <sub>2</sub> -degassing and global paleoclimate"		
19.6	<u>Prof. Dr. V. Trommsdorf (Zürich)</u>		
	"Metamorphose, Zeuge plattentektonischer Prozesse, Alpen"		
9. 10.	Prof. Dr. A. Bassett (Kathmandu)		
	"Rubinvorkommen im Ganesh Himal" (in Englisch)		
23. 10.	Prof. Dr. E. Althaus (Karlsruhe)		
	"Die Arbeit des Mineralogen bei der Erhaltung historischer Bauwerke"		
30, 10,	Privat Doz. Dr. E. Jagutz (Mainz)		
	Granat-Klinopyroxen-Gleichgewicht in matischen und ultramatischen		
	Gesteinen"		

- 9. 11. "Podiumsdiskussion: Geotopschutz warum und für wen?" <u>Am Podium: P. Haslacher</u> (Österreichischer Alpenverein, Abt. Raumplanung - Naturschutz), <u>G. Heiligenbrunner</u> (Österr. Ges. für Naturund Umweltschutz), <u>S. Schaal</u> (Forschungsinstitut Senckenberg, Frankfurt), <u>H.-P. Schönlaub</u> (GBA Wien), <u>B. Stürm</u> (Regionalplanung Kanton St. Gallen, Schweiz), <u>N. N</u>. (Bundesministerium für Umweltschutz); <u>Diskussionsleitung: E. Wallbrecher</u> (Univ. Graz).
- 6. 11. <u>Prof. Dr. M. Okrusch (Würzburg)</u> "Eklogite und eklogitfazielle Gesteine am Nord-West-Rand der Böhmischen Masse - Zeugen von Ultrahochdruck-Metamorphose bei kontinentaler Kollision"
- 13. 11. <u>Dr. G. Grundmann (München)</u>
   "Ein neues Vorkommen von Smaragd, Alexandrit, Rubin und Saphir in einem Topas-führenden Phlogopitfels von Poona, Cue-Distrikt, W-Australien"
- 20. 11. <u>Dr. W. Linke (Wienerberger Baustoffindustrie AG, Wien)</u> "Ziegel - der natürliche Baustoff mit Tradition und Zukunft"
- 4. 12. <u>Prof. Dr.-Ing. F.-W. Wellmer (Hannover)</u> "Mineralische Rohstoffe und nachhaltige Entwicklung"
- 11. 12. <u>Dr. Bruce Bohor (Denver)</u> "Mineralogical clues to the K/T boundary event"
- 14. 12. <u>Dr. W. W. Hay (Boulder, USA)</u> "Das Klima der Kreide: Eine realistische Simulation mit dem GENESIS Modell"

Von den oben genannten Vorträgen wurden drei gemeinsam mit dem Institut für Mineralogie und Kristallographie der Universität Wien, einer gemeinsam mit der Österreichischen Gemmologischen Gesellschaft und eine Podiumsdiskussion und zwei Vorträge gemeinsam mit der Österreichischen Geologischen Gesellschaft veranstaltet.

# Veranstaltungsort: Graz

4. 4.	Dr. R. Göd (Wien)
	"Methoden und Ergebnisse von Prospektionsarbeiten in der sudlichen
	Böhmischen Masse"
2.5.	<u>Dr. P. J. O'Brien (Bayreuth)</u>
	"Contrasting P-T-t-paths for high pressure rocks of the Bohemian
	Massif, European Variscides"
23.5.	<u>Prof. Dr. E. Althaus (Karlsruhe)</u>
	"Die Arbeit des Mineralogen bei der Erhaltung historischer Bauwerke"
30. 5.	<u>DiplMin. M. Landmesser (Mainz)</u>
	"Die sichtbare und die unsichtbare Welt der Achate"
13. 6.	Prof. Dr. D. Kerrick (Zürich)
	"Metamorphic and igneous CO <sub>2</sub> -degassing and global paleoclimate"
20. 6.	Prof. Dr. V. Trommsdorf (Zürich)
	"Metamorphose, Zeuge plattentektonischer Prozesse, Alpen"

24. 10.Prof. Dr. E. Althaus (Karlsruhe)<br/>"Die Arbeit des Mineralogen bei der Erhaltung historischer Bauwerke"7. 11.Prof. Dr. M. Okrusch (Würzburg)

"Eklogite und eklogitfazielle Gesteine am Nord-West-Rand der Böhmischen Masse - Zeugen von Ultrahochdruck-Metamorphose bei kontinentaler Kollision"

14. 11. <u>Dr. G. Grundmann (München)</u> "Ein neues Vorkommen von Smaragd, Alexandrit, Rubin und Saphir in einem Topas-führenden Phlogopitfels von Poona, Cue-Distrikt, W-Australien"

Die Vorträge wurden gemeinsam mit dem Naturwissenschaftlichen Verein für Steiermark und dem Joanneum-Verein veranstaltet. Zusätzlich war die Gesellschaft zur Herbstfachtagung 1995 eingeladen.

# Veranstaltungsort: Leoben

22. 5.	<u>Prof. Dr. W. Richter (Wien)</u>
	"Die Plateau-Basalte von Franz-Joseph-Land / Russische Arktis"
8. 11.	<u>Prof. Dr. M. Okrusch (Würzburg)</u>
	"Die Manganerz-Lagerstätte Otjosondu, Namibia, und ihr Neben
	gestein: Sedimentologie, Metallogenese und Metamorphose"
5. 12.	Prof. DrIng. FW. Wellmer (Hannover)
	"Mineralische Rohstoffe und nachhaltige Entwicklung"

# Veranstaltungsort: Salzburg

15.3.	<u>Dr. H. Rager (Marburg)</u>
	"Anwendungen der Elektronenspinresonanz in der Mineralogie und
	Kristallographie"
16.5.	Dr. G. Hentschel (Sinzig)
	"Mineralogische Raritäten der Eifel-Vulkane"
17. 5.	<u>Dr. W. Paulus (Saclay)</u>
	"Neutronenbeugungsuntersuchungen an Hochtemperatur-Supraleitern"
31.5.	<u>DiplMin. M. Landmesser (Mainz)</u>
	"Die sichtbare und die unsichtbare Welt der Achate"
1 <b>4. 6</b> .	Prof. Dr. D. Kerrick (Zürich)
	"Metamorphic and igneous CO <sub>2</sub> -degassing and global paleoclimate"
12.10.	<u>Prof. Dr. A. Bassett (Kathmandu)</u>
	"Rubinvorkommen im Ganesh Himal" (in Englisch)
25.10.	Prof. Dr. E. Althaus (Karlsruhe)
	"Die Arbeit des Mineralogen bei der Erhaltung historischer Bauwerke"
31.10.	<u>Privat Doz. Dr. E. Jagutz (Mainz)</u>
	"Granat-Klinopyroxen-Gleichgewicht in mafischen und ultramafischen
	Gesteinen"

22. 11. <u>Dr. W. Linke (Wienerberger Baustoffindustrie AG, Wien)</u> "Ziegel - Der natürliche Baustoff mit Tradition und Zukunft"

# Veranstaltungsort: Innsbruck

12. 1.	Prof. Dr. G. Huckenholz (München)
	"Xenolithe der Unterkruste und des oberen Mantel in Süddeutschland"
19. 1.	<u>Prof. Dr. E. Tillmanns (Wien)</u>
	"Rietveld-AnalysevonRöntgenpulverdiagrammen:Indizierung,quanti-
	tative Analyse und Strukturverfeinerung"
16. 3.	<u>Dr. V. Mair (Innsbruck)</u>
	"Der Eisenbahntunnel Pflersch - Brenner: Geologie quer durch die
	Brennnerabschiebung - ein Vorgeschmack auf den Brenner-Basis-
	Tunnel".
6.4.	Prof. Dr. W. Richter (Wien)
	"Erste Ergebnisse der Untersuchungen an den Plateau-Basalten im
	Franz-Josephs-Land"
27. 4.	<u>Doz. Dr. H. J. Massonne (Bochum)</u>
	"Was lernen wir aus der Druck-Temperatur Entwicklung von
	Hochdruck-Metamorfiten über die Geodynamik orogener Prozesse ?"
11.5.	<u>Prof. Dr. I. D. Ryabchikov (Moskau)</u>
	"Generation of diamondiferous magmas: synthesis of trace-element
	and high pressure experimental data"
18.5.	<u>Dr. R. Schuster (Wien)</u>
	"Magmen- und Metamorphoseentwicklung in SW-Tibet"
23.11.	<u>Dr. U. Klötzli (Wien)</u>
	"Geochronologische Untersuchungen im ostalpinen Altkristallin
	(Ötztal-Stubai-, Defreggen- und Silvrettamasse)"
30. 11.	<u>Prof. Dr. W. D. Gunter (Edmonton/Graz)</u>
	"Aquifier disposal of greenhouse gases: permanent trapping by water-
	rock reactions"
7.12.	<u>Prof. Dr. G. Amthauer (Salzburg)</u>
	"Anwendung des Mössbauer-Effekts in der Mineralogie"
14. 12.	<u>Dr. G. Niedermayr (Wien)</u>
	"Einschlüsse in Edel- und Schmucksteinen - Diagnose und Inter-
	pretation"

Alle Veranstaltungen wurden im Rahmen des jeweiligen Geokolloquiums abgehalten.

# Veranstaltungsort: Arnfels

Am 21.10. wurde anläßlich des 100. Geburtstages von Felix Machatschki ein Gedenkkolloquium mit drei Vorträgen und einer Filmvorführung abgehalten.

# Veranstaltungsort: Straßburg

Vom 11.- 16.9. fand die Gemeinschaftstagung der nationalen mineralogischen Gesellschaften von Frankreich, Deutschland und Österreich statt.

2. Im Vereinsjahr 1995 wurden keine ÖMG-Exkursionen durchgeführt.

**3.** Die Abwicklung der geschäftlichen Angelegenheiten erfolgte in zwei Vorstandssitzungen.

**4.** Der Band 140 der "Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft" wurde fertiggestellt und im Februar 1996 den Mitgliedern zugesandt.

# 5. Mitgliederbewegung

Mitgliederstand vom 31.12.1994	324
Träger der Becke-Medaille:	7
Neue Mitglieder:	+ 10
Prof.Dr. U. Barth-Wirsching	
Dr. K. Breiter	
Prof.Dr. O.W. Flörke	
G.A. Hager	
Mag. R. Holnsteiner	
Inst. f. Mineralogie (Univ. Graz)	
J. Korbel	
Chr. Kowol	
Doz.Dr. D. Matjeka	
W. Wintersberger	
Verstorbene Mitalieder:	- 3
Prof.Dr. E.Clar	Ũ
Dr. L. Janda	
Dr. J. Kapounek	
Ausgetretene Mitglieder:	- 9
Mitoliederstand vom 31, 12, 1995:	323
Ehrenmitalieder:	+ 9
Träger der Becke-Medaille:	+ 7
W/s = 00 0 1000	
WIEN, 22. 6. 1996	V.M.F. Hammer
	(Schriftführung)